

10ème CONGRÈS  
ASSOCIATION DES SÉDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS  
Presqu'île de Giens, 7-16 octobre 2005

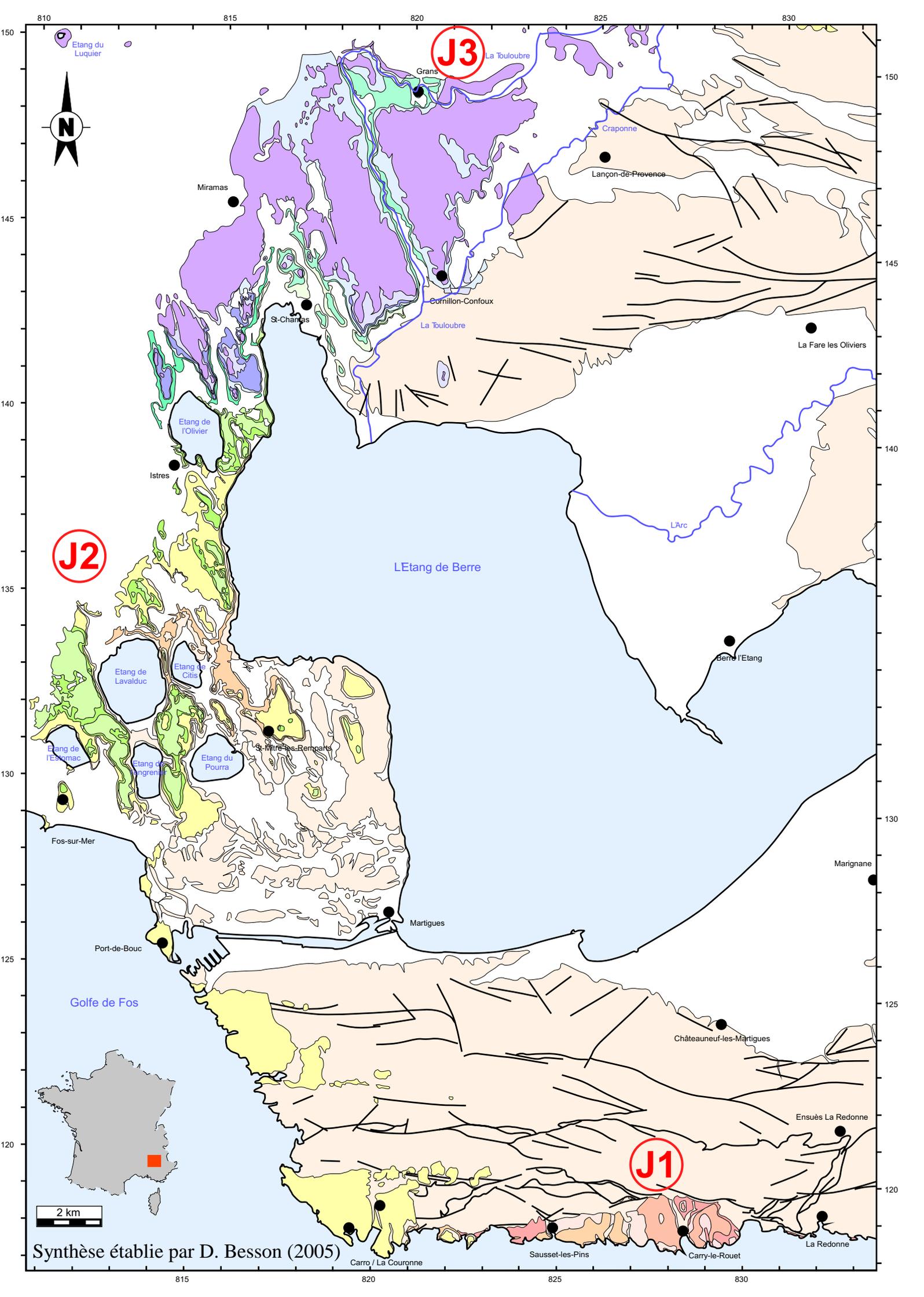
EXCURSIONS E8 / E9

Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et  
clastiques de Basse-Provence.

Des témoins de l'évolution géodynamique de la  
marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin

Excursion commune ASF - GDR "Marges Golfe du Lion"  
des 8, 9 et 10 octobre 2005





J3

J2

J1

Synthèse établie par D. Besson (2005)

# ASSOCIATION DES SÉDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

10<sup>ème</sup> CONGRÈS  
Presqu'île de Giens, 7-16 octobre 2005

LIVRET GUIDE DES EXCURSIONS E8 / E9

---

## **Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence.**

### **Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin**

Excursion commune ASF - GDR « Marges Golfe du Lion »  
des 8, 9 et 10 octobre 2005

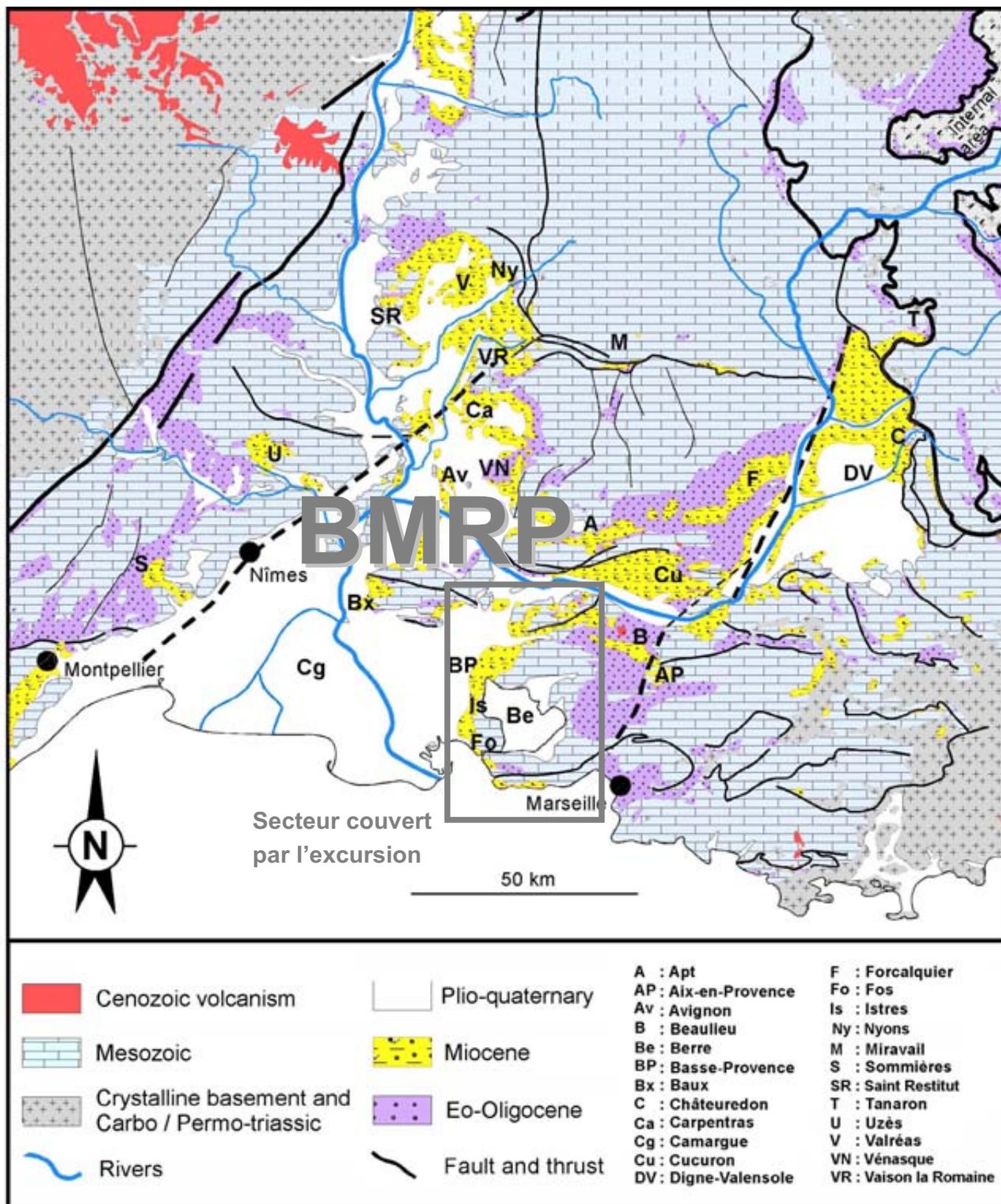
**O. Parize et J-L. Rubino Editeurs**

Cette version mise en ligne en 2007 reprend *in extenso* le livret guide préparé pour l'excursion de 2005 (corrigée des « coquilles »). Pour la citer :

Parize, O., Rubino, J.L., éditeurs, 2007, Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin, Livret guide des excursions E8-E9 de l'association des Sédimentologues français, octobre 2005, ASF Web (<http://www.sedimentologie.com>) 170 p.

**La publication de ce livret guide, puis son impression sous format .pdf  
ont été assurées par TOTAL.**

**Fig. A1 : Le Bassin Molassique Rhodano-Provençal :  
charnière entre le bassin flexural périalpin  
et la marge du Golfe du Lion**



## *Thèmes abordés lors de l'excursion*

Les objets et les thèmes abordés seront les suivants :

**Journée 1 - L'Oligo-Aquitainien de la Côte Bleue** : les systèmes récifaux et bioclastiques du littoral méditerranéen entre l'Estaque et La Couronne.

**Journée 2 - Le Miocène de la Nerthe et des Etangs** : des émergences au remplissage (géométrie, architecture, faciès) de paléovallées incisées : l'enregistrement de la déformation

**Journée 3 - Le Miocène de Basse-Provence** : les réseaux des paléovallées incisées (Miocène inférieur, Miocène moyen) des Costes et du Défend de Lamanon - géométrie, architecture, faciès - et leurs relations avec le bassin profond.

## *Déroulement de l'excursion*

Cette excursion sera animée par :

**David BESSON\***, **Rémi BORGOVINI\*\***, **Gilles CONESA\*\***, **Jean-Jacques CORNÉE\*\*\***, **François DEMORY\*\***, **Yann DEXCOTÉ\***, **Cédric DUVAIL\*\*\*\***, **Françoise GALLONI\*\*\***, **Paul LE STRAT\*\*\*\***, **Philippe MÜNCH\*\***, **Julien OUDET\*\***, **Olivier PARIZE\***, **Jean-Yves REYNAUD\*\*\*\*\*** & **Jean-Loup RUBINO\*\*\*\*\***,

des institutions ou organismes suivants :

\*Ecole des Mines de Paris, \*\*Université de Provence - Aix-Marseille I, \*\*\*Université Claude Bernard - Lyon I, \*\*\*\*BRGM Montpellier, \*\*\*\*\*Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, \*\*\*\*\*TOTAL - CST JF Pau.

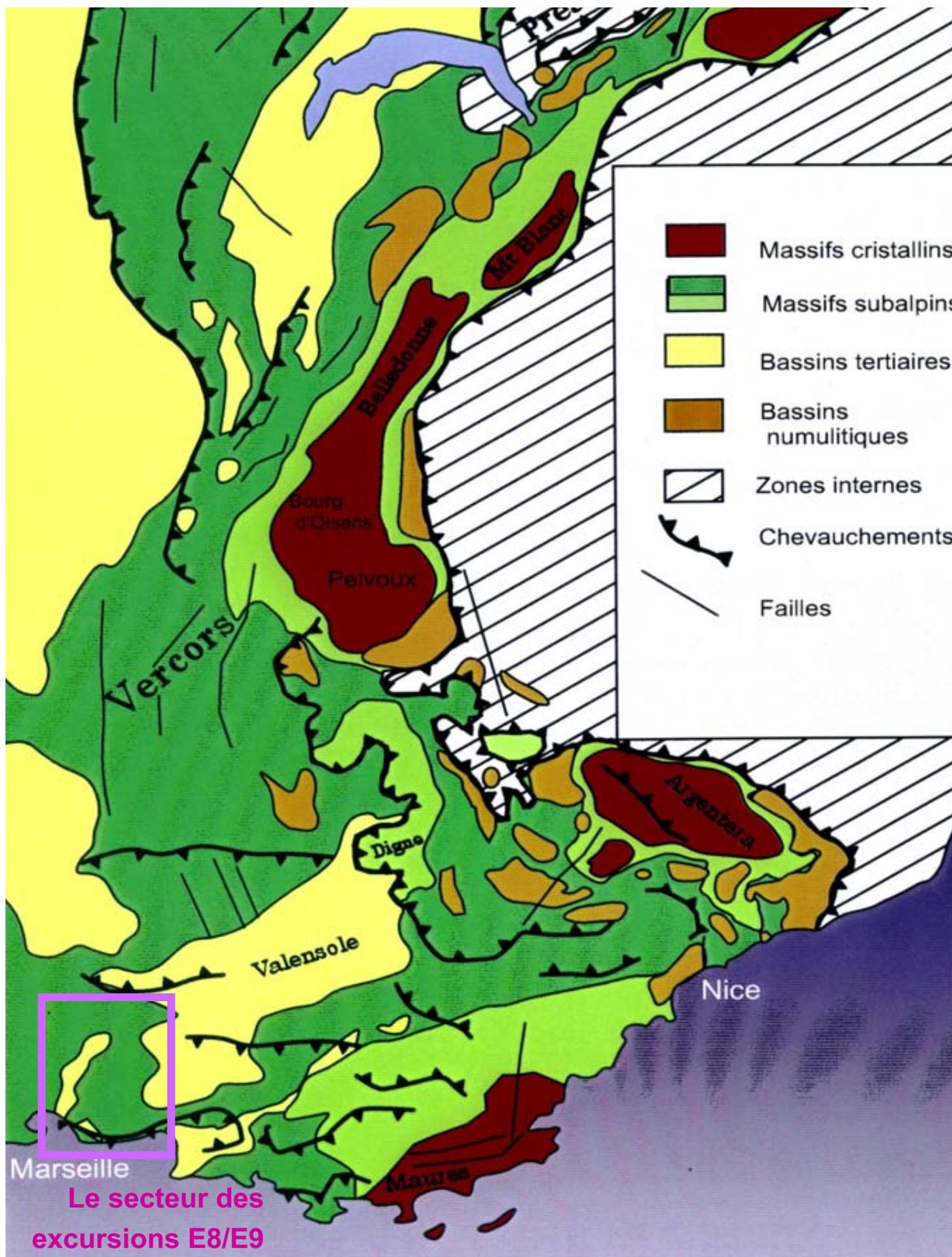
## *Précautions et sécurité*

La plupart des sites visités lors de cette excursion se situent dans des propriétés privées. Leur accès est bien évidemment subordonné à (i) l'autorisation de leur propriétaires ou de leurs ayant-droits et (ii) au strict respect des consignes données.

Certains sites visités sont sensibles (falaises, carrières, bords de route). Il est donc demandé à chacun de prendre toutes les précautions nécessaires pour ne pas nuire à sa propre sécurité et à celle des autres participants.

**Des recommandations strictes vous seront faites par les organisateurs et/ou par les propriétaires des sites concernés. Vous serez priés de les respecter.**

**Fig. A2 : Le bassin d'avant-pays périalpin et le secteur présenté lors de l'excursion**



## PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE L'EXCURSION

Cette excursion est le fruit d'actions de recherche combinée entre Total, l'Ecole des Mines de Paris et les Universités de Provence et de Lyon. Elle s'inscrit aussi dans la problématique du GDR Marges en ce qui concerne les liaisons terre - mer au Miocène.

Le canevas stratigraphique qui sert de cadre à cette excursion et à l'analyse du bassin molassique rhodano-provençal BMRP (Fig. A1) a été établi, pour l'essentiel, plus au nord dans le bassin flexural proprement dit (secteurs de Valréas, Carpentras, Apt, Cucuron, Forcalquier et Digne). Au cours des années récentes, ce découpage a été complété pour la base du cycle Néogène en Basse Provence où se déposent les séries marines oligo-aquitaines transgressives de la base du cycle. Les séries burdigaliennes à tortoniennes, très bien définies au Nord, ont été suivies cartographiquement et corrélées biostratigraphiquement avec celles de Basse Provence où le découpage stratigraphique a pu être ainsi validé. Enfin les réseaux de paléovallées, mis en évidence dans la partie centrale du BMRP se prolongent naturellement en Basse Provence qui constitue le secteur de transition avant la Méditerranée. Les surfaces d'érosions fluviales constituent des repères stratigraphiques majeurs pour des corrélations terre – mer. Ce découpage *on shore* bien documenté pourra donc être utilisé *off shore* avec confiance même si le calage chronostratigraphique est moins précis.

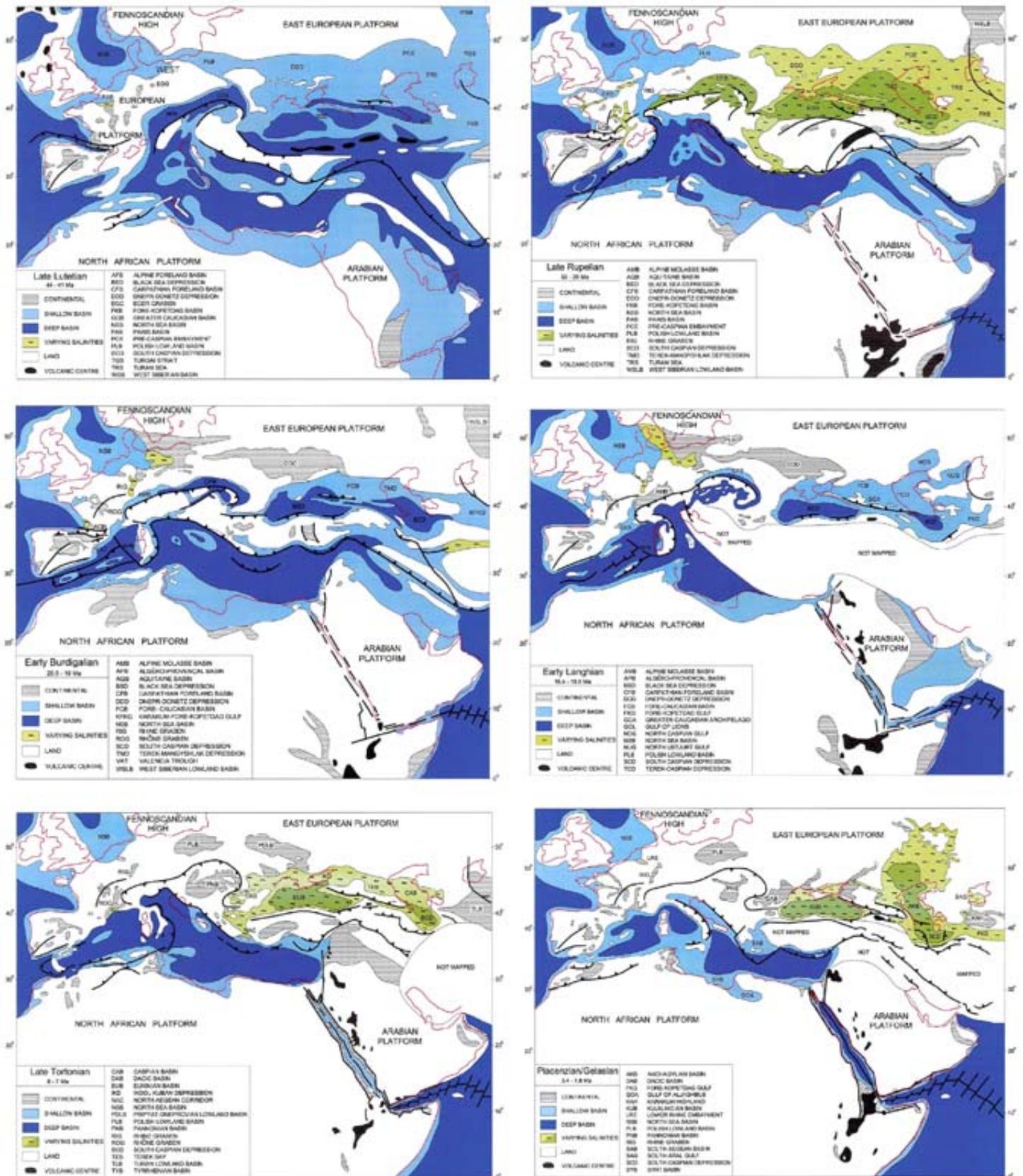
L'excursion aurait donc pour objectif principal l'analyse des faciès, l'architecture des systèmes de dépôts et les relations structurales entre l'Oligocène supérieur et le Tortonien dans un secteur charnière (Fig. A2) entre une marge passive et un bassin flexural.

Cette excursion (2005) et son livret guide (2005) sont également l'occasion de réactualiser certaines informations se trouvant dans le livret guide Strati 2002 (Besson *et al.*, 2002), également disponible sur ce même site de l'ASF. Cette actualisation porte à la fois sur la stratigraphie, la paléontologie, la paléogéographie. Elle est la conséquence de la généralisation au BMRP de ce qui commençait à se profiler en 2002 : les incisions fluviales, leur déboîtement et leur emboîtement successifs tout au long du Miocène (Besson *et al.*, 2005 ; Besson, 2005).

Le cadre géodynamique particulier de la Basse Provence à l'Oligo-Miocène va être décrit maintenant. Un intérêt particulier sera porté à la singularité de la transition entre le bassin flexural et la marge passive. Ensuite le canevas stratigraphique sera décrit séquence par séquence de l'Oligocène supérieur au Tortonien et on replacera les différentes unités lithostratigraphiques connues régionalement dans ce cadre. Les grandes incisions fluviales récemment caractérisées et associées aux périodes de bas niveau marin et à l'origine d'importants réseaux de drainage seront également replacées dans ce canevas.

Les Editeurs  
(2005, 2007)

**Fig. A3 : L'évolution géodynamique de la Téthys depuis l'Eocène selon Meulenkamp et al. (2003)**



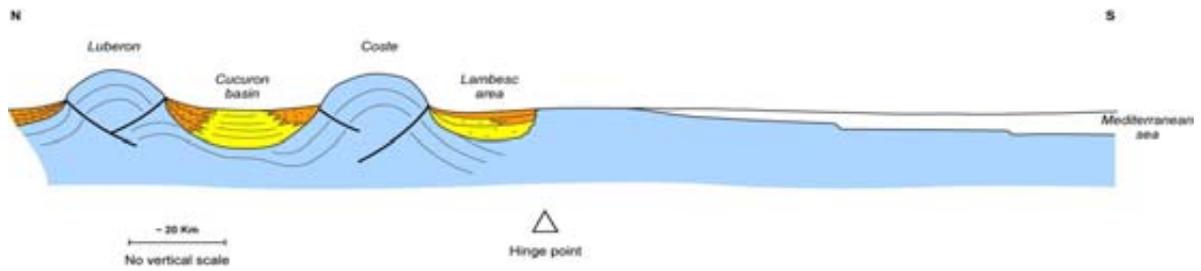
Cartes paléogéographiques schématisées pour le Lutétien supérieur, le Rupélien supérieur, le Burdigalien inférieur, le Langhien inférieur, le Tortonien supérieur et le Pliocène moyen/supérieur, montrant la position des bassins continentaux, des plates-formes et des bassins profonds, avec indication lorsque la salinité dévie de la normale.

# INTRODUCTION A L'EXCURSION

LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE  
ET  
LE CADRE STRATIGRAPHIQUE

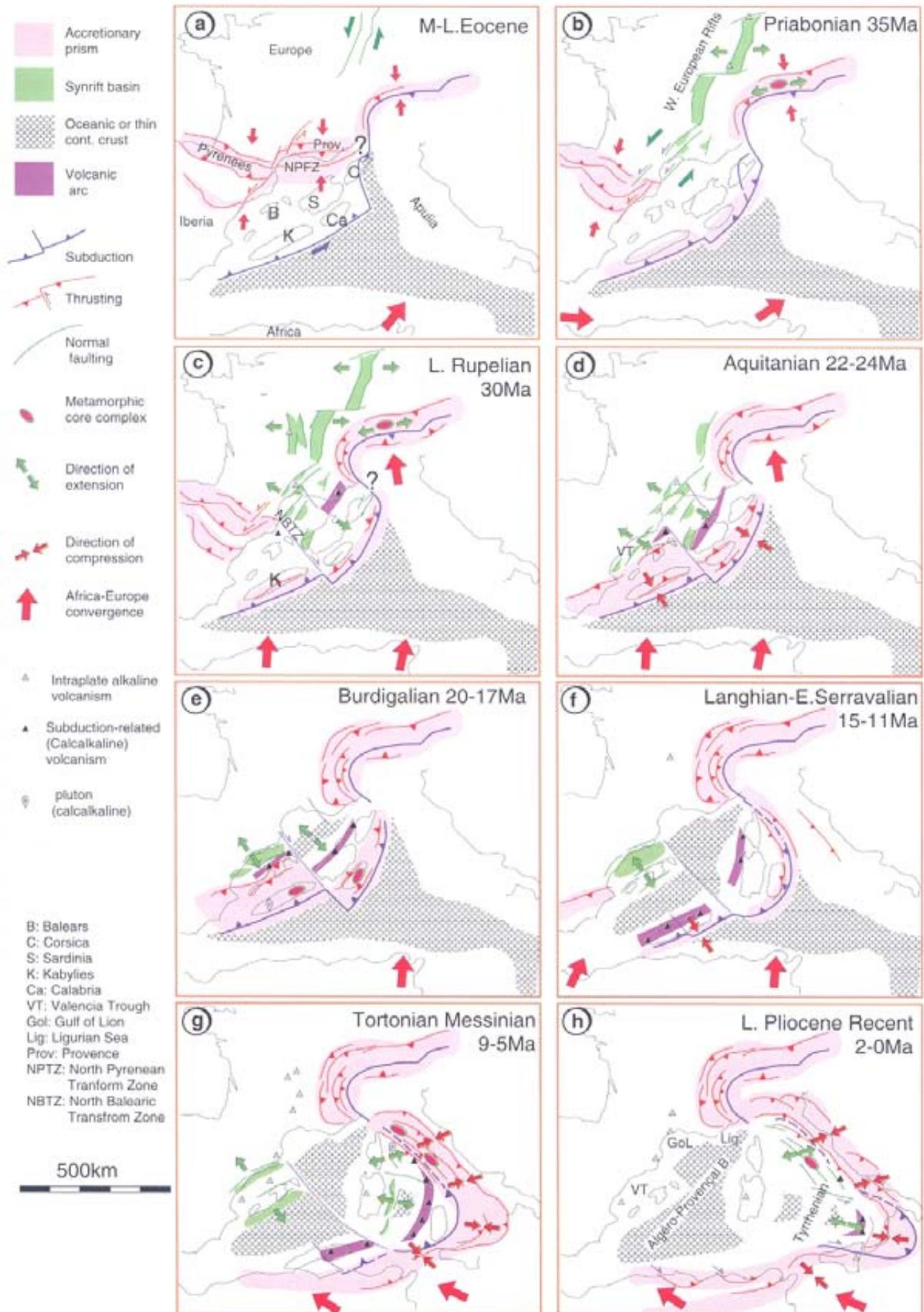
DE LA BASSE-PROVENCE

DE L'OLIGOCENE AU MIOCENE SUPERIEUR



J.L. Rubino & O. Parize

# Fig. A4 : L'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène selon M. Séranne (1999)



## LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE LA BASSE PROVENCE AU MIOCÈNE

La Basse Provence (Fig. A1), zone dans laquelle va se dérouler l'excursion, est située au Miocène dans un secteur géodynamique charnière entre le débouché du Bassin Flexural Peri-Alpin et une marge passive : la Marge Nord du Golfe du Lion (Fig. A2). Elle est comprise entre la Durance au Nord et la Méditerranée au Sud.

L'évolution de la marge passive (Fig. A3) peut être découpée en deux périodes (Fig. A4 ; *e.g.* Séranne, 1999) :

- la période, dite synrift, qui débute dans l'Oligocène pour s'achever à l'Aquitaniens.
- La période, dite post-rift, qui débute au Burdigalien. Cette période recouvre elle-même deux périodes :
  - o une période d'accrétion océanique ou de drifting
  - o une période de subsidence thermique

Dans le détail, et même si ceci reste sujet à des discussions, la période d'accrétion océanique du bassin est courte. Elle débute au Burdigalien et s'achève, selon les auteurs, soit à la fin du Miocène inférieur (Burrus, 1984), soit au Langhien, entre 15 et 16 Ma (Gattacceca, 2001). Des roches volcaniques serravalliennes (14 Ma) ont aussi été récemment mise en évidence au pied de la marge sarde (Rehault, com. orale) elles pourraient conduire à prolonger la durée de l'océanisation.

La dérive du continent corso-sarde (entre 21 et 15 Ma avec un paroxysme entre 20,5 et 18 Ma : Gattacceca, 2001) est contemporaine à de la période d'océanisation (Fig. A5).

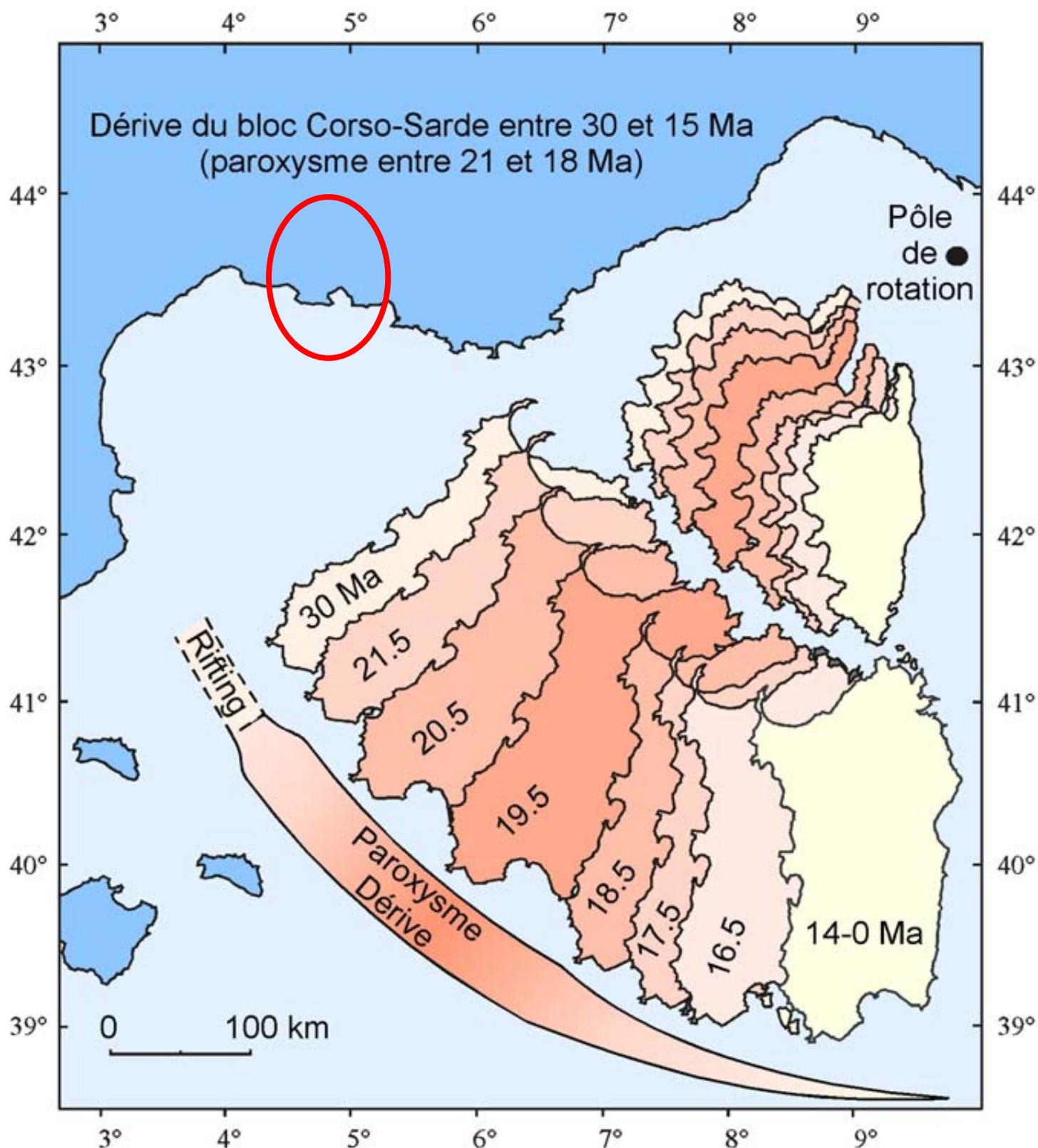
Cette période d'océanisation est suivie d'une période de subsidence thermique associée à un bassin de type SAG. Le remplissage sédimentaire de ce dernier subit les contrecoups des déformations alpines qui modifient spatialement la subsidence (Bache, 2003 ; Bache *et al.*, 2004) et est affecté au cours du Pliocène par une tectonique gravitaire avec décollement sur les évaporites messiniennes (Dos Reis, 2002, Mauffret *et al.*, 2003 ).

Le système de rift se poursuit sous la Camargue et ses bordures (*e.g.* Benedicto Esteban 1996). La zone de la Nerthe et celle des Etangs appartiennent à la bordure orientale de ce rift. Plus précisément la zone de la Nerthe où débute l'excursion se situe dans un secteur complexe : elle résulte de l'interaction entre la déformation pyrénéo-provençale d'âge Crétacé supérieur à Eocène et du rifting Oligo-Aquitaniens. Les affleurements, situés le long de la côte entre l'Estaque et Lavera, sont situés sur le flanc sud d'un complexe chevauchant se comportant comme un horst séparant à l'ouest le fossé de Camargue et à l'est le fossé de Marseille.

Le secteur des Etangs s'inscrit dans la même logique. Il correspond à la bordure orientale du rift de Camargue reprenant l'extrémité occidentale des structures plissées pyrénéo-provençales que sont le Massif de la Fare et le synclinorium de l'Arc.

Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le nord, le dispositif structural évolue. Alors qu'au sud, les séries miocènes sont tabulaires et n'ont été soumises qu'à des mouvements verticaux ; au nord, à partir des Alpilles, de la chaîne des Costes, de celle de la Trevaresse et du Lubéron, la déformation est beaucoup plus marquée et les séries miocènes sont plissées ou enregistrent une déformation progressive soulignée par des divergences. Cette déformation est liée à la déformation alpine Mio-Pliocène, mais les directions de contrainte

**Fig. A5 : Le modèle cinématique et chronologique de la dérive du bloc Corse-Sardaigne de J. Gattacceca (2001, redessiné).**



sont fréquemment réorientées du fait de l'héritage pyrénéo-provençal (phénomène de « strain partitionning ») pour donner des raccourcissements locaux nord-sud.

A grande échelle, *i.e.* au regard de la chaîne alpine, ce secteur plissé est situé en position externe par rapport au bassin flexural et de façon surprenante la transition avec la dynamique de la marge Nord du Golfe du Lion se fait sur une distance très courte, sans recouvrement. On a donc un découplage entre les secteurs raccourcis et les secteurs soulevés ou en extension.

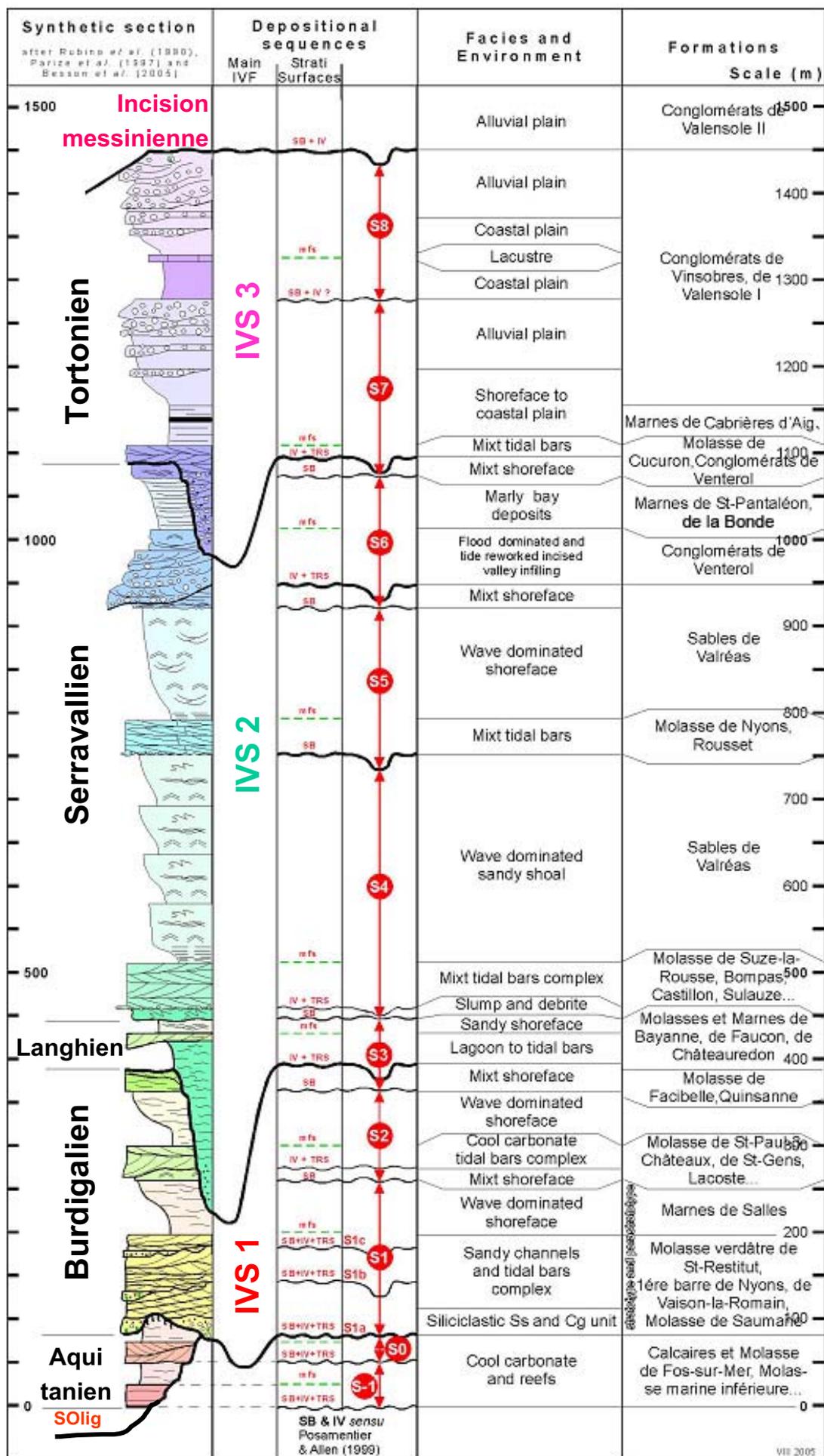
Une présentation détaillée des interactions entre ce contexte tectonique et la sédimentation oligo-miocène avait été faite lors du dernier congrès de l'ASF tenu à Bordeaux en 2003. Nous pouvons la résumer comme suit :

La zone de la Nerthe, le secteur des Etangs et le Massif de la Fare, structures plissées, héritées de la déformation pyrénéo-provençale, sont limitées à l'est par la faille dite de Salon-de-Provence, qui borde le fossé de Camargue et à l'Ouest par la faille de l'Estaque qui les séparent du bassin de Marseille. Ce secteur va se comporter pendant toute la phase de rifting, de l'Oligocène supérieur à l'Aquitainien et même au début de la phase de subsidence thermique (Burdigalien), comme l'épaulement du rift. Il va de ce fait être soumis à une subsidence faible ponctuée de phases de surrection et d'érosion associées à la dynamique extensive et au rééquilibrage isostatique. La subsidence s'accompagne du développement de nombreuses failles synsédimentaires visibles tout le long du littoral dans les formations de l'Oligocène et de l'Aquitainien. Ces failles séparent de petits panneaux aux vitesses de subsidence différentes.

On constate donc que, malgré une histoire antérieure complexe (bassin flexural Crétacé Supérieur, puis création d'une chaîne au Tertiaire), lors du rifting Oligo-Miocène qui va conduire à l'ouverture du Golfe du Lion, la rhéologie du substratum diffère peu de celle d'un bassin de type rift classique : ce qui suggère qu'un amincissement crustal a dû s'opérer entre le Lutétien et l'Oligocène. L'analyse détaillée de la géométrie des séquences syn et post rift devrait permettre d'appréhender ces déformations limitées qui présentent beaucoup d'analogies avec les bassins de Mer du Nord.

C'est l'objectif de la première journée d'excursion, commune avec le « GDR Marges », atelier « Golfe du Lion » et également du jour 2 qui se déroulera dans le secteur des Etangs.

**Fig. A6 : La série miocène de la Basse Provence et des régions voisines : faciès et séquences**



## ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE OLIGO-MIOCÈNE DE BASSE PROVENCE ET DES RÉGIONS ENVIRONNANTES

Dans le sud-est de la France, au front de la chaîne alpine, le bassin molassique miocène rhodano-provençal (BMRP) est l'objet d'une analyse multidisciplinaire intégrée visant à mieux comprendre l'organisation stratigraphique du remplissage d'un bassin syntectonique. L'actualisation du modèle stratigraphique selon les concepts de la stratigraphie séquentielle a permis de découper le remplissage Oligo- Miocène en 11 séquences impliquant des dépôts marins ( SOlig, S-1, S0 et S1 à S8) et de montrer l'importance des vallées incisées dans la répartition spatiale et temporelle des dépôts.

Le remplissage du BMRP (Fig. A6) s'inscrit dans le grand cycle transgression – régression du Néogène (*e.g.* Bartek *et al.*, 1998) qui débute en fait dès l'Oligocène supérieur et termine par la progradation d'un piedmont continental du Tortonien au Pliocène, ponctué par l'incision messinienne (*e.g.* Clauzon *et al.*, 1989). La transgression se fait en trois étapes :

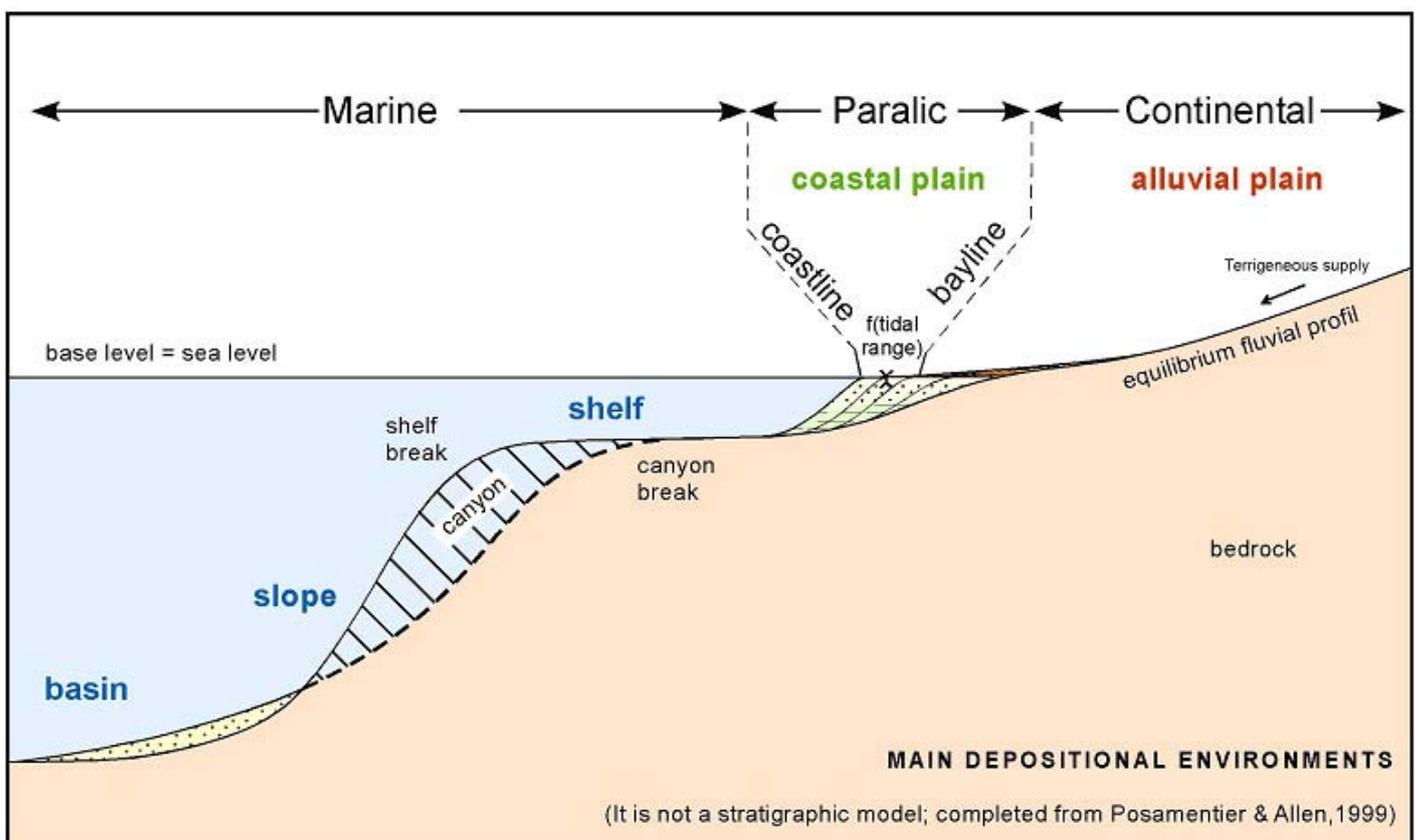
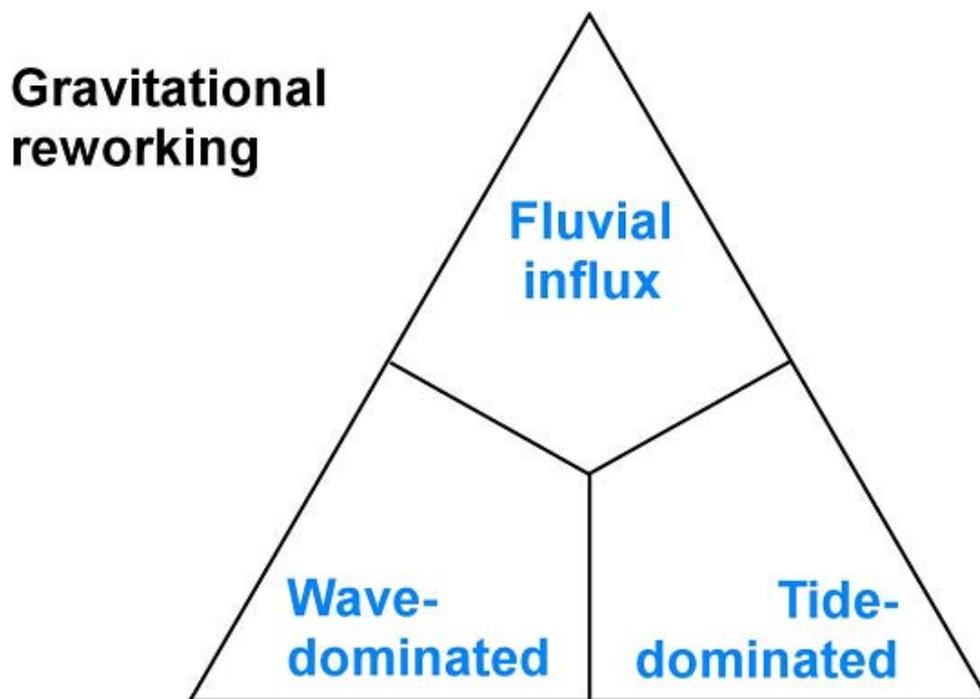
- une phase oligo-aquitaine restreinte à la Camargue et au littoral de la Nerthe et se faisant depuis la Méditerranée. Elle est bien connue dans le Languedoc (Demarcq 1972) et en subsurface dans le secteur du Grau du Roi (*e.g.* Martens *et al.* 2000).

Cette transgression limitée est suivie d'un rapide empiètement vers le nord dès le Burdigalien inférieur, jusque vers Montélimar (Rubino *et al.* 1990, 1992). A ce stade le bassin est encore déconnecté de la ParaTéthys.

- L'empiètement atteint un maximum entre le Burdigalien supérieur et la base du Miocène Moyen. Cette période correspond à l'installation de la mer Péri-alpine.
- A partir du Miocène moyen, voire localement dès le Burdigalien supérieur, et jusqu'au Tortonien, les dépôts marins sont représentés par des niveaux de molasses, principalement bio-clastiques, intercalés de marno-calcaires et de sables (*e.g.* Demarcq, 1962 ; Demarcq & Perriaux, 1984). Ces molasses constituent des marqueurs litho-stratigraphiques (Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960 ; Rubino *et al.*, 1990). Le piedmont continental préservé au front de la chaîne (nappe de Digne) dès le Burdigalien terminal prograde tout au long du Miocène vers la Méditerranée (Clauzon *et al.*, 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson *et al.*, 2005). La série sédimentaire miocène présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseur selon les sous-bassins considérés (Fig. A1).

L'établissement d'une colonne stratigraphique synthétique a été un préalable indispensable. Il a été réalisé en combinant analyse de faciès, identification des séquences et de leurs cortèges sédimentaires au niveau de chaque sous-bassin, et établissement de corrélations régionales. Ce découpage stratigraphique tient compte les datations déjà publiées et reçoit le soutien de nombreuses autres qui s'appuient sur : les foraminifères planctoniques, les nannoflores, les pollens, les micromammifères, la stratigraphie isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , les datation K-Ar sur glauconie et sur roches basaltiques (voir Besson *et al.*, 2005).

**Fig. A7 : Les processus et les environnements en domaine marin de plate-forme**



La **ligne de baie** sépare la **plaine côtière** (ou deltaïque) de la **plaine alluviale**. Dans le domaine de la plaine côtière, les dépôts toujours à affinité marine, tidale principalement, sont transgressifs et ils comblent des rias, ennoient de vallées incisées lors de la chute du niveau de base. La plaine alluviale, strictement continentale, aggrade lorsque les sédiments progradent en domaine marin donc en phases de régression (et de régression forcée) pour permettre au profil d'équilibre des fleuves de s'ajuster et d'atteindre la ligne de côte. Définitions et règles en usage à la suite.

## **Du faciès à la séquence de dépôt**

### **Quelques éléments de stratigraphie séquentielle**

L'environnement sédimentaire du BMRP correspond le plus souvent à celui de dépôts paraliques à influence tidale, souvent dominante. Vers l'amont, l'environnement est nettement continental comme le montre les piedmonts préservés du Burdigalien au Tortonien terminal. L'analyse des successions de faciès et des surfaces stratigraphiques a permis de découper le remplissage sédimentaire miocène du BMRP en 11 séquences (Fig. A6) de 3<sup>ème</sup> ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1991 ; Posamentier & Allen, 1999).

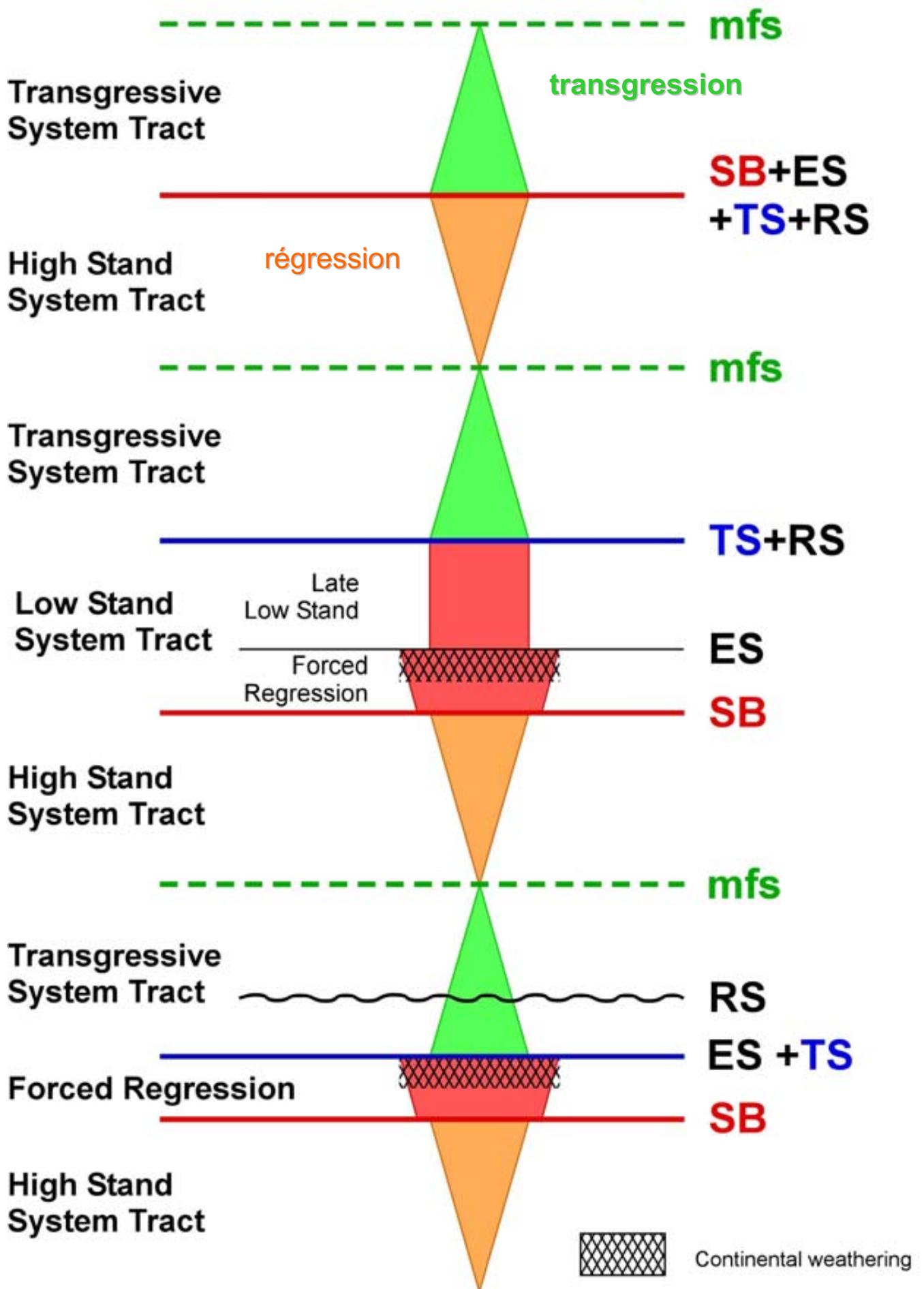
En environnement marin littoral, chacune d'entre elles s'organise au minimum par la superposition d'un cortège transgressif CT reposant sur une surface d'érosion et un cortège de haut niveau marin CHN. Ce motif élémentaire (Fig. A8) peut être complété vers le bas par un cortège de bas niveau sous forme de prisme de régression forcée RF dont la position par rapport à la limite de séquence est discutée (*e.g.* Dalrymple *et al.*, 1992 ; Zaitlin *et al.*, 1994 ; Posamentier & Allen, 1999) : nous retiendrons pour la suite que la RF repose sur la limite de séquence. Le CT est principalement représenté par un complexe de barres tidales ; le CHN par un ensemble argilo-calcaire ou argilo-sableux, granocroissant et stratocroissant, dominé par la dynamique des vagues de tempête et/ou de beau temps. Sa progradation sur le domaine marin s'accompagne du développement d'un prisme alluvial, *i.e.* piémont fluvial, aggradant tant au 3<sup>ème</sup> ordre qu'au 2<sup>ème</sup> ordre.

Cet exemple bien informé confirme la nécessité (Fig. A7) de **différencier la plaine côtière, transgressive, de la plaine alluviale associée à la progradation**. Il complète celui des Gilbert deltas pliocènes montre le plus clairement possible qu'une aggradation fluviale est stratigraphiquement liée, devrions-nous dire génétiquement, à la progradation sur le domaine marin : sauf contexte morfo-tectonique exceptionnel, **c'est toujours le cas** (Fig. A8b)

Chaque limite de séquence (cf. Fig. A8) s'accompagne d'une émergence plus ou moins importante du BMRP. Au passage entre l'Aquitainien et le Burdigalien, le Burdigalien et le Langhien, le Serravallien et le Tortonien, l'ensemble du BMRP est exondé comme l'atteste l'ampleur des érosions fluviales associées, les relations géométriques entre les dépôts sus et sous-jacents et le faciès de comblement de ces rias. En effet les dépôts du Burdigalien, ceux du Miocène moyen (Langhien et Serravallien) et enfin ceux du Tortonien ne se superposent pas selon le schéma classique d'un empilement stratigraphique. La succession stratigraphique miocène du BMRP doit dorénavant prendre en compte des interruptions de sédimentation consécutives à un déboîtement des zones de dépôts suivi ou non de leur emboîtement. L'illustration d'un tel empilement composite de dépôts, déboîtement et emboîtement qui se succèdent, est donnée dans les secteurs d'Avignon – Pujaut et du pont de Mirabeau.

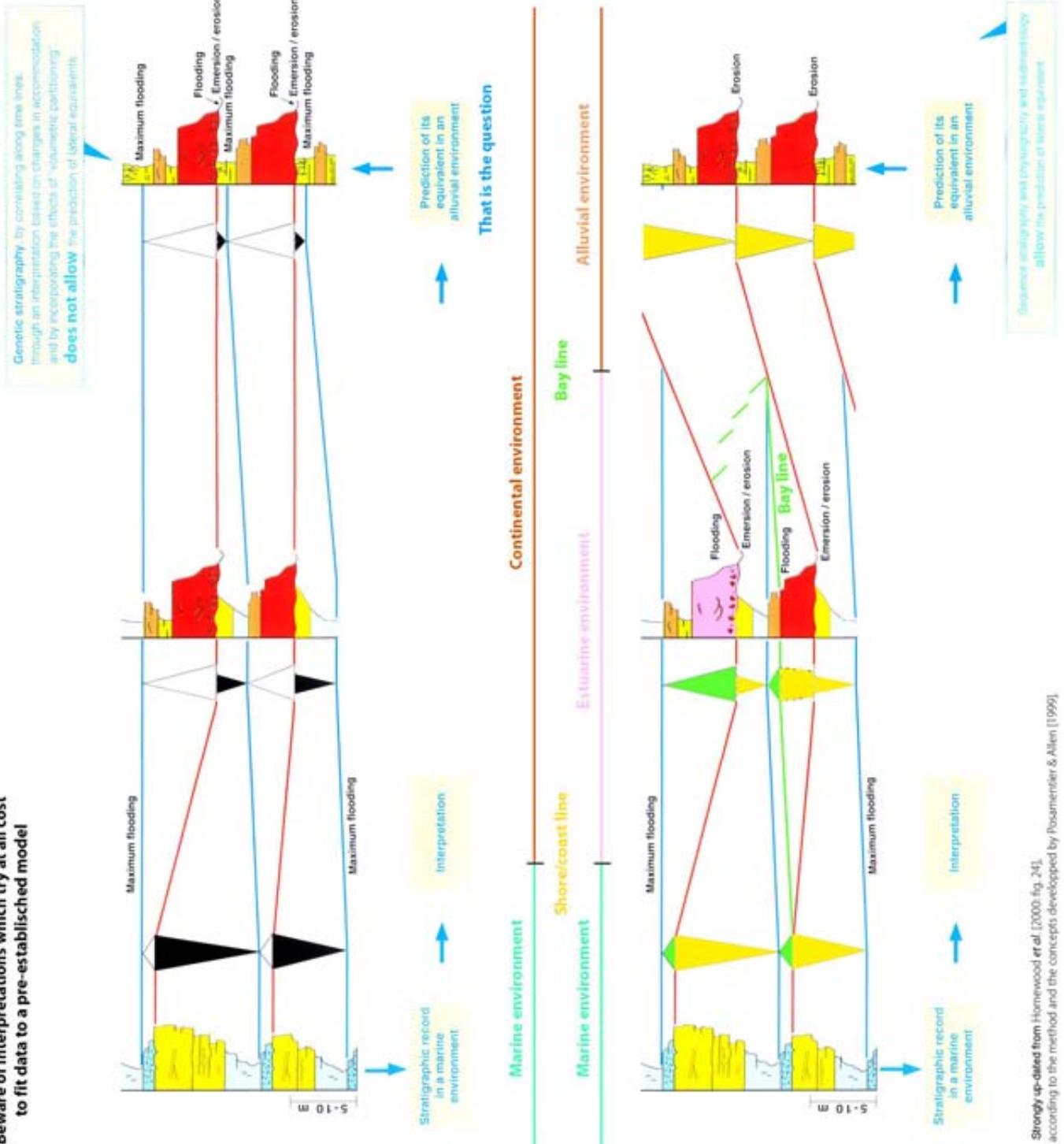
D'autre part, le comblement transgressif de la ria langhienne (la plus spectaculaire) est assuré principalement sur plus de 150 km par des dépôts lagunaires en aggradation, de faciès « schlier », et renferme des archives polliniques d'une mangrove à *Avicennia* aussi bien depuis l'aval comme dans le secteur d'Istres jusqu'à l'amont comme dans le secteur de Châteauredon (Jiménez Moreno *et al.*, 2002 ; Besson *et al.*, 2005). Les principaux témoignages de cette mangrove se situent de part et d'autre de la surface d'inondation maximale, MFS, du comblement estuarien de la vallée du Burdigalien terminal. Dans la mesure où le maximum d'*Avicennia* serait singulier, sa position (Fig. A8c), en dessous de la MFS, en aval (Bayanne) et au-dessus, à l'amont (Châteauredon), enregistrerait donc le diachronisme de la MFS lié à un apport sédimentaire important au front de la nappe de Digne (*cf.* discussion *in* Posamentier & Allen, 1999).

**Fig. A8a : Les cortèges stratigraphiques : nomenclature en usage dans la suite de ce livret-guide**



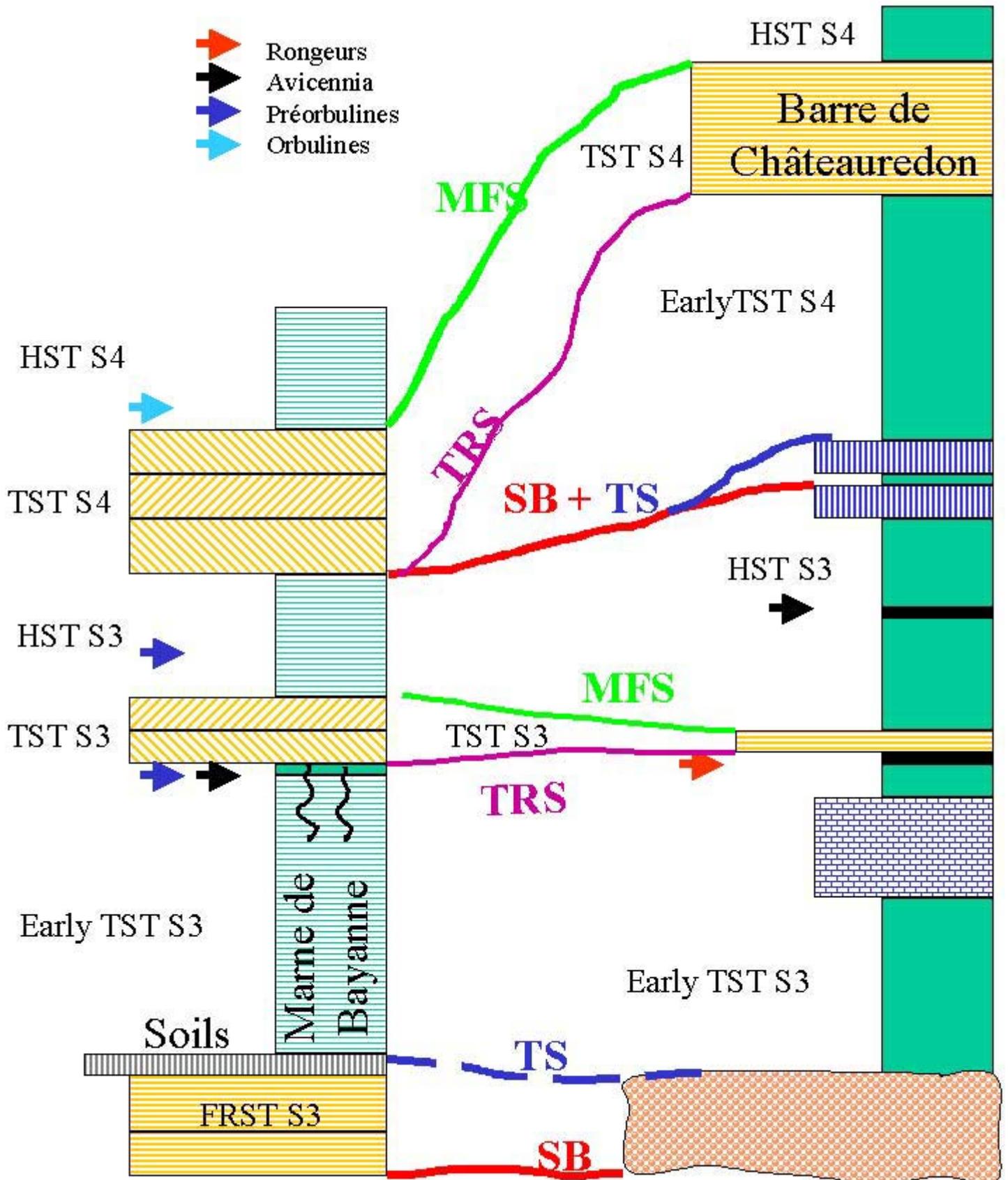
# Fig. A8b : La répartition spatiale des environnements : observation et mise en oeuvre

Beware of interpretations which try at all cost to fit data to a pre-established model



Strongly updated from Hornwood et al. (2000: fig. 24), according to the method and the concepts developed by Posamentier & Allen (1999).

**Fig. A8c : Les cortèges stratigraphiques : corrélations amont – aval dans le remplissage d’une vallée incisée**



D'après Besson *et al.*, 2005 et Besson 2005

## La succession stratigraphique du Néogène de Basse Provence replacée dans son cadre séquentiel

Nous allons décrire cette série en partant des dépôts oligocènes affleurant sur le pourtour de la Nerthe. Nous passerons en revue chacune des séquences de dépôt jusqu'au Tortonien (Fig. A6).

Comme mentionné précédemment le cycle transgressif-régressif Néogène de second ordre tel que défini par Bartek *et al.* (1988) commence dès l'Oligocène supérieur (Chattien) et ceci semble être parfaitement applicable à la Basse Provence. En effet après de nombreuses années de discussions qui ont suivi la proposition d'Andrieff *et al.* (1972) d'étendre par le bas le stratotype de l'Aquitainien en créant le parastratotype dans le secteur de Carry-le-Rouet, on a aujourd'hui la quasi-certitude que la série marine transgressive débute en fait à l'Oligocène supérieur. Ceci est mis en évidence par une utilisation combinée des faunes de foraminifères décrites par Andrieff *et al.* (1972), des isotopes du Sr (Borgovini 2003) et de la magnétostratigraphie (Demory *et al.* 2005). Notons que cette révision valide les conclusions de Nury (1987) qui avait proposé un tel découpage.

### Les séquences oligo- aquitaniennes : SOLig, S-1 et S0

La série tertiaire débute par une formation continentale : **la formation détritique du Rouet** constituée de chenaux fluviaux intercalés dans de la plaine alluviale à paléosols et alimentés par du matériel exotique d'origine variée (socle, paléozoïque, Crétacé supérieur). La formation détritique du Rouet est séparée par une discordance angulaire importante du **Conglomérat de Rouet**. Cette dernière formation est constituée de chenaux à matériel bréchique uniquement carbonaté d'origine local et provenant de l'érosion des calcaires urgoniens.

#### La séquence S-1

C'est dans la partie supérieure du Conglomérat de Rouet que se manifestent les premières influences marines sous forme de niveaux à huîtres interstratifiés dans le détritisme grossier.

Ces premiers dépôts marins constituent le cortège transgressif de la séquence de dépôt baptisée Solig d'âge Chattien supérieur probable. Elle comprend ensuite la plus grande partie de **la Formation pararécifale du Cap de Nautés** (du niveau 5 à partie inférieure du niveau 9).

La deuxième séquence de dépôts inclue le sommet de **la formation pararécifale du Cap de Nautés** (partie supérieure du niveau 9, correspondant à la 1<sup>ère</sup> régression forcée), **la formation saumâtre de Rousset** et la plus grande partie de **la formation bioclastique de Carry** (jusqu'au niveau 14). Elle est nommée S-1. La première datation aquitainienne est fournie par les foraminifères de la zone N4 avec l'apparition de *Globigrinoides pimordius* (Anglada 1971a & b) situés au dessus de la surface d'inondation maximale près de la base de la **formation bioclastique de Carry**. Par comparaison avec la charte de Hardenbol *et al.* (1997) elle est datée de 23,8 à 22,3 Ma ; ce qui n'est pas en contradiction avec les résultats des analyses isotopiques (cf. Journée 1) et de la magnétostratigraphie (Fig. 4).

Contrairement à la séquence sous-jacente qui débute directement par des dépôts transgressifs marins, cette séquence commence par un système de régression forcée qui semble encore être rattaché à l'Oligocène.

Une séquence synchrone peu épaisse, a été mise en évidence près de Fos-sur-mer en bordure de l'Etang de Lavalduc. Elle participe au comblement d'une topographie incisée dans le Crétacé Supérieur continental. A sa base des argiles lagunaires ont livrées une nannoflore de la zone NN1 dont le marqueur de zone (Dexcoté 2001). Cette formation connue comme les **Marnes de Saint Mitre** était antérieurement attribuée au Burdigalien (Combaluzier 1932).

### ***La séquence S0***

La troisième séquence de dépôt (**S0**) est encore aquitaniennne. Elle est constituée par le sommet de la **Formation bioclastique de Carry** (2<sup>nde</sup> régression forcée, niveau 15) et la **formation biodétritique de Sausset-les-Pins**. Bien qu'ayant fourni des foraminifères planctoniques dans les **Marnes de la Tuilière**, elle est datée de l'Aquitanienn par encadrement et par la magnétostratigraphie (Demory et al. 2005). Elle est corrélée avec la séquence de l'Aquitanienn supérieur de la charte de Hardenbol *et al.* (1998) entre 22.3 à 20.5 Ma.

Comme la séquence précédente, cette séquence S0 a été reconnue dans le secteur de Fos (Dexcoté 2001) et près d'Istres le long de l'Etang de Berre (Besson 2005). Dans les deux cas, elle est encore représentée par une série lagunaire séparée par un paléosol du Burdigalien en discordance angulaire.

Les deux séquences aquitaniennes du secteur de Fos ont été regroupées sous le nom de **Calcaires et Marnes de Fos** (Dexcoté 2001).

### **Les séquences burdigaliennes : S1 et S2**

#### ***La séquence S1***

Régionalement la séquence burdigalienne (S1) débute par un conglomérat de transgression bien caractérisé, qui se retrouve dans de nombreuses coupes de la Vallée du Rhône (Demarcq 1972). Au niveau de la Basse Provence, dans le secteur de Carry le Rouet, il correspond *pro parte*, à la **formation du Plan de Sausset** qui est transgressive et discordante sur toutes les unités inférieures de l'Oligocène à l'Aquitanienn. Ce conglomérat de transgression peut même directement reposé sur le substratum crétaqué. La transgression débute vers 20 Ma. Aucun cortège de bas niveau marin associé à cette séquence n'est connu onshore. Il faut en rechercher *offshore*.

Dans le secteur des Etangs, la base de la série burdigalienne n'étant pas directement datable, il existe une confusion dans la position de la **Calcarénite Blanche** qui peut appartenir soit à la première séquence burdigalienne, soit à la seconde d'autant que les faciès sont très similaires. Les travaux récents de D. Besson (2005) ont permis de lever cette ambiguïté. Comme régionalement, c'est la **Calcarénite Blanche** de la base de la séquence suivante qui est la plus continue, nous avons conservé ce nom de formation pour la séquence suivante et nous proposons d'introduire le terme de **Calcarénite des Quatre Vents** pour la première unité burdigalienne correspondant au cortège transgressif de la séquence S1. Dans de rares cas, comme à Trapil (ex base OTAN), les cortèges transgressifs de S1 et S2 sont amalgamés

Le cortège progradant de la séquence S1 correspond dans la zone de la Nerthe à la partie inférieure des **Marnes des Tamaris** et aux **Marnes d'Istres** dans le secteur des Etangs.

Dans les **Marnes d'Istres** les foraminifères planctoniques sont diagnostiques du Burdigalien inférieur (Ferrandini 1976).

Vers le nord du bassin dans la coupe stratotypique de St Restitut, le cortège transgressif correspond à la **Molasse de Saint Restitut** transgressive et discordante sur les sables créacés tandis que le cortège de haut niveau de cette séquence correspond **aux Marnes de Salles** (Rubino et al., 1990). Naturellement cette lithostratigraphie est changeante latéralement en fonction des faciès : toute la séquence S1 peut ainsi être constituée de matériel bioclastique, ce qui correspond dans les Alpilles à la partie inférieure de la **Molasse des Baux de Provence** ; elle est représentée par des sables marins comblant le fond des vallées comme à Venasque avec la **formation de la Crémade**.

Cette séquence S1 correspond au Burdigalien inférieur et elle est corrélée avec la première séquence burdigalienne de la charte de Haq et al (1987) entre 20,5 Ma et 17.5 Ma. Sur la charte de Hardenbol *et al.* (1998), cette première séquence burdigalienne a été subdivisée en 3 : dans les secteurs à très faible subsidence, comme en basse-Provence les phénomènes d'amalgames sont tels que seul un signal assez basse fréquence est enregistré et que l'on est incapable de distinguer les séquences d'ordre supérieur. Dans les secteurs à forte subsidence, ces 3 séquences ont été reconnues : Saint Restitut, Bioux...

On notera que dans les deux séquences aquitaniennes, on arrive à préserver les premières régressions forcées avant un déplacement prononcé vers le large des cortèges de bas niveau marin. Pour la séquence suivante, la première du Burdigalien le déplacement est probablement trop important et sans doute fortement accentué par les phénomènes tectoniques associés au passage synrift / post rift ?

### ***La séquence S2***

La seconde séquence burdigalienne, S2, représente tout le Burdigalien supérieur *sensu lato*, de 17,5 Ma à 16.3 Ma selon la charte de Hardenbol *et al.* (1998). Elle est relativement bien datée par combinaisons de méthodes (nanno, foram, isotopes Sr)

Dans le secteur de la Nerthe cette séquence correspond à la partie supérieure des **Marnes des Tamaris**. La séquence débute par une unité sableuse transgressive et en contact brutal sur les marnes inférieures ; le cortège de haut niveau marin est constitué de couches de tempêtes et de marnes de plate-forme à foraminifères. Une surface d'altération régionale ou des paléosols sont présents au sommet de cette séquence.

Dans le secteur des Etangs, cette séquence S2 comprend la **Calcarénite Blanche** et ses faciès à huîtres ou à rhodolithes qui forment le cortège transgressif. Cette partie de la séquence peut être manquante et les **Marnes et Grès de St Chamas** ou les **Sables du Castellan** qui forme une succession bathy-décroissante et progradante très claire, peuvent alors aller directement reposer sur les séquences aquitaniennes ou sur le substratum créacé calcaires avec un chaos de blocs perforés.

La limite de séquence avec S3 est la mieux exprimée régionalement ; celle-ci revêt des modalités très diversifiées selon que l'on se trouve au droit d'une vallée incisée ou en position d'interfluve. En position d'interfluve on observe systématiquement la préservation d'un horizon d'altération.

Ces deux séquences de dépôts S1 et S2 et leurs cortèges transgressifs sont à l'origine du début du façonnement de la partie méridionale de la surface de la Nerthe. On trouve en

effet des surfaces d'abrasion très régulières étagées et partant à l'assaut vers le Nord de la Nerthe. Celle de la base de la séquence S2 fera l'objet d'un stop le deuxième jour.

## **Les séquences du Miocène moyen (Langhien et Serravallien) : S3 à S6**

### ***La séquence S3***

La première séquence du Miocène moyen, S3, est d'âge Langhien. Elle débute selon les secteurs soit par une incision marquée (Besson et al 2005) qui doit encore être burdigalienne, soit par une rupture de faciès brutale associée à un complexe de régressions forcées.

Ces régressions forcées correspondent au développement de la **Calcarénite de Quinsanne**, formation très hétérogène dont l'extension régionale est très discontinue puisqu'elle est en partie reprise par les érosions ultérieures, voire par la surface de ravinement tidale lors de la transgression.

Dans le secteur des Tamaris cette unité basale est manquante et la lacune correspond au développement du paléosol sur les marnes de plate-forme soulignant ainsi l'ampleur de la chute du niveau marin.

Dans d'autres secteurs l'incision fluviale de la base de S3 est très marquée (30 à 50 m) et conduit au développement d'un spectaculaire réseau de vallée suivit jusqu'au Ventoux et dans le Lubéron (Besson 2005), Besson *et al.* 2005). Cette incision est à l'origine des nombreuses erreurs de corrélations régionales, car au moment de la transgression langhienne, la topographie se trouve très diversifiée. On aura alors des variations de faciès et du type de succession lithologique très importantes selon que l'on se trouve dans l'axe des vallées, en marge ou en position d'interfluve.

C'est donc le cortège transgressif de cette séquence qui est le plus diversifié sur le plan des faciès et de la lithostratigraphie. Il comprend lorsqu'il est complet comme vers Istres :

- la partie inférieure des **Marnes de Bayanne**, faciès lagunaire passant à de la mangrove.
- un complexe de barres tidales terrigènes ou bioclastiques intercalés dans ces marnes et non différenciés formellement. Notons que cet intervalle transgressif peut être totalement emboîtée dans les sables sous-jacents formant le sommet de S2, voire descendre jusque dans les marnes de base du cortège progradant.

Sur la Nerthe, ce cortège transgressif est purement bioclastique et correspond à la **Molasse de la Couronne**, complexe tidale présent à l'Ouest du Massif et passant à des faciès bréchiques vers le relief.

Vers le nord du bassin Valréas / Carpentras et Avignon, le cortège transgressif de cette séquence comprend les **Marnes de Bel Air** et le membre supérieur de la **Molasse Bioclastique**. Une formation sableuse existe aussi en remplissage de la base de la vallée S3 dans le secteur de Cadenet, elle correspond aux **Sables du Bardot**.

Le cortège de haut niveau marin n'est pas préservé sur la Nerthe. Dans le secteur des Etangs, il est représenté par la partie supérieure des **Marnes de Bayanne**.

Vers le nord du bassin la séquence est incluse dans la **Molasse de Grignan** au sens de Demarcq (1972). Nous verrons aussi que c'est dans ce cortège que s'observe les plus grandes variations de processus de dépôts selon le contrôle physiographique.

Enfin cette séquence est bien datée au sud du bassin avec la présence dès le sommet du cortège transgressif et dans les marnes de haut niveau marin du foraminifère de zone,

*Praeorbulina Sicana* qui outre sa valeur stratigraphique témoigne d'un milieu de mer ouverte et pourrait signer un pic transgressif majeur du cycle Néogène.

#### **La séquence S4.**

Comme la séquence S3, elle débute par un complexe de régression forcée en contact brutal sur les Marnes de Bayanne. Ce complexe sableux est très local, il sera analysé lors de l'arrêt 2 du jour 2. Au dessus de cette unité ou reposant directement sur la limite de séquence se développe en transgression, **la Calcarénite Rouse de S-Chamas** (Fig. A9). Cette dernière est constituée d'un complexe de barres tidales grossières. La combinaison entre l'incision fluviale et la surface de ravinement tidale peut conduire cette unité à venir reposer directement sur les séquences aquitaniennes comme sous la citadelle de Fos sur mer.

Par ailleurs, cette limite de séquence est associée à la forte chute du niveau marin connue à la limite Langhien/Serravallien et qui s'enregistre bien dans tout le domaine méditerranéen (Anglada et *al.*, 1986 ; Rubino et *al.*, 1990) notamment en Corse dans le secteur de Bonifacio (Rubino et *al.* 1989).

La partie progradante de la séquence n'est préservée que vers Istres, Saint Chamas et Salon de Provence : elle y correspond aux **Sables de la Madeleine** ou à *Chlamys Scabriuscula*. A la base de ces sables, on trouve des argiles de plate-forme ayant livré à Bayanne une faune d'orbulines (Collomb 1962) qui ont été également retrouvées dans le puits Total d'Istres 101.

Dans le secteur de Salon, cette séquence pourrait correspondre à la barre de Grans et aux marnes sableuses micacées décrites dans la notice de la carte. Vers le nord du bassin cette séquence correspond pour le cortège transgressif à la **Molasse Rouse de Suze** et pour le cortège progradant à la base des **Sables de Valréas**.

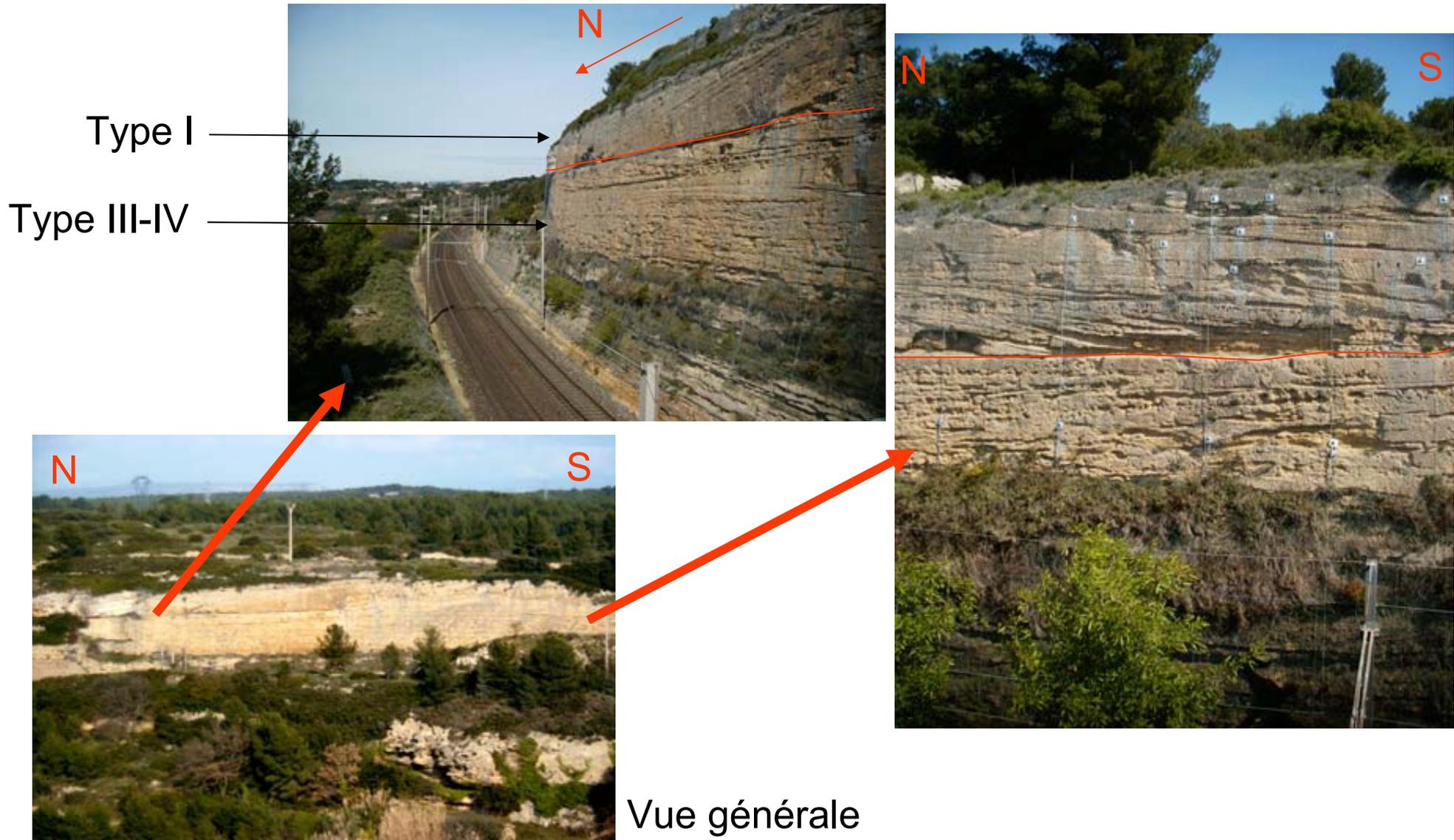
#### **Les séquences S5 et S6.**

Par rapport aux formations sous-jacentes, celles qui constituent ces deux séquences de dépôts sont beaucoup moins bien exposées. Elles ont comme particularités communes d'être peu épaisses et de ne plus avoir de faciès vraiment marneux au niveau des cortèges progradants qui sont tous sableux. En outre il n'est pas toujours facile de les différencier l'une de l'autre. Seule l'unité sommitale (base de S7), très cimentée et qui est rattaché au Tortonien fournit un repère faciologique clé. Ces deux séquences sont groupées lithostratigraphiquement sous le terme de **Sables Coquilliers de Sulauze** dans les secteur des Etangs et sont comprises dans **la série alternante Molasse graveleuse et marne sableuse** de la région de Salon de Provence.

Les analyses de détail des coupes du secteur des Etangs montrent que chaque séquence peut en fait être découpée comme les séquences sous-jacentes, avec à la base en transgression des complexes de barres tidales bioclastiques, et au sommet de chaque séquence, des séries sableuses à affinités deltaïques progradantes.

Ces séquences ne sont pas datées par microfaunes dans le secteur des Etangs, elles sont attribuées au Serravallien sur la base des isotopes et par corrélations avec la série présente dans la vallée de la Durance où les **Marnes de la Bonde** ont livré le fossile de zone de la N11.

**Fig. A9 : Les complexes de barres tidales le long de la tranchée de chemin de fer à Miramas : TST de S4 (classification selon Allen, 1990)**



## Les séquences Tortoniennes : S7 et S8

### *La séquence S7*

La séquence tortonienne S7 (Fig. A10 & A11), n'est pas formellement datée mais les analyses isotopiques montrent qu'elle se situe soit dans le Tortonien basal soit à l'extrême sommet du Serravallien selon la courbe de référence utilisée. En basse Provence la séquence ne se trouve préservée qu'au sommet de quelques buttes témoins comme à Bayanne, vers Salon et sur le plateau de Vernègues. Seul le cortège transgressif est ici préservé et correspond aux **Calcaires Sableux Coquilliers de Sulauze**.

Cette séquence comme les séquences sous-jacentes repose en onlap sur les paléoreliefs crétacés. Notamment à l'Est de Cornillon-Confoux. Près de cette localité, les **Calcaires Sableux de Sulauze** culminent et reposent directement sur le Crétacé plissé et arasé du sommet du massif de la Fare. Une surface d'érosion particulièrement spectaculaire, associée à cet empiètement, avait déjà été remarquée par Combaluzier (1932). En fait, cet empiètement se poursuit très au delà, puisqu'il atteint vers l'Est la bordure de la montagne Sainte-Victoire (G. Clauzon, communication orale, JF Ghienne observations inédites) par contre les données altimétriques suggèrent que la surface sommitale pourrait éventuellement appartenir à la base de S8) : cf. arrêt 1 du jour 2.

Le cortège régressif de cette séquence n'est connu que dans le région de Salon. Il est très peu épais et est constitué de matériel fin silto-sableux séparant les barres bioclastiques de S7 et de S8

La surface d'inondation maximale de cette séquence est mal enregistré par les faciès en Basse Provence. En effet ce pic transgressif du Tortonien inférieur est paradoxalement beaucoup mieux défini dans la vallée du Rhône (Tersanne) ou il se traduit par le dépôt de marnes sableuses marines entre les Marnes de Saint Pantaléon et la base des conglomérats de Vinsobres et dans le Lubéron avec les **Marnes de Cabrières** qui ont livré une faune de planctonique de la N 14-15 (Besson et al. 2005). D'une façon générale se pic transgressif est situé en position externe dans l'avant pays, enregistrant ainsi le déplacement de la zone de subsidence maximale.

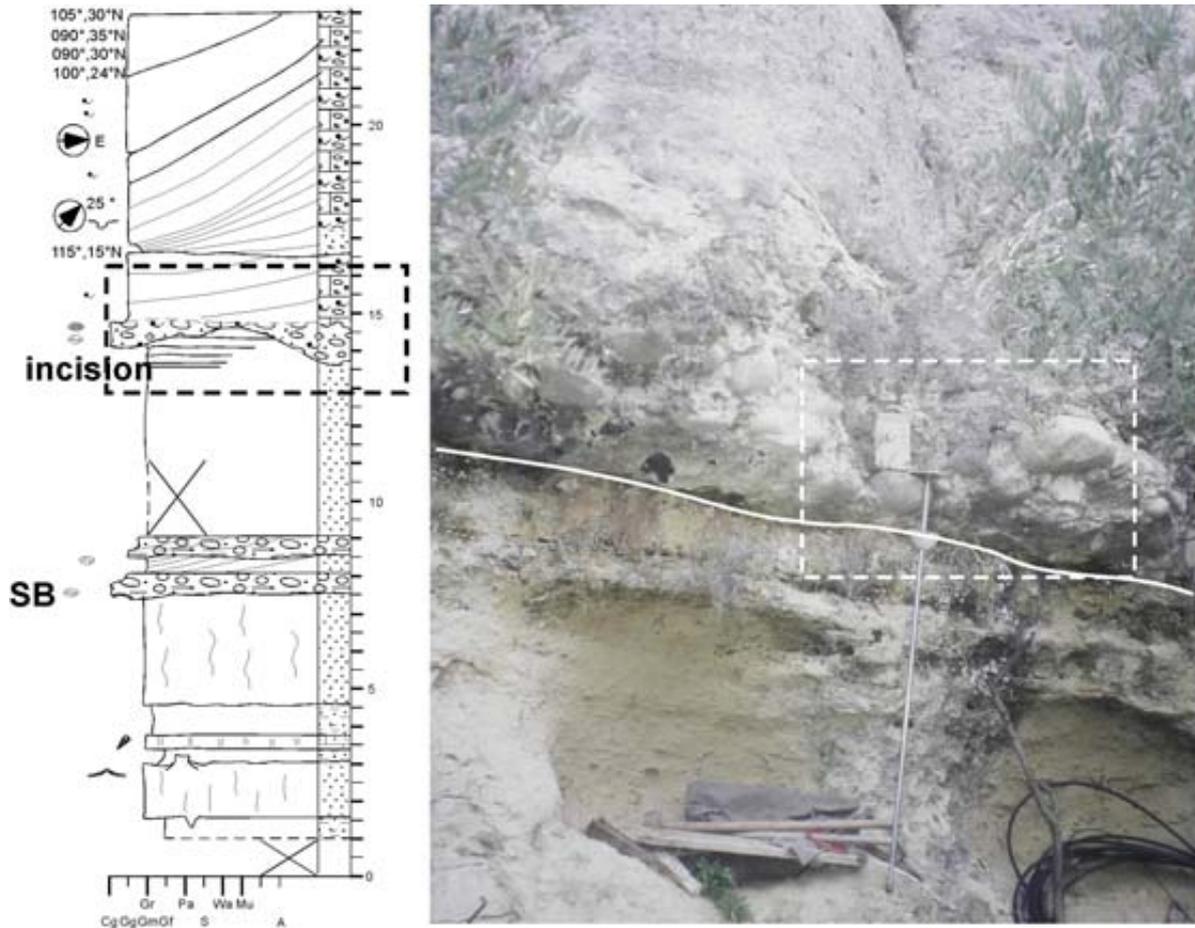
### *La séquence S8*

Sa présence en basse Provence est peu documentée. Elle semble présente dans le secteur de Salon à l'extrême sommet de la série Miocène (Besson 2005). Son cortège transgressif, comme celui de S7, est constitué d'un matériel bioclastique très grossier (calcirudite) en contact érosif sur les sables du sommet de S7.

Ce dernier épisode marin n'atteint pas le nord du bassin mais le développement d'une série lacustre traduisant une élévation du niveau de base intra-tortonienne plus récente que celle de S7 certes peu marquée, vers le nord dans le bassin de Valréas associé au sein de . Son potentiel de préservation sous la série continentale est peu épais.

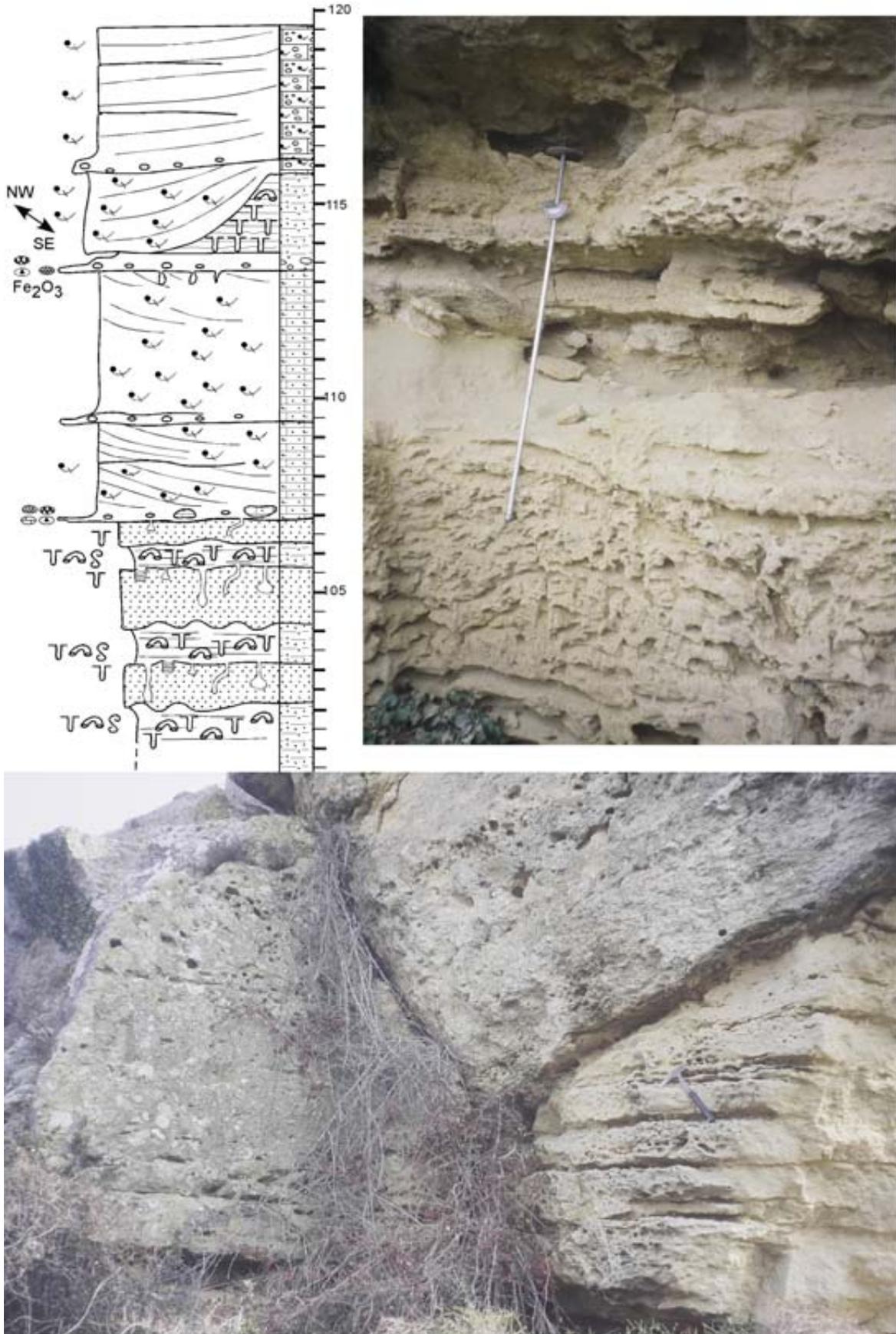
Les deux cortèges transgressifs du Tortonien sont amalgamés au sein de la barres dite de Rognes.

**Fig. A10 : Vallée incisées à la base du Tortonien dans le secteur de Rognes (bassin d'Aix).**



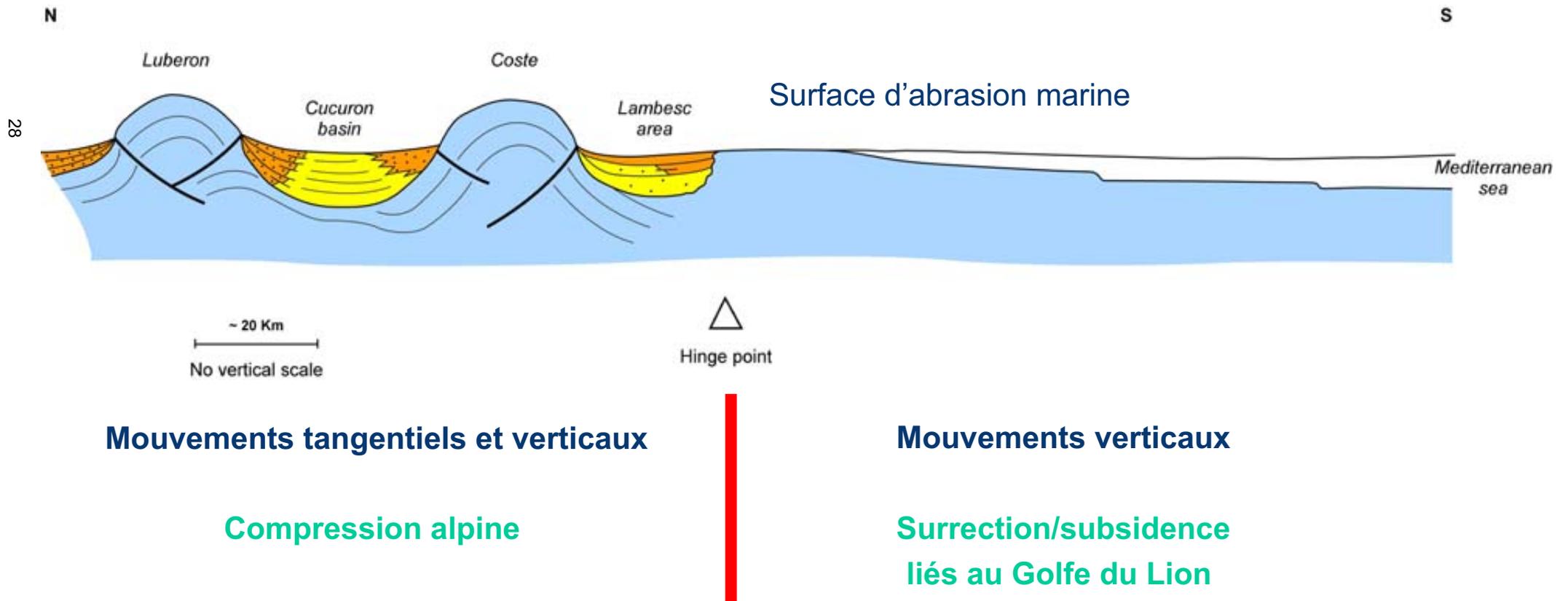
L'incision à la base de la molasse bioclastique (type Cucuron) de la séquence S7 est marquée localement par des paléosols (col de Rognes) et/ou un très grossier conglomérat de transgression qui remanie des galets fluviaux. Noter que la limite de séquence se situe quelques mètres plus bas, à la base du cortège de régression forcée.

**Fig. A11 : La base de la séquence tortonienne dans le secteur de Rognes.**



La limite de séquence (photo haut) se matérialise par un épais intervalle bioturbé surmonté par un conglomérat de transgression. La photo du bas montre un très bel exemple de chenal méandrique (en domaine tidal). Les dépôts du TST de S7 marquent la dernière transgression importante dans cette partie du bassin.

**Fig. A12 : Profil Nord – Sud du Lubéron à la mer mettant en évidence le changement brutal de style tectonique : implication d'un point d'équilibre tectonique**



## **La construction continentale fini-miocène et le maximum d’empiètement marin du Tortonien en Basse Provence**

Alors que dans le Nord du bassin et en position proximale dans l’avant pays alpin, les séries continentales tortonienne et messinien inférieur peuvent être développées et constituées un véritable piémont partiellement préservé des érosions du Messinien supérieur et quaternaires. En basse Provence, la préservation de ce piémont est extrêmement réduite. Connue sous le nom de **Conglomérats à Hipparion** selon Combaluzier (1932), cette série n’excède pas 50 m et est surtout constituée de dépôts lacustres à *Helix Christoli* et de plaine alluviale avec des sols. Il existe quelques affleurements isolés dans la Crau. Son extrême réduction d’épaisseur et surtout liée à la l’importance de l’érosion messinienne de la Durance dans tout le secteur de la Crau (Fig. A1) (Clauzon et Rubino 1993). Au nord du bassin, il est donc possible d’utiliser le piémont, les épaisseurs des séries fluviatiles et leurs altimétries pour contraindre les mouvements verticaux entre 8 Ma et l’Actuel (Besson et al. 2002).

En Basse Provence, on est beaucoup plus démuné. La seule certitude dont on dispose, c’est que contrairement à la Vallée du Rhône et aux secteurs proximaux du bassin d’avant pays comme vers Digne, le maximum d’empiètement du Burdigalien supérieur - Langhien qui coïncide avec celui du cycle néogène global (Bartek *et al* 1988) est clairement décalé en Basse Provence au Tortonien, puisque la transgression a alors atteint la Montagne Sainte Victoire à la périphérie de laquelle se développait des falaises littorales (Rubino et al. 2003).

La cause de ce diachronisme est à mettre en relation probable avec une accélération de la subsidence de la Marge du Golfe du Lion (Gorini 1993, Bache et al. 2004, Mauffret et al. 2003, Chamot Rouke et al. 2004) qui se répercute jusqu’en Basse Provence. Cette accélération de la subsidence vient oblitérer les effets de la déformation plicative dans les Alpes qui atteint très précisément un paroxysme durant le Tortonien, comme le montrent les discordances progressives enregistrées par les séries continentales du sud du Lubéron, (Clauzon 1984). Ce qui conduit à imaginer l’existence d’un point d’équilibre tectonique au nord de la basse Provence dans la Trévaresse.

Au nord de ce point d’équilibre (Fig. A12), la combinaison entre déformation alpine et basculement vers le sud, entraîne une surrection alors qu’au sud la zone qui enregistrait précédemment une très faible subsidence (180m de série pour 10My) se met à subsider, certes modeste mais suffisante pour permettre à la mer miocène d’atteindre la Sainte Victoire et de générer au cours du Tortonien basal (?) les spectaculaires surfaces d’aplanissement encore visibles dans le paysage aujourd’hui sur la Fare et sur la Nerthe. La mer devait aussi largement couvrir la région marseillaise puisque dans des poches karstiques totalement déconnectées du moindre affleurement de Miocène, Rousset et Philipp (\*\*\*\*) ont décrit des faunes marines du Miocène supérieur dans la région d’Aubagne.

## Notes personnelles

Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

## La problématique des vallées incisées du Miocène et la paléogéographie du bassin Rhodano-Provençal

Pour cette partie, rédacteurs : O. Parize, D. Besson et J.-L. Rubino

Jouxtant au nord la marge océanique du golfe du Lion, dont dépend d'ailleurs la zone côtière que nous visiterons pendant l'excursion, le BMRP (Fig. A1) est divisé en sous-bassins juxtaposés le long du cours du Rhône, de la Durance et de leurs principaux affluents. Venant du Sud, la transgression marine du Miocène inférieur ennoie progressivement les zones basses puis leurs interfluves, définissant alors un paysage connu sous le nom du « Golfe provençal », et « parsemé » d'îles et de hauts-fonds (Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1972). A la fin du Burdigalien, cette transgression met en communication le BMRP avec les bassins péri-alpins de l'Europe de l'Est notamment le bassin Molassique suisse.

La géométrie du contact entre ce remplissage et son substratum se fait selon plusieurs modalités : concordance stratigraphique, *onlap* passif, *onlap* divergent et comblement, principalement par des dépôts paraliques, de vallées incisées d'origine fluviale. Cette 4<sup>ème</sup> modalité, proposée récemment, remet en question le schéma stratigraphique admis et explique notamment le contexte sédimentaire du stratotype du Burdigalien dans le bassin de Valréas (Saint-Restitut).

Notre méthode d'analyse (Fig. A13, A14, A15) combinant les faciès, la biostratigraphie (foraminifères, nannofossiles, calcaires, micromammifères ...), les isotopes du Sr, l'identification des séquences de dépôt et leur cartographie par cortège de dépôt a été étalonnée sur les dépôts du Miocène inférieur car ce sont les mieux contraints tant d'un point de vue stratigraphique que géométrique. Nous avons prolongé cette analyse dans la partie supérieure du remplissage marin jusqu'au piedmont continental terminal. La succession stratigraphique miocène est maintenant réinterprétée comme un empilement composite de dépôts, déboîtement et emboîtement se succédant.

### Reconnaissance d'une vallée incisée

Dans un bassin sédimentaire comme dans le Bassin molassique rhodano-provençal BMRP (Fig. A1), la reconnaissance d'une paléovallée incisée se base sur l'identification d'une limite érosive de séquence (e.g. Allen, 1991 ; Dalrymple *et al.*, 1992) associée à une érosion subaérienne marquée localement par la préservation de paléosols en position d'interfluves, par des éléments allochtones remaniés lors de la transgression (galets, fossiles, paléosol sous-jacent...). L'ampleur de l'érosion à l'origine d'une vallée incisée est généralement de plusieurs ordres de grandeur supérieurs à celle associée aux corps sédimentaires, notamment les chenaux, qui constituent son remplissage : l'opposition entre les dimensions de la morphologie érosive et celle des corps sédimentaires qui lui sont sus-jacents permet d'éviter toute confusion avec une surface d'origine autocyclique (*i.e.* chenaux de marée). Le suivi de cette limite de séquence permet de préciser la géométrie de la vallée puis la reconstruction d'un paléo-réseau de drainage fluviale.

Le remplissage d'une paléovallée incisée a également une signature caractéristique (e.g. Dalrymple *et al.*, 1992 ; Zaitlin *et al.*, 1994). En effet la morphologie du milieu de sédimentation contrôle directement la dynamique sédimentaire. L'érosion et le creusement dans le substratum sont liés à l'ajustement du profil d'équilibre de la rivière pour rejoindre son nouveau niveau de base. Si cette chute se stabilise, des dépôts marins régressifs peuvent s'accumuler au débouché de la rivière et construire un delta de bas niveau marin sur la plate-forme et permettre l'aggradation d'un prisme continental. En phase de remontée du niveau de

## Légende :

 : Major fluvial incisions

 : Sequence boundary

 : Mangrove (Bayanne section)

 : Soil (Istres section)

 : Sampled levels

A : *Avicennia* maximum (AB, Bayanne and AC, Châteauredon sections)

B : Beaulieu volcanism ( $17.5 \pm 0.3$  My) correlated with volcanic glass level (Cabannes section)

MN4\* : Châteauredon 1 / Abros-Maurel

MN6° : Pré Forant

MN7" : Châteauredon 2 / Reynier

S3 FR : Forced regression systems tract of S3

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

\* : from [Besson, 2001]

Sr1:  $20.35 \pm 0.85$  My

Sr2:  $20.00 \pm 0.75$  My

Sr3:  $18.20 \pm 1.00$  My

Sr4:  $17.55 \pm 1.05$  My

o : from [Dexcoté, 2001]

Sr5: 16.23 My

Sr6: 14.90 My

Sr7: 13.80 My

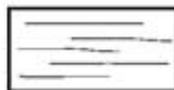
Sr8: 13.12 My



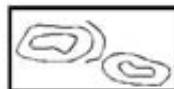
Wave/storm-dominated deposits (mainly during high stand systems tract).



Tide-dominated deposits (mainly during transgressive systems tract).



Lagoon-dominated deposits (mainly during early transgressive system tract of S3).



Slump or debris flow deposits

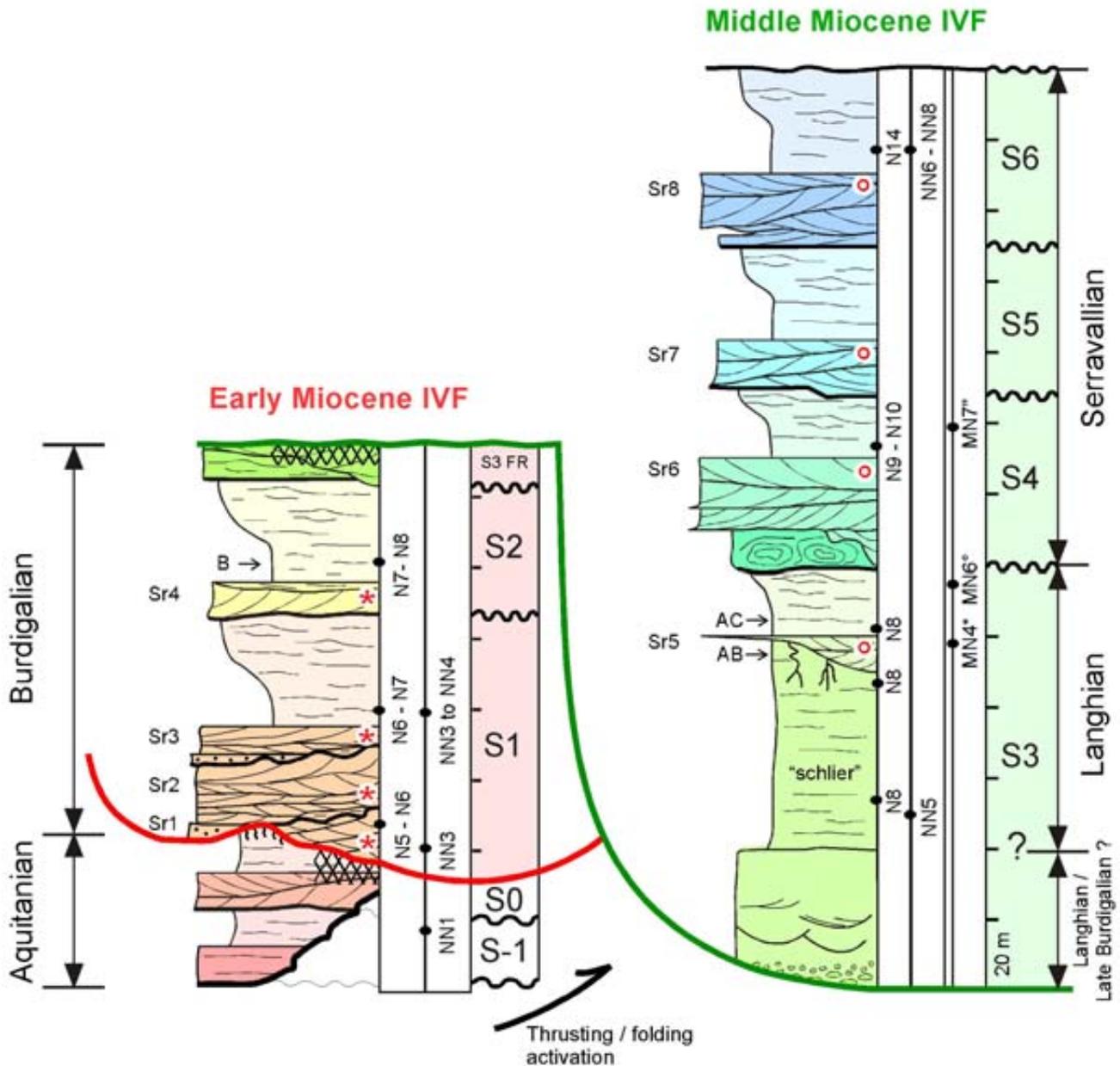


Fluvial-dominated deposits (mainly during lowstand systems tract of S3).



Continental weathering below main fluvial/continental surfaces and karst development.

**Fig. A13 : Le Miocène inférieur et moyen du BMRP : deux grands complexes de vallées incisées.**



Ces deux réseaux de vallées incisées sont déboîtés l'un par rapport à l'autre, soulignant ainsi un changement majeur du paysage (de la géométrie des bassins de drainage) au passage entre le Burdigalien et le Langhien. Le second réseau est d'autre part emboîté dans le premier. Le paysage de la partie centrale du BMRP acquiert une physiographie proche de l'actuelle à ce même moment : les synclinaux du Lubéron, des Alpilles, les Monts de Vaucluse etc, deviennent des barrières morphologiques.

Les implications stratigraphiques de ce nouveau schéma morphologique sont nombreuses. Il ne faut plus mettre en variation latérale de faciès les Molasses du Miocène inférieur avec les marnes décrites sous faciès « schlier ». Des corrélations entre foraminifères, nannoplancton calcaire, micromammifères sont proposées en prenant en compte les surfaces stratigraphiques : incision fluviale, surface de transgression... Notons le pic à *Avicennia* qui marque l'optimum climatique et qui est daté par les Préorbulines du Langhien en Provence.

**Fig. A14 : Les principaux gisements de micromammifères du Miocène moyen du bassin de Digne-Valensole.**

| Chronostratigraphie standard (Ma) |              | Biozonation mammalienne | Faunes de référence | Gisements (bassin de Digne) |
|-----------------------------------|--------------|-------------------------|---------------------|-----------------------------|
| 14                                | SERRAVALLIEN | MN7                     |                     |                             |
|                                   |              | ?                       |                     | Reynier                     |
| 15                                | LANGHIEN     | MN6                     | Sansan              | Pré Forant                  |
|                                   |              | ?                       | Rosshaupten         |                             |
| 16                                | LANGHIEN     | MN5                     | Langenmoosen        |                             |
|                                   |              | ?                       |                     |                             |
| 17                                | BURDIGALIEN  | MN4                     |                     | Châteauredon 1 / Abros      |
|                                   |              |                         | Oberdorf            |                             |
|                                   |              |                         |                     |                             |
|                                   |              | MN3                     | Beaulieu            |                             |

XI - 2003

Place des niveaux d'Abros – Maurel , de Pré Forant et de Reynier sur une échelle chrono-stratigraphique (e.g. Hardenbol *et al.* 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références. Ce tableau est soumis pour publication (Parize *et al.*, soumis aux *Eclogae*) dans le cadre d'une discussion lancée par la publication d'un article de Couéffé et Maridet.

L'emboîtement du Miocène moyen dans les terrains sous-jacents et une hypothèse de continuité sédimentaire infirmée par l'analyse de faciès ont pu conduire à placer le gisement de Châteauredon 1 En passage latéral de faciès avec des dépôts burdigaliens. Ce gisement de Châteauredon 1 et son équivalent d'Abros (Aguilar et Clauzon, in Besson *et al.*, 2002) appartiennent au remplissage transgressif de la ria du Miocène moyen.

**Fig. A15 : Tableau synthétique des données isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  utilisé pour l'établissement du schéma stratigraphique (données de Dexcoté, 2001 et de Besson, 2001)**

| Name                             | Nature of samples | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$<br>(NBS987=0.710248) | Sigma (off line) | Age estimé en Ma | Attribution stratigraphique correspondante |
|----------------------------------|-------------------|--|------------------|------------------|--|
| <b>GEN 1 (Genestière)</b>        | Bioclastes        | 0,708422   | 0,000008         | 20,35±0,85*      | Burdigalian S1a                            |
| <b>SLG 3 (La Tapy, Venasque)</b> | Bioclastes        | 0,708442   | 0,000007         | 20±0,75*         | Burdigalian S1b                            |
| <b>SLG 4 (La Tapy, Venasque)</b> | Pecten            | 0,708557   | 0,000014         | 18,2±1*          | Burdigalian S1c                            |
| <b>MAR 1 (Martigues)</b>         | Huître            | 0,708600   | 0,000016         | 17,55±1.05*      | Burdigalian / Langhian (S2 / S3)           |
| <b>BAY6a (Bayanne)</b>           | Bioclastes        | 0.708753   | 0.000023         | 16.23°           | Serravallian / S3                          |
| <b>BAY7 (Bayanne)</b>            | Bioclastes        | 0.708798   | 0.000027         | 14.9°            | Serravallian S4                            |
| <b>BAY8 (Bayanne)</b>            | Bioclastes        | 0.708827   | 0.000021         | 13.8°            | Serravallian S5                            |
| <b>BAY11 (Bayanne)</b>           | Bioclastes        | 0.708845   | 0.000023         | 13.12°           | Serravallian S6                            |

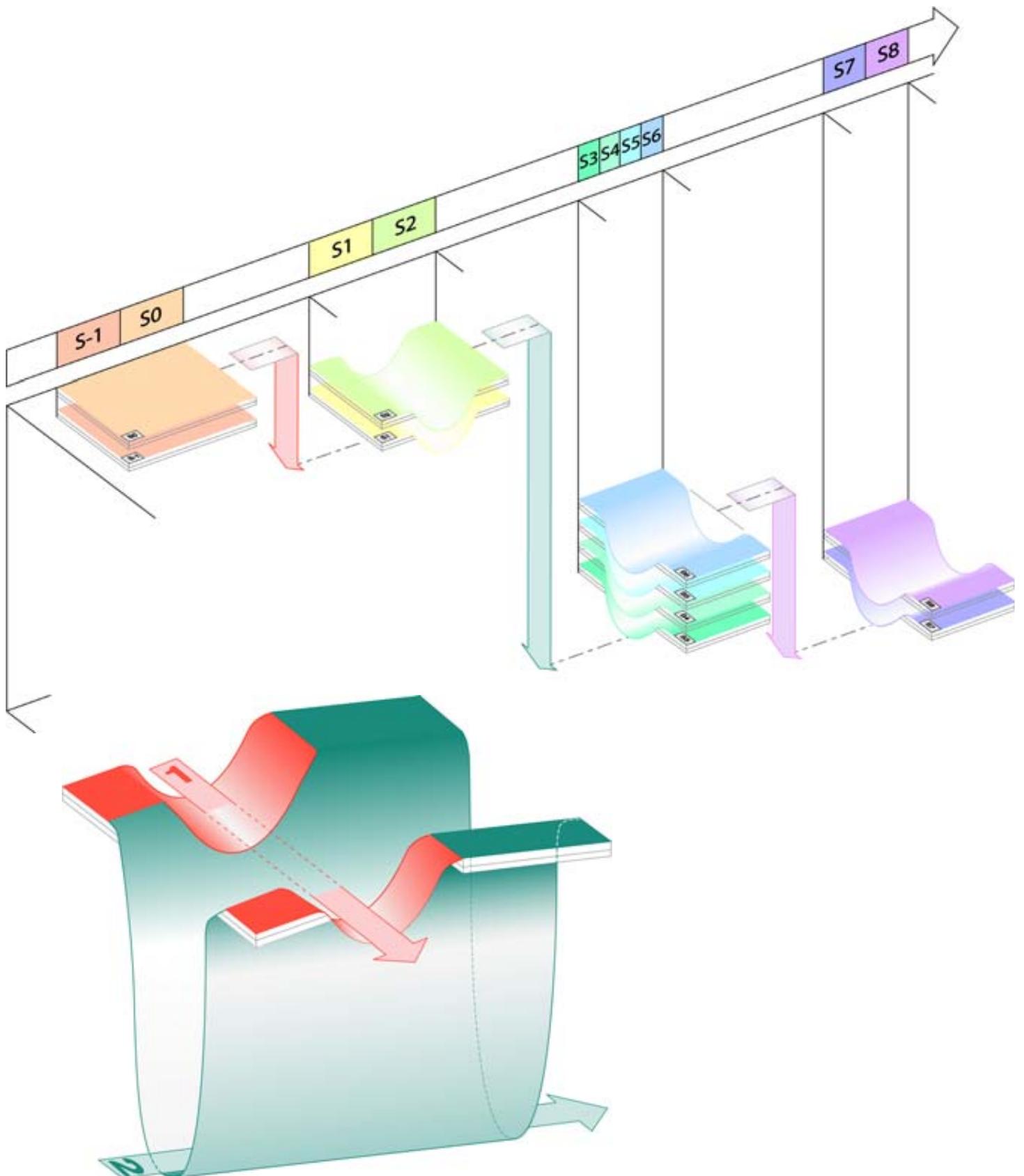
\* Valeur obtenue par projection sur courbe synthétique de l'océan mondiale (Dennebouy, 2001)

° Valeur obtenu par Y. Dexcoté, 2001 ; en utilisant les formules suivantes :

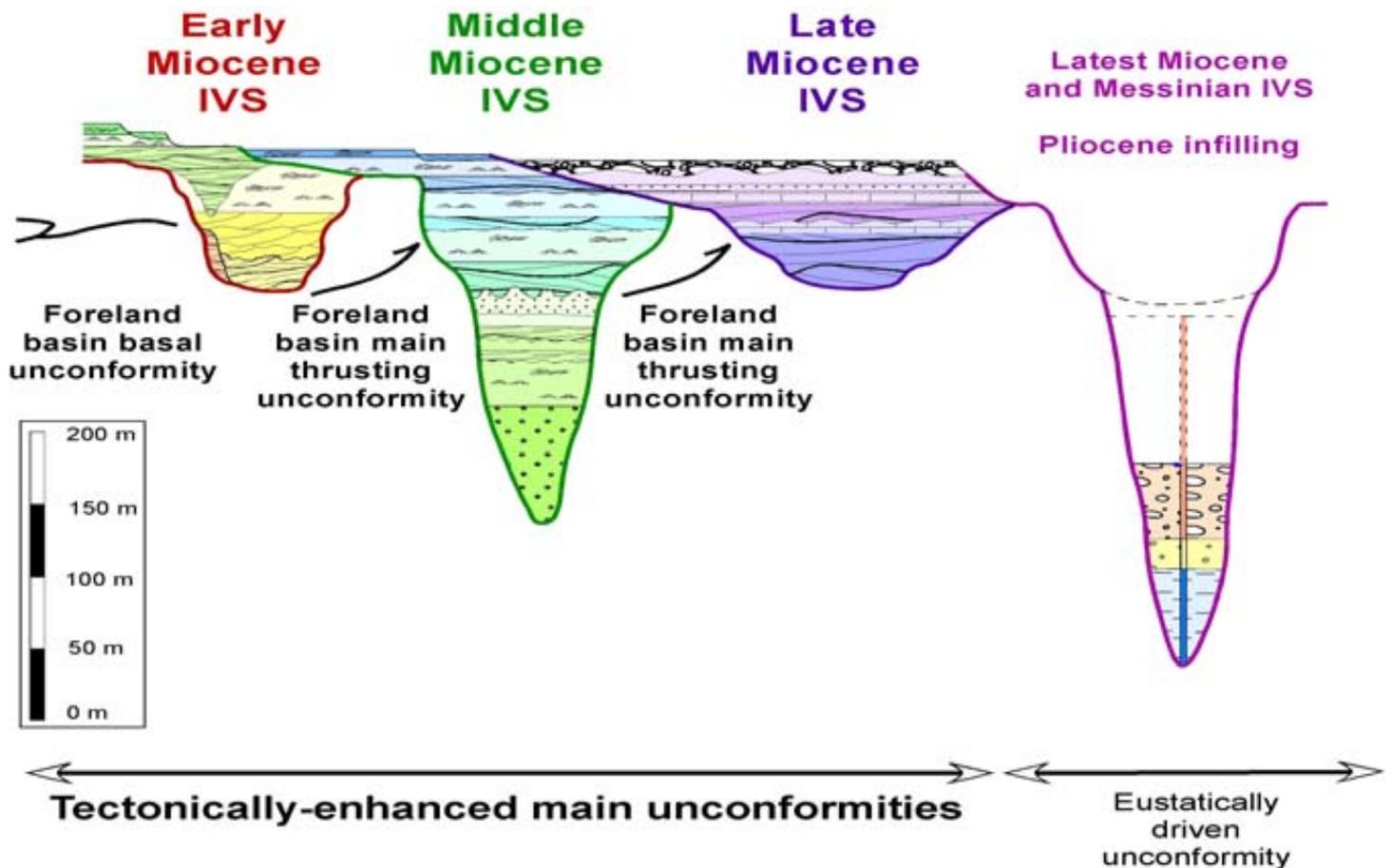
(Age en Ma) =  $26661.43 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} * 37593.98)$  pour des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0.708930 et 0.708789.

(Age en Ma) =  $10393.19 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} * 14641.29)$  pour des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0.708788 et 0.708305.

**Fig. A16 : Un modèle morphologique pour décrire les relations géométriques au sein des dépôts miocènes du BMRP : emboîtement déboîtement**



## Fig. A17 : Les incisions fluviales successives du Miocène dans le BMRP et leur remplissage composite

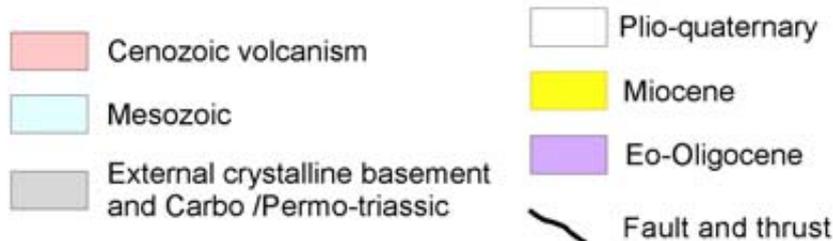
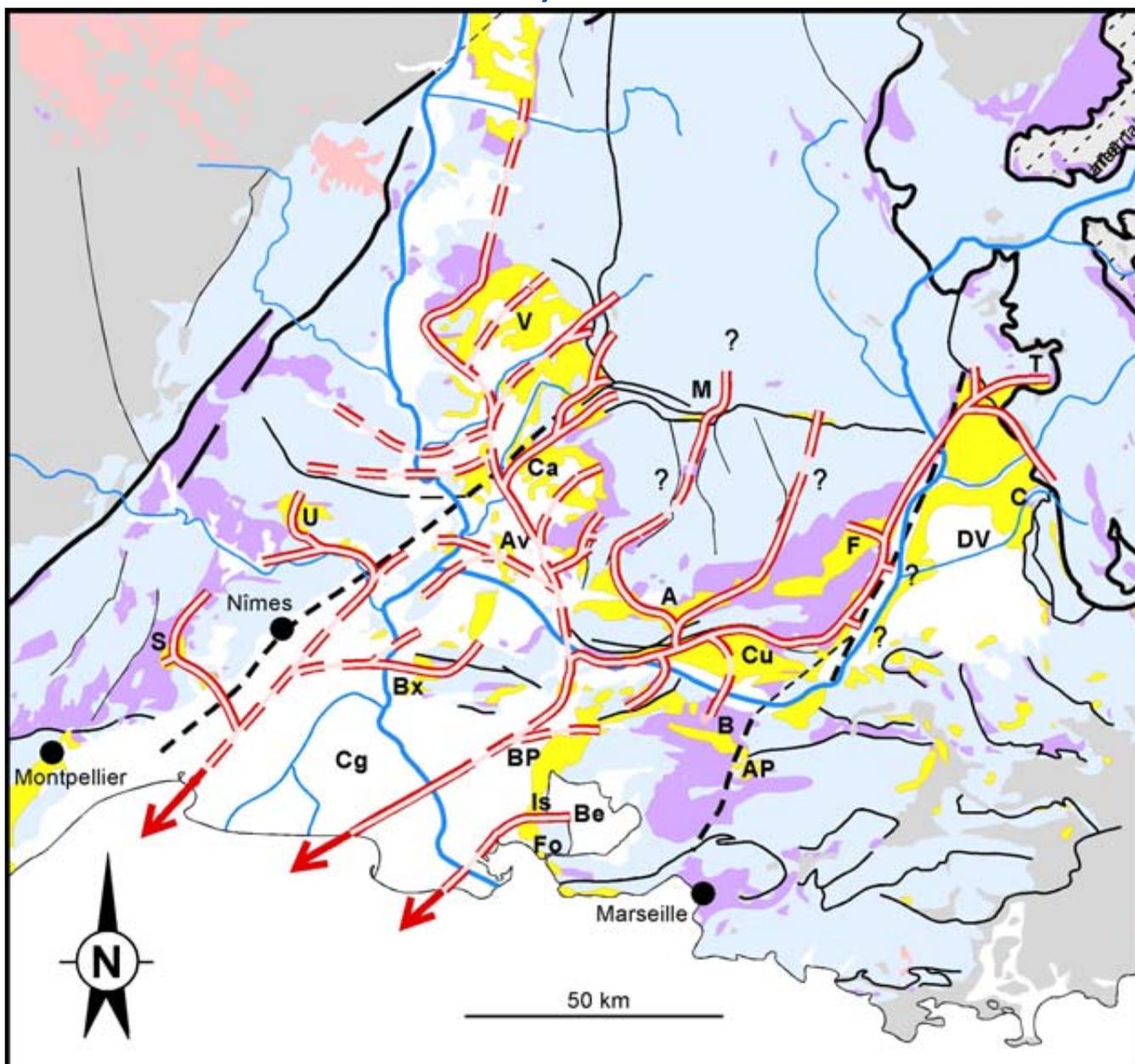


Ce schéma représente les trois grands réseaux miocènes de vallées incisées composites reconnus avant la crise messinienne qui conduira dans ce même secteur à la plus importante phase d'incision. Si les vallées messiniennes sont le résultat seul de variations eustatiques, ces trois réseaux d'IV résultent d'une amplification tectonique des chutes relatives du niveau marin.

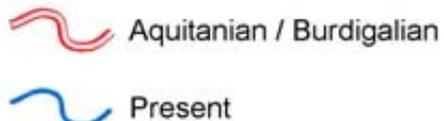
**La première incision à la base du Miocène inférieur** est interprétée comme la discordance basale du bassin d'avant-pays alpin qui correspond à une discordance à l'échelle de l'ensemble du bassin d'avant-pays entre les premiers dépôts miocènes et son substratum. Cette discordance est liée à la migration du bourrelet périphérique alpin qui enregistre un *uplift* de l'ordre de la centaine de mètres et est globalement synchrone de l'arrêt de l'extension dans le bassin et de l'inversion de ces structures mises en compression. Le système composite qui comble ce réseau de vallées enregistre le début de la déformation plicative au sein du bassin qui s'effectue par réactivation des accidents pyr-prov. **L'incision à la base du Miocène moyen** est liée à une des phases importantes de la structuration du bassin qui s'est traduite par une chute du niveau de base de plusieurs centaines de m. Cette chute relative du niveau marin relatif est liée à la surrection de la plupart des structures tectoniques du bassin, et s'est accompagnée de l'individualisation des différents sous-bassins miocènes tels qu'ils apparaissent aujourd'hui.

**Le dernier réseau de vallées incisées correspond au Miocène supérieur.** Si les incisions observées sont de moindre importance, le mécanisme semble identique à celle du Miocène moyen puisque que les dépôts du Miocène supérieur sont bien souvent déboîtés et emboîtés. Par rapport à ceux du Miocène moyen et ceci suite à la surrection des structures tectoniques qui conduit à une migration des dépôts-centres et amplifie les chutes du niveau de base.

**Fig. A18 : Le premier réseau de vallées incisées du Miocène (entre l'Aquitanien terminal et le Burdigalien basal) : IVS 1**



Present-day location of incised valleys systems



- |                      |                      |
|----------------------|----------------------|
| A : Apt              | Cu : Cucuron         |
| AP : Aix-en-Provence | DV : Digne-Valensole |
| Av : Avignon         | F : Forcalquier      |
| B : Beaulieu         | Fo : Fos             |
| Be : Berre           | Is : Istres          |
| BP : Basse-Provence  | M : Miravail         |
| Bx : Baux            | S : Sommières        |
| C : Châteauredon     | T : Tanaron          |
| Ca : Carpentras      | U : Uzès             |
| Cg : Camargue        | V : Valréas          |

base, la vallée incisée devient une ria progressivement comblée par des dépôts marins transgressifs. La préservation des dépôts lagunaires est favorisée par un fort influx détritique que module l'action érosive des courants. Le confinement morphologique ne permet pas le développement des trains de houle : l'enregistrement des processus tidaux est alors préservé et constitue le remplissage sédimentaire de l'estuaire.

Le remplissage de ces paléovallées a été cartographié sur le terrain. Le suivi a été assumé par interpolation (i) entre deux affleurements en tenant compte de la géométrie d'ensemble, des directions de courants (Besson, 2001 ; Reynaud *et al.*, sous presse) et des indicateurs paléobathymétriques (Parize *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 2001), (ii) avec des données de forages (*e.g.* Violès 1, Istres 101, Gallician 1), (iii) enfin avec les données de sismique industrielle acquises dans les bassins d'Avignon (Schlupp *et al.*, 2001), de Camargue (*e.g.* Benedicto Esteban, 1996 ; Dexcoté, 2001), de Digne – Valensole (*e.g.* Dubois & Curnelle, 1978 ; Comité des Techniciens, 1986) et de Valréas (Besson, 2005).

Lors des deux dernières journées d'excursion, la reconnaissance et la caractérisation des vallées incisées et leur importance dans la répartition spatiale et temporelle des dépôts seront analysées en position distale.

### **Les réseaux de drainages miocènes**

Le remplissage sédimentaire du BMRP ne peut plus être considéré comme la simple superposition verticale de couches sédimentaires. Il est composite. La sédimentation est interrompue par des incisions fluviales, ennoyées par la mer puis comblées par des dépôts marins marginaux-littoraux (Fig. A16). Ces systèmes de vallées incisées du cycle miocène se regroupent désormais en trois complexes composites indépendants (Fig. A17), respectivement du Miocène inférieur, du Miocène moyen et du Miocène supérieur précédant le système messinien et son remplissage pliocène (Clauzon, 1973, 1979, 1982, 1990). Au nord de la basse Provence Les systèmes les plus anciens sont en contre-haut des suivants : ainsi les rias languisiennes sont en contrebas des rias burdigaliennes (Fig. A16).

#### ***Le réseau du Miocène inférieur : IVS 1***

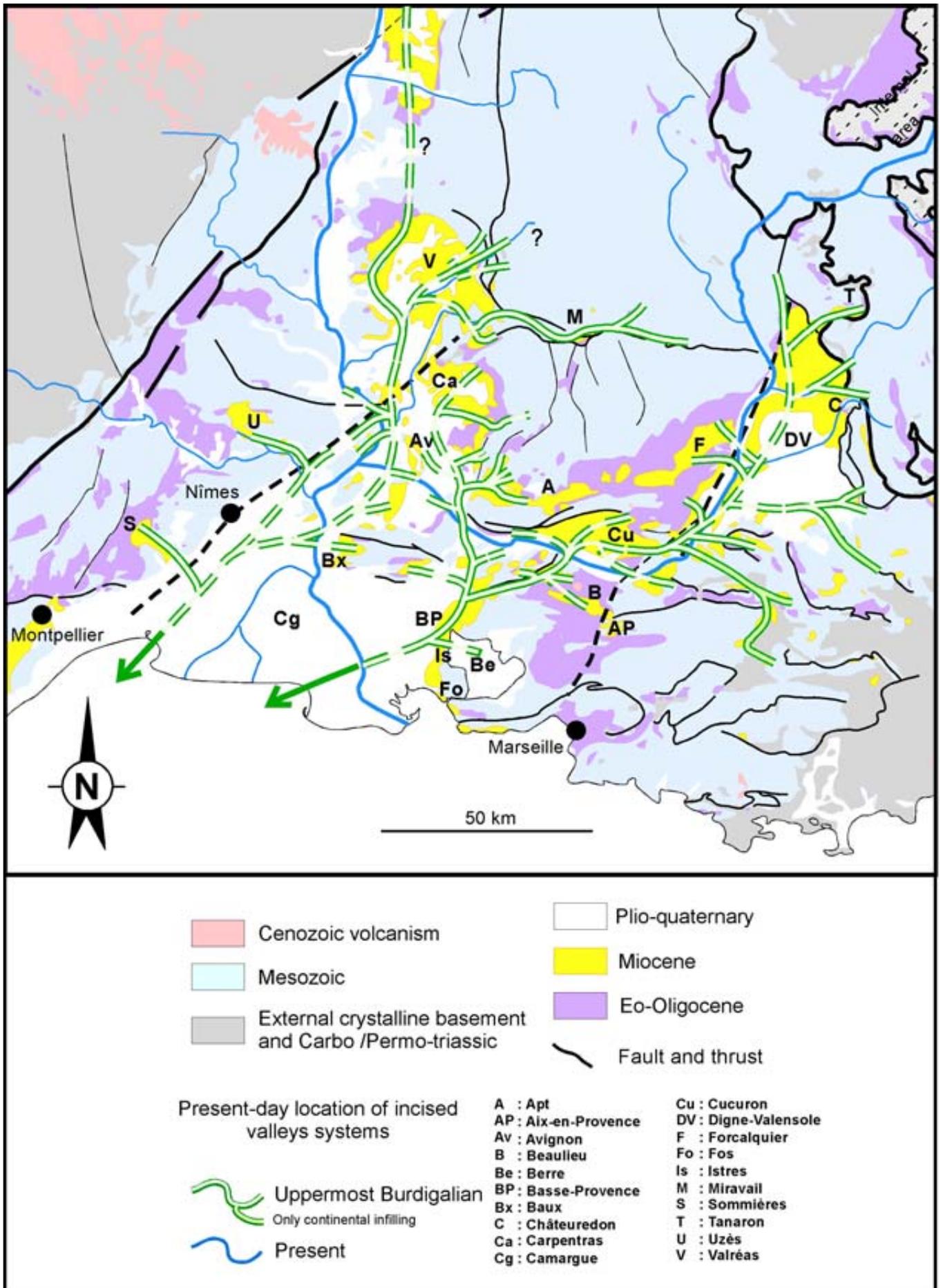
Il s'agit d'un réseau composite (Fig. A18) associée aux limites de séquences S1 et S2 (Fig. A6), les incisions sont soit superposées ou faiblement décalées mais toujours en recouvrement. C'est un réseau qui peut être tracé sur plus de 150km vers le nord. La profondeur d'incision peut varier entre 15 et 140 m. Le remplissage du premier réseau de vallées incisées repose sur de l'Oligocène supérieur dans le secteur de Céreste – Viens, voire terminal dans le secteur de Fontaine-de-Vaucluse, il débute au Burdigalien basal.

L'orientation de ce paléoréseau aquitano-burdigalien est grossièrement parallèle à l'axe de la chaîne et converge vers le golfe du Lion en Camargue. Il est constitué de plusieurs branches.

La branche la plus occidentale draine les secteurs d'Avignon – Carpentras et de Valréas.

Une branche plus orientale draine quant à elle le secteur durancien puis longe la faille de la Durance dans son compartiment occidental pour finalement la traverser et aller au fond du bassin de Digne. Dans le secteur de Cucuron, au niveau de Lourmarin, cette branche durancienne conflue avec un système qui draine les actuels monts de Vaucluse. Ce système se divisait en deux branches immédiatement au nord de l'actuel Lubéron, dans le secteur de Buoux. Une paléovallée orientale passait alors par Viens et Courennes et se dirigeait vers le

**Fig. A19 : Le deuxième réseau de vallées incisées du Miocène (entre l'Aquitanien terminal et le Burdigalien basal) : IVS 2**



nord. Une vallée occidentale passait par Bonnieux, Lacoste, Oppède, Gordes (Besson *et al.*, 2002) et se dirigeait vers Montbrun (Rubino *et al.*, 1990, 1997 ; Besson *et al.*, 2002).

La confluence de ces deux grands réseaux se fait dans le secteur du Deffends de Lamanon (Arrêt 6 du Jour 3). Cette reconstitution est confortée par le particularisme sédimentologique du secteur du Deffends. En effet le remplissage Burdigalien de ce secteur permet l'observation de chenaux conglomératique et de sables (galets de taille centimétrique à pluri-décimétrique) intercallés dans les molasses bioclastiques. Ces intervalles sont interprétés comme pouvant constituer les prismes de bas niveau de plate-forme préservés localement au débouché de ces réseaux (séquences hautes fréquences). Le fleuve résultant traversait la basse Provence et la Camargue où il peut être reconnu sur sismique (Dexcoté, 2001).

Un réseau de moindre importance a également été reconnu à l'ouest de la Camargue. Il drainait le secteur nîmois et les Alpilles : il correspond au débouché des rias d'Uzès, de Sommières et des Baux-de-Provence.

Les molasses bioclastiques blanchâtres à blanches de Provence caractérisent le remplissage marin burdigalien de ce premier réseau fluvial. Il se découpe en deux séquences du 3<sup>ème</sup> ordre, elles-mêmes pouvant être découpées en séquences de 4<sup>ème</sup> ordre (Lesueur *et al.*, 1990 ; Besson, 2005). Il s'agit d'un système composite de paléovallées emboîtées. Le caractère tidal quasi exclusif du remplissage est directement lié à la physiographie du domaine de sédimentation. Cette reconstitution d'un réseau fluvial aquitano-burdigalien et donc de rias ennoyées lors de la transgression du Burdigalien inférieur modifie l'image classique du BMRP, long sillon marin au front de la chaîne alpine (Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1984)

### ***Le réseau du Miocène moyen : IVS 2***

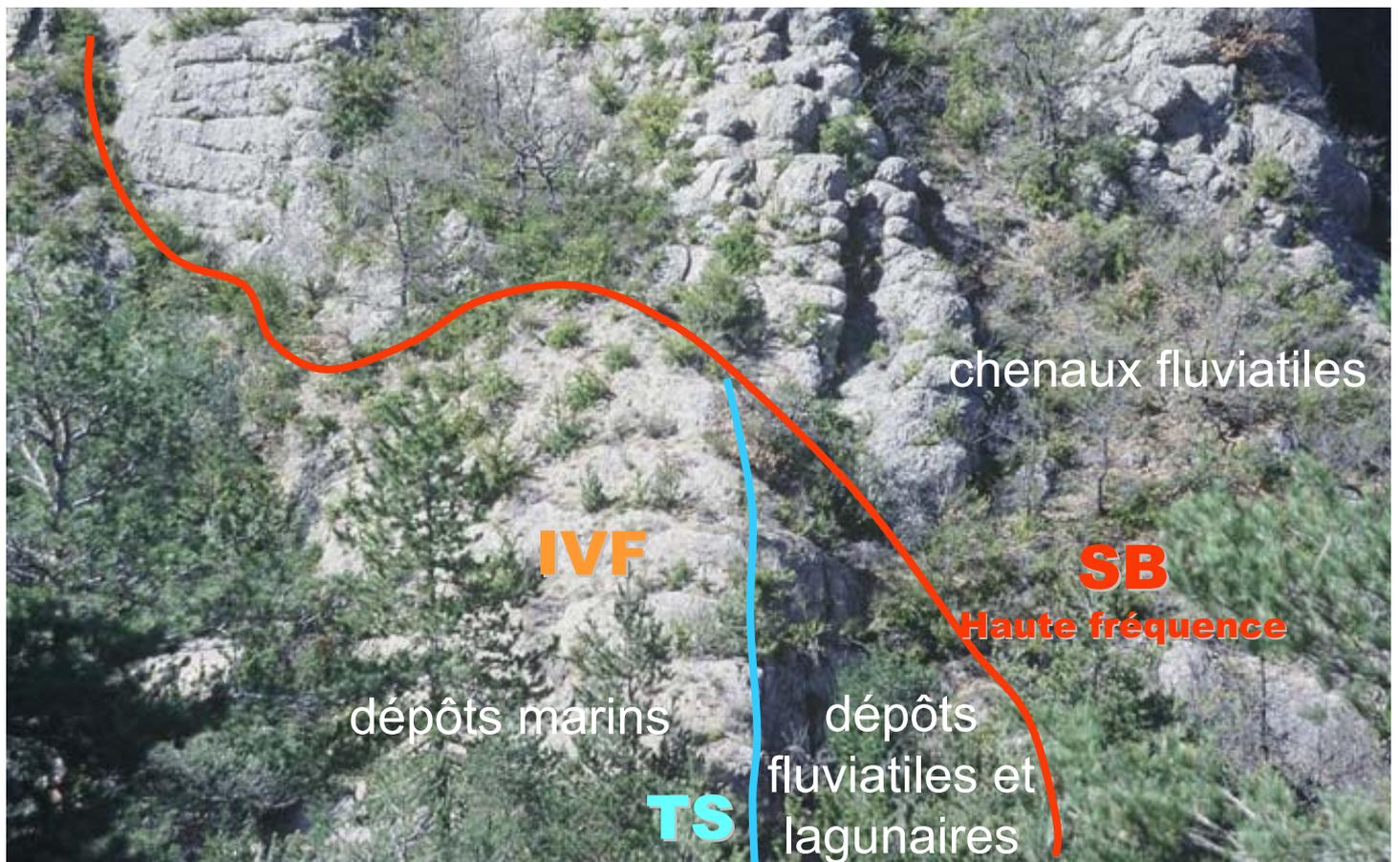
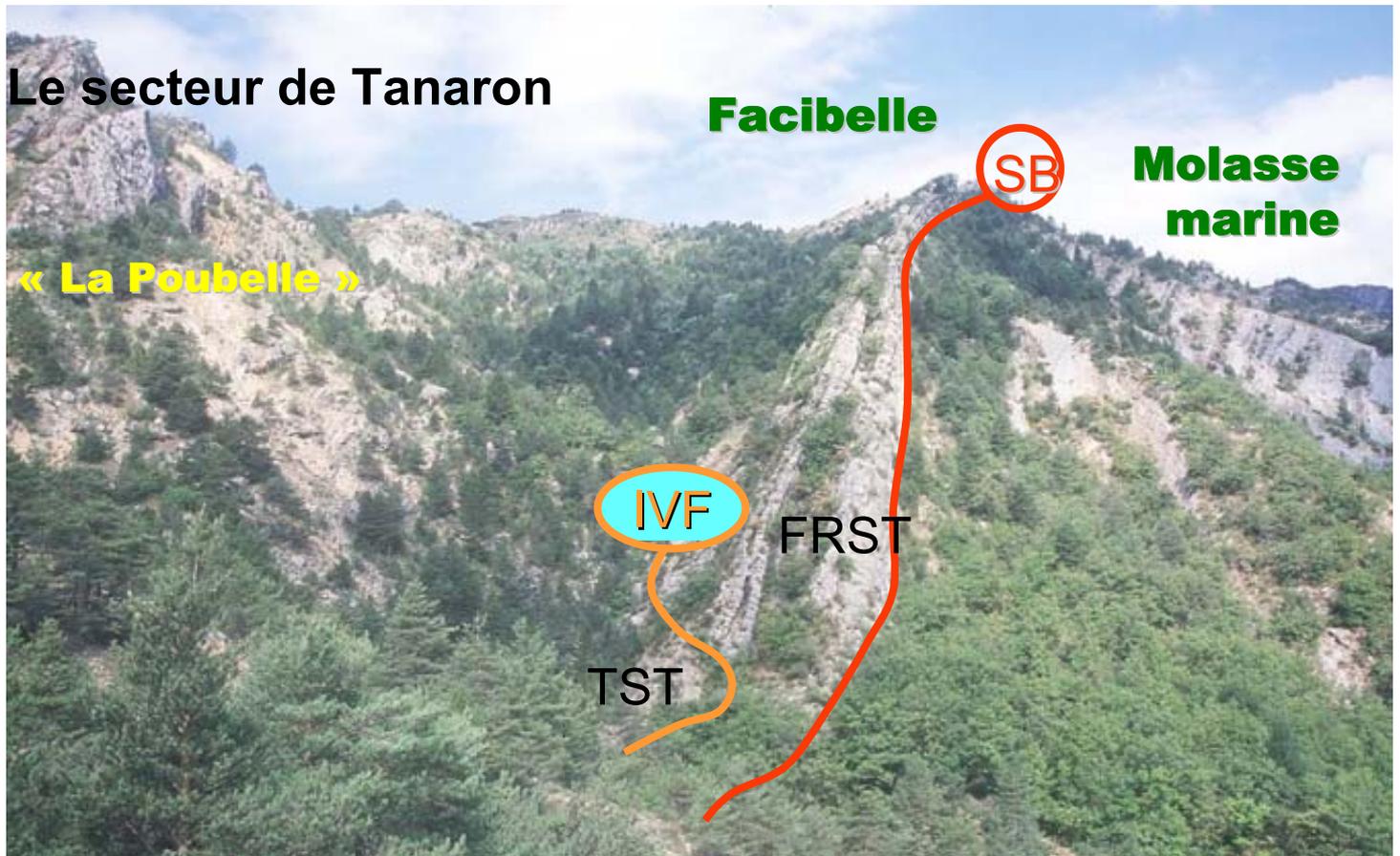
Ce réseau ne semble pas composite : il serait associé au seul événement finiburdigalien même si la limite de séquence S4 correspond à une très forte baisse relative. Son remplissage est assuré par les cortèges des séquences S4 à S6. Dans ce complexe (Fig. A19), les incisions sont soit superposées ou faiblement décalées mais toujours en recouvrement.

C'est un réseau qui peut être tracé sur plus de 200km vers le nord. La profondeur d'incision peut varier entre 15 et 140m. Ce réseau est déboîté par rapport au précédent. Dans la partie aval du BMRP, son emboîtement par rapport à celui du Miocène inférieur est supérieur à une centaine de mètres (Besson *et al.* 2002), atteignant 300 mètres dans le secteur de Pujaut (Parize *et al.*, 2003). Il est accompagné dans tout le BMRP, y compris dans les secteurs les plus amont (Fig. A20) comme dans le secteur de Tanaron – Esclagon (bassin de Digne – Valensole) et dans celui de Châteauredon, du plus important contraste faciologique de la série miocène.

Ce réseau comprend un système occidental pouvant correspondre à celui d'une paléoSaône et un système oriental correspondant à celui d'une paléoDurance, assurant la vidange respectivement du sillon rhodanien et du bassin de Digne Valensole. La branche occidentale de ce réseau fluvial s'enfonce sous la Camargue au sud de Lunel. Elle suit dans ce secteur un sillon subsident décrit à la base du Miocène (Bénédicto Esteban, 1996).

Autour du bloc Ventoux – Lure en surrection, ces réseaux s'organisent de façon rayonnante (Besson *et al.*, 2002) et convergent vers Salon-de-Provence. Une paléoNesque débouche des monts de Vaucluse dans le bassin de Carpentras et se dirige vers le sud. Elle reçoit en rive gauche un paléoCoulon alimenté notamment par le delta de Ménerbes puis

**Fig. A20 : L'incision du Burdigalien terminal en position amont (Parize et al., 2003)**



passer par le défilé de Cheval Blanc et de Sénas entre le Lubéron et les Alpilles. Cette paléoDurance rejoint une paléoDurance dans le secteur de Salon de Provence. Vers l'amont, cette paléoDurance passe par Lambesc, Rognes, le bassin de Saint-Christophe pour arriver dans le bassin de Cucuron au niveau de Cadenet. Elle se prolonge par Mirabeau et traverse la faille de la Durance pour aller dans le compartiment oriental, là où se développe le bassin de Digne – Valensole. Cette paléoDurance se dirige vers le golfe du Lion en passant par Miramas et Istres où le forage Istres 101 traversera la série miocène à proximité de son talweg comme l'indiquent les sables très grossiers à conglomératiques à la base d'argiles sableuses de type Bayanne (Besson *et al.*, 2005). Elle est ensuite recoupée par un profil sismique à l'ouest de Fos (Dexcoté, 2001).

### ***Le réseau du Miocène supérieur : IVS 3***

Repris très souvent par le réseau suivant du Messinien, ce réseau du Miocène supérieur (Fig. A10 & A11) a été préservé dans le secteur de l'anticlinal du pont de Mirabeau, dans le bassin de Cucuron, celui d'Aix en Provence et dans celui de Valréas. Le remplissage est également composite et correspond à deux séquences. Il va se conclure par l'édification du piémont continental tortonien (Clauzon *et al.*, 1989).

### ***Le réseau du Miocène terminal***

Le réseau messinien devrait être un fait admis tant les évidences à la fois à terre et en mer sont indiscutables (*e.g.* Clauzon, 1973, 1979, 1982, 1990). L'analyse de ce système et de son remplissage par des deltas torrentiels du type Gilbert deltas a été largement publiée par ailleurs (*e.g.* dernière version de la carte géologique de la France au 1 : 1000000) Nous ne pouvons que nous étonner qu'il soit encore réfuté, ou, plus insidieusement, largement sous-estimé (Peulvast *et al.*, 1999).

## **Les implications pour l'établissement d'une lithostratigraphie type du BMRP et des corrélations sous-bassins par sous-bassins**

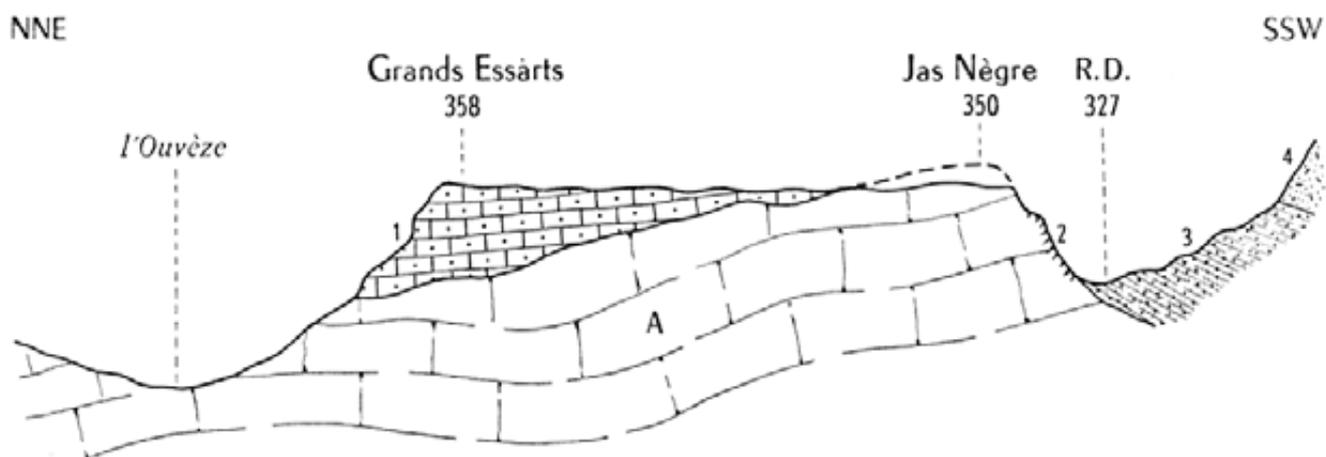
**Le remplissage du BMRP doit donc être analysé en tenant compte en premier lieu du déboîtement puis de l'emboîtement du Miocène moyen dans le Miocène inférieur.** Cette nouvelle organisation modifie entièrement la succession lithostratigraphique du BMRP d'autant qu'elle va se répéter à deux reprises.

La « variation latérale de faciès » comme entre des marnes assimilées au « schlier » situées dans les zones creuses et les molasses bioclastiques burdigaliennes plutôt préservées dans les zones hautes actuelles, interprétées « abusivement » comme des hauts fonds (Fig. A21 ; *cf.* Fig. 51 et 60) ne doit plus servir de guide à des corrélations intrabassin ou entre sous bassins.

Une série miocène type du BMRP a été proposée en Figure A6. Une telle succession varie d'un sous bassin à l'autre, car elle va être modulée par les influence locales des physiographies, de la déformation et de leurs changements. Nous proposons (Fig. A22) donc des séries types sous bassin par sous bassin (*cf.* Fig. A1), plus significatives.

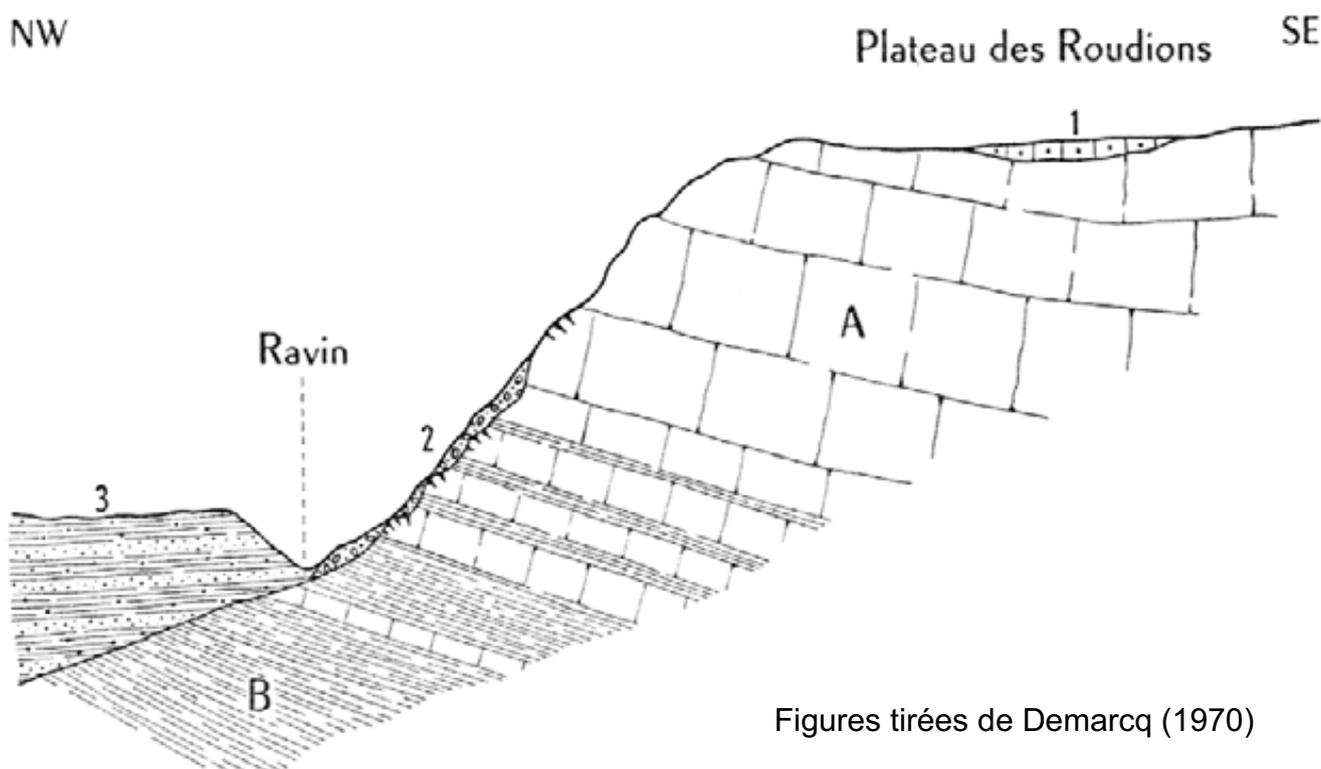
Nous présentons également un schéma d'organisation stratigraphique du Miocène dans le secteur des Etangs (Fig. A23) pour nous servir de support lors de la deuxième journée de cette excursion. Ce schéma interprète en régressions forcées les sables mixtes, grossiers à très grossiers, entre les Huitres des Cabannes et les Argiles de Bayanne, soit la Molasse de Quinsanne *sensu lato*.

## Fig. A21 : Le « Principe de Superposition » et la « variation latérale de faciès » pris en défaut



*Coupe de la colline des Jas Nègre, près d'Entrechaux.*

4, sables gréseux. — 3, marnes sableuses bleues de Faucon. — 2, falaise érodée.  
1, molasse calcaire classique. *Substratum* : A, grès calcaires cénomaniens.



Figures tirées de Demarcq (1970)

*Coupe du ravin de la ferme de Bel-Air au nord-ouest de Mollans.*

3, marnes bleues sableuses de Faucon. — 2, conglomérat fossilifère contre la falaise. — 1, molasse calcaireuse « classique ». — *Substratum* : A, calcaires gréseux en bancs albo-cénomaniens. — B, marnes albo-aptiennes.

de drainage périalpin de direction nord-sud qui guide la transgression du Miocène inférieur et permet la communication avec la Paratéthis (Fig. A3 & A4).

Les deux autres axes de transfert identifiés au Miocène inférieur (Fig. A18) sont (i) la paléovallée passant au niveau de Saint-Restitut et se prolongeant vers Crest et (ii) la paléovallée de Lourmarin – Gordes – Montbrun – Mévouillon. Pour ces deux réseaux, l'importance du conglomérat de transgression (métrique à pluri-métrique) constitué du remaniement d'éléments allochtones est un excellent indice de l'antécédence d'un réseau de drainage.

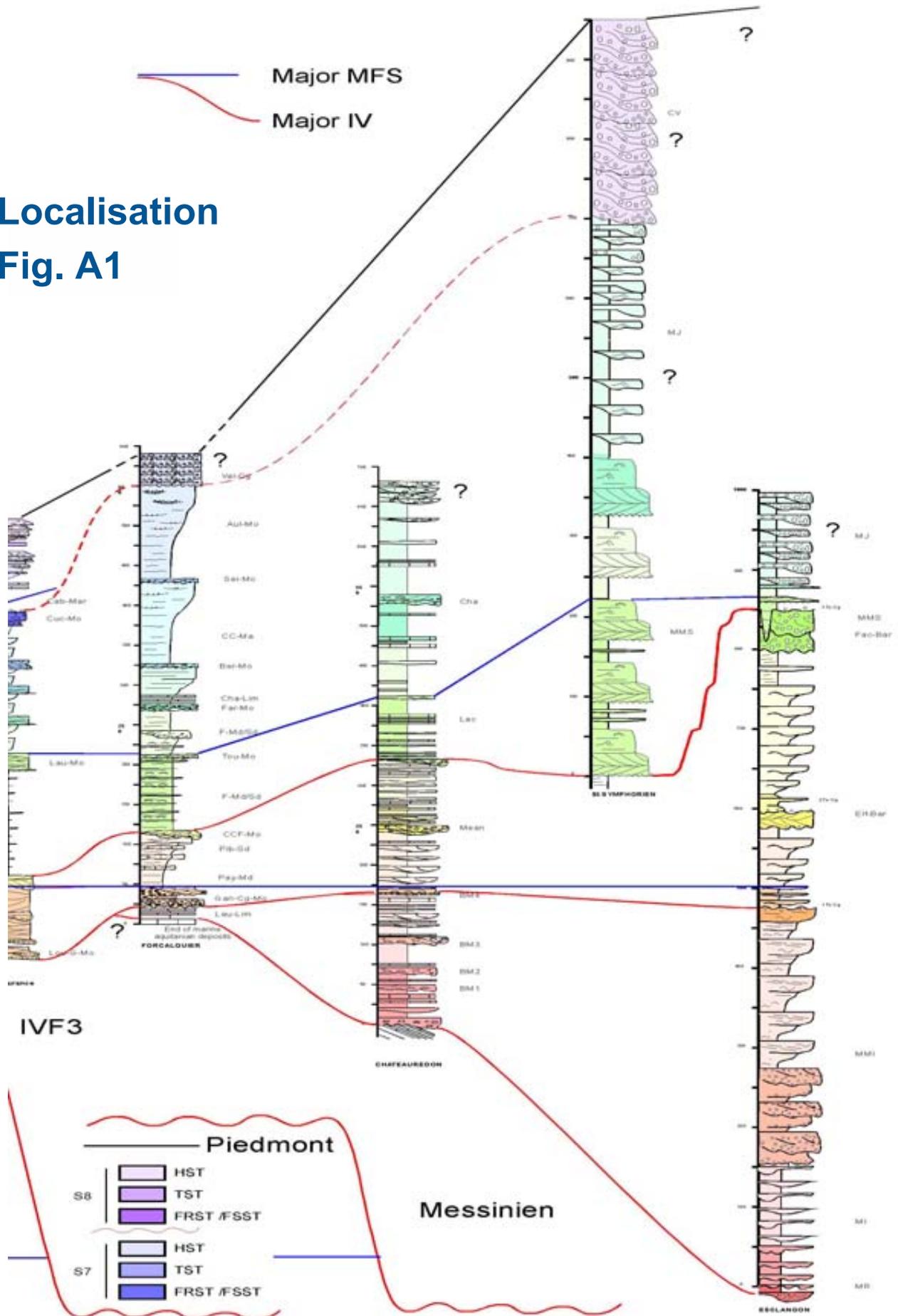
Même si la taille des corps tidaux observés notamment à Mévouillon indique une bathymétrie plus importante par rapport à ceux de Saint-Restitut, cette vallée semble s'ammortir dans les Barronies attestée par l'absence de dépôt de Miocène inférieur dans le Diois et les Baronnies. La vallée occidentale semble constituer un bon candidat pour représenter le système drainant péri-alpin et d'un point de vue géométrique et structural, cette paléovallée serait dans le prolongement des synclinaux à cœur miocène du Vercors.

- Le remplissage sédimentaire de ce réseau de vallées incisées est caractérisé par :
- (i) la prédominance de la dynamique tidale amplifiée au sein de ces rias particulièrement longues et étroites,
  - (ii) un comblement mixte à exclusivement carbonaté lié à des réseaux en domaine karstique et/ou une transgression particulièrement rapide sur cette partie externe du bassin d'avant-pays piégeant ainsi la quasi totalité du matériel détritique au sein de deltas localisés au front de la chaîne (Digne, Lans-en-Vercors...). Il en résulte une variété et surtout une taille tout à fait exceptionnelle des corps sédimentaires édifiés par les courants tidaux. S'observent :
    - a. des tidalites dans les milieux les plus abrités et/ou à forts flux et taux de sédimentation (Besson, 2005),
    - b. des corps tidaux transverses ou barres :
      - i. des mégarides (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990),
      - ii. des vagues de sable composites édifiées par la superposition de mégarides tidales d'épaisseur décimétrique et d'extension métrique sur de grandes surfaces légèrement inclinées (Parize *et al.*, 1997, 2001),
      - iii. des dunes dont la hauteur atteint 15 à 20 m pour une longueur d'onde de 250 à 300 m (Parize *et al.*, 1997, 2001),
  - (iii) des bancs tidaux longitudinaux d'épaisseur décamétrique (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990). Nos travaux récents sembleraient montrer la forte représentativité de cette architecture au sein des remplissages. Une thèse qui démarre (P.Y. Descote, Ecole des Mines de Paris) devrait préciser, entre autres, l'importance relative des ce type de corps par rapport aux autres.
  - (iv) des remplissages de chenaux méandri-formes de profondeur décamétrique (Dalrymple *et al.*, 2004).

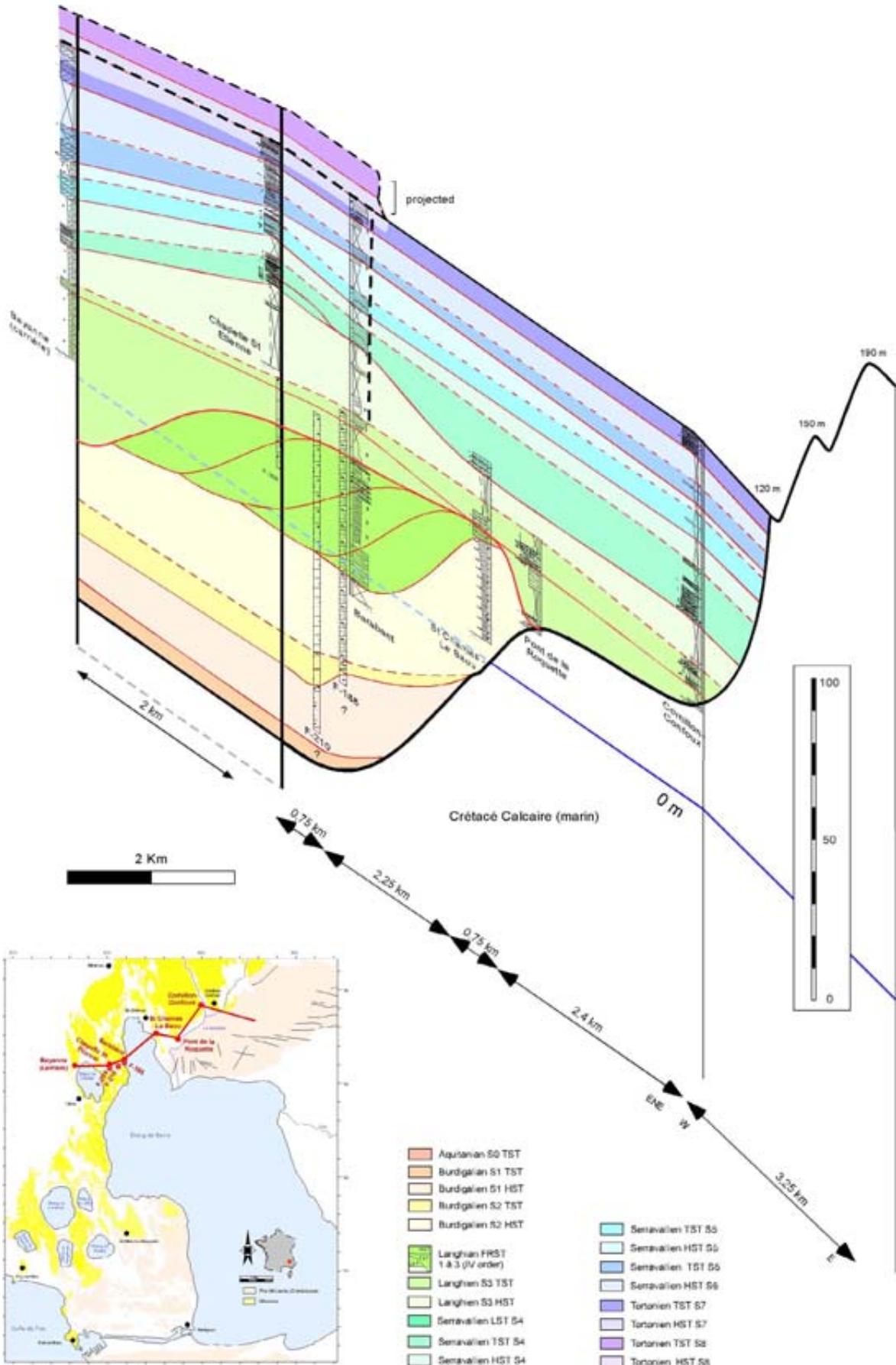


# bassin corrélées à l'échelle du BMRP (Besson, 2005)

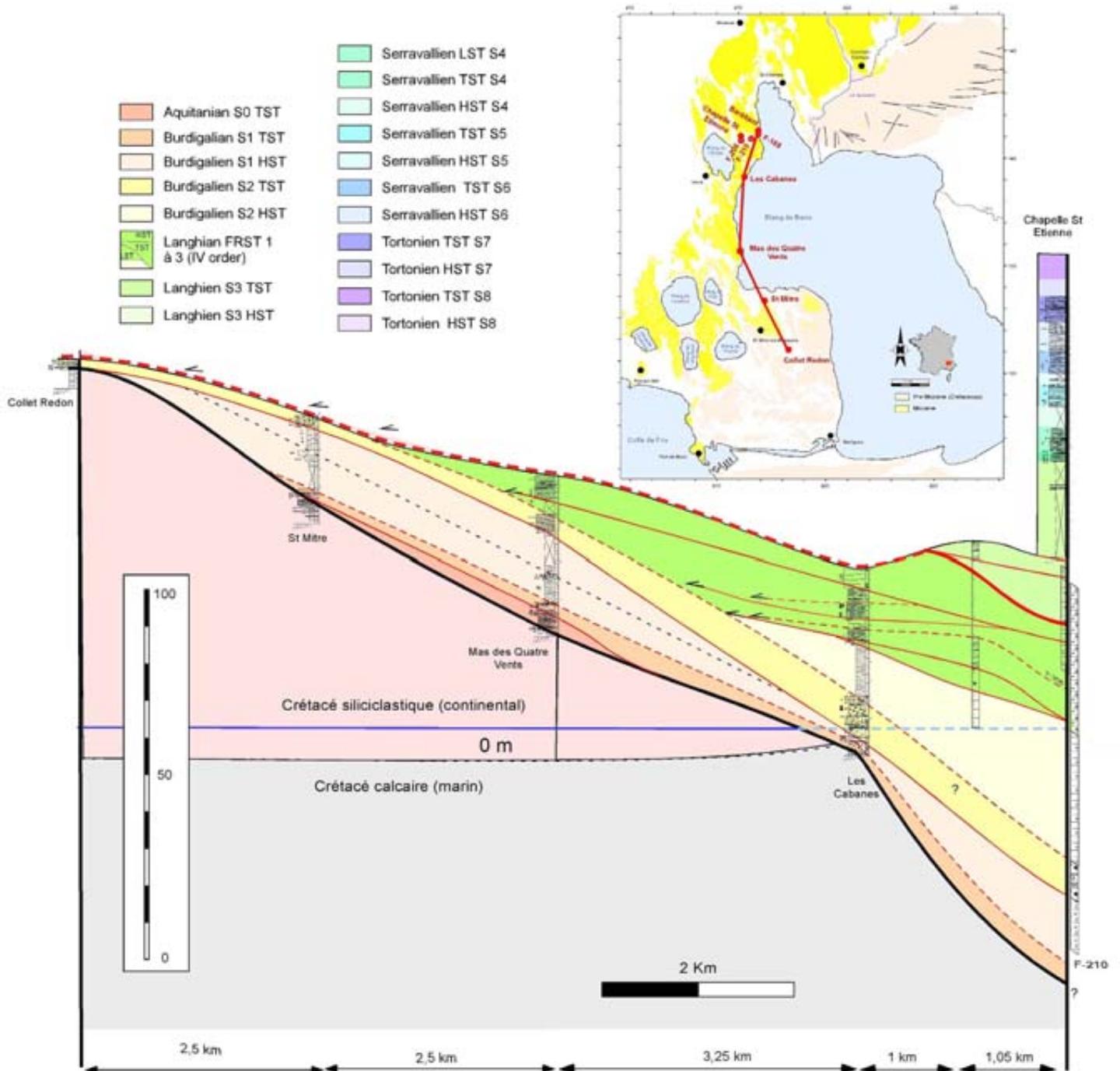
Localisation  
Fig. A1



**Fig. A23a : Les régressions forcées au passage Burdigalien – Langhien dans le secteur des Etangs selon un transect Est – Ouest (Besson, 2005)**

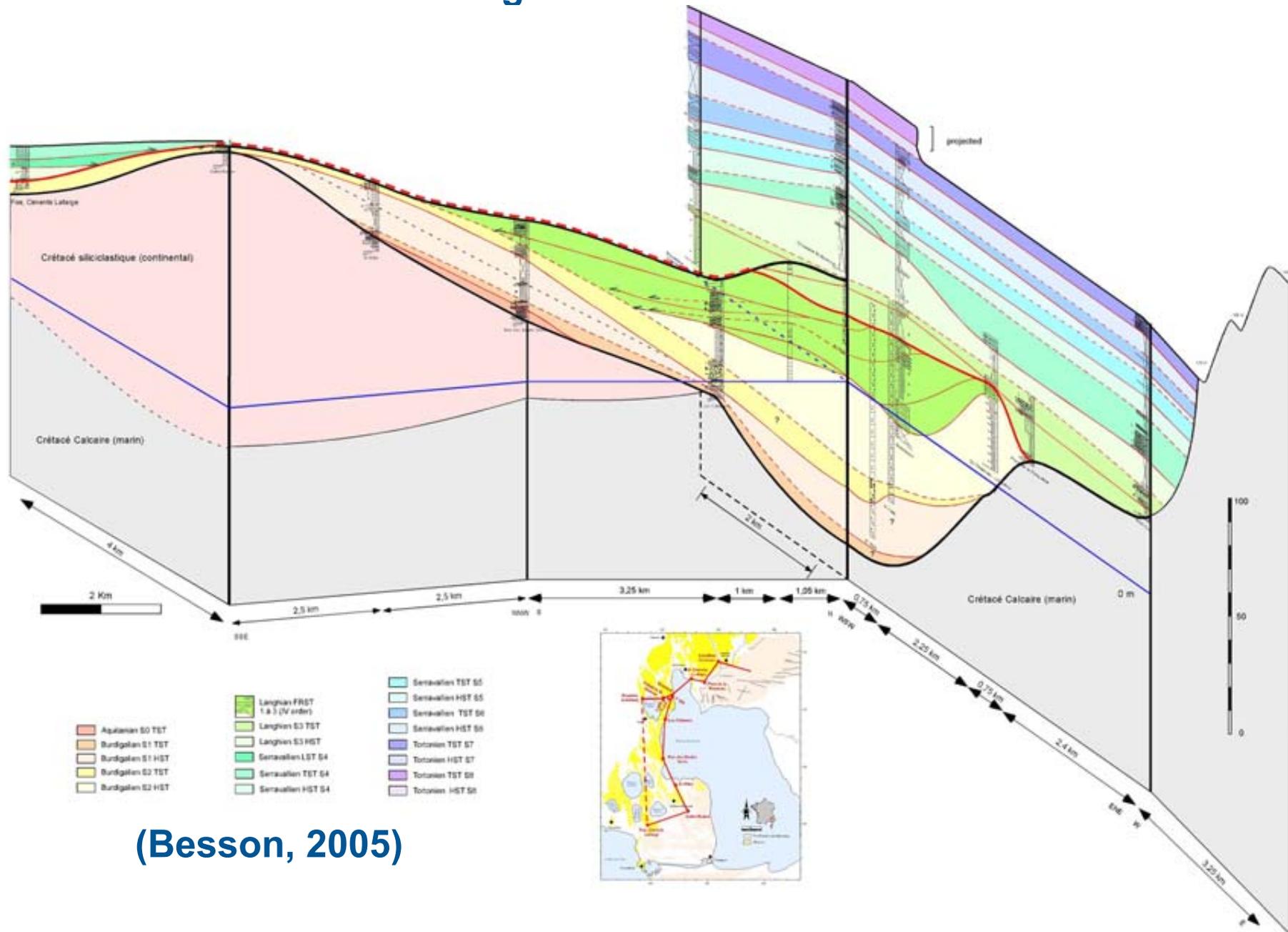


**Fig. A23b : Les régressions forcées au passage Burdigalien – Langhien dans le secteur des Etangs selon un transect Sud – Nord (Besson, 2005)**



# Fig. A23c : L'organisation stratigraphique du Miocène dans le secteur des Etangs

50



(Besson, 2005)

## **Les « molasses » du Miocène inférieur : des dépôts de type « foramol »**

Les molasses du Miocène inférieur constituent deux complexes de barres bioclastiques, toujours très claires, beige, blanc, blanchâtre (Gignoux, 1960 ; Rubino *et al.*, 1990). Ces molasses correspondent notamment aux molasses de Provence exploitées dans les carrières des Baux-de-Provence, Saint-Paul-Trois-Châteaux, Lourmarin, Céreste, Gordes, Saint-Gens... Il s'agit de calcaires bioclastiques du type foramol (Simone & Carannante, 1988), plus ou moins quartzeux. L'association bryozoaires, lamellibranches, échinodermes, algues rouges, foraminifères benthiques est caractéristique de carbonates de moyenne latitudes (Lees & Buller, 1972).

Le nouveau schéma physiographique montre que ces molasses ne doivent plus être considérées comme des récifs, des plâtiens sur des hauts fonds (*cf* Fig. A21). Ils constituent le remplissage de vallées incisées transformées en rias.

La nature lithologique du substratum influence directement le faciès de ces molasses. Dans le cas d'une transgression sur des sables ou des grès comme à Saint-Restitut (Fig. A1) ou dans le secteur de Saumane – Vénasque (Fig. A1), les dépôts miocènes sont constitués d'un mélange dominé par des sables quartzeux. Dans le cas d'une transgression sur un substratum carbonaté comme les monts de Vaucluse, les dépôts sont constitués majoritairement à exclusivement de bioclastes. De façon synthétique, la première séquence est généralement mixte alors que la seconde est systématiquement plus bioclastique (jusqu'à 99 %). Les foraminifères benthiques sont presque exclusivement représentés par des formes hyalines comme les amphistégines ; les formes agglutinées rares et celles porcelanées quasi absentes.

Dans le secteur de Saumane – Vénasque (Fig. A1), l'analyse de ces associations faunistiques permet de préciser la qualité des eaux à leur débouché dans la mer miocène (Parize *et al.*, 1997, 2001). L'élément le plus singulier est représenté par des organismes encroûtants tels que *Koskinobullina*, qui vit fixé sur un substrat lithifié, à moins de 30 m de profondeur dans des eaux propres, non turbides. L'association de bryozoaires, rotalidés, *Elphidium*, *Koskinobullina*, amphistégines montre la proximité de flux d'eau douce et l'absence de pollution argileuse : cette eau pourrait donc venir de paléo-résurgences karstiques et actuellement transformées en avens comme celle de Valescure à l'amont de la paléo-vallée de Fontaine-de-Vaucluse (Parize *et al.*, inédit).

Dans les secteurs de Nyons et de Vaison-la-Romaine (Fig. A1), les calcaires bioclastiques à « pralines » (boulets pluricentimétriques d'algues rouges) témoignent d'un fort hydrodynamisme mais également de l'absence de pollution argileuse, ce qui permet d'exclure l'éventualité d'un delta au sein de ce large estuaire drainant une partie des monts de Vaucluse et des Baronnies. Comme à Saumane – Vénasque, ce secteur était caractérisé au Miocène inférieur par des rias très courtes, profondément entaillées au sein des massifs carbonatés crétacés et de leur couverture éo-oligocène. Le réseau de drainage de ces rias était quasi inexistant, l'ensemble du massif fonctionnant comme un système karstique en cours d'envoyage avec des apports détritiques épisodiques quasi-nul constitué essentiellement par le remaniements du substratum et l'éboulement des falaises (blocs pluri-métrique d'Eocène à Nyons, d'Oligocène et de Crétacé à Vénasque). Compte tenu de leur remplissage carbonaté, les paléovallées de Nyons et de Vaison-la-Romaine ne semblent pas pouvoir constituer l'axe

## Notes personnelles

Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

# JOURNEE 1 - L'OLIGO-AQUITANIEN DE LA CÔTE BLEUE

## LES SYSTÈMES RÉCIFAUX ET BIOCLASTIQUES DU LITTORAL MÉDITERRANÉEN ENTRE L'ESTAQUE ET LA COURONNE

Animateurs principaux et rédacteurs :

G. Conesa, F. Demory, J. Oudet, J.J. Cornée, P. Münch & J.L. Rubino



10 Octobre 2005



Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

# JOURNEE 1 - L'OLIGO-AQUITANIEN DE LA CÔTE BLEUE

## LES SYSTÈMES RÉCIFAUX ET BIOCLASTIQUES DU LITTORAL MÉDITERRANÉEN ENTRE L'ESTAQUE ET LA COURONNE

*Animateurs : G. Conesa\*, F. Demory\*, J. Oudet\*, J.J. Cornée\*\*, P. Münch\* & J.L. Rubino\*\*\**

\*Université de Provence, FRE CNRS 2761 «Géologie des Systèmes Carbonatés», Place Victor Hugo, Case 67, 13331 Marseille

\*\*UMR5125 PEPS, Université Claude-Bernard–Lyon-1, 69622 Villeurbanne cedex, France

\*\*\*Total CSTJF, Pau France

|   |    |
|---|----|
| Introduction .....                                  | 3  |
| Anatomies sédimentaires - Paléoenvironnements ..... | 3  |
| 1) Formation détritique du Rouet .....              | 5  |
| 2) Formation conglomératique du Rouet .....         | 5  |
| 3) Formation pararécifale du Cap de Nautès.....     | 9  |
| 4) Formation saumâtre du Rousset.....               | 11 |
| 5) Formation bioclastique de Carry.....             | 11 |
| 6) Formation biodétritique de Sausset.....          | 13 |
| Stratigraphie Séquentielle.....                     | 15 |
| 1) La séquence oligocène supérieur « S Olig ».....  | 15 |
| 2) La première séquence aquitaniennne « S -1» ..... | 16 |
| 3) La seconde séquence aquitaniennne « S0» .....    | 16 |
| Affleurements visités .....                         | 17 |
| Références Bibliographiques .....                   | 19 |

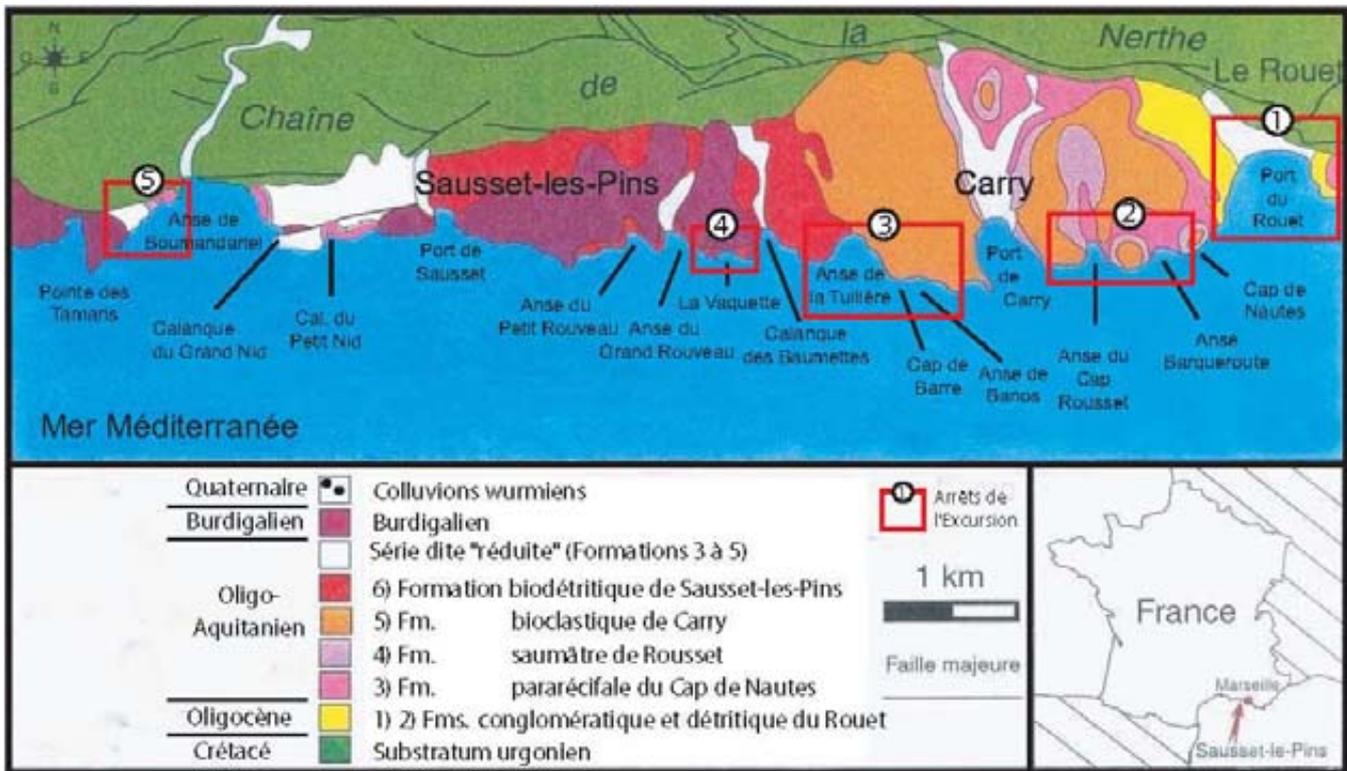


Figure 1 : Carte des affleurements oligo-miocènes avec la position des arrêts du secteur de Carry-le-Rouet / Sausset-les-Pins, Littoral de la Nerthe (d'après Borgovini, 2003)

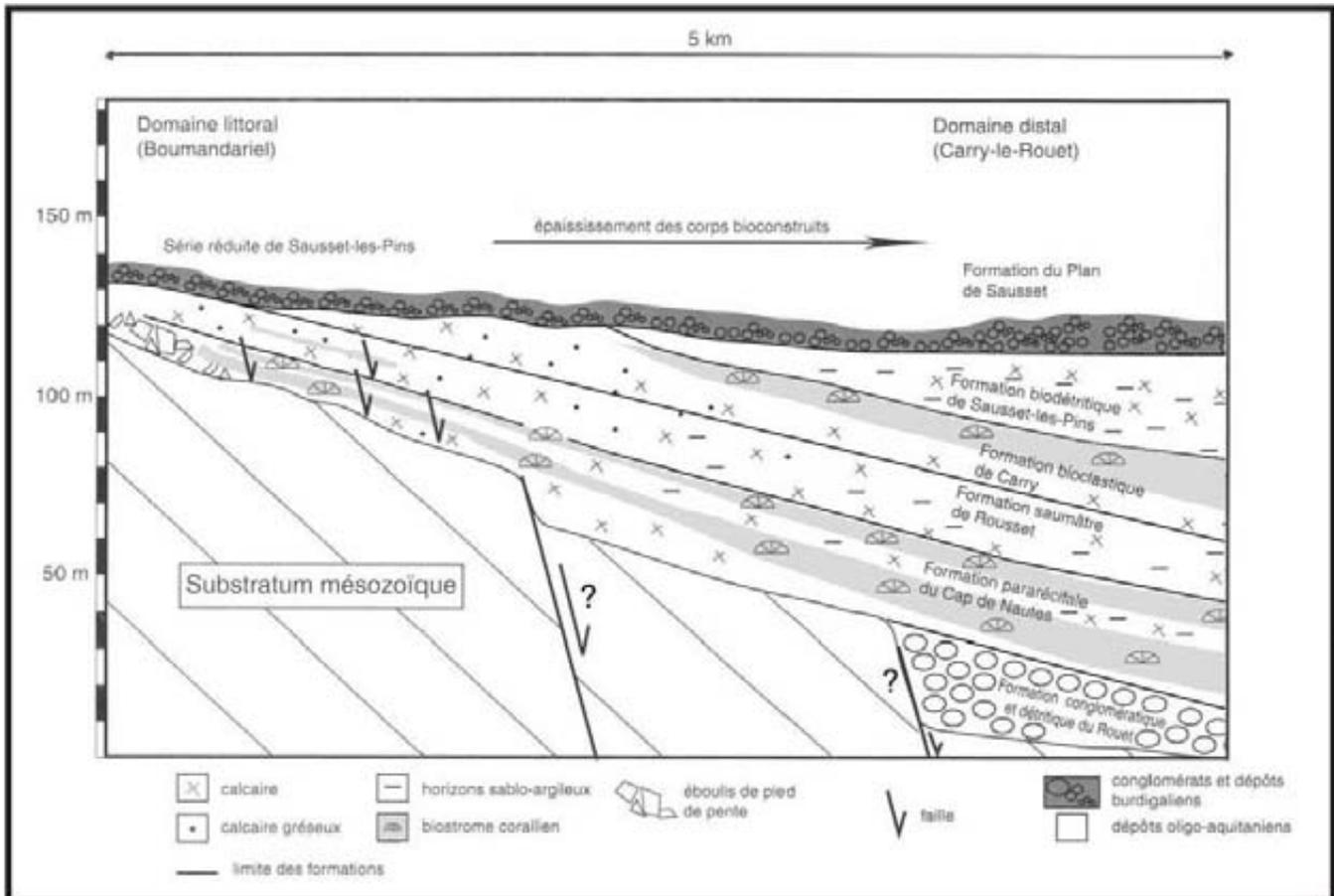


Figure 2 : Modèle d'organisation générale des dépôts oligo-aquitaniens en contexte de rifting, secteur Carry-le-Rouet / Sausset-les-Pins (d'après Borgovini, 2002)

## Introduction

Cette première journée d'excursion s'inscrit dans le thème « Golfe du Lion » du programme GDR Marges 2005. Elle permet d'observer en continu et sur plusieurs kilomètres la série stratigraphique continentale puis marine d'âge Oligocène supérieur-Aquitaniens du littoral de la Nerthe. Cette série s'est déposée pendant l'ouverture du Golfe liguro-provençal.

La série oligo-aquitaniens affleure en une étroite bande le long de la Côte Bleue depuis Gignac (à l'Est de Rouet) jusqu'à l'Anse Boumandariel (Fig.1) en bordure d'un substratum mésozoïque fortement faillé au préalable (déformation "provençale", Eocène supérieur). La série est surmontée en discordance par des dépôts marins d'âge Burdigalien à Sausset-les-Pins et à la Pointe des Tamaris (Fig.1).

La série oligo-aquitaniens offre une grande diversité de systèmes sédimentaires notamment marins carbonatés à mixtes et de peuplements associés, du rivage jusqu'à la zone circalittorale (stromatolites, bioaccumulations de bivalves, gastéropodes et bryozoaires, constructions coralliennes, marnes silteuses coquillères, marnes pélagiques...).

Son étude la plus complète est sans aucun doute le travail de référence d'Andreieff *et al.*, (1972) qui offre de plus une bibliographie exhaustive des travaux antérieurs. Des travaux plus récents portent également sur les aspects stratigraphiques (chronostratigraphie et stratigraphie séquentielle), sédimentologiques et environnementaux de l'ensemble de la série (Anglada *et al.* 1974 ; Monleau *et al.*, 1988 ; Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni *et al.*, 2001 ; Borgovini, 2002 & 2003).

Cette première journée d'excursion présente une partie des résultats de ces travaux ainsi que les données d'une étude en cours d'ordre lithostratigraphique et magnétostratigraphique (Demory *et al.*, 2005).

## Anatomies sédimentaires - Paléoenvironnements

Les dépôts oligo-aquitaniens sont répartis selon deux secteurs distincts avec un pendage général vers le Sud-Ouest de 3-4° en moyenne (Borgovini, 2002). Le premier secteur aux environs de Carry-Le-Rouet permet d'étudier d'Est en Ouest, le long des anses et caps successifs du littoral, une série sédimentaire continentale et marine d'épaisseur cumulée d'environ 40 et 70 mètres respectivement (Figs. 1-2). Des dépôts marins à caractère plus côtier situés jusqu'à 1,5 kilomètres à l'intérieur des terres et parfois en contact avec le substratum mésozoïque affleurent peu dans ce secteur notamment en raison de l'urbanisation croissante. Le second secteur, dit de Boumandariel (Ouest de Sausset-les-Pins), permet d'observer ces dépôts côtiers qui constituent une série sédimentaire dite « réduite » de 30 mètres (Borgovini, 2002) et dont les relations avec le substratum mésozoïque sont visibles. Borgovini (2002) propose un modèle d'organisation générale des dépôts oligo-aquitaniens basé sur la corrélation des deux secteurs (Fig. 2). Les dépôts constituent de manière générale des prismes sédimentaires littoraux, transgressifs et discordants vers le Nord sur un substratum mésozoïque fortement pré-structuré. La série sédimentaire du secteur de Carry représente dans ce modèle le domaine le plus distal et reflète l'ouverture des prismes vers le Sud. Les dépôts comprennent des niveaux repères (constructions coralliennes, bioaccumulations, passées conglomératiques) représentés sur les deux secteurs et d'extension latérale est-ouest à l'affleurement de 0,5 à 2 kilomètres (Fig. 2). La série oligo-aquitaniens a été cartographiée et subdivisée selon six formations dans le secteur de Carry par Andreieff *et al.*, (1972) (Figs 1-3). Les coupes ont été levées par Glintzboeckel et L'Homer, (1972). Ce travail a été complété par Borgovini (2002 & 2003) dans le secteur de Boumandariel (Figs. 1-5).

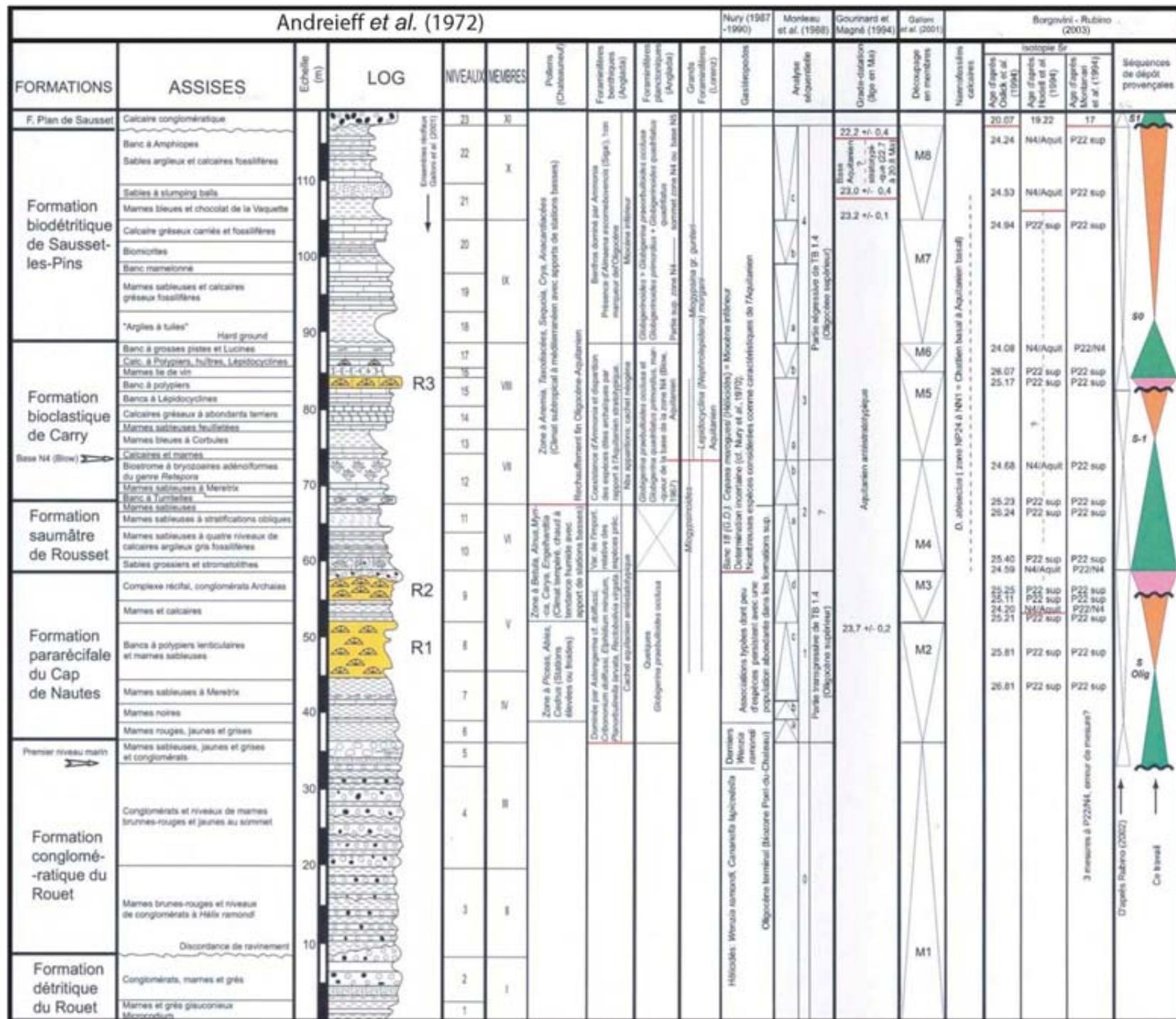


Figure 3 : Coupe de Carry-le-Rouet (version 1972) avec éléments de datation (modifié d'après Andreieff et al. 1972, Borgovini 2003)

Dans le cadre de notre étude magnétostratigraphique (Demory *et al.*, 2005), une coupe détaillée de la série marine a été effectuée dans le secteur de Carry (Fig. 4).

Les six formations définies par Andreieff *et al.* (1972) dans le secteur de Carry sont décrites ci-dessous (Figs 2-5). Pour chacune, une comparaison est faite avec le secteur de Boumandariel.

## 1) Formation détritique du Rouet

### *Secteur de Carry*

Elle est composée d'une alternance de grès glauconieux et marnes silteuses rouges, et de passées de poudingues polygéniques à base érosive. Les poudingues comportent deux cortèges d'éléments détritiques de composition et origine distinctes. Le premier cortège à éléments siliceux d'un socle paléozoïque domine dans des corps indiquant des apports depuis le secteur sud à sud-ouest en provenance d'un continent méridional ; le second cortège est caractérisé par des corps conglomératiques dont la base est riche en éléments carbonatés mésozoïques. Ce cortège indique une source des apports en provenance du nord-ouest, peut être des Pyrénées (Mercier, 1972 ; Nury, 1987 & 1988). Les couches de pendage moyen de 5° vers le sud-est peuvent être affectées de failles subverticales à rejet métrique, de direction est-ouest et nord-sud, et parfois synsédimentaires (Nury, 1987 & 1988). Les dépôts représentent dans le secteur de l'Anse de Rouet la partie externe d'un delta lacustre soumise à des apports torrentiels (L'Homer, 1972).

### *Secteur de Boumandariel*

La formation n'affleure pas dans ce secteur.

## 2) Formation conglomératique du Rouet

### *Secteur de Carry*

Elle présente à sa base une discordance angulaire érosive avec des couches de pendage moyen de 8° vers le sud-ouest et pratiquement perpendiculaires à celles de la formation sous-jacente (Nury, 1987 & 1988). Les couches sont composées de niveaux argilo-silteux rouges alternant avec des passées conglomératiques à bases érosives et de caractère torrentiel avec des corps chenalisés anastomosés (Fig. 6, panorama). Les dépôts contiennent des gastéropodes Hélicidés de l'espèce *Wenzia ramondi*. Les conglomérats renferment un cortège d'éléments calcaires blancs de faciès urgonien et de taille parfois plurimétrique. Ils indiquent une source des apports du secteur N-NO à N-NE, depuis le substratum mésozoïque de la Nerthe (Mercier, 1972 ; Nury, 1987 & 1988). Les conglomérats comportent en faible proportion un cortège d'éléments paléozoïques, peut-être remobilisé depuis la formation sous-jacente. Enfin, la partie supérieure de la formation enregistre des incursions récurrentes de la mer, d'abord discrètes, et soulignées par un changement de couleur des marnes de rouge à gris-beige/jaune puis franches avec l'apparition d'un niveau bioconstruit corallien à Poritidés (ensemble bioconstruit n°0 de Galloni, 1996) intercalés avec des conglomérats à matrice gréseuse calcaire bioclastique et des galets perforés par des clones (Figs. 2-4 : sommet niveau 4 et niveau 5 d'Andreieff *et al.*, 1972). La formation conglomératique du Rouet montre le passage progressif vertical et latéral de faciès continentaux à marins littoraux au niveau d'un delta (Andreieff *et al.*, 1972).

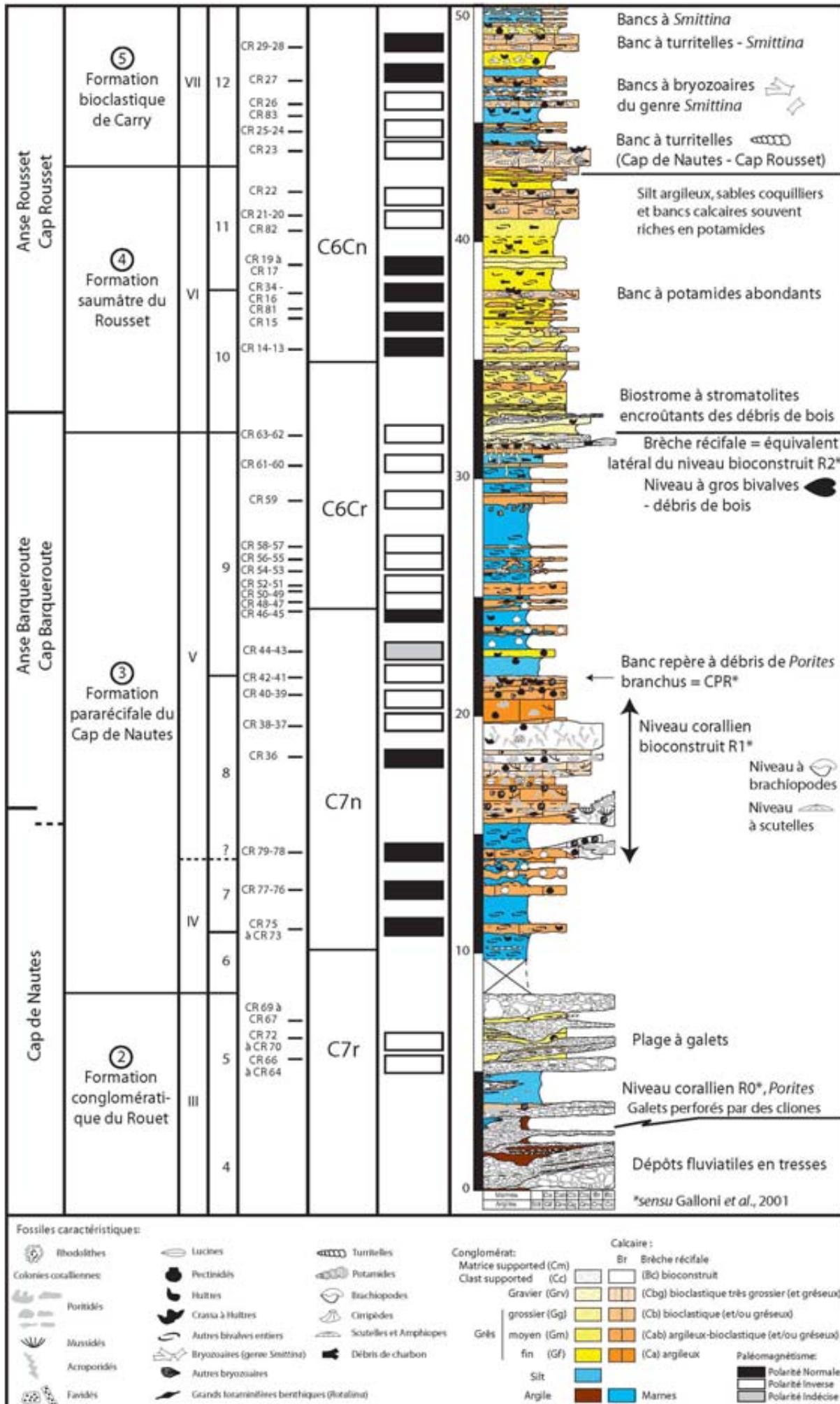
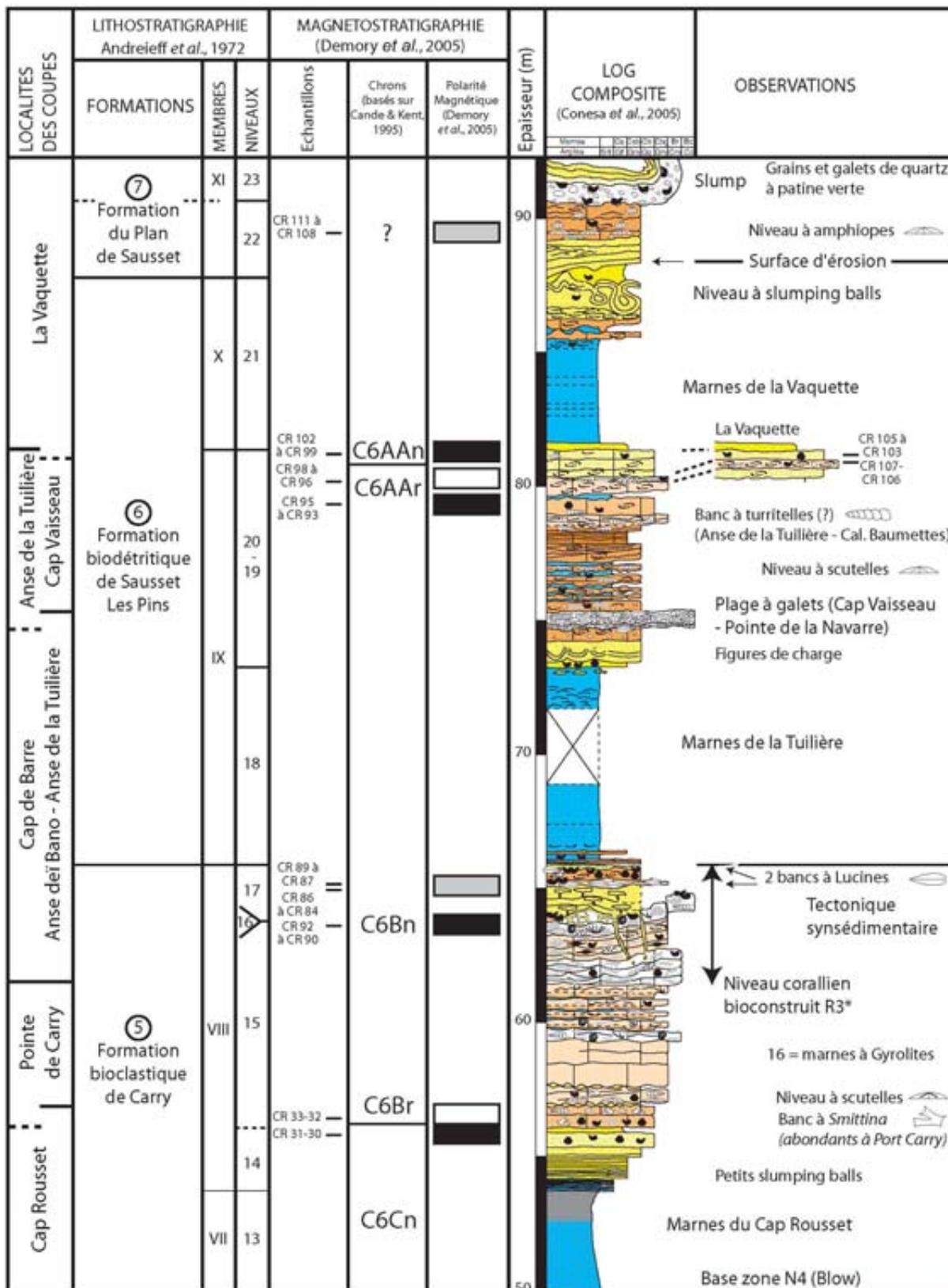


Figure 4 : Lithostratigraphie et magnétostratigraphie de la série oligo-aquitaine marine du secteur de Carry-le-Rouet



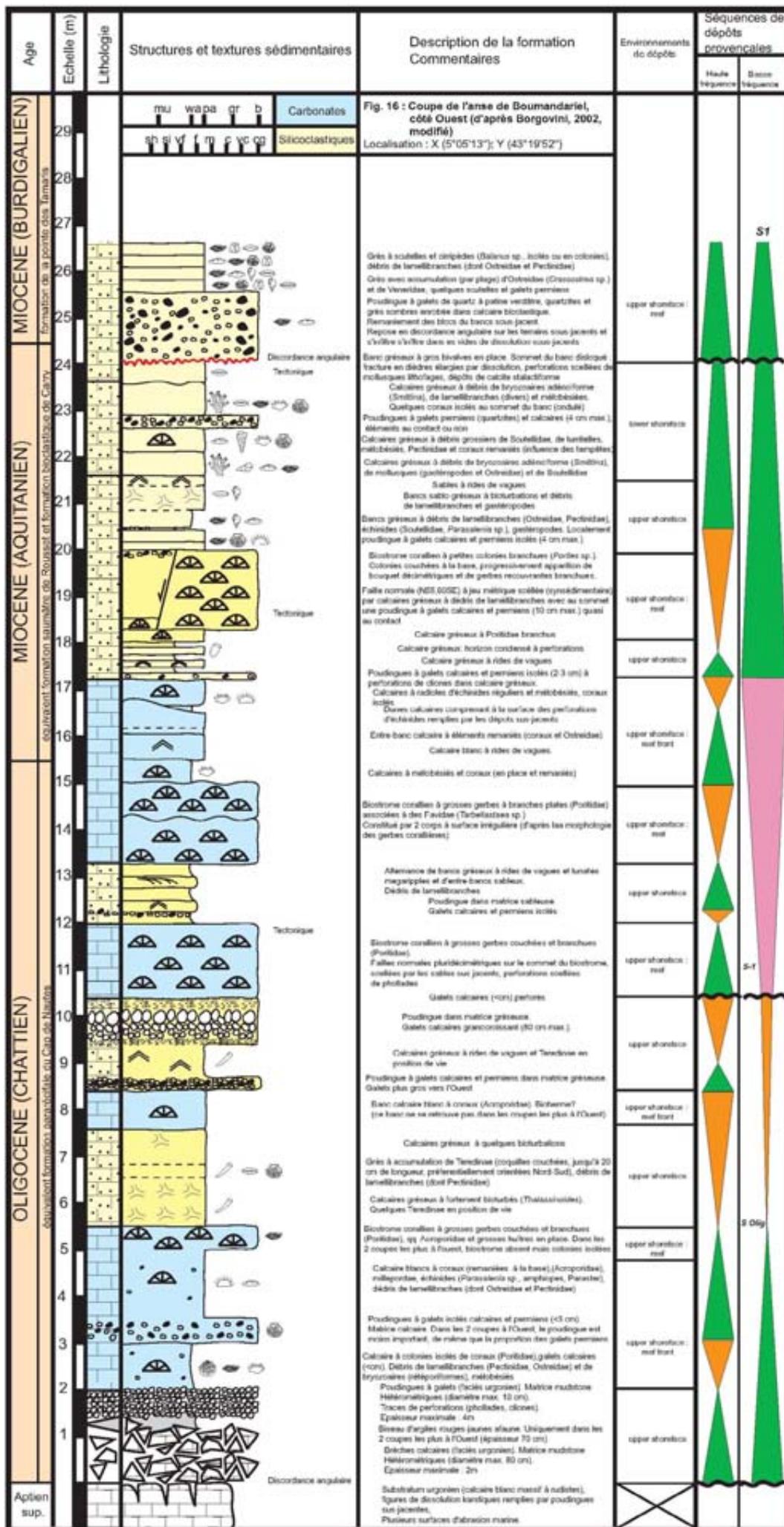


Figure 5 : Lithostratigraphie et séquences de dépôts du secteur de Boumandariel (d'après Borgovini, 2003)

#### *Secteur de Boumandariel*

Seule la partie supérieure de la formation avec le passage au domaine marin existe dans le secteur de l'Anse Boumandariel. Cette transition est représentée par le passage d'éboulis aériens, plaqués contre une paléo-falaise (substratum mésozoïque de calcaires urgoniens) contenant des Hélicidés, à une plage à galets clionés associée à une terrasse d'abrasion marine affectant le substratum mésozoïque (Borgovini 2002 & 2003 ; Figs. 5-11 à 13). Cette transition marque une transgression marine générale qui va conduire à la pérennisation du domaine marin à partir de la formation suivante.

### **3) Formation pararécifale du Cap de Nautes**

#### *Secteur de Carry*

Elle est caractérisée par deux ensembles coralliens bioconstruits ayant fait l'objet d'études approfondies (Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni *et al.*, 2001). Les deux ensembles ont ainsi une épaisseur maximale respective de 7 et 4 mètres pour une extension latérale est-ouest d'environ 350 mètres, depuis le Cap de Nautes jusqu'au Cap Barqueroute (Figs. 7-8). Ils comprennent chacun 3 corps lenticulaires superposés d'extension variable ayant un talus généralement réduit composé de calcaires bioclastiques. Le deuxième niveau bioconstruit s'amincit à l'Ouest et passe latéralement au Cap Barqueroute à une brèche récifale corallienne puis à un calcaire argileux bioclastique à débris de bois (troncs) et grands vénéridés (bivalves) entiers. (Figs. 4-9 ; Galloni *et al.*, 2001). Les ensembles bioconstruits présentent une grande variété morphologique de colonies coralliennes (lamellaires, digitées ou en colonne et souvent associées en gerbes, massives...) issues essentiellement des familles suivantes classées selon leur fréquence décroissante : Poritidés, Favidés, Acroporidés, Mussidés et Milleporidés. Les deux ensembles sont interstratifiés avec des marnes silteuses souvent coquillières et à débris ligniteux, elles-mêmes intercalées avec des bancs calcaires bioclastiques ou gréseux peu épais (Figs. 4-7-8).

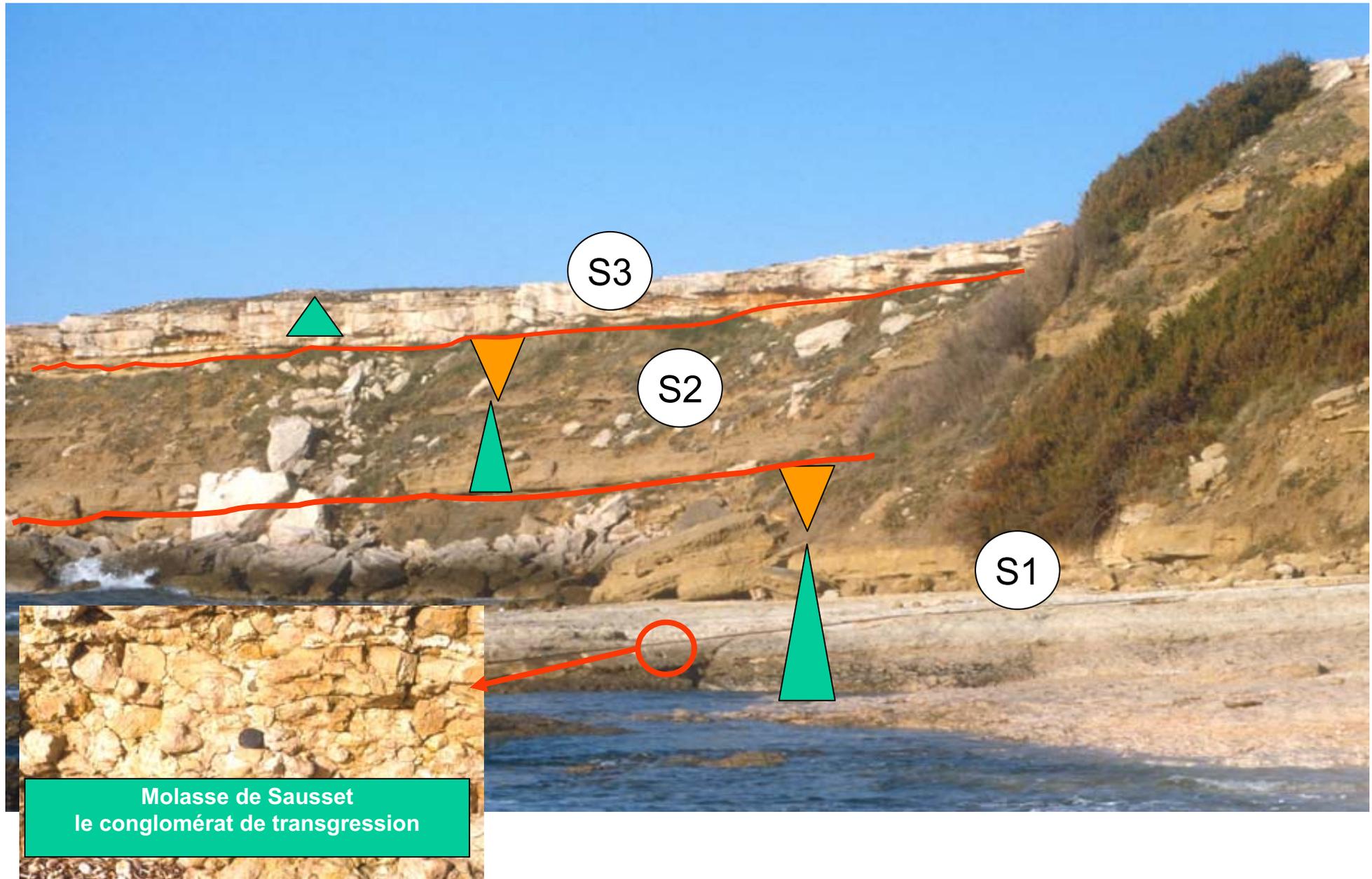
Un équivalent latéral des deux ensembles bioconstruits existe 1,5 kilomètres plus au Nord dans le secteur de la gare de Carry, à proximité du substratum mésozoïque (Borgovini, 2003). La série sédimentaire y est réduite et reflète une diminution d'épaisseur de la formation au nord avec notamment la disparition des marnes.

La formation pararécifale comporte un assemblage paléontologique diversifié (petits et grands foraminifères benthiques, foraminifères encroûtants, rares foraminifères planctoniques, ostracodes, scléactiniaires, corallinacées, mollusques, échinides, brachiopodes...) décrit en détail et assigné à un environnement littoral récifal à pararécifal avec des petits récifs frangeants développés le long d'une côte rocheuse et associés à des vasières (e.g. Andreïeff *et al.*, 1972 ; Monleau *et al.*, 1989 & 1994 ; Nury et Thomassin, 1994 ; Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni *et al.*, 2001 ; Borgovini, 2002 & 2003).

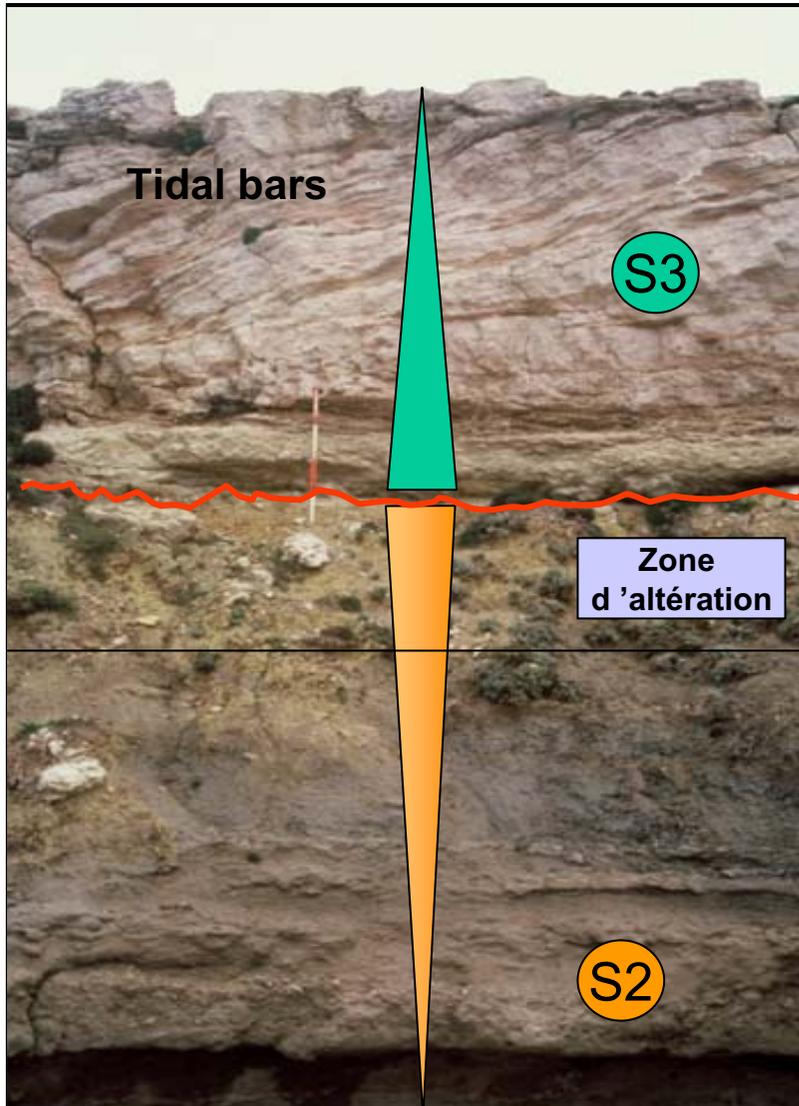
#### *Secteur de Boumandariel*

La série réduite dans le secteur de Boumandariel apparaît quasiment identique à celle du secteur de la gare de Carry (Borgovini, 2003). Un niveau remarquable à tubes calcitiques parfois en place dans le sédiment (calcification des deux siphons des bivalves du genre *Teredina*) existe dans les deux secteurs. La série, dont les relations avec une ancienne côte rocheuse sont bien visibles (Figs. 11 à 13), comporte des traces discrètes d'une activité tectonique interprétée comme synsédimentaire. Cette dernière affecte les récifs coralliens, les dépôts sableux intercalés et le substratum (fractures, failles normales à rejet métrique et déformations viscoplastiques), et est reliée à la phase de rifting du golfe liguro-provençal (Borgovini, 2002).

**Fig. 5a : Vue générale de la coupe, séquences S1,S2 et S3 au niveau de la Pointe des Tamaris**



**Fig. 5b : Le contact S2 / S3, les faciès bioclastiques de S3 au niveau de la Pointe des Tamaris.**



Tidal bundles et Tidal couplets dans la barre bioclastique de S3



Détail de la surface d'altération entre S2 et S3

**Fig. 5c : Vue générale de la barre tidale bioclastique de S3 de la Pointe des Tamaris**

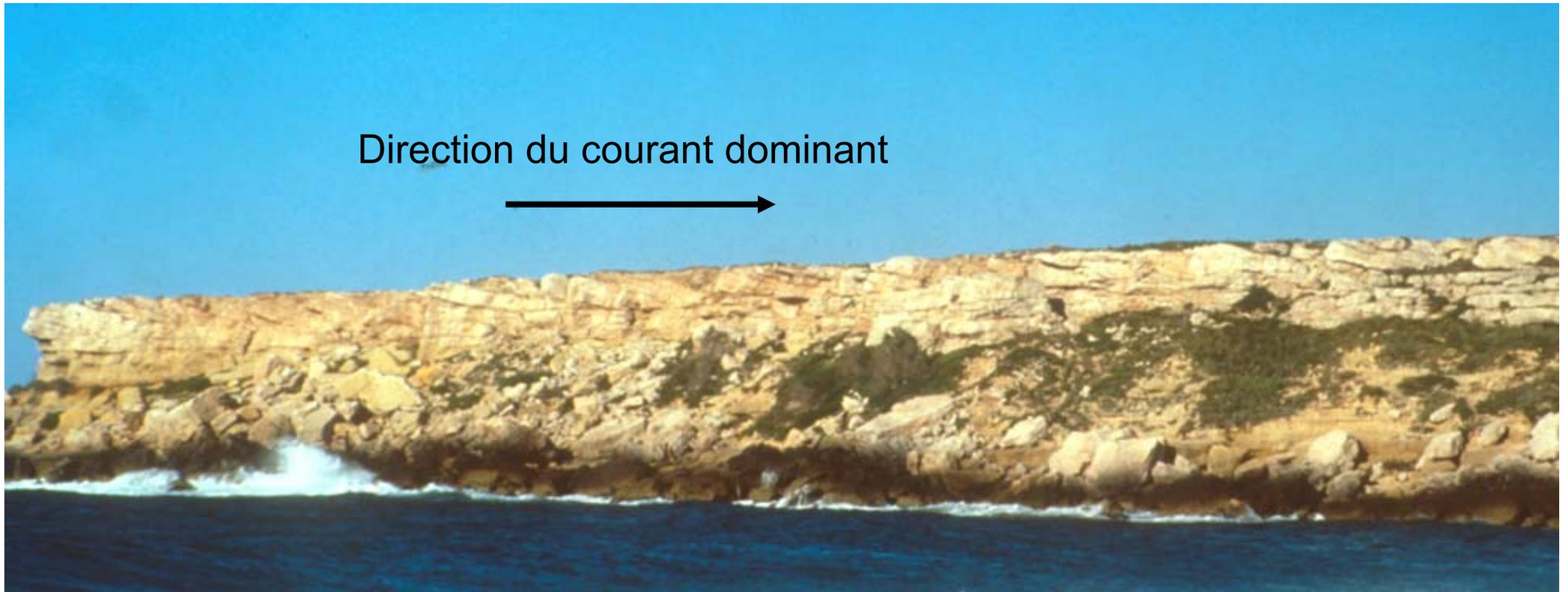




Figure 6 : Vue générale des cinq premières formations de la série oligo-aquitaine (distance Cap de Nautes - Port Rouet : 600 m)

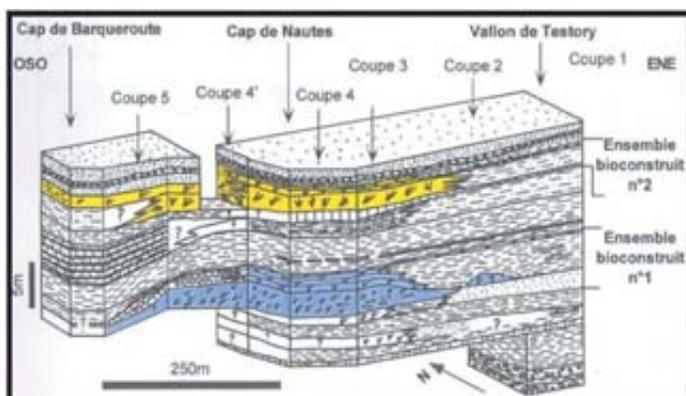


Figure 7 : Bloc diagramme des corps sédimentaires du Cap de Nautes (d'après Galloni *et al.*, 2001)

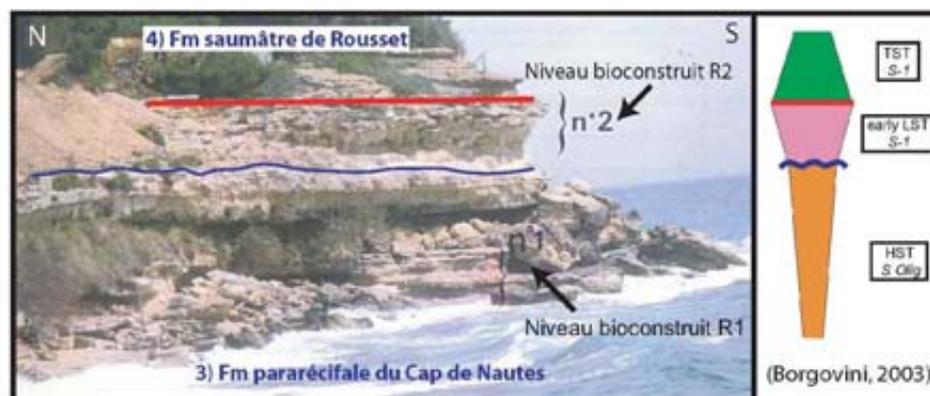


Figure 8 : Détail des niveaux coralliens bioconstruits du Cap de Nautes et des séquences de dépôts (d'après Galloni *et al.*, 2001 et Borgovini, 2003)



Figure 9 : Encroûtements stromatoliques de fragments de bois



Figure 10 : Vue de la partie inférieure de la formation bioclastique de Carry et des séquences de dépôts (d'après Borgovini, 2003)

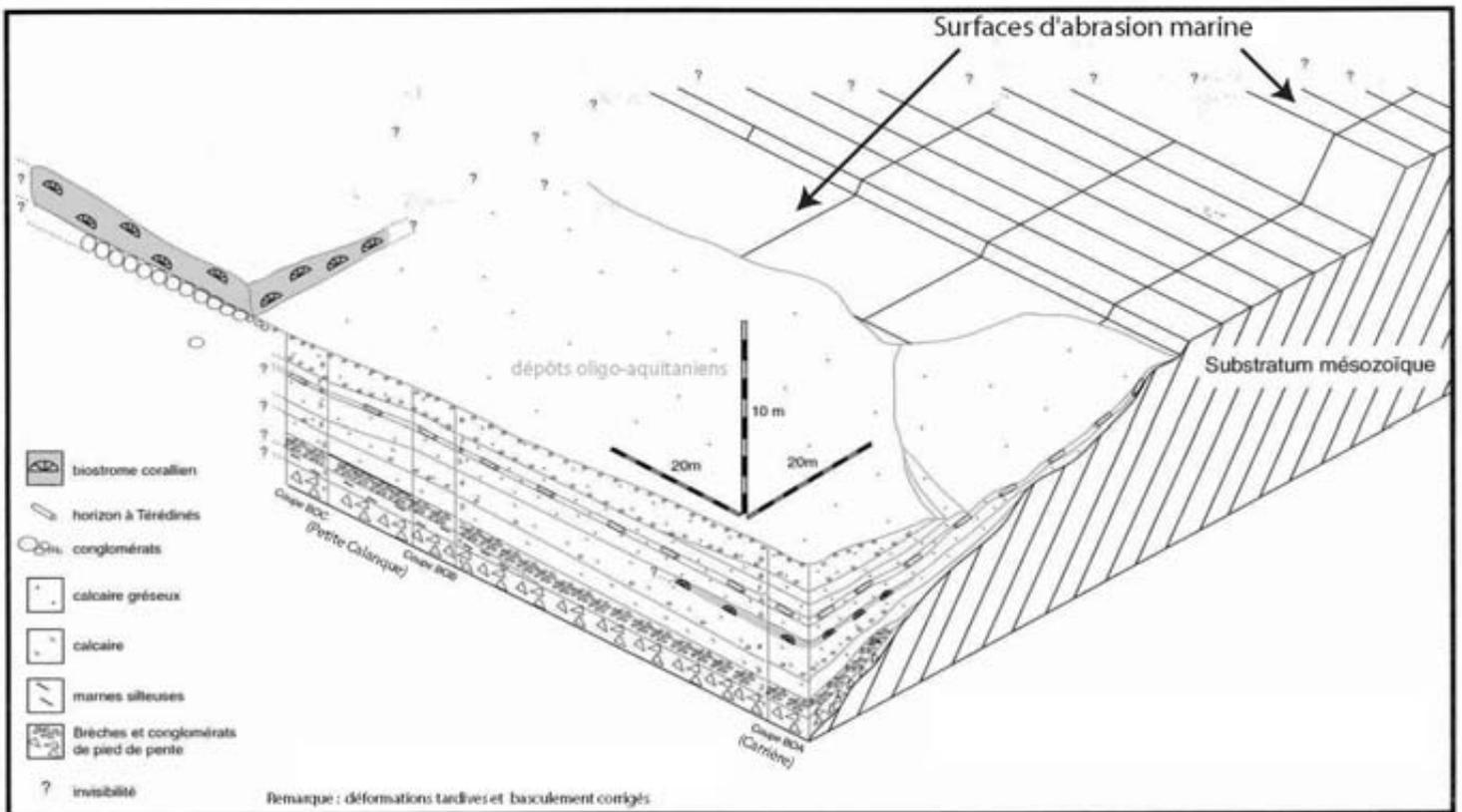


Figure 11 : Bloc diagramme des corps sédimentaires oligo-aquitaniens avec leur relation au substratum mésozoïque à l'Anse Boumandariel (d'après Borgovini, 2002)

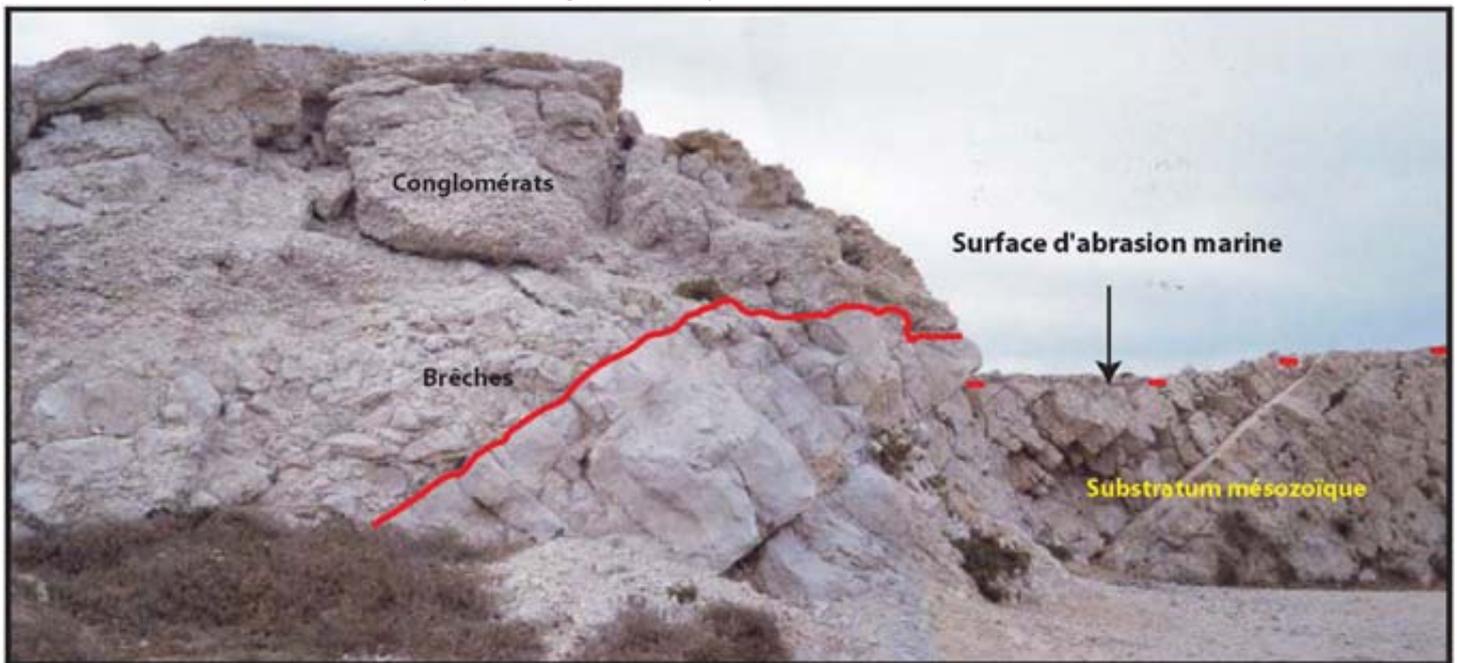


Figure 12 : Détail du contact entre les dépôts oligo-aquitaniens et le substratum mésozoïque (Carrière de Boumandariel)



Figure 13 : Détail du contact entre les dépôts oligo-aquitaniens et le substratum mésozoïque (Petite Calanque)

#### 4) Formation saumâtre du Rousset

##### *Secteur de Carry*

La partie basale présente des grès et sables grossiers plus ou moins coquilliers et conglomératiques, à débris de bois et à fragments de coraux provenant du deuxième ensemble bioconstruit sous-jacent (Fig. 4) Ces dépôts constituent des corps lenticulaires d'épaisseur métrique et d'extension latérale maximum d'environ 100 mètres à l'affleurement. Ils sont surmontés localement au Cap Barqueroute par un biostrome à stromatolites en dômes et tapis encroûtant des troncs d'arbres fossilisés (Fig. 9). L'ensemble est recouvert par des silts et sables fins argileux à débris (coquilles fines de bivalves et débris ligniteux) intercalés avec des bancs calcaires argilo-gréseux à potamides (gastéropodes) parfois abondants. Les dépôts renferment des assemblages paléontologiques peu diversifiés composés de mollusques, ostracodes et foraminifères benthiques tandis que les foraminifères planctoniques sont très rares ou absents (Andreïeff *et al.*, 1972). Les grès et sables grossiers de la base et les stromatolites sont associés à la zone intertidale et les faciès sus-jacents à un milieu lagunaire de type vasière sous influence d'eau douce (Andreïeff *et al.*, 1972).

La surface basale de la Formation saumâtre constitue de l'Anse Rousset au Cap Barqueroute un « soft ground » développé avec des bioturbations au sommet du niveau à bivalves vénérifiés et troncs d'arbre équivalent latéral du deuxième ensemble bioconstruit. Les bioturbations sont remplies par les sables grossiers de la Formation de Rousset (Fig. 4). Du Cap Barqueroute au Cap de Nautes, la surface basale correspond à une surface d'érosion qui affecte le sommet du deuxième ensemble bioconstruit et qui est surmontée par des biseaux d'aggradation (Borgovini, 2003).

##### *Secteur de Boumandariel*

Les faciès de la Formation saumâtre définie à Carry n'existent pas en tant que tels dans le secteur. Ils sont surtout représentés par des dépôts gréseux (Borgovini, 2002 & 2003).

#### 5) Formation bioclastique de Carry

##### *Secteur de Carry*

La partie inférieure débute par une barre calcaire massive rousse très riche en turritelles (gastéropodes) et à base légèrement érosive qui constitue un horizon repère du Cap de Nautes au Cap Rousset. Elle comporte ensuite une alternance de bancs calcaires argileux bioclastiques souvent riches en bryozoaires adéoniformes du genre *Smittina* (dét. P. Moissette *in* Borgovini, 2002) et de silt argileux, surmontée par des marnes pélagiques (Fig. 4-10 : membre VII). L'ensemble des dépôts marque l'installation d'un milieu marin franc associé à une bathycroissance progressive. L'association des bryozoaires indiquerait une bathymétrie comprise entre 20 et 40 mètres (d'après P. Moissette *in* Borgovini, 2002).

La partie supérieure de la formation, bien visible du Cap Rousset à l'Anse de la Tuilière (Fig. 4-10 : membre VIII), débute par des lobes gréseux formant localement des morphologies dunaires d'échelle décamétrique (Pointe de Carry). Ces grès sont surmontés par des lobes calcaires bioclastiques à Turitelles et *Smittina*, s'enrichissant verticalement en fragments de colonies branchues (Poritidés et Acroporidés). Au sein de ces bioaccumulations, quelques colonies lamellaires en place de Poritidés et Favidés annoncent l'édification d'un banc corallien bioconstruit, de 2 kilomètres d'extension latérale et de 0,5 mètre d'épaisseur. Ce banc contient l'assemblage corallien le plus diversifié des trois niveaux bioconstruits (Chevalier, 1961) avec des colonies massives de taille souvent métrique.

La série traduit une bathydécroissance s'accompagnant du retour à un environnement récifal qui reste sous l'influence d'apports silicoclastiques depuis le littoral.

Le sommet de la formation comprend des marnes bioturbées (ichnogène *Gyrolites*) à rares foraminifères planctoniques, un lobe gréseux et des calcaires lumachelliques à bivalves (Lucines) ou bioclastiques à débris coralliens (Fig. 4 : niveau 17). Les marnes se biseautent au Cap de Barre (Ouest de la pointe de Carry) puis disparaissent (Fig. 4 : niveau 16). Les derniers dépôts bioclastiques sont d'épaisseur croissante du Cap de Barre à la Pointe de Carry au niveau de laquelle apparaissent des colonies en place de Poritidés.

Un réseau de fractures affecte le banc corallien bioconstruit au Cap de barre (Galloni *et al.*, 2001 ; ). Ces fractures sont ouvertes, remplies par du sable et localement recouvertes par une brèche à éléments mésozoïques. Le banc corallien, précocement lithifié et émergé (Andreïeff *et al.*, 1972), montre une déformation à grande échelle qui expliquerait la géométrie des marnes à *Gyrolites* sus-jacentes. Ces éléments ont été interprétés comme le reflet d'une activité tectonique qui est peut-être responsable de l'arrêt de l'édification récifale (Galloni *et al.*, 2001) et de l'émersion du banc corallien.

#### *Secteur de Boumandariel*

D'après les corrélations de Borgovini (2002 & 2003), la formation n'est représentée dans le secteur que par les calcaires bioclastiques à bryozoaires du genre *Smittina*.

### **6) Formation biodétritique de Sausset**

#### *Secteur de Carry*

Elle comprend des marnes pélagiques, dites de la Tuilière, avec une base légèrement sableuse et bioclastique marquant la transition avec les dépôts de la formation sous-jacente (Fig. 4 : niveau 18). Les marnes sont surmontées de manière abrupte par des grès montrant des figures de charge (déformations viscoplastiques), des calcaires bioclastiques et un banc conglomératique repère, d'un kilomètre d'extension latérale, comportant des galets clionés, des fragments arrondis de coraux, des turitelles et des bivalves. Au-dessus, la série comprend une alternance de bancs calcaires gréseux bioclastiques et de silts argileux, un niveau repère à gastéropodes (turitelles ?) et plusieurs bancs calcaires massifs, gréseux et bioturbés ou lumachelliques (bivalves, gastéropodes, rares coraux). Les dépôts situés au-dessus du niveau repère conglomératique représentent à grande échelle des lobes marqués par de légères variations latérales d'épaisseur et de faciès depuis l'Anse de la Tuilière jusqu'à l'Anse de la Vaquette (Fig. 4 : niveaux 19-20). Ces variations associées à de mauvaises conditions d'affleurement ont conduit Glintzboeckel et L'Homer, (1972) à compter deux à trois fois certains bancs dans leur coupe et à surestimer par conséquent l'épaisseur de la formation.

La partie supérieure de la formation (Fig. 4 : niveau 21) comprend des marnes pélagiques, dites de la Vaquette, gréseuses et bioclastiques au sommet, des calcaires argileux bioclastiques, un niveau gréseux lumachellique à bivalves et enfin des sables et grès jaunes. Les grès présentent un niveau classiquement dénommé à *slumping balls* de taille métrique (Andreïeff *et al.*, 1972). Ce niveau est recoupé en discordance par des grès et des calcaires gréseux blancs à quartz de patine verdâtre passant progressivement à des conglomérats à grandes huîtres, galets clionés et petits galets de quartz verts. L'ensemble est localement pris dans un *slump*. Ces faciès grésos-conglomératiques, observés également dans le secteur de Boumandariel, ont été attribués au Burdigalien (Andreïeff *et al.*, 1972 ; Maurel-Ferrandini, 1975).

Les dépôts de la formation biodétritique de Sausset, quant à eux, ont été associés à des milieux littoraux marins à tendance lagunaire, voire pararécifaux (Andreïeff *et al.*, 1972).

### Secteur de Boumandariel

Borgovini (2002) relie l'absence de la formation dans le secteur à une discordance cartographique entre les dépôts conglomératiques de base du Burdigalien et la série oligo-aquitaine légèrement basculée. Les derniers dépôts oligo-aquitains dans ce secteur sont composés de bancs calcaires gréseux disloqués sur place et de brèches pouvant constituer des séismites (Borgovini, 2002). Les espaces créés sont remplis sur près d'un mètre de profondeur par le conglomérat burdigalien. Ce dernier représente les premiers dépôts de la transgression Burdigalienne qui est également enregistrée par une terrasse marine bien visible au Nord le long de la route départementale D9 (Dexcoté, 2001) et plus à l'Ouest à l'Anse Ste Croix (Fig.14).



Figure 14 : Relations géométriques entre les dépôts transgressifs burdigaliens, les dépôts oligo-aquitains déformés et le substratum mésozoïque

### Chronostratigraphie

L'étude biostratigraphique intégrée d'Andreieff *et al.* (1972) basée sur différents marqueurs (foraminifères planctoniques, grands foraminifères benthiques, nannofossiles calcaires, ostracodes et associations polliniques) a conduit à la création d'un Aquitainien anté-stratotypique correspondant à la formation pararécifale du Cap de Nautes et à la formation saumâtre de Rousset (Fig. 3). L'Aquitainien stratotypique a été assigné à la formation bioclastique de Carry et à la formation biodétritique de Sausset-Les-Pins d'après les travaux d'Anglada (1971a, 1971b & 1972) sur les associations de foraminifères planctoniques. Cet auteur a en effet positionné l'extrême base de la zone N4 de Blow [1967] au début des marnes pélagiques du Cap Rousset, la partie supérieure de la zone N4 dans les marnes de la Tuilière et enfin le sommet de la zone N4, voire la base de la zone N5, dans les marnes de la Vaquette. Par ailleurs un âge burdigalien a été attribué aux dépôts grés-conglomératiques de la formation du Plan de Sausset qui ont livré le grand foraminifère benthique *Miolepidocyclina burdigalensis* marqueur du Burdigalien (Maurel-Ferrandini, 1975).

Depuis, plusieurs études biostratigraphiques ont replacé la limite entre l'Oligocène et l'Aquitainien à des niveaux différents selon les marqueurs et les échelles stratigraphiques utilisés (Fig. 3 ; mammifères Hugueney *et al.*, 1987 ; grade-datation sur foraminifères planctoniques : Magné *et al.*, 1987 ; Gourinard & Magné, 1994 ; gastéropodes : Nury, 1987 & 1990). L'analyse séquentielle a aussi été utilisée (Monleau *et al.*, 1988).

Borgovini (2003) a réalisé un travail récent faisant appel à la biostratigraphie (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires), à la chimiostratigraphie (rapports isotopiques du strontium  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sur des débris d'huîtres et sur des foraminifères benthiques

Cibicidés) et à l'analyse séquentielle avec la reconnaissance de séquences d'échelle régionale (Provence). Il refait le constat des incertitudes d'ordre biostratigraphique inhérent à une série marine très littorale mais replace néanmoins par convention la limite oligocène-aquitainien à la base de la Formation saumâtre de Rousset (niveau 10 d'Andreieff *et al.*, 1972) en s'appuyant sur des travaux d'analyse séquentielle à l'échelle régionale (Rubino *et al.*, 1990 ; Dexcoté, 2001).

Une étude magnéstratigraphique en cours dont les résultats sont présentés lors du colloque de l'ASF (Demory *et al.*, 2005) permet de comparer et de privilégier certaines hypothèses de datation. Ce test de validation des datations consiste à utiliser les points d'ancrages fournis par les datations antérieures (basées sur la biostratigraphie et la chimiostratigraphie) et de corréliser les données paléomagnétiques ainsi ancrées avec l'échelle magnéstratigraphique de référence (Cande and Kent, 1995). L'ensemble de l'étude magnéstratigraphique comprend une identification des lacunes sédimentaires. Le cadre chronostratigraphique le plus probable (Fig. 4) consiste à mettre la limite Oligo-Miocène (dans le chron C6Cn) juste au-dessus du niveau à Bryozoaires. Ceci est en accord avec les hypothèses émises lors de l'étude des foraminifères planctoniques (Anglada, 1972).

## Stratigraphie Séquentielle

Plusieurs études ont été consacrées à la stratigraphie séquentielle de la série marine oligo-aquitainienne des secteurs de Carry-le-Rouet et de Boumandariel (Fig. 3 ; Monleau *et al.*, 1988 & 1989 ; Galloni, 1996 ; Borgovini, 2002 & 2003). L'étude la plus complète est celle de Borgovini (2003) qui se réfère pour l'Aquitainien aux séquences de dépôts provençales « *S-1* » et « *S0* » de Dexcoté (2001) qui ont été définies selon la terminologie de Rubino *et al.* (1990). Les concepts utilisés sont ceux de la stratigraphie séquentielle au sens d'Exxon (Vail *et al.*, 1977, 1987 & 1991) auxquels sont rajoutés différents travaux sur les régressions forcées, notamment celui de Posamentier *et al.*, (1992).

Borgovini (2003) reconnaît ainsi dans la série oligo-aquitainienne des secteurs de Carry et de Boumandariel trois séquences de 3<sup>ième</sup> ordre « *S Olig* », « *S-1* » et « *S0* » qu'il replace dans le cortège transgressif du grand cycle néogène du 2<sup>ième</sup> ordre.

Les trois séquences sont les suivantes :

### 1) La séquence oligocène supérieur « *S Olig* »

#### *Secteur de Carry*

La première partie de la séquence est un intervalle transgressif impliquant les marnes sableuses et conglomérats de la partie supérieure de la formation conglomératique de Rouet (Fig. 3 : niveau 5) ainsi qu'une alternance marnes-calcaires précédant l'ensemble bioconstruit n°1 de la formation pararécifale du Cap de Nautés (Fig. 3 : niveaux 6 et 7). Les premiers niveaux marins reposent, avec une légère discordance angulaire, sur les dépôts continentaux sous-jacents tronqués par une surface ravinante.

La seconde partie de la séquence comprend un prisme de haut niveau marin représenté notamment par le développement de l'ensemble bioconstruit n°1 de la formation du Cap de Nautés (Fig. 3 ; niveaux 8 et 9 ; Figs. 7-8). Le sommet de la séquence coïncide avec la surface basale de l'ensemble bioconstruit n°2.

### *Secteur de Boumandariel*

L'intervalle transgressif comprend des brèches et poudingues à éléments calcaires clonés, des calcaires gréseux et bioclastiques et un premier biostrome corallien (Figs.5-11 à 14). Une partie des poudingues constitue une plage à galets qui repose sur le substratum mésozoïque par l'intermédiaire d'une terrasse marine. Au lieu dit de la Petite Calanque, la plage à galets recoupe en discordance des éboulis aériens à Hélicidés plaqués contre une paléo-falaise (Figs. 11-13). Le prisme de Haut niveau marin concerne des grès calcaires bioclastiques situés en-dessous de l'ensemble bioconstruit n°2 (Fig.5).

## **2) La première séquence aquitanienne « S-1 »**

### *Secteur de Carry*

La première partie de la séquence est un prisme de bas niveau marin associé à une régression forcée. Elle correspond à l'installation de l'ensemble bioconstruit n°2 suivie de son émergence (Fig. 3 : niveau 9 ; Figs. 7-8). La séquence se poursuit par un intervalle transgressif représenté par la Formation saumâtre de Rousset et l'alternance marnes pélagiques-bancs calcaires à turrnelles ou bryozoaires *Smittina* de la formation bioclastique de Carry (Fig. 3 : niveaux 10 à 11 ; Figs. 7-8). L'intervalle transgressif débute par un horizon à galets plus ou moins développé et mélangé du Cap Barqueroute au Cap Rousset à grands moules de vénérédés remaniés et à un sable très grossier de type estran (Fig. 3). La fin de la séquence est un prisme de haut niveau marin comportant les marnes pélagiques, les dépôts gréseux et les premiers calcaires à coraux qui annoncent l'ensemble bioconstruit n°3 de la formation bioclastique de Carry (Fig. 3 : niveaux 13 et 15 ; Fig. 10).

### *Secteur de Boumandariel*

Dans ce secteur, la partie supérieure de la séquence est incomplète. Elle est recoupée en discordance par les dépôts burdigaliens. La séquence comprend le prisme de bas niveau marin essentiellement représenté par l'ensemble bioconstruit n°2 et l'intervalle transgressif incomplet impliquant un biostrome corallien et des grès ou calcaires gréseux renfermant notamment les bryozoaires *Smittina* (Figs. 2-5).

## **3) La seconde séquence aquitanienne « S0 »**

La séquence n'est représentée que dans le secteur de Carry. Elle débute comme pour la séquence précédente par un prisme de bas niveau marin avec l'installation l'ensemble bioconstruit n°3. De la pointe de Carry au Cap de Barre, le sommet de l'ensemble constitue un fond corallien précocement lithifié et émergé (Fig. 3 : niveau 15 ; Fig.11). La séquence comprend ensuite un intervalle transgressif représenté par une série réduite composée de marnes à Gyrolites, de grès fortement bioturbés et de bancs bioclastiques dont deux lumachelles à Lucines (Fig. 3 : niveaux 16 et 17). Ces dépôts correspondent à l'équivalent latéral à la pointe de Carry d'un quatrième ensemble corallien localement bioconstruit. La séquence se termine par un prisme de haut niveau marin associé à la formation biodétritique de Sausset-les-Pins. Cette dernière comprend les marnes pélagiques de la Tuilière et une série de grès et calcaires parfois lumachelliques entrecoupée par les marnes de la Vaquette (Fig. 3 : niveaux 18 à 22). Une surface érosive majeure sépare les derniers dépôts de la seconde séquence aquitanienne avec les dépôts sus-jacents burdigaliens (Figs. 2-4).

## Affleurements visités

### **Arrêt 1 – Anse du Rouet**

L'arrêt offre une vue des deux formations continentales d'âge Oligocène et de la transition avec les premiers dépôts marins oligo-aquitaniens de la Formation pararécifale du Cap de Nautes (Fig.6).

### **Arrêt 2 – Anse de Barqueroute – Anse du Rousset Est**

Cheminement le long de la côte :

- 1) A l'Anse Barqueroute, la géométrie à grande échelle (extension latérale 100 à 350 m et épaisseur de quelques mètres) des deux ensembles bioconstruits coralliens de la Formation pararécifale du Cap de Nautes peut être estimée (Figs. 7-8). Les deux ensembles comprennent plusieurs lentilles coralliennes superposées et interdigitées avec des calcaires bioclastiques ou argileux et des marnes silteuses. Les morphoses coralliennes et les peuplements des récifs peuvent être observés (Figs. 7-8).
- 2) Au Cap de Barqueroute, la bordure latérale de la dernière lentille corallienne est représentée par une brèche qui se biseaute puis disparaît. Au-dessus, des dépôts discontinus silicoclastiques à coquilliers et un niveau à stromatolites en dômes (encroûtements de bois flottés) marquent le début de la Formation saumâtre du Rousset (Fig.9).
- 3) Le trajet du Cap Barqueroute à la partie Est de l'Anse Rousset offre un affleurement continu de la Formation saumâtre du Rousset et de la limite de séquence majeure qui la sépare avec la formation sous-jacente du Cap de Naute. Cette limite de séquence est associée à une baisse du niveau marin relatif (Andreieff *et al.*, 1972 ; Monleau *et al.*, 1989 ; Borgovini, 2003). La Formation du Rousset présente une alternance de silts argileux coquilliers et de calcaires argileux à Potamides.

### **Arrêt 3 – Anse du Rousset Ouest**

Une coupe verticale le long du versant Ouest de l'Anse du Rousset permet d'examiner l'évolution biosédimentologique de la Formation saumâtre du Rousset et de la Formation de Carry qui lui succède (Fig. 10). Cette dernière est marquée par des bioaccumulations remarquables à gastéropodes et à bryozoaires, des corps gréseux avec des figures de charge et au sommet un banc calcaire à rares colonies coralliennes marquant le début d'un troisième ensemble bioconstruit.

### **Arrêt 4 – Anse de la Tuilière**

Le troisième et dernier ensemble bioconstruit (Formation de Carry) de la série oligo-aquitaniennne présente un fond corallien très diversifié et étendu (échelle du kilomètre), surmonté d'un ensemble de corps sédimentaires qui se biseautent vers le Sud-Ouest.

Au Cap de Barre, la lithification précoce du fond corallien d'épaisseur métrique peut être démontrée. Le fond corallien est affecté localement d'un réseau de fractures ouvertes scellées par un grès. Ce grès renferme localement des blocs du substratum urgonien. L'hypothèse du jeu brutal d'une faille au cours d'un séisme peut être avancée.

#### **Arrêt 5 – Anse de la Vaquette**

Des « Slumping-Balls » de plusieurs mètres de diamètre sont présents au sommet de la série marine oligo-aquitaniennne du littoral de la Nerthe. Juste au-dessus, le contact érosif avec les dépôts grésio-conglomératiques du Burdigalien peut être observé (Fig. 4).

#### **Arrêt 6 – Anse de Boumandariel-Pointe des Tamaris**

Cheminement le long de la côte :

La série oligo-aquitaniennne (Formation du Cap de Nautes) recouvre en transgression le substratum urgonien (Fig. 11). Ce dernier est représenté par une paléofalaise surmontée par une terrasse marine (Figs. 12-13). Le démantèlement aérien puis aquatique de la falaise, avec des brèches carbonatées, et l'existence de différentes lignes de rivage peuvent être observés ainsi que de nombreuses traces de l'activité tectonique synsédimentaire associée à la phase de rifting oligo-aquitaniennne (fractures, failles de faible rejet et déformations viscoplastiques).

Vers la Pointe de Tamaris, la série marine burdigalienne repose en discordance avec un conglomérat de base sur des dépôts oligo-aquitaniens pré-faillés et démantelés. Le conglomérat renferme une partie des produits d'érosion de la série marine sous-jacente (Fig. 5).

#### **Arrêt 7 – Plage Sainte Croix**

En direction de l'Ouest depuis la plage de Sainte Croix, une terrasse marine avec des perforations de lithophages sépare les dépôts transgressifs burdigaliens du substratum mésozoïque déformé et faillé, pendant la phase de rifting oligo-aquitaniennne (Fig. 14).

Sous la chapelle, vers l'Est, une autre terrasse marine remanie des dépôts sous-jacents emboîtés entre le Miocène et le Mésozoïque. Ces dépôts observés en place peuvent correspondre à un petit delta de type Gilbert. Une calcarénite bioclastique, peu indurée, interstratifié dans des argilites a livré à J. Dellenbach et V. Appotolescu, des lamellibranches, des ostracodes et des foraminifères dont *Gl. inflata* (détermination G. Bizon). Les associations entre les foraminifères planctoniques et les foraminifères benthiques suggèreraient un âge pléistocène (Comm. Oraie J.L. Vollat).

## Références Bibliographiques

- ANDREIEFF P., ANGLADA R., CARBONNEL G., CATZIGRAS F., CAVELIER C., CHATEAUNEUF J.-J., COLOMB E., GLINTZBOECKEL C., JACOB C., LAI J., L'HOMMER A., LEZAUD L., LORENZ C., MERCIER H. & PARFENOFF A. (1972) - Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille - *Mém. BRGM*, 3, 132 p.
- ANGLADA R. (1971a) - Sur la position du datum à *Globigerinoïdes* (Foraminifera), la zone N4 (Blow, 1967) et la limite oligo-miocène en Méditerranée - *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 272, p. 1067-1070.
- ANGLADA R. (1971b) - Sur la limite Aquitanien-Burdigalien, sa place à l'échelle des Foraminifères planctoniques et sa signification dans le Sud-Est de la France - *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 272, p. 1948-1951.
- ANGLADA R. (1972) - Etude des petits foraminifères. In: Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille - *Mém. BRGM*, 3, p. 29-33.
- BLOW W.H. (1967) - Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal Biostratigraphy - Bronnimann P. & Renz H.H., eds, *Proc. of the first intern. conf. on planktonic microfossils (Geneva, 1967)*, Leiden E.J. Brill., p. 199-241.
- BORGOVINI R. (2002) - Dynamique sédimentaire et anatomie des dépôts récifaux coralliens et faciès associés du Miocène inférieur du littoral de la Nerthe (Secteur de Sausset-les-Pins, SE France), Paléoenvironnements, Stratigraphie séquentielle - *Mém. DEA, Géosciences de l'environnement, Université de Provence (Aix-Marseille I)*, 39 p.
- BORGOVINI, R. (2003) - Stratigraphie et faciès de la base du cycle Néogène de Basse Provence (littoral de la Nerthe : Carry-le-Rouet, Sausset-les-Pins). Rapport Total, Exploration & Production, DGEP/GSR/TG/THEM N° 03-006, 134 p.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. geophys. Res.* 97: 361-375
- CHEVALIER J.-P. (1961) - Recherche sur les madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale, Atlas paléontologique - *Thèse d'état (Paris), Mém. Soc. Géol. De France, série A*, n° 93, 560 p.
- DEMORY F., CONÉSA G., BORGOVINI R., RUBINO J.-L., THOUVENY N. & MARIÉ L. (2005) - Magnétostratigraphie de la série marine d'âge Oligocène-Miocène inférieur du littoral de la Nerthe (Ouest Marseille). Présentation orale au congrès de l'ASF, presqu'île de Ghiens, octobre.
- DEXCOTE Y. (2001) - Architecture et évolution des séquences de dépôts du Miocène de Basse Provence *Mém. DEA, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Fontainebleau)*, 69 p.
- GALLONI F. (1996). - Les bioconstructions oligo-miocènes de Provence - *Mém. DEA, PAL et SED, Univ. De Provence, Aix-Marseille I*, 39p.
- GALLONI F., CORNEE J.J., SAINT-MARTIN J.P. & CONESA G. (2001) - Récifs coralliens et faciès carbonatés associés d'âge oligocène supérieur et miocène inférieur dans la chaîne de la Nerthe (Ouest Marseille) *Colloque International Anatomie des Corps Carbonatés (A200 1), Marseille mai 2001*, 30 p.
- GALLONI F. (2003) - Organisation sédimentaire et anatomies récifales des systèmes carbonatés à silicoclastiques oligo-miocènes inférieurs de Provence et du bloc corso-sarde. Thèse de l'Université de Provence.
- GLINTZBOECKEL Ch. & L'HOMER A. (1972) - Coupes à l'Ouest de l'anse du Rouet. In: Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille - *Mém. BRGM*, 3, p. 15-18.
- GOURINARD Y. & MAGNE J. (1994) - Mise au point sur la datation de la base du stratotype aquitainien et ses conséquences pour la coupe de Carry-le-Rouet - *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse*, 130, p. 77.

HUGUENEY M., BERGER J.P. - WEDMANN R. (1987) - Présence de mammifères oligocènes dans le parastratotype de l'Aquitainien - *Bulletin de la Société de Fribourg de Sciences Naturelles*, 76, p. 129-135.

L'HOMER A. (1972) – Synthèse sédimentologique. In: Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille - *Mém. BRGM*, 3, p. 131-135.

MAGNE J., GOURINARD Y. et WALLEZ M.-J. (1987) - Comparaison des étages du Miocène inférieur définis par stratotypes ou par zones paléontologiques - *Strata*, (1) 3, p. 95-107.

MAUREL-FERRANDINI M. (1975). - Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, France) - *Thèse Univ. Université Aix-Marseille I*, 87 p.

MERCIER H. (1972) – Etude des rudites. In: Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille - *Mém. BRGM*, 3, p. 101-110.

MONLEAU C., ARNAUD M. et CATZIGRAS F. (1988) - L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (B-d-R): nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale - *C. R. Acad Sci.*, Paris, 306, 11, pp. 487-490.

MONLEAU C., ANGLADA R., ARNAUD M., MONTAGGIONI L., ROSEN B. & THOMASSIN A.B. (1989) - Les constructions à madréporaires de l'Aquitainien de la Nerthe (Provence occidentale, France) - *Annual Meeting of the International Society for Reef Studies, Marseille, 14-19 décembre 1989, excursion A*, 38 p.

MONLEAU C., ANGLADA R., ARNAUD M., MONTAGGIONI L., NURY D., THOMASSIN B.A. & ROSEN B. (1994) - Les constructions coralliennes et les dépôts associés de l'Oligo-Miocène de la Nerthe (Provence, occidentale, France) - *Interim Colloquium RCMNS, Marseille, 3-6 mai 1994, Université de Provence, livretguide*, 39 p.

NURY D. (1987 et 1990) - L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques - *Thèse d'Etat, Univ. De Provence, et Doc. BRGM, Orléans*, 163, p. 1-411.

NURY D. (1994) - Relations géométriques entre carbonates et évaporites. Exemple de l'Oligocène terminal de la région d'Aix en Provence, Marseille (France) - *Géologie Méditerranéenne*, 21, p. 85-94.

NURY D. & THOMASSIN B.A. (1994) - Paléoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal (région d'Aix-Marseille) *Géologie Méditerranéenne*, 21, p. 95-108.

POSAMENTIER H.W. & JAMES D.P. (1992) – An Overview of Sequence Stratigraphic Concepts : Uses and Abuses- H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq & G.P. Allen (eds) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. 18 – p. 3-18.

RUBINO J.L. (2002) - Les récifs coralliens, les carbonates bioclastiques et les séquences de dépôt; Le modèle du Miocène de Provence - Stage de formation TotalFinaElf: *Sédimentologie et Géomorphologie des corps carbonatés, Provence* (20-27juin 2002), 74 p.

RUBINO J.-L., LESUEUR J.L., GUY L. & CLAUZON G. (1990) - *Sédimentologie et stratigraphie Séquentielle du Miocène Rhodanien - Livret guide ASF*, 67 p.

VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991) - The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology: an Overview - *Einsele & ai., eds., Cycles and Events in Stratigraphy: Bertin Heidelberg, Spinger-Verlagd*, p. 617-659.

VAIL P. R., COLIN J., DU CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La Stratigraphie Séquentielle et son Application aux Corrélations Chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris - *French Geological Society Bulletin, Paris*, v. III, n° 7, p. 1301-1321.

VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr, TODD R.G., WIDMIER J.W., THOMSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977c) - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level - Payton *CE (Ed.) Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration, Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 26, p. 49-212.

## Notes personnelles

Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

## JOURNÉE 2 – LE MIOCÈNE DE LA NERTHE ET DES ÉTANGS

### DES ÉMERSIONS AU REMPLISSAGE DE PALÉOVALLÉES : L'ENREGISTREMENT DE LA DÉFORMATION



Animateurs principaux et rédacteurs :  
J.L. Rubino, D. Besson & O. Parize

*Objets et buts* - Les paléovallées incisées miocènes et leur remplissage constituent à la fois le support, le thème et les buts de l'excursion. Nous verrons comment ces objets sont un élément majeur de la physiographie du bassin d'avant-pays miocène rhodano-provençal, comment leur présence conditionne la sédimentation, l'hydrodynamisme et la nature des dépôts, comment leur prise en compte modifie la succession et les corrélations stratigraphiques, comment enfin elles constituent un marqueur stratigraphique de la déformation et peuvent aider à une meilleure compréhension de l'évolution géodynamique de la Provence, à la transition entre une marge et un bassin d'avant-pays.

Cette deuxième journée sera l'occasion d'observer la succession stratigraphique miocène à partir des derniers arrêts de la première journée pour entreprendre une grande coupe depuis la bordure du bassin méditerranéen jusqu'au bassin d'avant-pays alpin. L'intervalle du Miocène inférieur et le passage au Miocène moyen seront analysés en détail. Les deux premières incisions fluviales, leur remplissage et leurs interfluves seront présentés en plusieurs localités afin de pouvoir appréhender leur évolution spatiale. Un nouveau cadre stratigraphique, prenant en compte les données morphologiques et les données biostratigraphiques est proposé.

## Fig. 15 : Les surfaces de transgression miocène sur la Nerthe, détails des abrasions marines

Détail de la surface de transgression avec le chaos de blocs perforés et la triple surface



La surface de transgression perforée de S1 et le conglomérat de base.



Noter la planéité de la surface d'abrasion marine du Miocène sur le Crétacé.



## **Arrêt 2.1 – La Couronne, les Plaines (voie rapide) : surfaces de transgression du Burdigalien et du Langhien**

Ce 1<sup>er</sup> stop, permet l'analyse dans des conditions assez exceptionnelles des surfaces d'abrasions marines associés aux différentes transgressions des séquences S1 à S3 (Fig. 15) Il permet aussi de voir en coupe la géométrie d'une surface comparable à la surface sommitale de la Nerthe (Fig. 16) même si cette dernière altimétriquement beaucoup plus haute est à rattacher à une séquence beaucoup plus récente (Tortonien ?).

La première surface de transgression responsable de l'arasement de l'anticlinal crétacé de la Nerthe est d'une planéité remarquable (fig. 16) Cette surface de transgression est soulignée par des perforations de lithophage (Fig. 15) dans les calcaires urgoniens. La première unité Miocène, d'épaisseur métrique, peu quasiment être corrélée physiquement avec la formation de Plan de Sausset qui forme le cortège transgressif de la séquence du Burdigalien Inférieur S1 (Anglada et al. 1987). En effet depuis l'Anse de Verdon situé 1,5km au Sud jusqu'à la voie rapide (Fig. 17), différentes coupes ou transects 2D permettent de suivre les relations entre les différentes unités (Fig. 18) On observe ainsi que l'unité basale transgressive se raccorde au niveau situé en bord de mer, et situé sous les facies silteux du Burdigalien Moyen.

L'unité supérieure peut être physiquement corrélée avec la Molasse de la Couronne qui vers Caro est directement transgressive sur le Crétacé notamment dans les anciennes exploitations. Enfin l'unité médiane est actuellement corrélée avec le cortège transgressif de la base de la séquence S2. Même si cette séquence est complètement érodée sous S3 dans l'anse du Verdon, (Combaluzier 1932, Anglada *et al.* 1987, Monleau *et al.* 1987), on imagine que son cortège transgressif aurait peut être préservé en position haute à la faveur d'une petite dépression.

Ce qui est donc remarquable c'est qu'en position haute sur la Nerthe on ne superpose que les cortèges transgressifs des trois premières séquences de dépôts. Ce qui suggère une surrection différentielle de cette zone.

Les faciés associés à chacune des unités transgressives et notamment la présence de blocs plurimétriques angulaires et perforés témoignent de la proximité de falaise littorale pourvoyeuse de matériel par l'action de la gravité, c'est un dispositif très comparable à l'actuel.

Bien que les cortèges transgressifs des séquences soit plutôt dominés par les processus tidaux comme notamment celui de la séquence S3 avec la Barre des Tamaris, seule la houle est capable de générer des surfaces aussi régulière sur un substratum consolidé.

Des surfaces du même type sont connues en mer du nord au Crétacé (Fig. 19) ou elles se développent sur les crêtes des blocs basculés hérités du rifting Jurassique supérieur. leur configuration présente des analogies avec la surface de la Nerthe ou celle de la Fare avec des facettes qui enregistrent les différentes étapes de la transgression entre le Burdigalien et le Tortonien (Fig. 20 à 23).

# Fig. 16: La surface d'abrasion marine composite du Miocène moyen à supérieur de la Nerthe

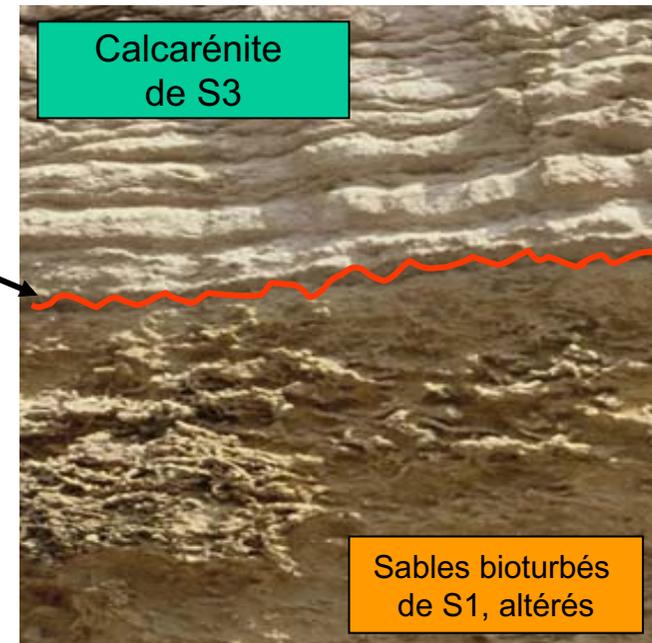
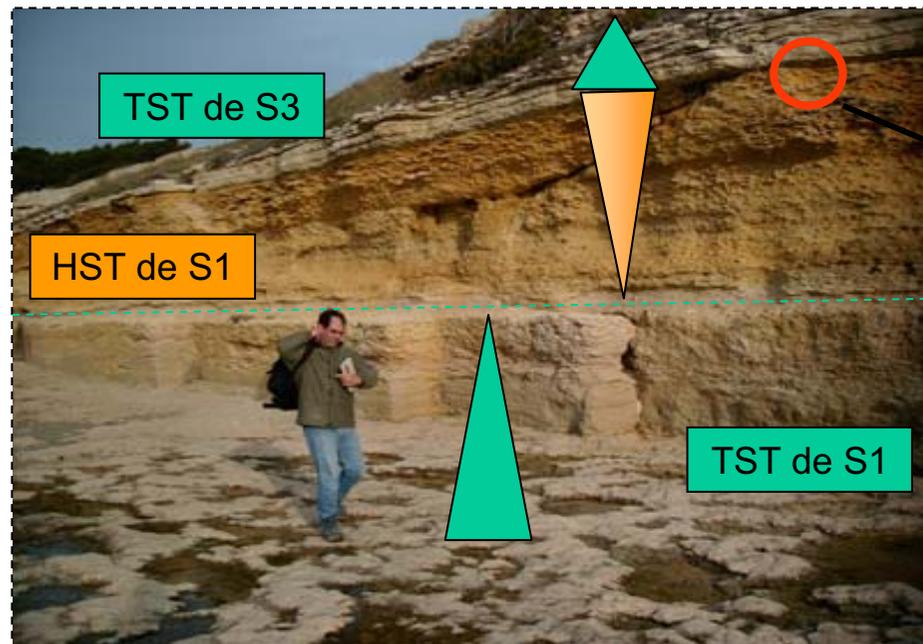
A: Vue générale depuis le Nord



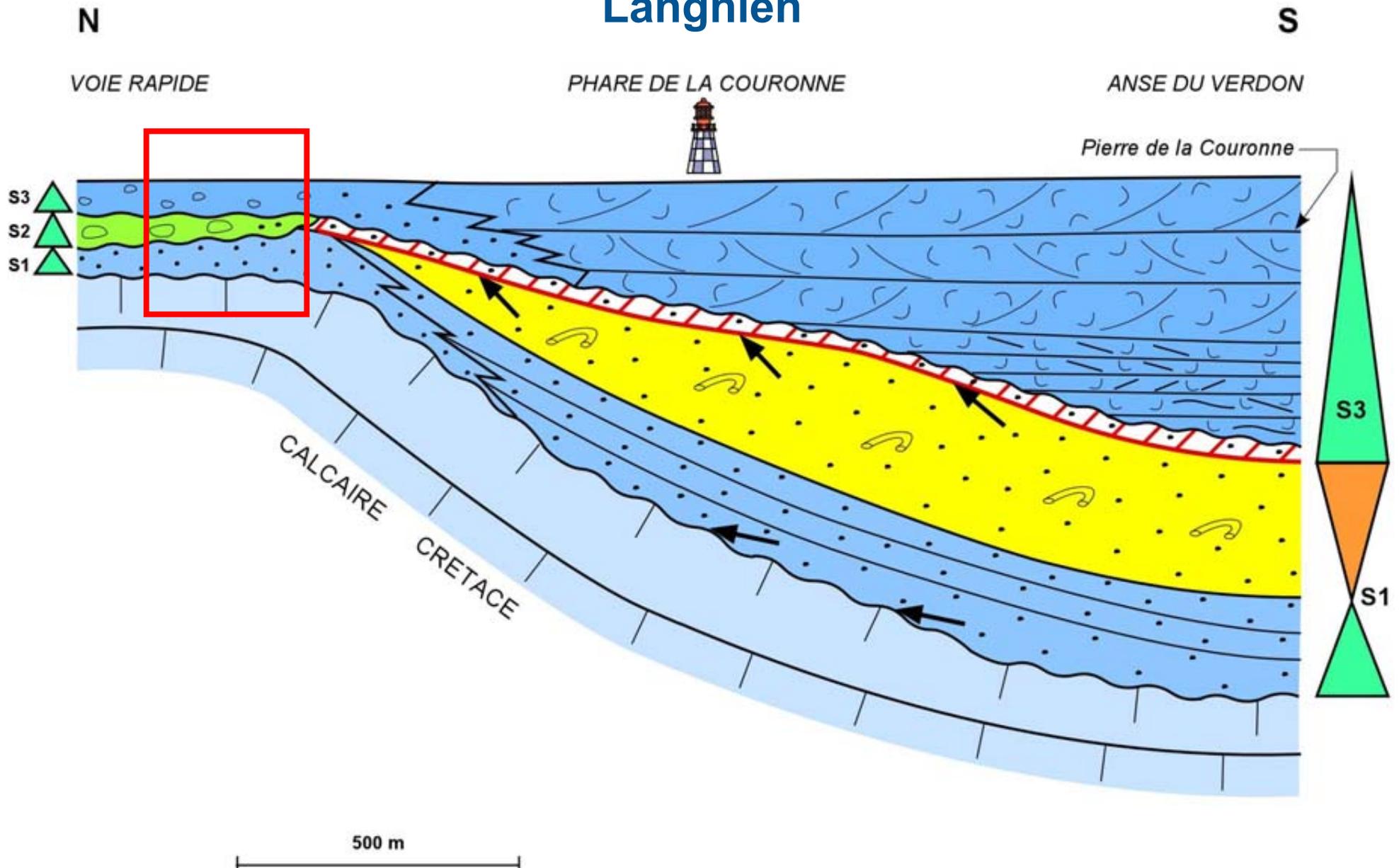
B: Détail



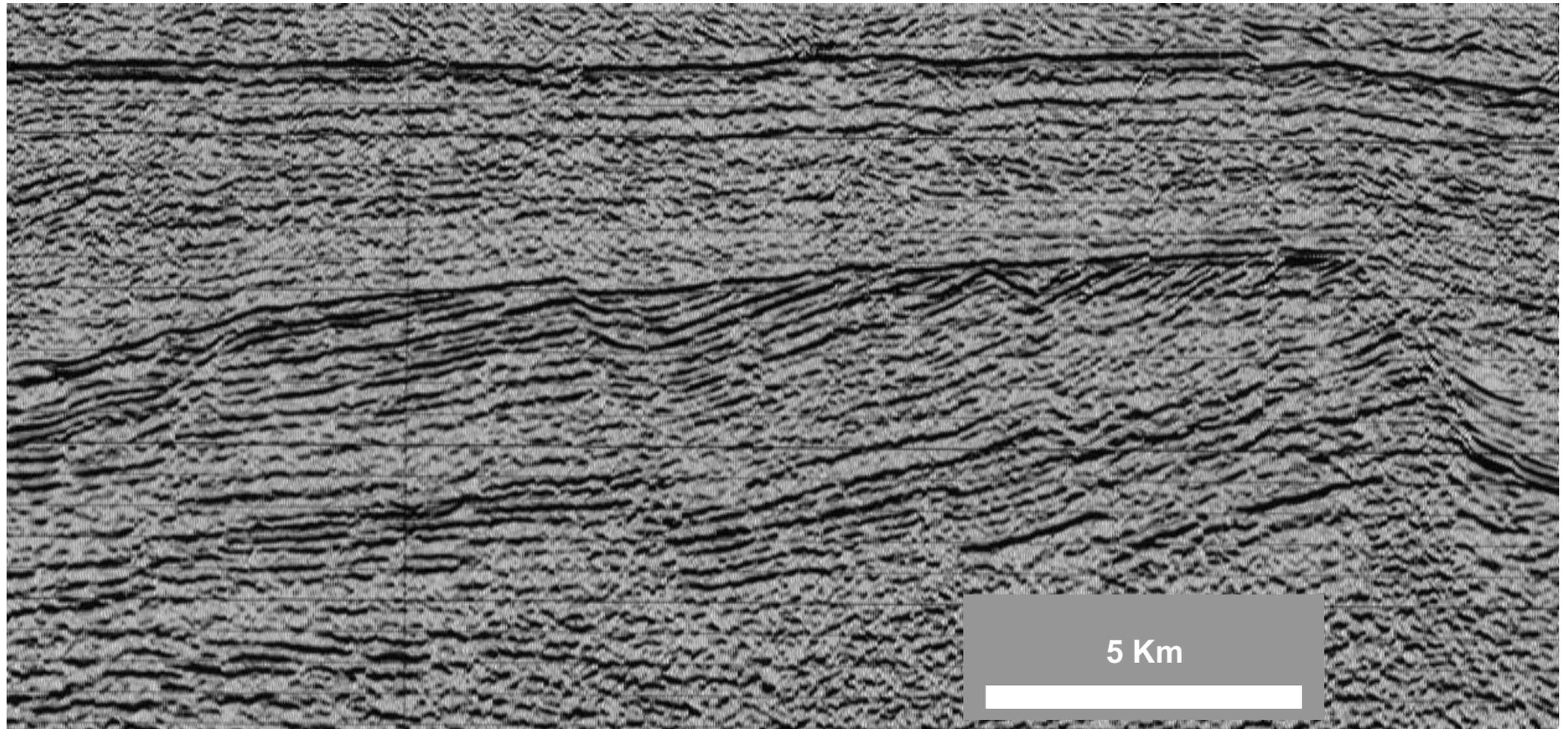
**Fig. 17 : Panorama de l'Anse du Verdon :  
contact entre S1 et S3, et niveau d'altération**



**Fig. 18 : Relations géométriques entre l'Anse du Verdon et la voie rapide « les plaines » au sein des dépôts du Burdigalien et du Langhien**



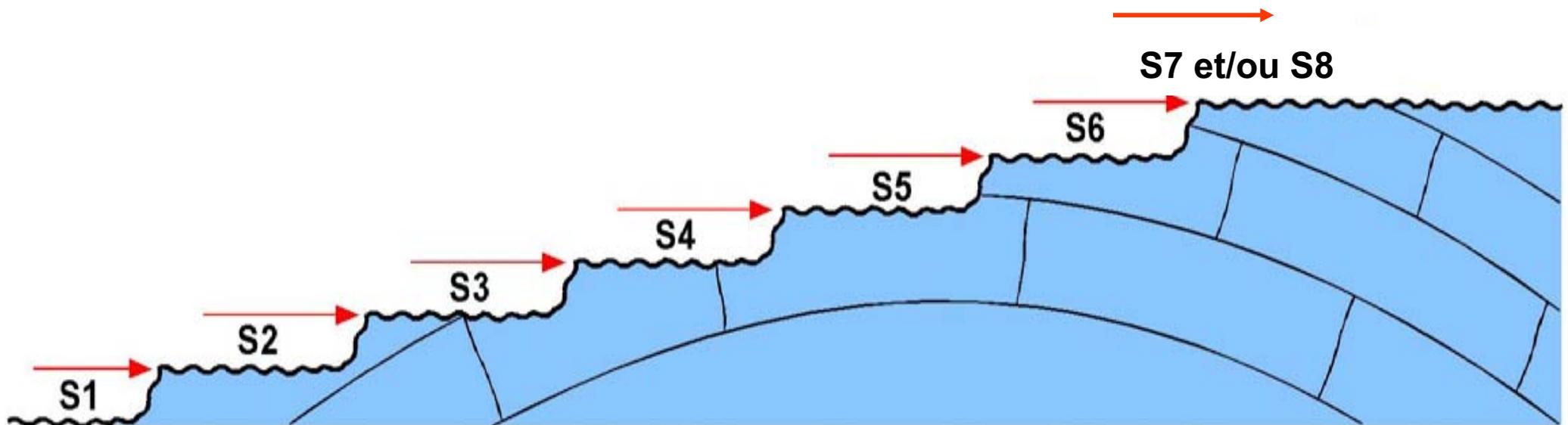
**Fig. 19 : Exemple de subsurface d'abrasion marine (mer du Nord)**



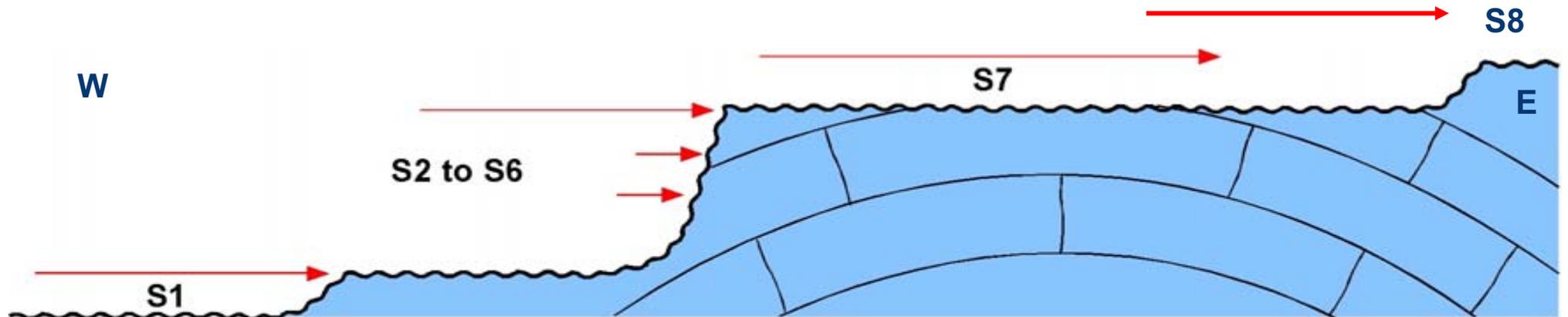
**Fig. 20 : Les surfaces successives d'abrasion**

W-SW

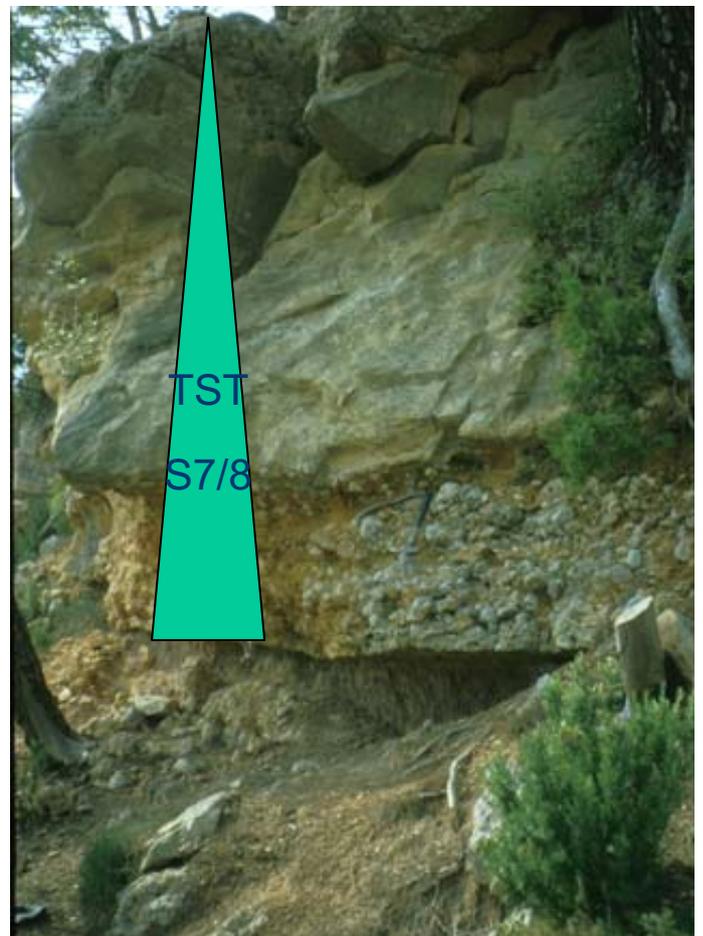
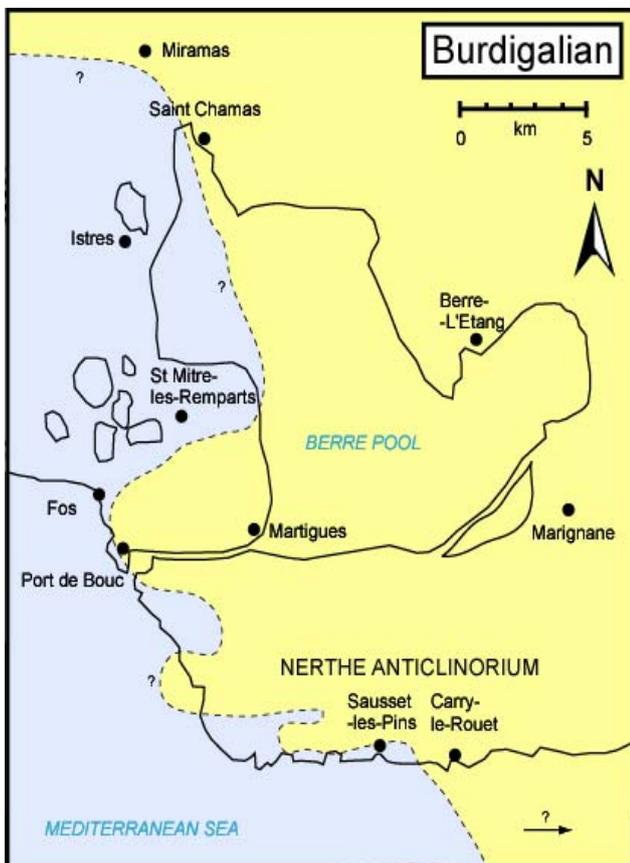
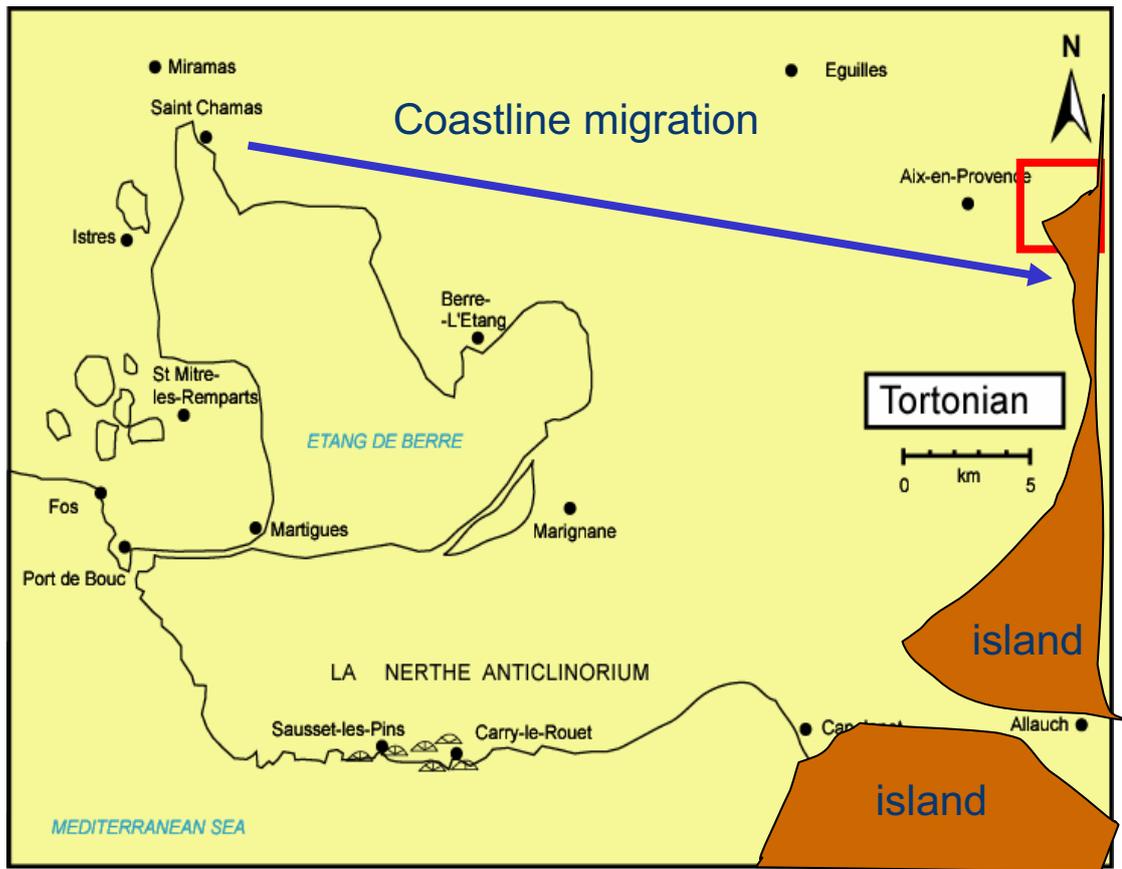
E-NE



**Fig. 21 : Les surfaces d'abrasion marines de la Fare**



**Fig. 22 : Comparaison des empiétements Burdigalien et Tortonien en Basse Provence**



**Fig. 23 : La surface d'abrasion marine tortonienne (S7 et/ou S8) en bordure de la Sainte Victoire et la géométrie en *onlap***



## Fig. 24 : Les séquences aquitaniennes vers Fos



La séquence S0 aquitanienne le long de l'Etang de Lavalduc



Lumachelle à huîtres de la séquence S0

## **Arrêt 2.2 – Fos, Etang de Lavalduc : séquences aquitaniennes**

Cet arrêt permet d'observer des dépôts aquitaniens au Nord du littoral de la Nerthe (Fig. 24). Ils correspondent aux séquences S0 et S-1. Ces Marnes et Calcaires de Fos ont été récemment datés, (Dexcoté 2002) de l'Aquitaniens zone NN1 après avoir été rattachées au Burdigalien par Combaluzier (1932) Elles assurent le comblement de creux topographiques très plats (paléovallées ?).

La séquence S-1 comprend une unité transgressive métrique constituée de carbonates lumachelliques reposant directement sur le Valdono-Fuvélien continental. Elle est surmontée par des marnes à huîtres qui ont livré l'espèce de nannofossiles diagnostiques de la base de l'Aquitaniens

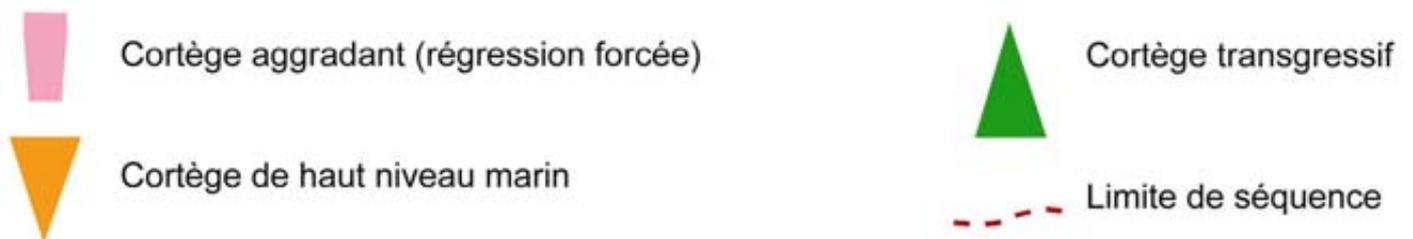
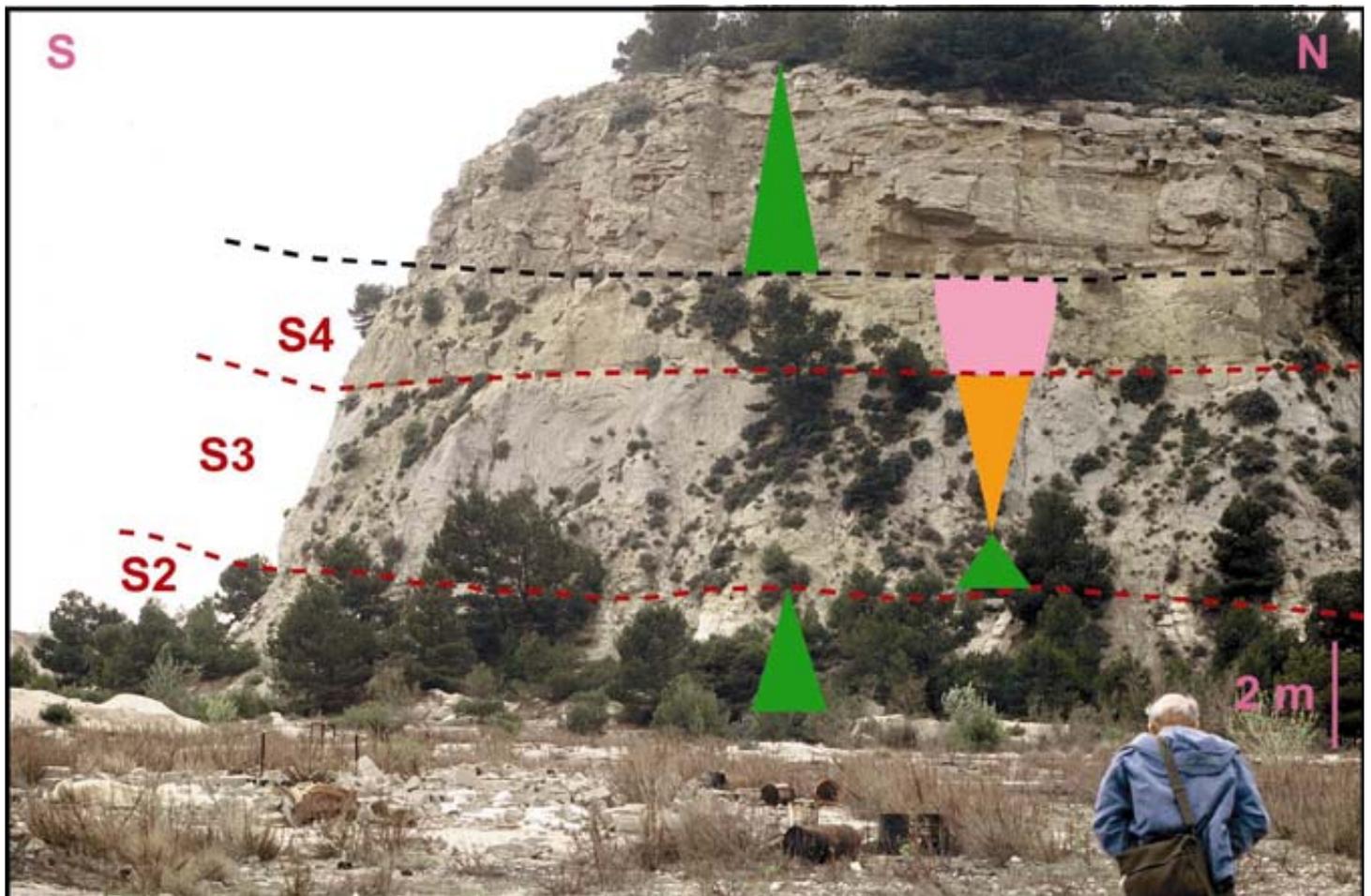
La séquence suivante S0 débute par des faciès grossiers lumachelliques et se poursuit par des marnes qui passent à une série d'alternance silto-sableuse bioturbée montrant un « pattern » granocroissant. Cette seconde séquence non datée est attribué à l'Aquitaniens par encadrement.

Ces deux premières séquences semblent combler une vaste dépression dont malheureusement on ne voit que la bordure Est. Ce secteur peut être considéré comme l'épaulement du rift de Camargue.

De loin ce stop permet de voir aussi la profondeur d'incision associée à la base de la séquence S4 qui sous la citadelle de Fos va venir reposer sur les niveaux aquitaniens précédemment décrits.

La succession avec les séquences sus-jacentes du Burdigalien et du Langhien sera également analysée et servira d'introduction à l'arrêt suivant.

**Fig. 25 : La régression forcée à la base du Serravallien : les dépôts de plage avec les « lunate megaripples » dans la carrière Lafarge de pont Gayé à Fos-sur-mer**



L'intervalle marneux correspond à un prisme progradant. Le sommet de ces marnes silteuses a livré des préorbulines à M. Ferrandini (1976, comm. orale), ce qui permet de les dater du Langhien et d'attribuer ces marnes au HST de la séquence de S3.

Les dépôts de plage sus-jacents reposent sur ces marnes par un contact brutal, attestant un « *downward shift facies* », associé à une chute soudaine de la bathymétrie, d'où régression forcée.

### Arrêt 2.3 – Pont de Gayé - Carrière Lafarge : régression forcée

**Chacun est prié de prendre toutes les précautions indispensables pour sa sécurité et celles des autres participants lors de la visite de la carrière. Une présentation « sécurité » sera faite par les responsables de l'usine : en cas d'alarme, il nous sera demandé de nous regrouper dans les secteurs prévus à cet usage.**

Tout autour de cette carrière, les affleurements (fig. 25) permettent de suivre la superposition des séquences de dépôts (Fig. 26) et de mesurer l'ampleur des érosions associées aux différentes limites de séquence, pour l'intervalle allant du Burdigalien au Serravallien. Une partie de cet arrêt sera réservé à l'analyse des faciès des différents cortèges sédimentaires et à l'architecture des corps d'environnement dominé par la marée ou la houle.

A la base de la carrière, directement transgressive sur le Valdono-Fuvélien, on peut observer la **Calcarénite Blanche**. Elle est incisée dans la série sous jacente. La surface de transgression érosive de la base de la séquence S2 est perforée et soulignée par un conglomérat de transgression polygénique. Ce conglomérat est surmonté par des faciès bioclastiques à rhodolithes, et bioclastes. C'est le facies Foramol typique, qui caractérise essentiellement les environnements carbonatés tempérés à froids (Lees et Buller 1972).

Ces carbonates sont en fait constitués de dunes décimétriques à métriques d'origine tidale. Latéralement à quelques centaines de mètres, le long de la voie ferrée dans le secteur dit de Pichoty, ils s'épaississent et des niveaux à pernes, (Ferrandini 1976) s'intercalent entre les barres bioclastiques. Ce cortège est attribué au Burdigalien supérieur S2 compte tenu de la datation du Langhien au dessus et surtout sur des bases régionales. Nous analyserons en détail ce cortège de dépôts lors du stop 2.5.

Le sommet de cette première unité transgressive (Fig. 27) est tronqué par une surface rubéfiée et un second conglomérat de transgression se développe. Il est surmonté par une séquence métrique de sables fins à rides de houles et à tendance granodécroissante passant à des marnes grises de plate-forme, équivalente à la partie supérieure des **Marnes de Bayanne**. Les sables sont interprétés comme des dépôts d'avant plage dominés vagues

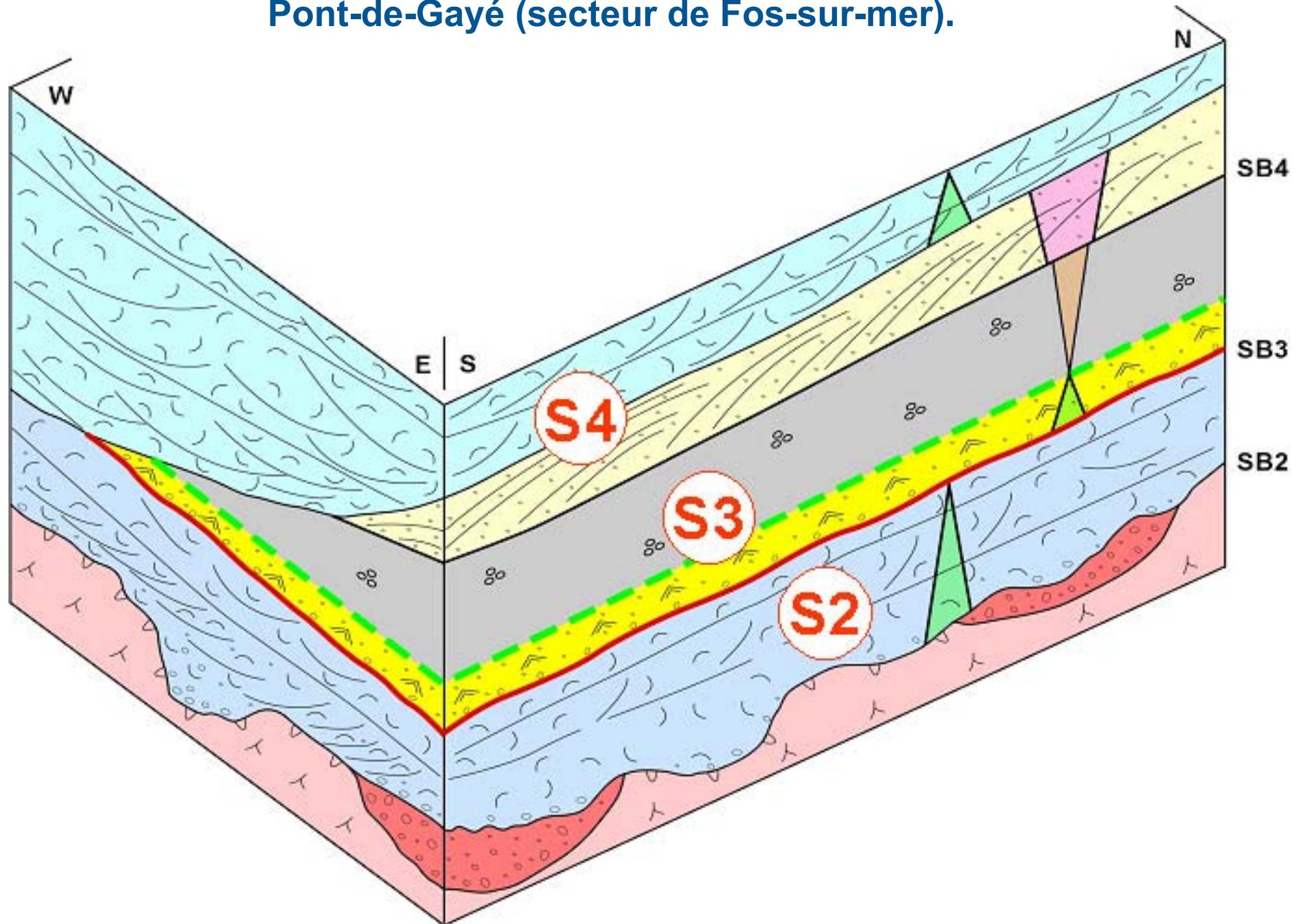
Les marnes de plate-forme ont livrés les premières Praeorbulines du Langhien : *Preaobulina Sicana* ; elles contiennent aussi une assez riche faune planctonique ( Ferrandini 1976).

Par conséquent la mince séquence qui comprend les grès à rides de vagues transgressifs sur la **Calcarénite Blanche** et les **Marnes de Bayanne** est rattachée à la séquence S3.

Un contact brutal sépare les marnes de plate-forme de la séquence S3 des grès jaunes sus-jacents (Fig. 25 à 28). Outre ce contact brutal, l'association de faciès observés dans ces grès est caractéristique de la plage et de l'avant plage. On y trouve notamment de remarquables « lunate megaripples » (Fig. 29) qui sont diagnostiques de l'avant plage et une série à laminations planes typiques des plages. On a donc un saut de faciès majeur (downward shift de faciès des anglosaxons) entre l'offshore et l'avant plage. Nous interprétons ce saut de faciès et l'installation de l'avant plage sur les argiles de plate-forme comme associée à une régression forcée (*sharp base shoreface* des anglosaxons) (Fig. 25).

Le sommet de la falaise est constitué par un retour des faciès bioclastiques grossiers formant la **Molasse Rouse de St Chamas** (Fig. A9 & 25). Comme la calcarénite blanche, à la couleur près, cette unité est constituée de matériel bioclastique incluant lamellibranches, bryozoaires, échinodermes, quelques foraminifères benthiques. C'est typiquement le sous faciès MolechFor du Foramol au sens de (Simone et Caranante 1988), alors que la Calcarénite Blanche relevait du sous faciès Rhodalgal dominé par les bryozoaires et les algues rouges.

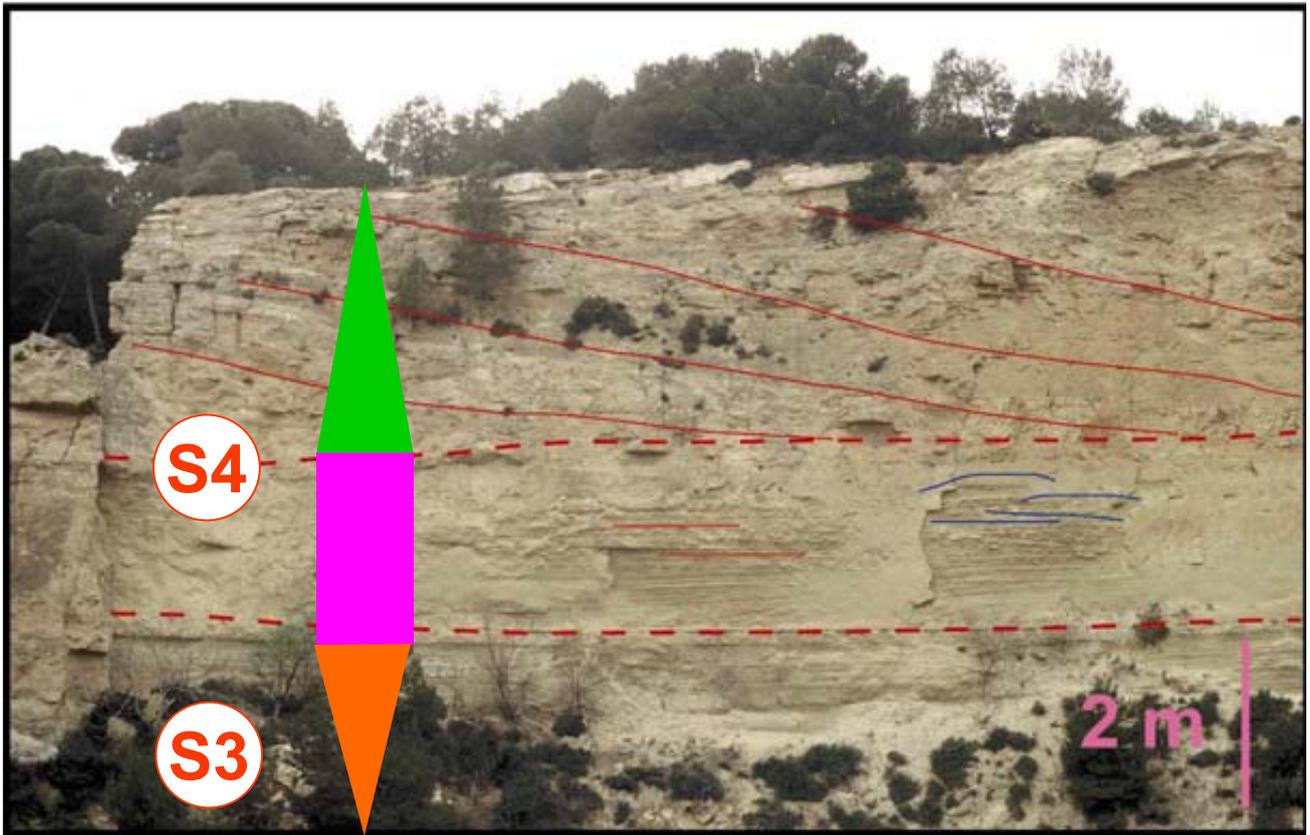
**Fig. 26 : Organisation stratigraphique du Miocène moyen de la carrière Lafarge à Pont-de-Gayé (secteur de Fos-sur-mer).**



**La Molasse Rousse** est constituée de grandes dunes pluri métriques bidirectionnelles. Ces dunes d'origine tidales correspondent aux corps des classes I (Fig. 27) et II de la classification d'Allen (1980).

Le contact avec les sables sous-jacent est érosif. La surface d'érosion descend jusque sur la Calcarénite Blanche sur le front de taille Est-Ouest. Cette surface est interprétée comme la surface de ravinement tidal ; même si vraisemblablement l'essentiel de l'incision est fluvial et à rapporter à la phase de bas niveau marin. Les deux unités supérieures, sables jaunes et Molasse Rousse appartiennent à la séquence S4 du Serravallien seuls les dépôts de haut niveau ne sont pas ici exposés.

**Fig. 27: Quelques détails de faciès**

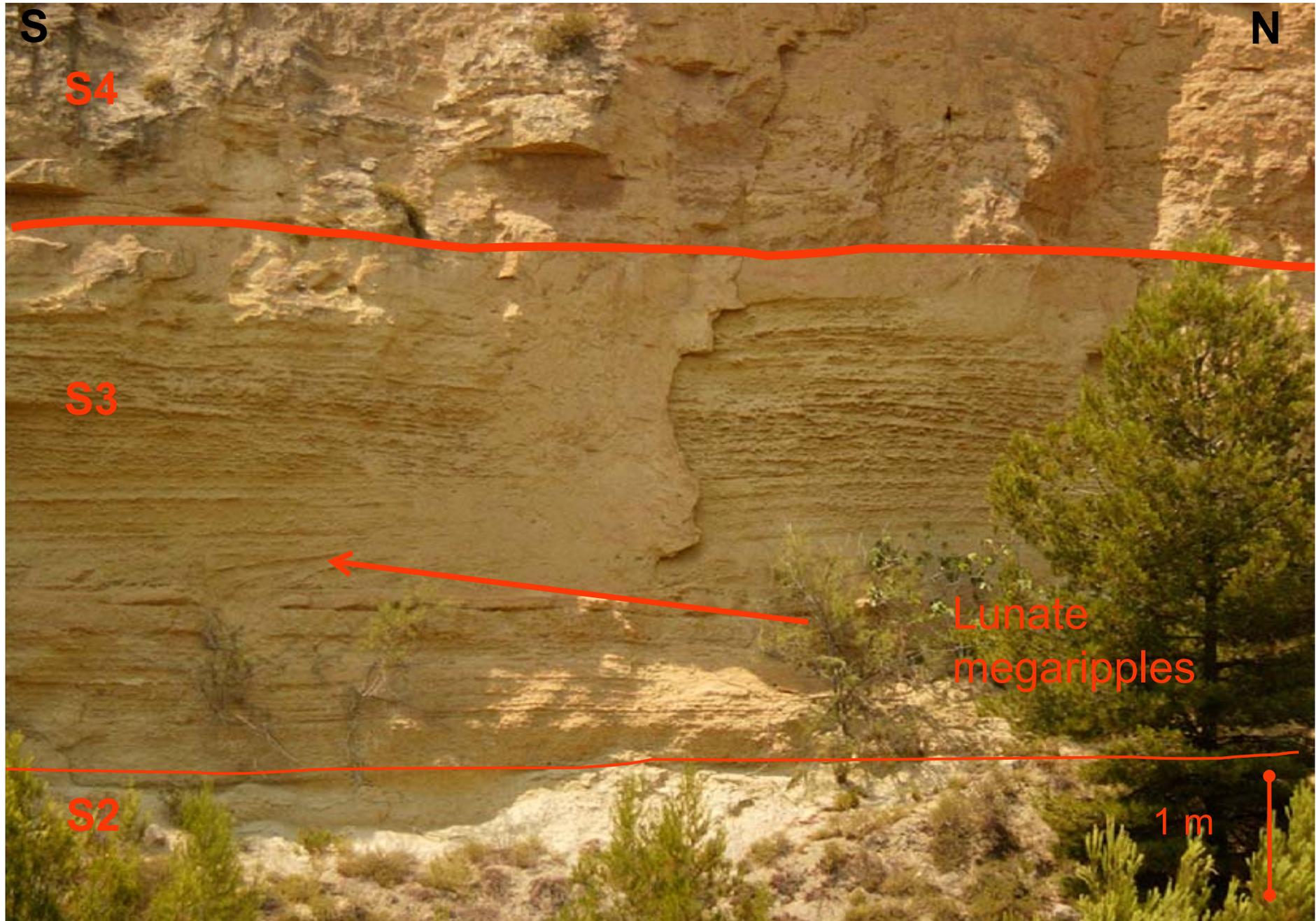


Les dépôts de plage de la régression forcée et le complexe de barres tidales sus-jacentes attribués à la séquence S4 du Serravallien inférieur



Le passage entre les calcaires à pralines et les sables marneux à rides de houles, respectivement TST de S2 et TST de S3. Localement entre ces deux cortèges sédimentaires, il existe une 50aine de mètres de marnes lagunaires, les Marnes inférieures de Bayanne.

Fig. 28 : *Lunate Megaripples* dans Le shoreface de S3. Carrière Lafarge



**Fig. 29 : La série miocène de Basse-Provence vue depuis Estagel : cette série est continue du Langhien S3 au Tortonien S7**



## Arrêt 2.4 – Istres – Estagel

Cet arrêt est situé en bordure de l'Étang de l'Olivier au Nord d'Istres (Fig. 1). Nous avons les pieds sur la mfs de la séquence S2 (Fig. 6). Il fournit un excellent panorama sur la succession stratigraphique du Miocène de basse Provence (Burdigalien à Tortonien) dans cette partie méridionale du bassin (Fig. 29). Il permet de localiser l'arrêt suivant et de le replacer dans son contexte. Nous analyserons l'évolution Nord - Sud des dépôts, en rive orientale de l'étang et discuterons les relations géométriques entre les cortèges.

Depuis Estagel, nous disposons en effet d'un bon panorama sur la périphérie de l'étang de l'Olivier permettant d'appréhender à la fois la disposition régionale de la série néogène de Basse Provence subhorizontale et les variations latérales qui affectent les différentes unités constituant cette série. Dans la colline de Bayanne (au fond) où est ouverte la carrière du même nom, toute la partie supérieure de la série néogène est exposée (de S3 à S7) et va nous servir de coupe de référence. Cette série est constituée d'une alternance de barres bioclastiques et d'unités plus tendres argileuses, argilo-silteuses, voire sableuses. On note une augmentation progressive des sables vers le sommet de la série. Cinq des onze séquences de dépôt représentées sur la figure jointe sont présentes. A la base de la série, affleurent les **Marnes de Bayanne**, avec en leur sein une intercalation bioclastique signant la surface de ravinement tidale du Langhien. Celles-ci sont surmontées par la **Calcarénite Rousse** (base de S4) au-dessus de laquelle fut trouvé le premier niveau à Orbulines (Collomb 1962). L'ensemble de la série sus-jacente n'avait jamais été décrit en détail, sauf la barre carbonatée supérieure ou **Calcaires Sableux Coquilliers de Sulauze**, traditionnellement attribués au Tortonien sur la base des faunes de Pectinidés et en raison de la position sous les premiers niveaux continentaux du Miocène supérieur (Combaluzier, 1932). Cette coupe a été analysée récemment (Dexcoté 2001 ; Besson, 2005). Depuis cet arrêt, on peut observer l'augmentation d'épaisseur vers le Nord de la **Calcarénite de Quinsane** qui forme le prisme de régression forcée à la base de la séquence de S3.

Les analyses isotopiques du Sr réalisés en 2001 par Dexcoté sur les barres bioclastiques et leur réinterprétation par Besson (2002) fournissent, pour la première fois dans le Néogène rhodanien, une bonne évidence de Serravallien, voire de Tortonien du moins si l'on se réfère d'une part à la chronologie de Bergreen (1995) et d'autre part aux valeurs isotopiques de la courbe d'Oslick *et al.* (1994) ou de celle de Dennebouy (2001), avec des âges isotopiques consistant compris entre 14,9 Ma et 11,5 Ma (Fig. A15).

*Arrêt pique-nique*

**Fig. 30 : Vue générale de la partie basale de la coupe. Le TST de S1 affleure en direction du SE en cas de fort mistral**



## Arrêt 2.5 – Les Cabanes : la séquence S2 et le passage aux régressions forcées

Cette coupe des Cabanes permet de lever l'intégralité de première séquence burdigalienne S2 (Fig. 30 à 32). Cette série est la même que celle sur laquelle nous avons cheminé le long du chemin d'Estagel lors de l'arrêt précédent.

Contrairement à Estagel où les dépôts bioclastiques de la séquence S2 reposaient sur le Crétacé supérieur, ils reposent ici sur une des séquences sous-jacentes probablement la séquence S1 sous un faciès lumachellique de lagune interne. Ceci est cohérent car la séquence S1 n'a jamais atteint la rive Est de l'Etang de Berre puisque à Saint-Chamas, ce sont directement les marnes de haut niveau marin de la séquence S2 qui reposent sur les calcaires crétacés ; par conséquent l'onlap de la séquence S1, se fait entre ce point d'observation et Saint-Chamas.

La **Calcarénite Blanche** (Fig. 31) qui forme le cortège transgressif de S2 est constitué, nous l'avons vu dans l'introduction, d'une succession de platiers à huîtres intercalés avec des barres tidales bioclastiques dominées par les algues rouges et les Bryozoaires. Un platier à huîtres est particulièrement visible au dessus de la route.

Le cortège transgressif est en fait constitué de 3 cycles à hautes fréquences dans lesquels alternent des niveaux métriques à huîtres de l'espèce *Ostrea Squarossa* en position de vie surmontée par des calcaires bioclastiques à algues rouges, bryozoaires et coraux isolés, formant des dunes tidales métriques (Fig. 31 à 33). Comme dans les stops précédents on retrouve les faciès caractéristiques des plates-formes de moyennes latitudes dominées par le faciès Rhodalgal.

La surface d'inondation maximale est située au dessus des dépôts bioclastiques dans la base des marnes grises (Fig. 32).

Le cortège de haut niveau marin est représenté par les **Marnes de St Chamas** et les **Sables du Castellan** Ce sont des marnes bioturbées d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, déposées en contexte de plate-forme sous la limite d'action des vagues ou éventuellement en environnement restreint compte tenu de la rareté des foraminifères planctoniques. Elles s'enrichissent en silts et en sables bioturbés vers le haut. A l'extrême sommet des sables des figures de houle commence à apparaître. Nous verrons demain en position proximale le passage au prisme littoral dominé vague, dans la coupe de St Chamas. Echantillonnées au chemin d'Estagel, ces marnes de la séquence S2 se sont révélées extrêmement riches en grains de pollen avec une fréquence assez élevée des éléments tropicaux et subtropicaux ici très diversifiés (*Avicennia*, *Buxus*, Euphorbiaceae, Rubiaceae, Passifloraceae, Meliaceae, Acanthaceae, *Engelhardia*, Melastomataceae, *Microtropis fallax*, *Distylium*, Loranthaceae, Sapotaceae, Arecaceae, etc.) (analyses: G. Jimenez, Université de Lyon). La faible abondance relative du Pin souligne la position assez proximale du site.

Le sommet de la séquence S2 est marqué par une altération des faciès sous les premiers niveaux de la **Calcarénite de Quinsanne** qui forme le prisme de régression forcée de la séquence S3.

En terme d'évolution séquentielle à haute fréquence, les faciès à huîtres qui reposent par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur le TST de S1 et qui sont interprétés comme des platiers intertidaux (P. Barrier, communication orale) représentent l'intervalle transgressif et rétrogradant. Inversement les faciès bioclastiques à caractère subtidal sont interprétés comme le demi cycle progradant. Cette interprétation est aussi supportée par la présence

**Fig. 31 : La partie inférieure du Burdigalien des Cabanes, TST de S2.**

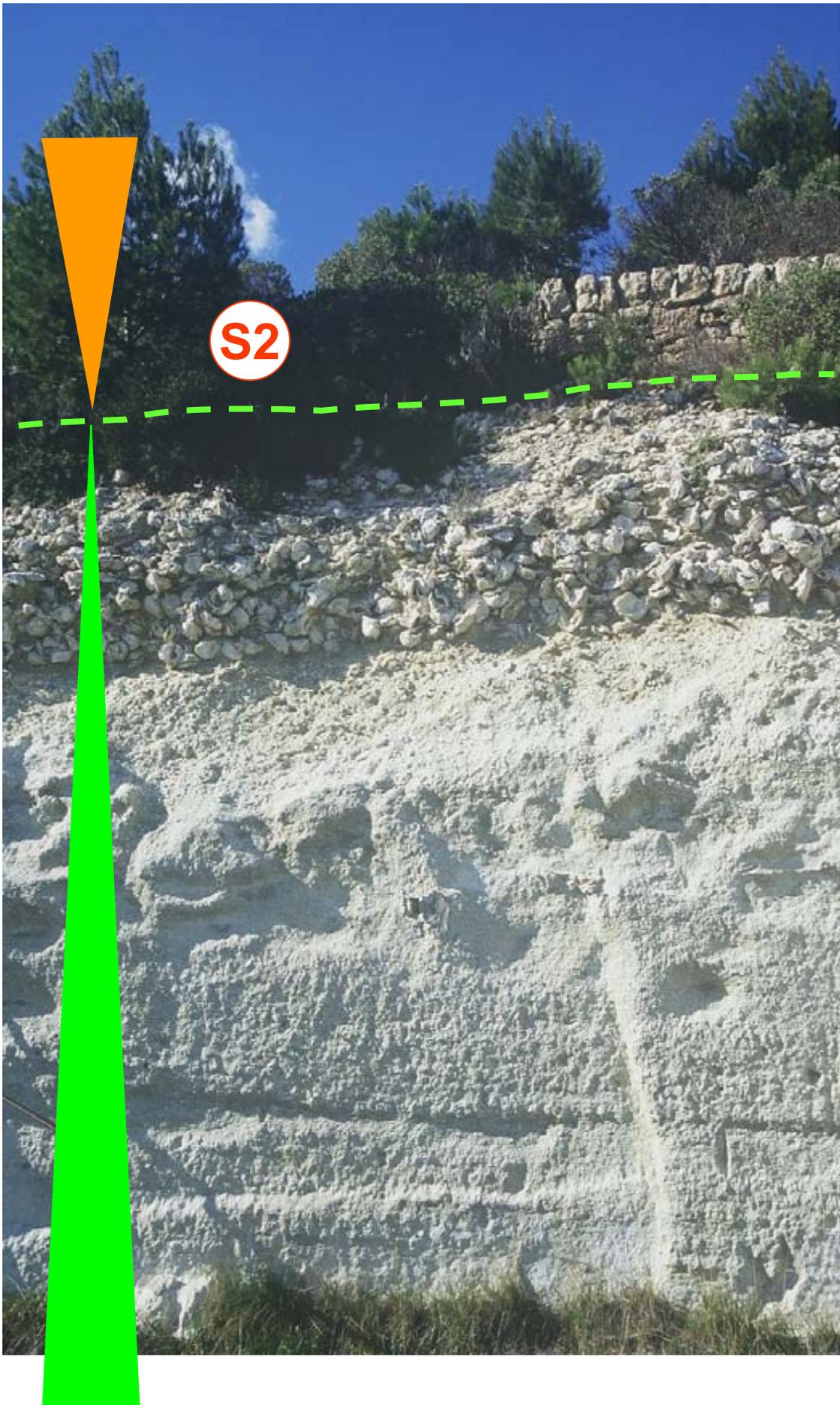


probable d'un niveau de condensation ferrugineux au sommet du dernier niveau à huîtres sous les marnes qui constituent la partie progradante de la séquence S2.

La succession des faciès dans ce cortège amène à un commentaire intéressant : alors que d'une façon quasi systématique dans tout le Miocène rhodano-provençal, et même d'une façon quasi général, les complexes de barres tidales sont toujours associés aux cortèges transgressifs des séquences de 3ème ordre, dans les séquences à plus hautes fréquences, ils sont associés aux unités progradantes. Il n'y a donc pas une logique fractale. En d'autres termes, les processus sont indépendants de l'échelle des cyclicités.

Latéralement S1 a été préservé de l'érosion à la base de S2 (Fig. 35).

**Fig. 32 : La partie supérieure du Burdigalien des Cabanes, TST de S2.**



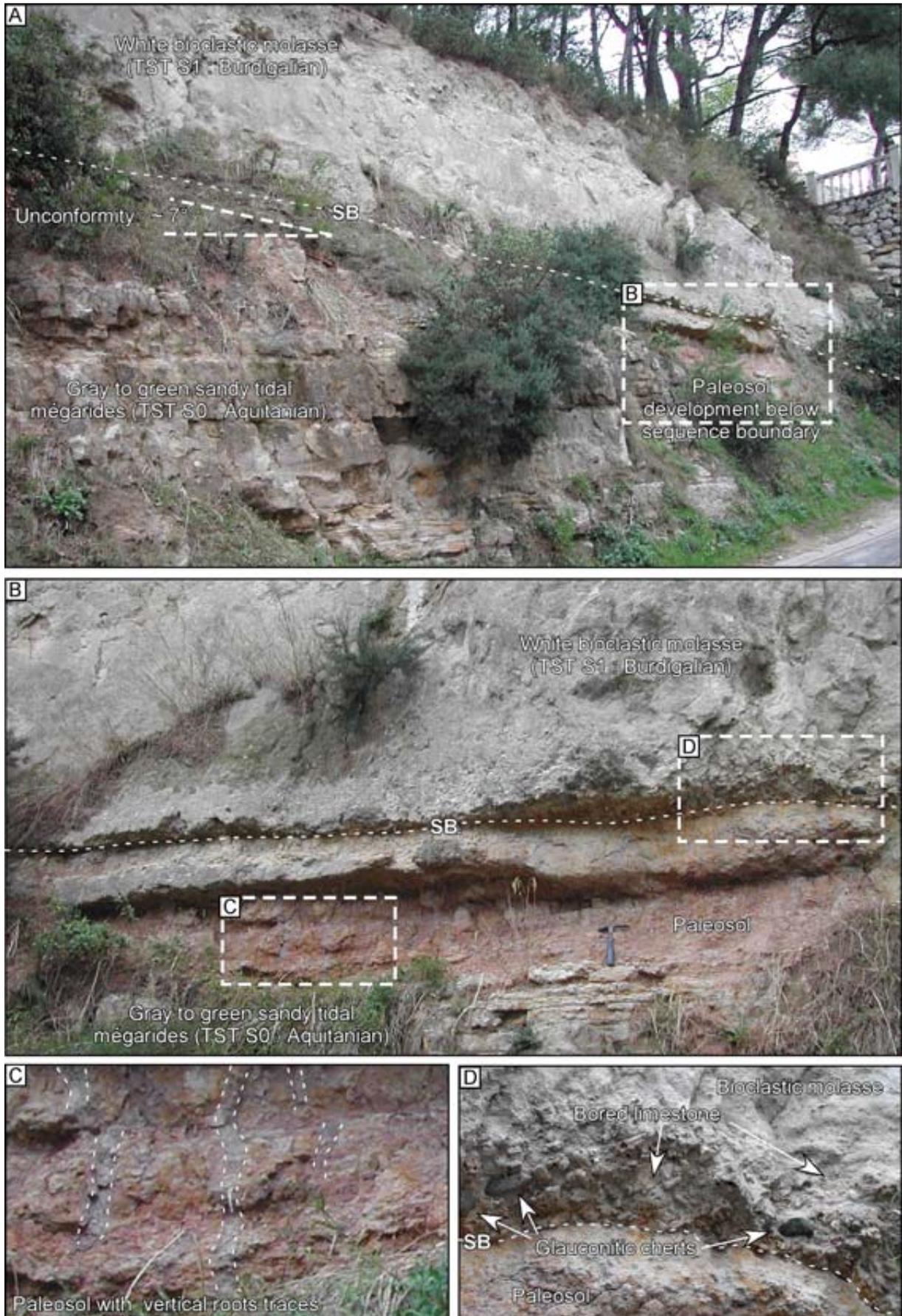
**Fig. 33 : Les barres tidales à faciès rhodalgal**



**Fig. 34 : Les accumulations d'*Ostrea squarossa* au sommet du TST de S2**



**Fig. 35 : La base de la vallée du Miocène inférieur au Mas des Quatre Vents (Istres).**



- A) Discordance angulaire entre les dépôts de l'Aquitainien et ceux du Burdigalien inférieur S1.  
 B) Développement de paléosols au fond de la vallée. C) Trace de racines au sein du paléosol.  
 D) Conglomérat de transgression à éléments allochtones.

**Fig. 36 : La colline de Bayanne et sa carrière : vue de détail**



## **Arrêt 2.6 – Bayanne : analyse de la séquence S3 et S4**

Cette carrière (Fig. 36) est sans aucun doute un des sites de référence du Miocène provençal. La superposition des faciès et des séquences de dépôts du Miocène moyen à supérieur est continue. Elle montre la succession des complexes de barres tidales en alternance avec les intervalles argilo-gréseux dominé par la houle. Nous insisterons tout particulièrement sur la séquence langhienne (S3), bien datée par les préorbulines, avec ces niveaux de mangrove, les barres tidales bioclastiques et les systèmes de delta de baie (Marnes inférieures de Bayanne).

Cette carrière localisée au NW de l'étang de l'Olivier fait partie des arrêts traditionnels pour illustrer la stratigraphie du Néogène rhodano-provençal, car la formation dites des **Marnes de Bayanne**. Une barre bioclastique rousse, discontinue s'intercale dans leur partie supérieure de ces marnes et permet de distinguer des marnes de Bayanne inférieures et des marnes de Bayanne supérieures (Fig. 37). L'analyse de faciès et du contenu biologique a montré que cette subdivision rend bien compte de deux environnement très différent : les marnes silteuses basales, finement laminées, autrefois attribué au faciès « schlier » renferment des crabes et des mollusques et sont recoupé de racines de palétuviers. Elles correspondent à des dépôts lagunaires de vasière littorale à mangrove appauvrie. Elles ont livrées à leur sommet les premières préorbulines. Les préorbulines et d'autres foraminifères planctoniques ont été trouvé en plus grand nombre dans l'intervalle marneux sus jacent à la barre bioclastique au niveau de la surface d'inondation maximale. Nous retrouverons ce même intervalle lors du 2eme arrêt de demain le long de la route D10 à St Chamas.

### ***Les Marnes inférieures de Bayanne***

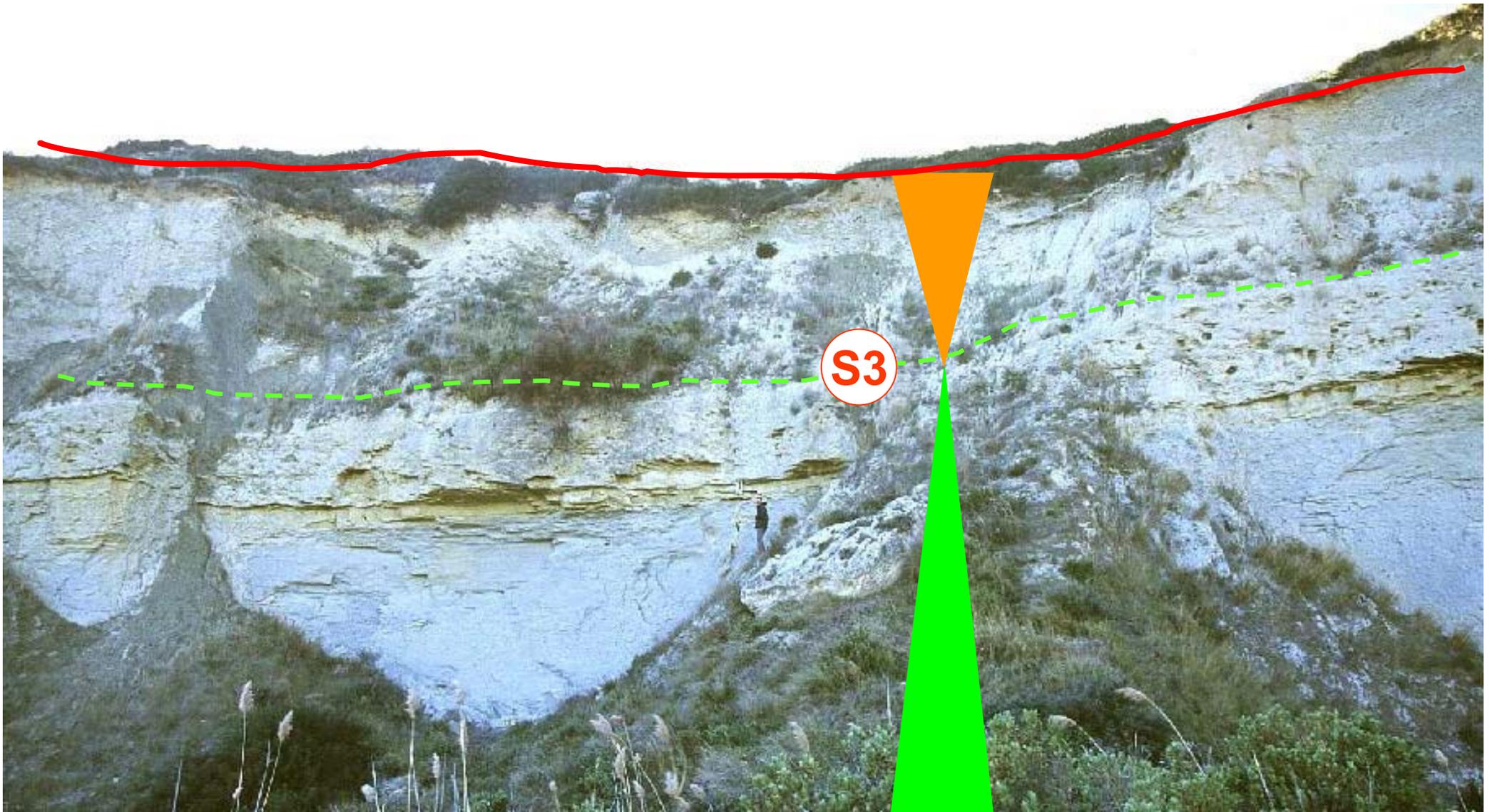
La **partie inférieure des Marnes de Bayanne** qui affleure depuis le carreau de la carrière correspond aux premiers dépôts transgressifs de la séquence S3.

Une subtile évolution des faciès témoigne du caractère régressif et progradant de ces marnes. Elles passent en effet de marnes homogènes à la base de la coupe, déposées sous la limite d'action des vagues à des marnes plus silteuses au sein desquelles commencent à s'intercaler de minces horizons silteux granoclassés ou à subtiles rides témoignant d'un début d'influence des houles. Au sommet de l'unité inférieure, entre ces marnes lagunaires et la barre tidale bioclastique qui marque la base du cortège transgressif de la séquence S3, on peut observer un niveau à racines se développant au détriment des marnes ainsi qu'un horizon d'altération. Ce niveau est caractérisé par le développement de racines métriques cylindriques et manchonnées qui s'enfoncent sur plusieurs mètres (Fig. 38).

Du temps de l'exploitation de la carrière, ces racines, fort nombreuses, montraient de plus l'existence de racines adventives, décrites par Collomb (1962) : elles ont été interprétées comme des racines de palétuviers. Les récentes analyses palynologiques effectuées à ce niveau montrent une abondance des *Avicenia*, ce qui tend à conforter l'interprétation de dépôt de mangrove pour cette unité. Vers le nord de la carrière on commence d'observer des passages de faciès au sein de ces marnes et le développement d'un système de cliniformes.

Ce cortège transgressif repose sur un complexe de régressions forcées correspondant à la Molasse de Quinsanne qui affleure largement en bordure orientale de l'étang de l'Olivier (Fig. 39).

**Fig. 37 : Vue générale du front de taille de la carrière de Bayanne (état février 2003) : les Marnes inférieures de Bayanne et la barre bioclastique ; les Marnes supérieures de Bayanne sont en partie cachées par la végétation.**



### ***La barre bioclastique***

Séparant en deux les Marnes de Bayanne, la barre tidale bioclastique de S3, scelle la surface de ravinement tidale de la séquence. Cette barre se biseaute rapidement à l'échelle de la carrière, Elle s'amincit vers le sud et disparaît totalement vers le Nord. Dans ce cas qui serait très délicat à interpréter sur des coupes isolées, les marnes marines déposées pendant le maximum transgressif reposent sur les marnes lagunaires.

### ***Les Marnes supérieures de Bayanne***

Au-dessus de la barre tidale transgressive de la base de S3, on trouve une dizaine de mètres de marnes silteuses, lesquelles ont livré plusieurs niveaux à Praeorbulines, diagnostiques du Langhien, constituant le cortège progradant de S3. Ce cortège progradant montre une faune planctonique assez diversifiée et pourrait représenter le niveau le plus profond de la série (Iaccarino, communication personnelle).

Du point de vue pollinique, cette coupe livre encore des éléments tropicaux accompagnés d'éléments subtropicaux (analyses: G. Jimenez). Cette flore pollinique ressemble à celle de Pont Gayé à Fos-sur-mer (Bessedik, 1985). L'échantillon situé immédiatement au-dessous du niveau à racines est le plus riche en pollens d'*Avicennia*, ce qui souligne bien le caractère littoral du site riche en indices de mangrove appauvrie. Le Pin augmente fortement immédiatement au-dessus de ce niveau, ce qui indique un environnement plus distal qui est souligné également par une diversité plus élevée chez les foraminifères planctoniques (Iaccarino, communication personnelle).

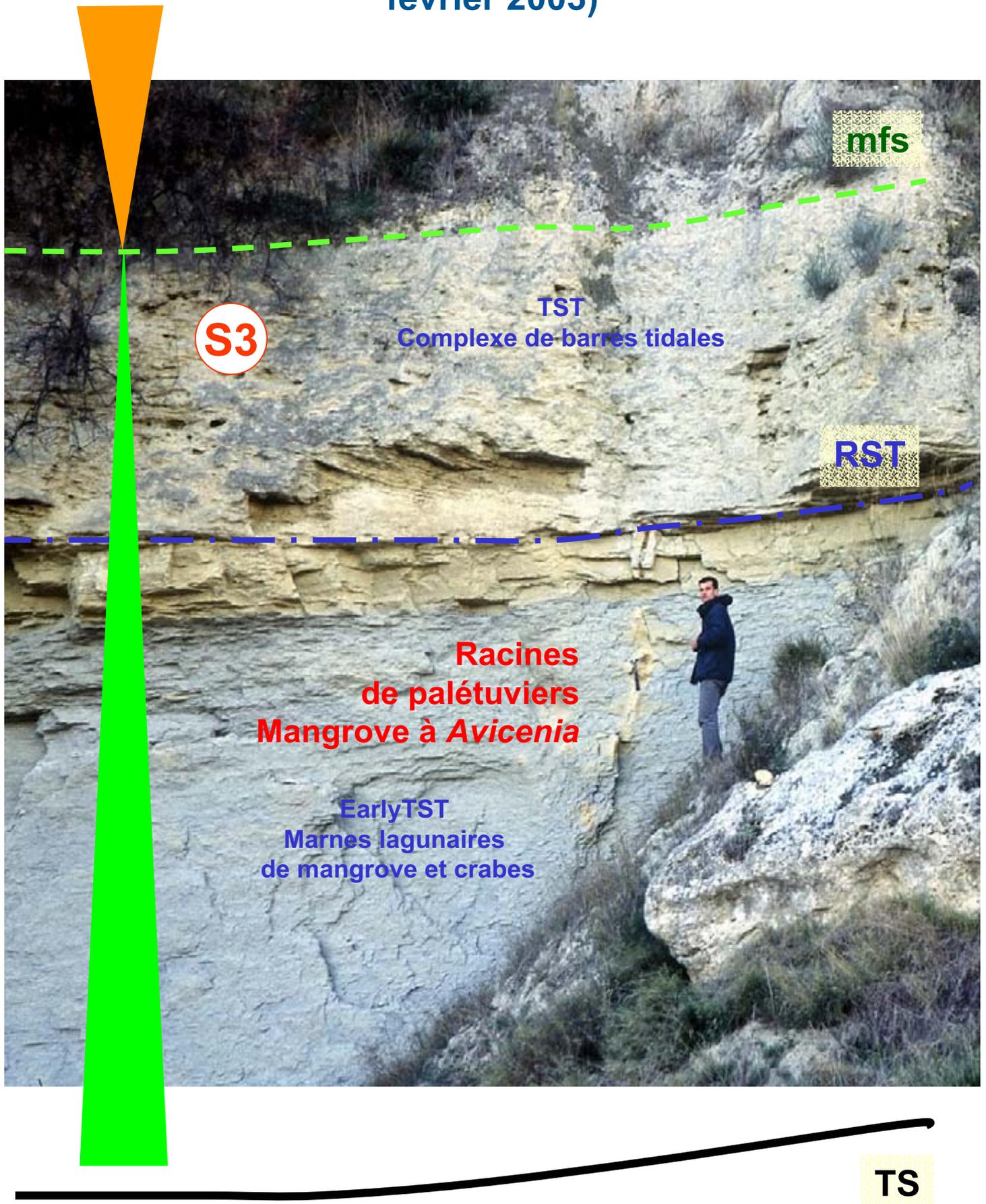
### ***La série serravallo-tortonienne***

La base de la séquence S4 est de nouveau caractérisée par une barre tidale très bioclastique (**Calcarénite Rousse de Saint-Chamas**). Elle est constituée par des dunes tidales bioclastiques à matériel très grossier, principalement de type I et de type IV. A son sommet se développe un niveau de condensation à glauconie, incluant des galets verdis remaniés par les tempêtes. Au-dessus, les sables bioturbés du cortège progradant ont livré des Orbulines (Collomb, 1959) dont la première occurrence en contexte de plate-forme est classiquement serravallienne. Ceci est confirmé par la datation isotopique Sr qui fournit au sommet de la barre tidale, près de la surface d'inondation maximale un âge de 14,9 Ma, celui-ci est à comparer avec le pic transgressif global qui est daté de 15 Ma.

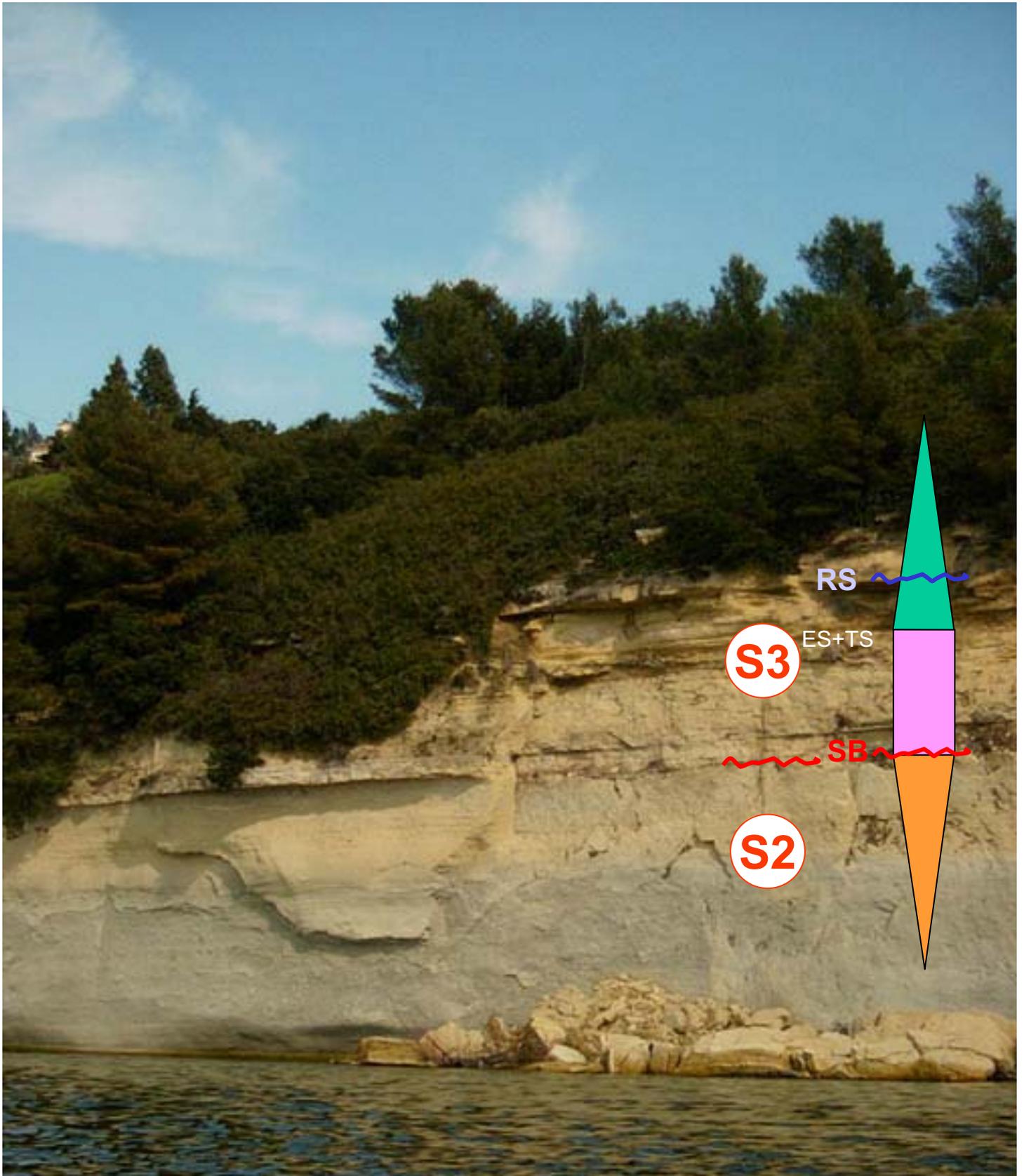
Si le temps le permet, nous irons brièvement analyser les cortèges de dépôts des séquences supérieures S5 à S7 qui constituent le sommet de la butte. Jusqu'à présent, tout cet ensemble était regroupé sous le terme de **Sables coquilliers de Sulauze**.

Les cortèges progradants de ces séquences sont terrigènes, par contre les cortèges transgressifs sont toujours constitués de barre tidales bioclastiques à faciès dominant du type Molechfor. Ce sont des barres tidales plurimétriques de type *sand wave* appartenant essentiellement aux classes IV et V de la classification de Allen (1980). Les analyses isotopiques du Sr confirment les âges serravallien et tortonien du moins si l'on se base sur la courbe de distribution de l'océan mondial, ce qui compte tenu du caractère très ouvert de cette partie du bassin est cohérent.

**Fig. 38 : Le cortège transgressifs de S3 dans la carrière de Bayanne : les racines de palétuviers dans les marnes lagunaires et la barre tidale (état février 2003)**



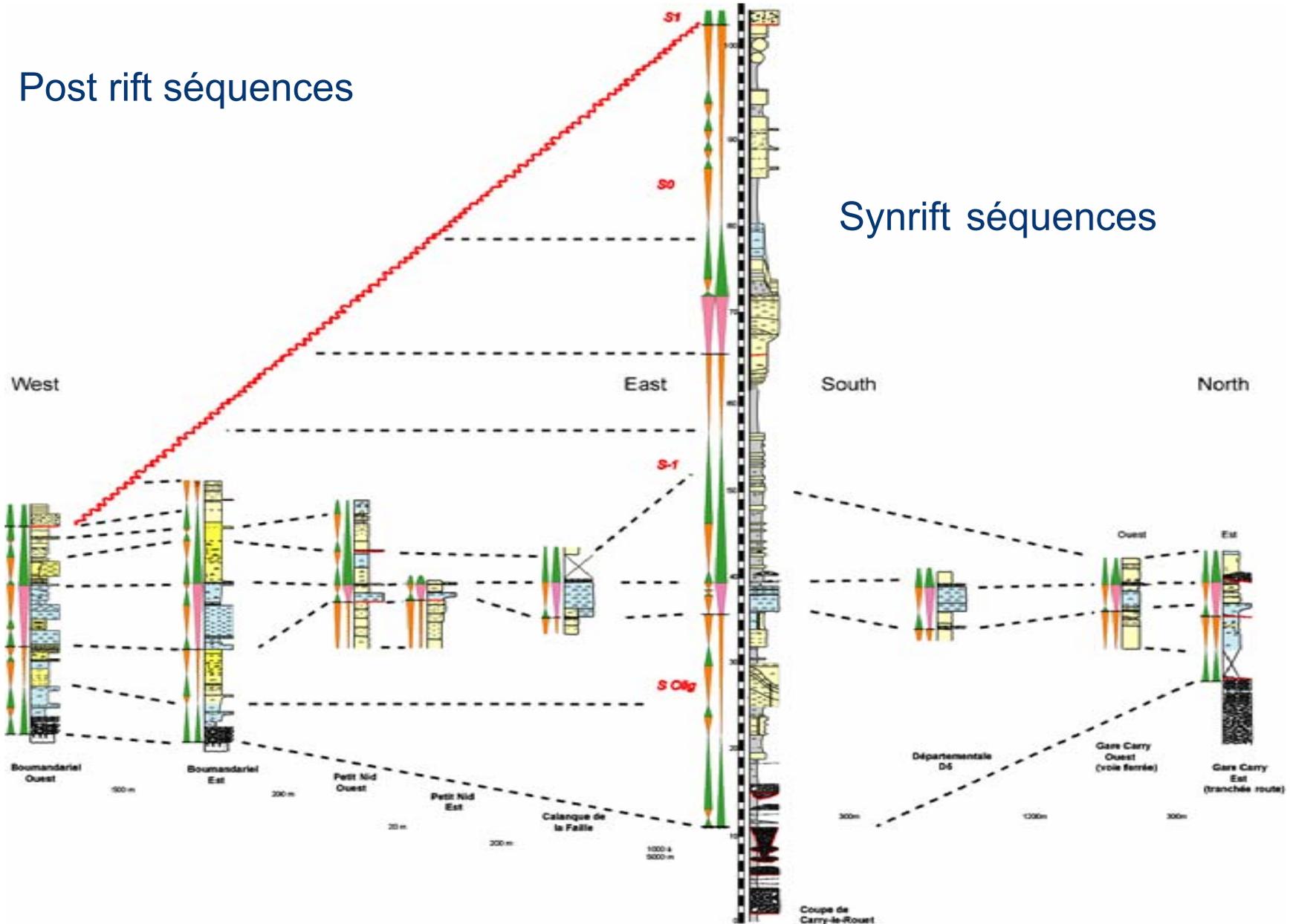
**Fig. 39 : Les cortèges sédimentaires au passage S2 – S3 : le complexe de régressions forcées de Quinsanne**



**Fig. 40 : Relations stratigraphiques E-W le long de la Nerthe**

Post rift séquences

Synrift séquences



***Un bilan : Le comportement de l'épaulement Est du Rift de Camargue à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur. Apport de la stratigraphie séquentielle***

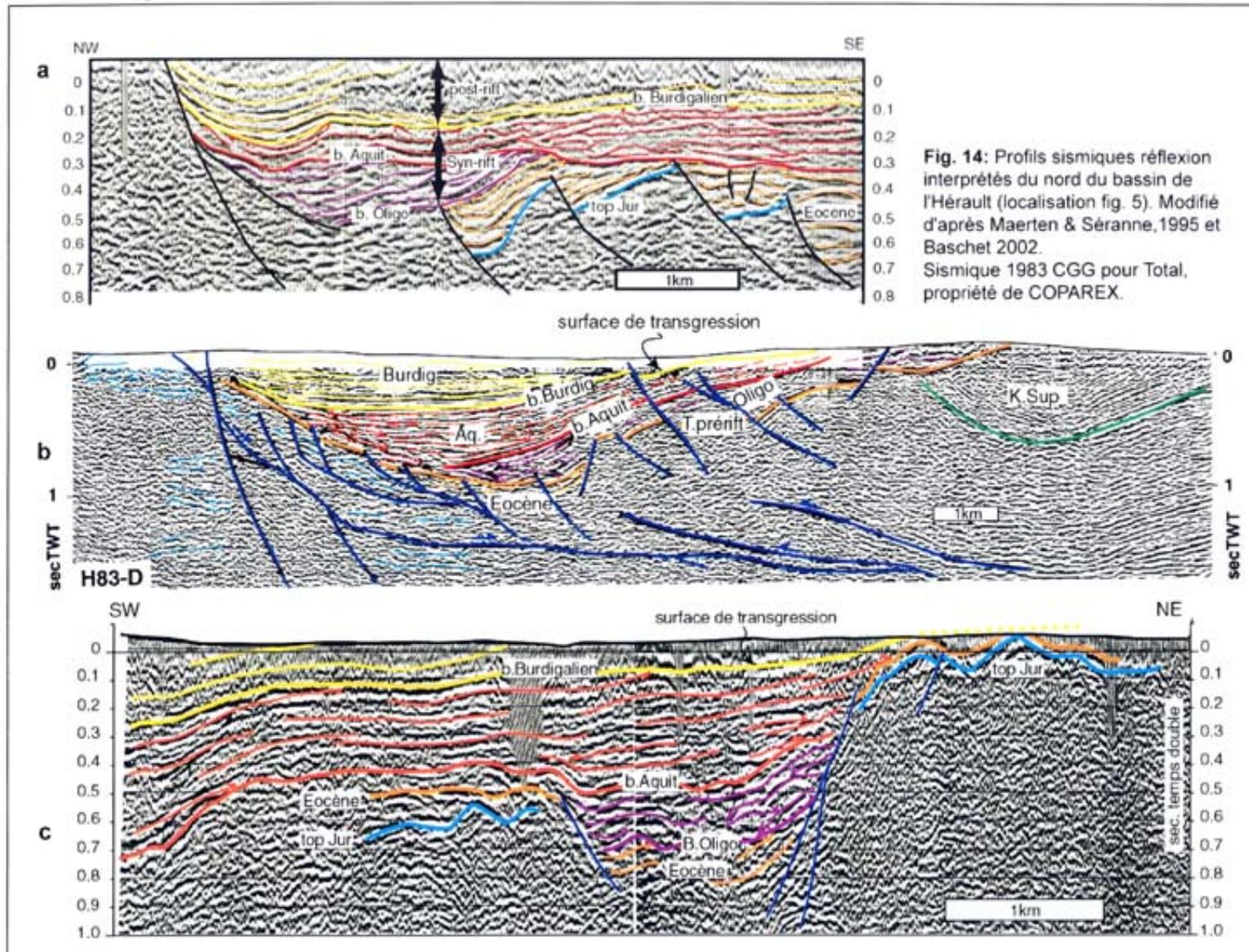
Avec la participation de Rémi Borgovini

Sur la Nerthe, l'analyse du comportement de l'épaulement du rift est déduite de l'architecture des séquences de dépôts (Fig. 40 à 43). La première séquence constituant le cycle Néogène qui est en fait d'âge Oligocène supérieur est présente à l'Est comme à l'Ouest, toutefois elle est moins épaisse vers l'Ouest et les faciès y sont beaucoup plus littoraux (récifs frangeants). On note aussi que les dépôts continentaux de l'Oligocène Supérieur sous-jacents sont manquants à l'Ouest alors qu'ils atteignent plus de 100m à l'Est. Les deux séquences aquitaniennes ne sont présentes qu'à l'Est à partir de Carry, vers l'Ouest elle sont tronquées sous le conglomérat de transgression du Burdigalien démontrant ainsi le soulèvement de ce secteur avant le Burdigalien. La discontinuité des affleurements ne permet pas de voir si ces séquences subsaient comme ceci est probable un amincissement syn-aquitainien en direction de l'épaulement. Quoi qu'il en soit la lacune de l'Aquitainien montre que le rift climax (période de maximum de subsidence dans le bassin et période de maximum de surrection sur les bordures), comme en Camargue, dans le Golfe du Lion ou en Languedoc est d'âge Aquitainien. Toutefois à l'extrême Ouest du massif entre les Tamaris et la Couronne et au-delà vers l'Ouest, les tronçures érosives des séquences se poursuivent au Burdigalien et ce n'est que le cortège transgressif du Langhien qui submergera l'intégralité du massif développant une spectaculaire surface d'aplanissement littoral sur le Crétacé. Ceci témoigne de la poursuite du réajustement isostatique de l'épaulement, au début de la phase de subsidence thermique et sa migration vers l'Ouest qui suggère que le pôle de rotation du bloc c'est déplacé. Un tel phénomène combinant la poursuite de la surrection et un déplacement du pôle de rotation est connu en mer du Nord au Crétacé (début du post rift) et témoigne d'un coefficient d'extension résiduel élevé.

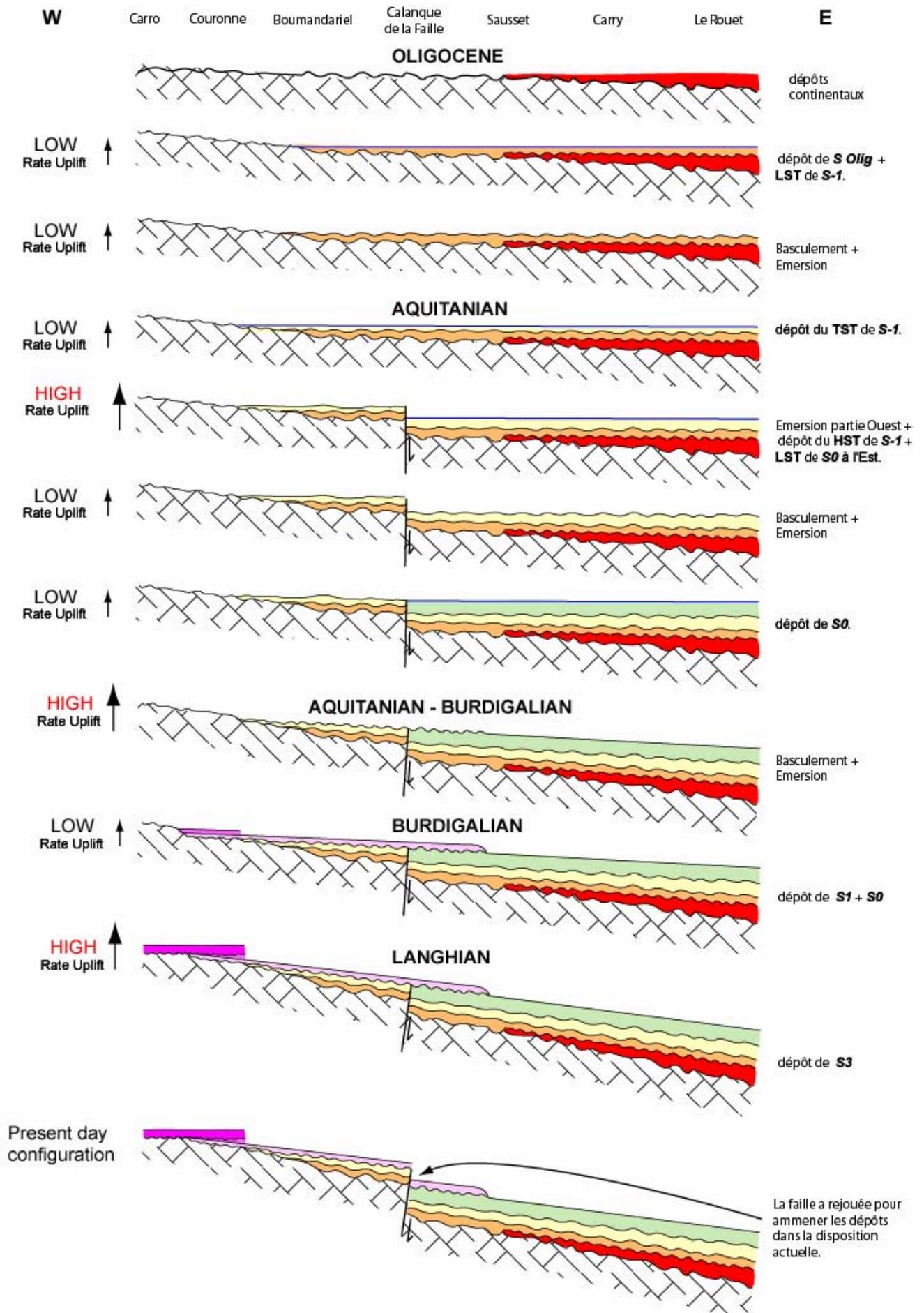
Alors que sur la Nerthe, il était possible d'analyser le comportement du footwall et de l'angingwall, en bordure des Etangs les affleurements sont situés près de la crête du bloc. En particulier, on observe la répartition de la série à regard Ouest. L'Aquitainien, mis en évidence pour la première fois (Dexcoté, 2001), comble un réseau de vallées peu profondes, interprétées comme étant associées à une dégradation de l'escarpement de faille. Comme sur la Nerthe, les phénomènes de surrection se poursuivent au Burdigalien ou ce dernier est particulièrement réduit et se caractérise par la préservation dominante des cortèges transgressifs, périodes où l'élévation eustatique excède la vitesse de surrection.

Vers la Fare, la trace de la faille de Salon n'est pas visible, sa position est déduite de la relation géométrique du Miocène qui vient en onlap progressif sur le relief crétacé. Comme dans le secteur des Etangs, l'Aquitainien ne se développe que vers l'est, vers Istres ; il est d'ailleurs séparé du Burdigalien par une discordance angulaire (associée à une émergence et développement de paléosols) témoignant d'un basculement des séries et donc d'une surrection. Plus à l'est en plongeant vers la Camargue, l'Aquitainien s'épaissit très rapidement pour atteindre 150m dans le puits d'Istres 101, sans toutefois atteindre le millier de mètres des séries camarguaises. Ce qui indique le développement d'un panneau intermédiaire entre l'axe du bassin et l'épaulement proprement dit.

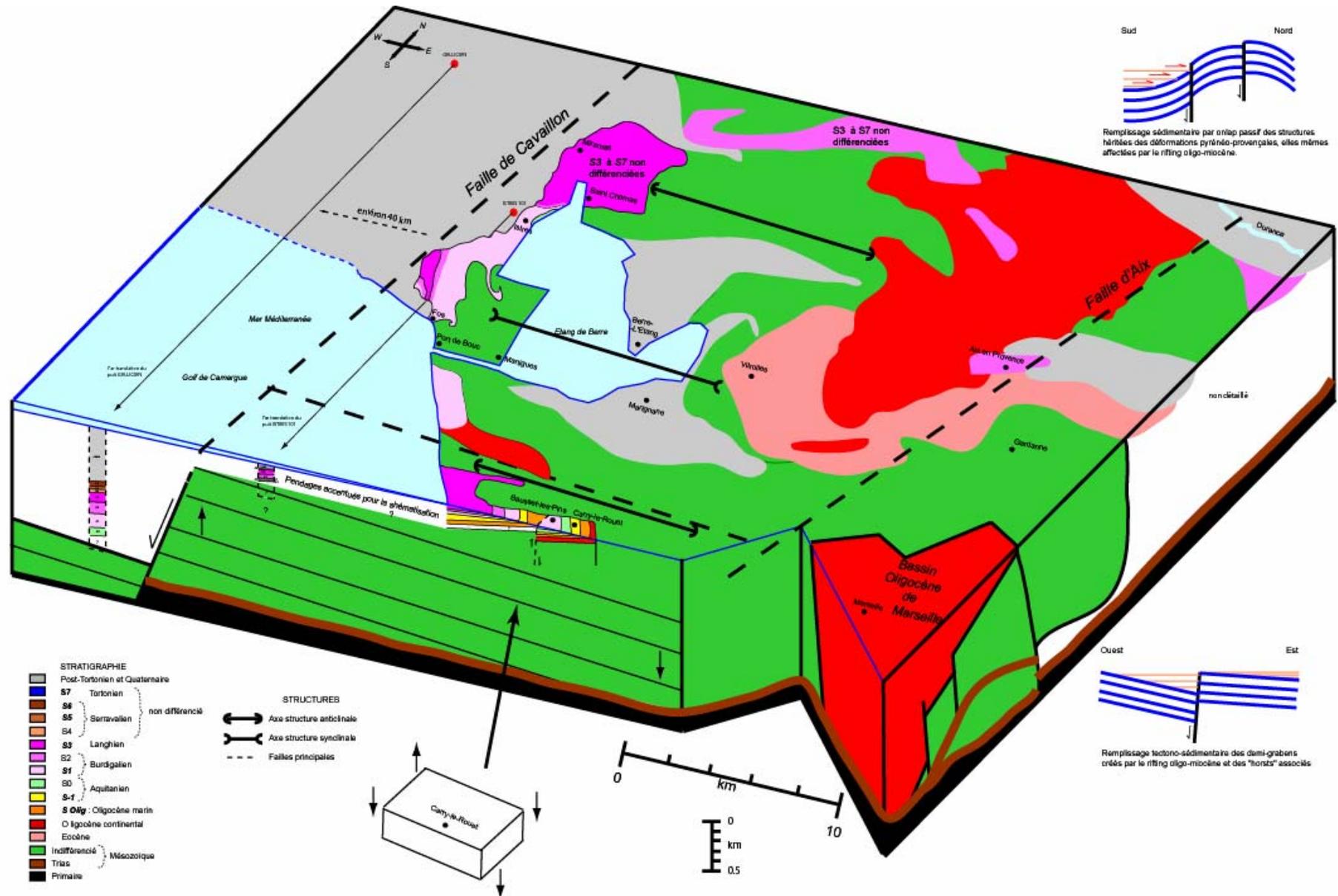
**Fig. 41 : Le système en horsts et grabens dans le secteur du Grau du Roi (Martens *et al.* 2003)**



# Fig. 42 : Evolution stratigraphique de la Nerthe de l'Oligocène au Miocène moyen



**Fig. 43: Reconstitution 3D de la Nerthe au Miocène inférieur et moyen : l'épaulement oriental du rift de Camargue**



## **JOURNEE 3 – LE MIOCÈNE DE LA BASSE-PROVENCE**

LES RÉSEAUX DES PALÉOVALLÉES INCISÉES :

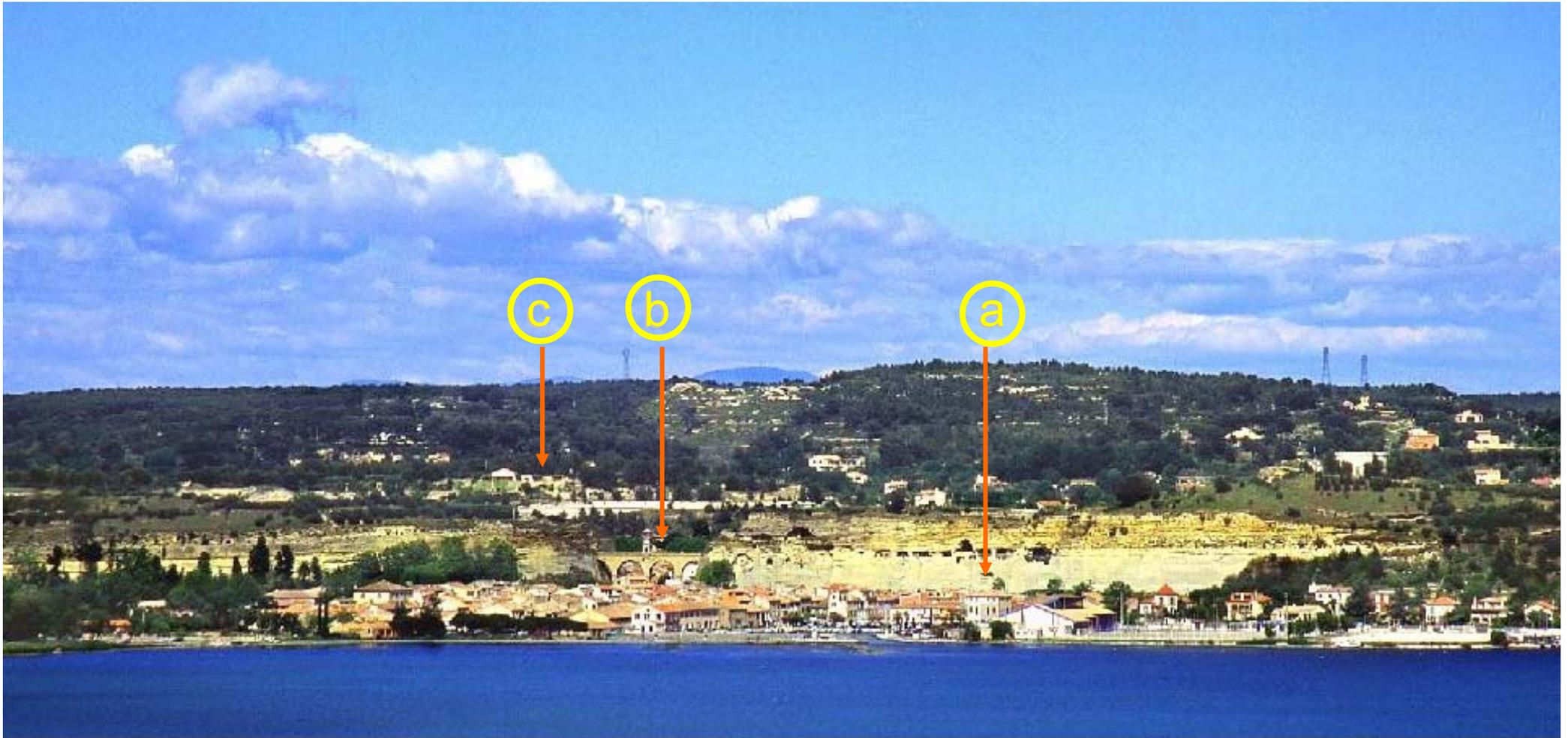
DU BASSIN FLEXURAL  
A LA MARGE DU GOLFE DU LION.



Animateurs principaux et rédacteurs :  
O. Parize, J.L. Rubino & D. Besson

*Objets et buts* – Au cours de cette troisième et dernière journée d'excursion les paléovallées miocènes seront présentées et leur remplissage détaillé. Le déboîtement de la vallée du Miocène moyen et son emboîtement par rapport à la vallée du Miocène inférieur seront présentés tout au long de la journée. Cette géométrie vient d'être mise en évidence et caractérise en fait les relations stratigraphiques entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen des parties centrale et méridionale du Bassin Molassique Rhodano-Provençal. Des implications paléogéographiques et géodynamiques seront discutées. Des corrélations des différents événements entre la Basse-Provence et la marge du Golfe du Lion seront proposées.

**Fig. 44 : Saint-Chamas, son port et sa falaise : vue générale et localisation des arrêts 3-1**



### Arrêt 3.1 – Saint-Chamas le HST De S2 et la séquence S3

Cet arrêt se déroulera en deux étapes en cheminant à travers Saint-Chamas.

#### *Le port de Saint-Chamas*

Cette remarquable falaise (Fig. 44 et 45) permet d'analyser (i) la géométrie d'un cortège progradant dominé par les vagues (**Marnes et Sables de Saint-Chamas**, séquence S2) et (ii) l'enregistrement de l'émersion par des processus d'altération associée à la limite de séquence responsable d'une spectaculaire incision. En outre, comme à Bayanne on peut observer les séquences de dépôts du Miocène Moyen S3 et S4 en superposition (Fig. 45). Un modèle d'organisation stratigraphique pour le Miocène des Etangs sera proposé en prenant en compte la notion de vallée incisée et celle de régression forcée.

Cet arrêt panorama (Fig. 45) permet l'observation du même intervalle stratigraphique que celui observé à la carrière de Bayanne mais en position plus proximale, d'où l'évolution vers des faciès plus sableux et une géométrie différente et ceci sur une courte distance (< 5 kilomètres).

Il est par ailleurs important de noter une totale lacune des dépôts transgressifs de la base de S2 dans ce secteur (Fig. 46). En effet, un kilomètre au Sud, les marnes de haut niveau marin reposent directement sur les calcaires crétacés perforés. Par ailleurs, dès 1932, Combaluzier avait noté que les marnes reposaient directement sur une surface d'abrasion marine horizontale et bien développée à l'est de Saint-Chamas (secteur du pont romain).

L'essentiel de la falaise, au-dessus du port et qui est récente, est associé à la progradation du cortège de haut niveau de la séquence S2 du Burdigalien supérieur. La base de la série est constituée par des marnes silteuses bioturbées. Leur épaisseur cumulée atteint 30 mètres (20 m à l'affleurement, plus 10 mètres dans les puits). Elles passent verticalement à des sables bioturbés puis à des dépôts sableux de *shoreface* dominés par la houle avec intercalations de quelques *rip channels*. Au sommet de cette série on note une importante surface d'érosion qui plonge vers le Nord, c'est-à-dire vers la Poudrerie de Saint-Chamas où la séquence S3 repose alors directement sur les Marnes de la base de S2: ceci constitue la base d'une vallée incisée d'orientation générale Est-Ouest dont on voit là encore uniquement le flanc sud.

Associée à cette limite de séquence, on observe une forte altération des sables du sommet de la progradation qui signe l'émersion associée à la limite de séquence de la base de S3 (Fig. 46).

Le réservoir sommital est sur la **Molasse Rousse de St Chamas** qui est le cortège transgressif de la séquence S4, tandis que la séquence S3 bien que présente est en partie couverte car dominée par des marnes. Seul le cortège bioclastique transgressif basal est visible au-dessus de la surface d'altération. Ce dernier présente, outre une forte variation d'épaisseur vers le Nord en direction de l'axe de la vallée, une notable évolution des faciès: en effet, alors qu'il est 100% silicoclastique vers le Nord, il passe au Sud en position d'interfluve à des faciès mixtes puis à des calcarénites tidales qui comme à Bayanne disparaissent totalement vers le sud (Fig. 46). Auquel cas, la surface d'inondation maximale de la base du Langhien repose alors sur le HST de la séquence S2..

En se déplaçant du port vers la ville (le viaduc de l'Horloge) on peut visualiser les faciès. On peut observer les faciès silteux argileux de la base de la falaise dans lesquelles aucune structure de dépôts n'est préservée en raison d'une forte bioturbation destructive. Quelques terriers de type *Teichichnus* caractéristique du *Lower shoreface* sont présents. Le

**Fig. 45 : Saint-Chamas :panorama depuis le port sur la colline.**



Vue générale des Marnes de Saint-Chamas (HST de S2) et de la séquence de dépôt S3 du Langhien. Il y a passage progressif entre les Marnes de Saint Chamas et les dépôts d'avant-plage ou de barrière susjacent . La limite de séquence entre S2 et S3 est soulignée par une surface oxydée au sommet du prisme progradant de S2.

sommet de la série sableuse progradante est constitué uniquement de sables fins à moyens entièrement dominés par la houle, sans évidence de l'influence des tempêtes. Ils caractérisent une bathymétrie potentielle de quelques mètres. On peut, sur le côté nord du viaduc, visualiser la limite de séquence et les dépôts tidaux de la base de S3. On note un fort taux d'amalgamation des faciès sableux et l'impossibilité de différencier des unités stratigraphiques à haute fréquence. En outre on note au sommet du cortège sableux progradant le développement au sein de shoreface d'un chenal subtidal. On le verra plus clairement lors de l'arrêt suivant

### ***La tranchée de la route RD10***

Cet affleurement permet d'observer plus en détail le sommet de la séquence du Burdigalien supérieur et les modalités des passages de faciès très rapide (Fig. 47) au sommet du cortège progradant de S2 (passe de marée, complexe de barrière). Cet arrêt permet aussi de caractériser toutes les surfaces de la séquence langhienne (limite de séquence, surface d'inondation maximale) et aussi d'analyser la remarquable géométrie des barres tidales très tangentielles.

Ce dernier arrêt permet d'observer, une nouvelle fois, une spectaculaire variation latérale de faciès au sommet du cortège progradant de la séquence S2. On observe ainsi de bas en haut de la coupe le contact entre les sables de *shoreface* dominés vague, du sommet de S2, comparables à ceux observés au viaduc de Saint-Chamas. Puis on note l'incision d'une unité sableuse à stratifications obliques, montrant de nombreux *flaser* argileux et des mégarides tidales avec des *bundles* diagnostiques de la marée. Cette unité est interprétée comme un chenal de marée faisant communiquer une zone restreinte avec la mer ouverte et qui incise les dépôts d'avant-plage dominés par la houle au sommet de la progradation.

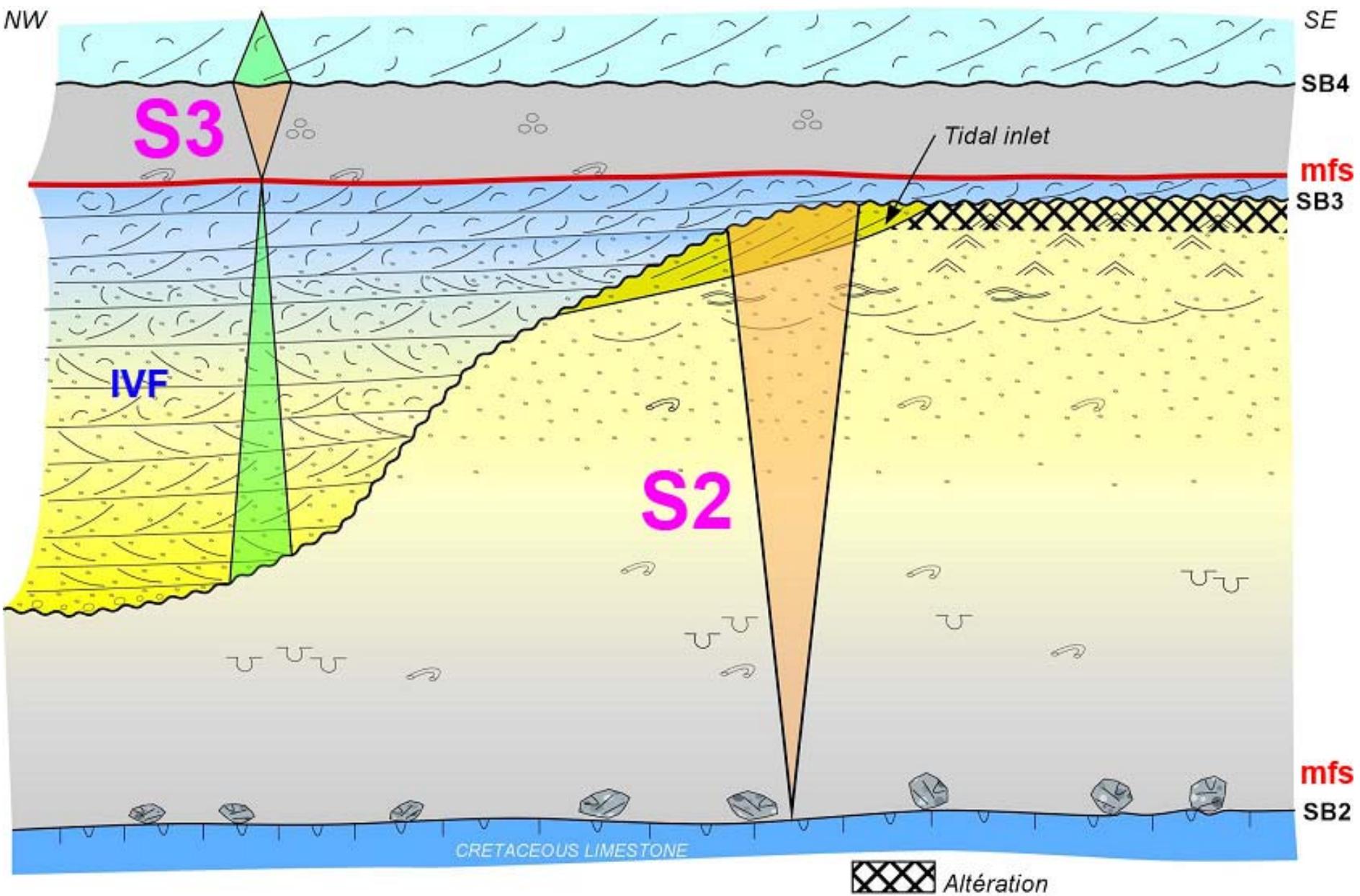
Ceci implique le développement d'un complexe de barrière qui compte tenue de l'orientation E-W du chenal doit être nord sud. Ceci est cohérent avec le développement d'une série d'argile lagunaire dans la coupe du Viaduc SNCF située au SE de la tranchée. Ce complexe de chenaux de marées qui est reincident par la limite de séquence S3, pourrait avoir servi de guide à l'incision de la vallée langhienne.

La tranchée de la route permet aussi d'observer la totalité de la séquence langhienne S3 (Fig. 47). Associée à un conglorérat de transgression caractéristique, celle-ci débute par une barre tidale à faciès bioclastique qui vient éroder le *tidal inlet* sableux du sommet de S2. Ce cortège transgressif montre de façon démonstrative la géométrie des barres tidales constituées par de grandes cliniformes tangentielles d'angle faible progradant vers le Nord (Fig. 47) tandis que de nombreuses mégarides ou dunes métriques migrent dans la direction opposée; ce sont de très belles dunes de la classe I de Allen (1980). Au sommet du cortège transgressif et signant l'abandon des barres tidales par approfondissement, se développe un niveau de condensation typique: rubéfié et bioturbé. Celui-ci est couvert par des marnes de plate-forme marine qui ont livré pour la première fois dans le sud-est de la France la Praeorbuline *Praeorbulina glomerosa*, espèce marqueur du sommet de la zone N8 et diagnostique du Langhien (Iaccarino, communication orale).

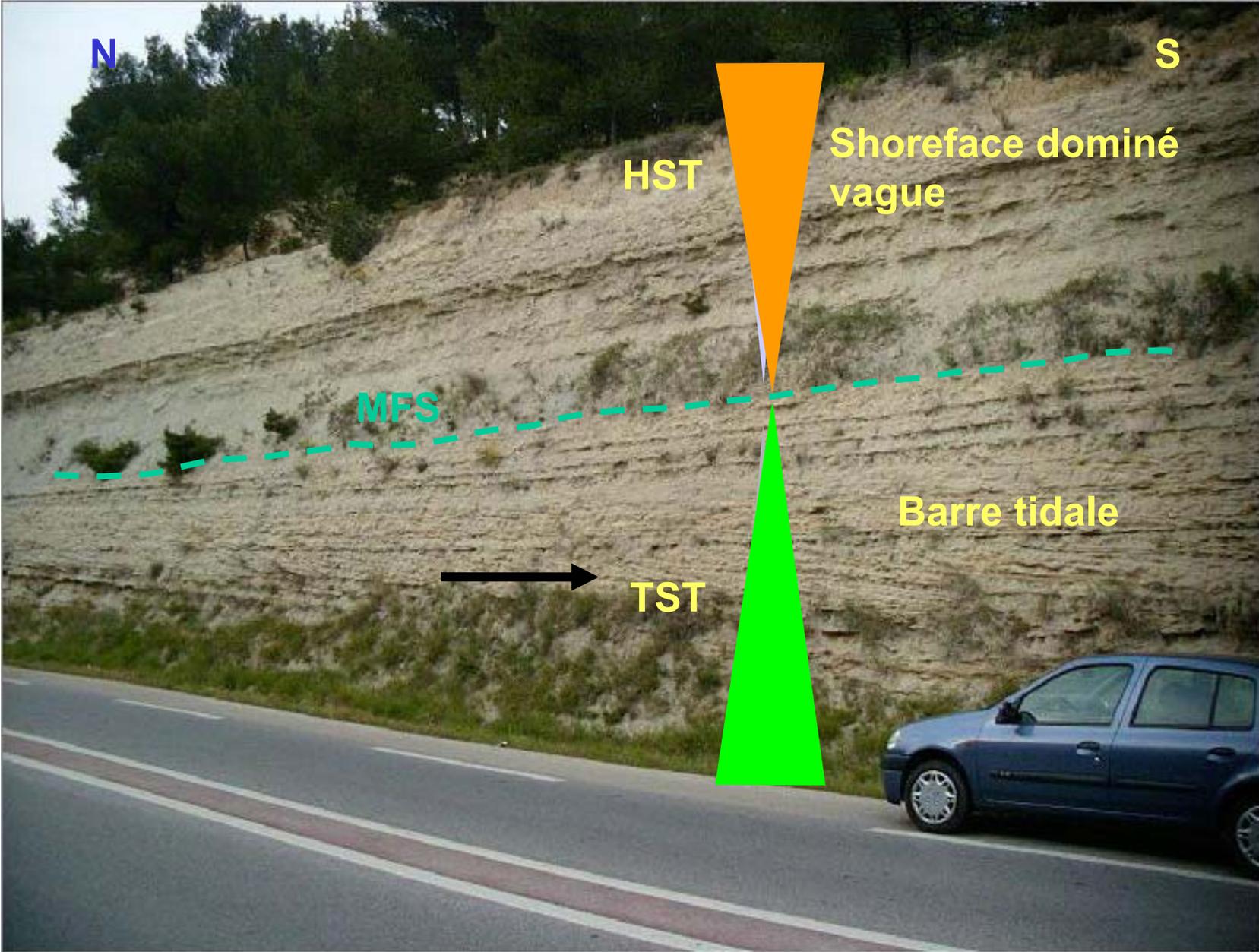
Ces marnes, peu épaisses, constituent les dépôts de la base du haut niveau marin de S3 vers le haut des couches de tempêtes sableuses (Fig. 47) s'intercalent avant d'être érodées par la **Molasse Rousse** qui forme la base de S4 et qui existe au-dessus des maisons en contre-haut.

La figure 48 propose de résumer les relations stratigraphiques entre les trois séquences S2, S3 et S4 entre Bayanne et Saint Chamas

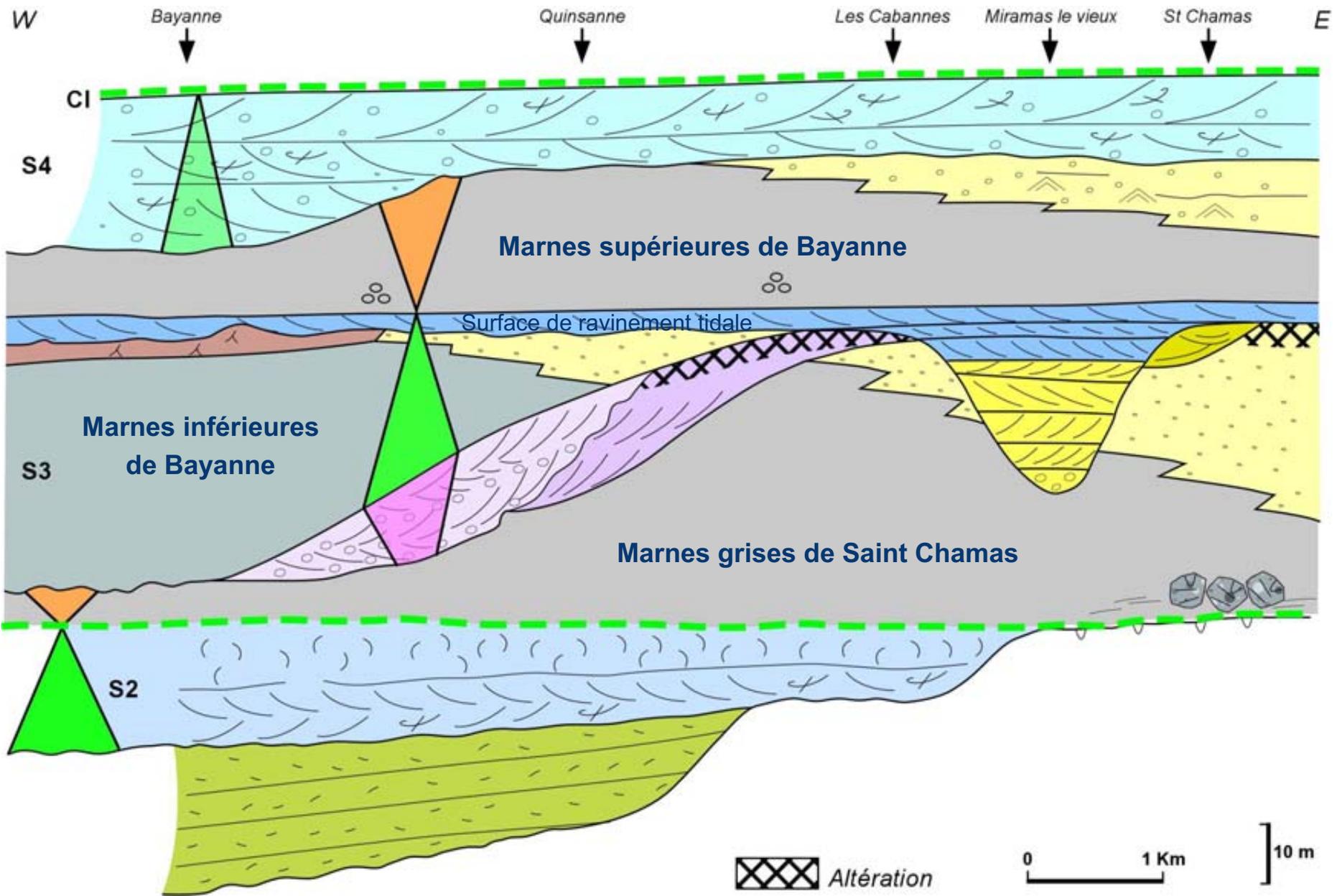
**Fig. 46 : Corrélations entre la falaise de la poudrière et le réservoir  
le long de la falaise de Saint(Chamas**



**Fig. 47 : Saint-Chamas, la tranchée de la route nationale : la séquence de dépôt S3 du Langhien**



**Fig. 48 : Organisation stratigraphique du Miocène dans le secteur des Etangs selon une direction E – W de Saint Chamas à Bayanne**



Les trois prochains arrêts vont détailler les IVF du Miocène inférieur et moyen ainsi que leur relations géométriques.

### **Arrêt 3.2 – Lambesc, Nationale 7 : le « canyon » fini burdigalien**

Cet arrêt en bordure de la route nationale 7 permet d'observer (Fig. 49) le flanc vertical, méridional de la paléovallée de la Durance passant au niveau de Lambesc. L'organisation et le faciès des dépôts assurant le comblement seront également détaillés. Cette paléovallée se prolonge ensuite vers Rognes, le bassin de Saint Christophe pour se diriger vers le bassin de Digne. Vers l'Aval, cette paléovallée s'enfonce sous les dépôts de la Crau et de la Camargue : elle a été très bien imagée par la sismique.

### **Arrêt 3.3 – Le plateau de Sèze et la Chapelle Sainte-Anne-de-Goiron**

Le plateau de Cèze (top à 420 m NGF) correspond (Fig. 50) au remplissage de la vallée du Miocène inférieur en contre-haut de la vallée du Miocène moyen (180 m NGF). L'analyse des faciès montre que cette vallée plongeait vers le Nord et était un tributaire d'une paléoDurance. Nous détaillerons le faciès foramol qui constitue le remplissage de cette paléoria.

*Arrêt pique-nique*

### **Arrêt 3-4 : Le plateau de Sèze - Route de la Roque d'Anthéron**

Cet arrêt est un cheminement dans le remplissage de la paléovallée du Miocène inférieur, les dépôts conglomératiques passant vers le haut aux molasses bioclastiques. Nous verrons que la chute relative du niveau marin au Burdigalien terminal s'est accompagnée du dépôt de régression forcée comme dans le secteur des Etangs.

### **Arrêt 3-5 : Le Plateau de Vernègues**

Le plateau de Vernègues (Fig. 51) permet l'observation complète de la série du Miocène moyen à supérieur et la synthèse des observations faites depuis le premier arrêt de la journée. Les barres tidales du Tortonien couronnent le sommet de la Vacaresse à 390 m NGF, à comparer avec les 430 m NGF du Burdigalien terminal de la Sèze. Ceci permet de quantifier la déformation du Miocène supérieur.

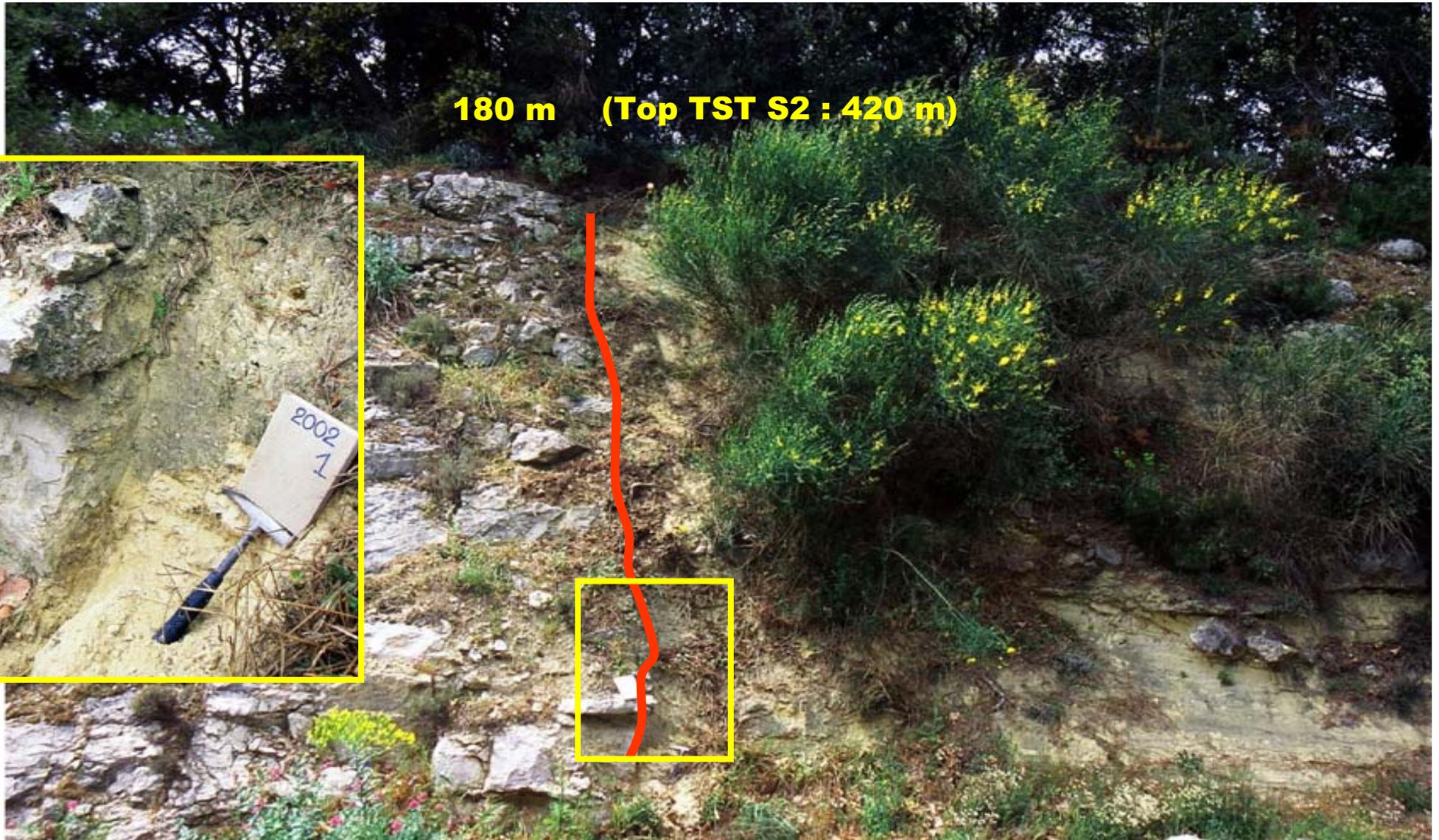
### **Arrêt 3.6 – Un panorama sur le Défends (terminaison orientale des Alpilles)**

La montagne du Défends située entre Eyguières (à l'Ouest) et Lamanon (à l'Est) s'individualise entre les Alpilles (à l'Ouest) et la chaîne des Côtes (à l'Est). Il s'agit d'un anticlinal très coffré qui permet d'observer (attention au contrejour !) :

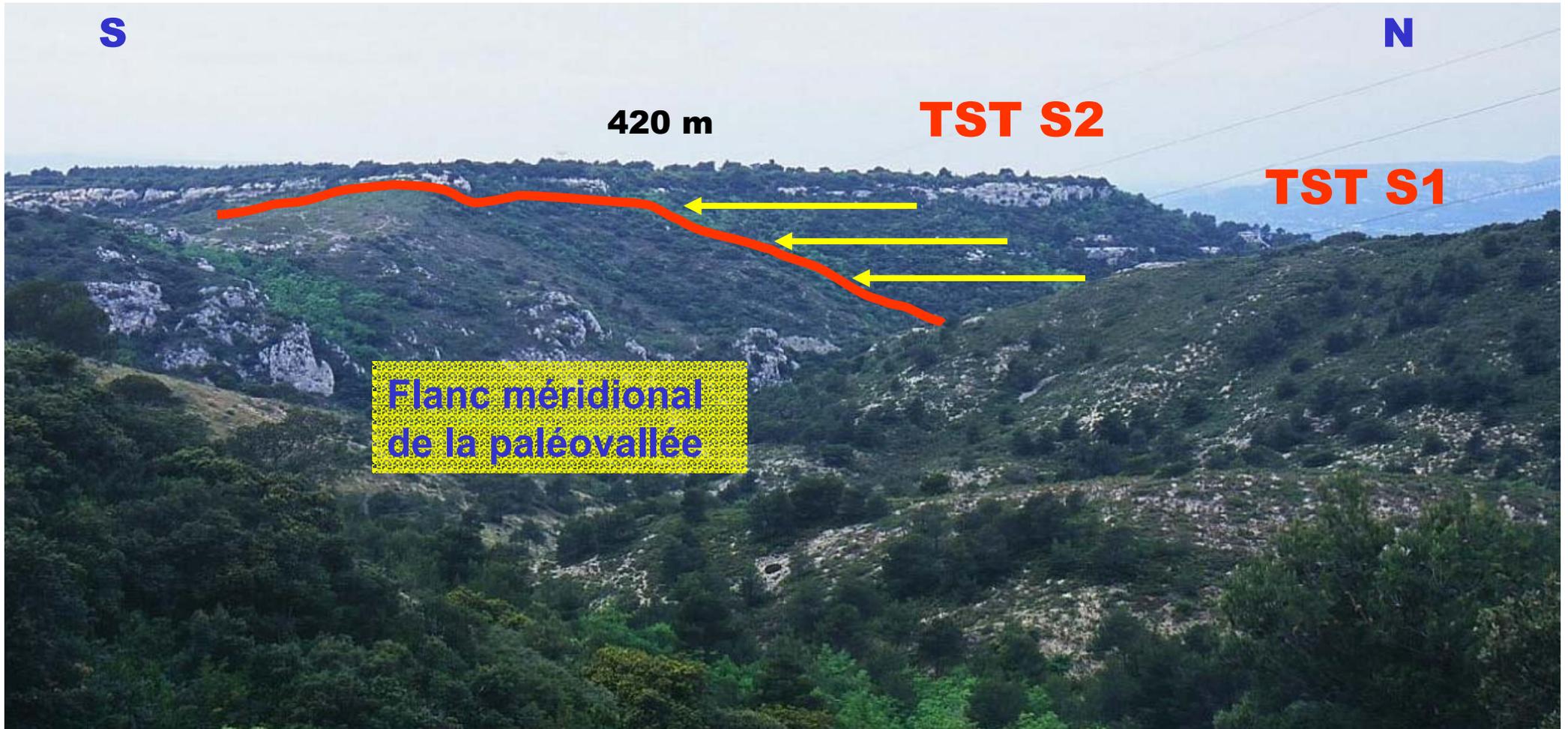
- la déformation syn-burdigalienne (Fig. 51) et le remplissage de complexes de vallées incisées (Fig. 52 et 53) et non plus une illustration de la notion de passage latéral de faciès (Fig. 54) ;
- le phénomène de déboîtement (vers Lamanon) puis d'emboîtement des dépôts du Miocène moyen dans le Burdigalien (Fig. 55).

**Fig. 49 : Le flanc méridional de la vallée à remplissage du Miocène moyen de Lambesc. Cette paléovallée remonte par Rognes pour aller vers Digne.**

**180 m (Top TST S2 : 420 m)**

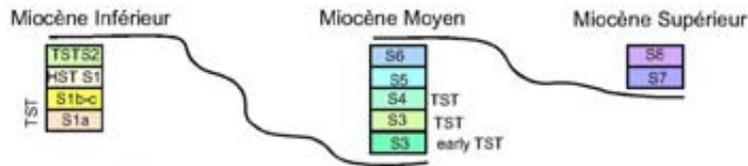
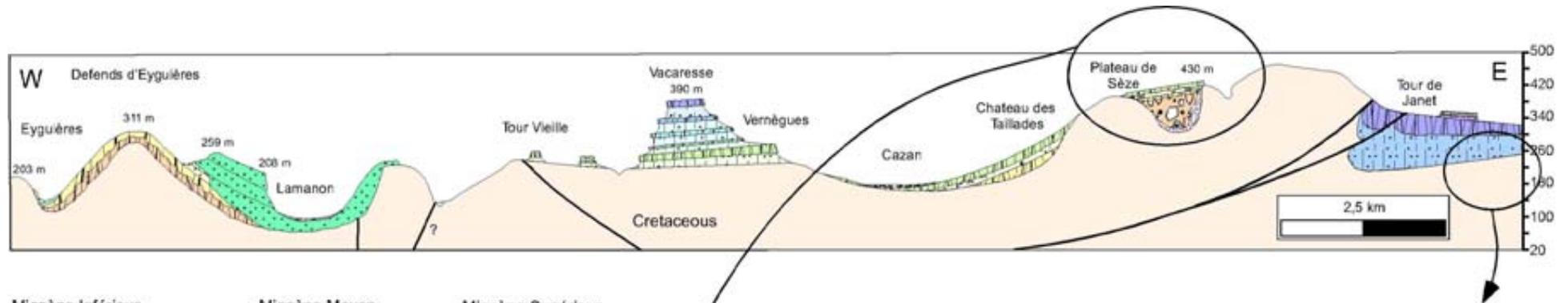


**Fig. 50 : Le Miocène inférieur du plateau de Céze dans la secteur de Lambesc**



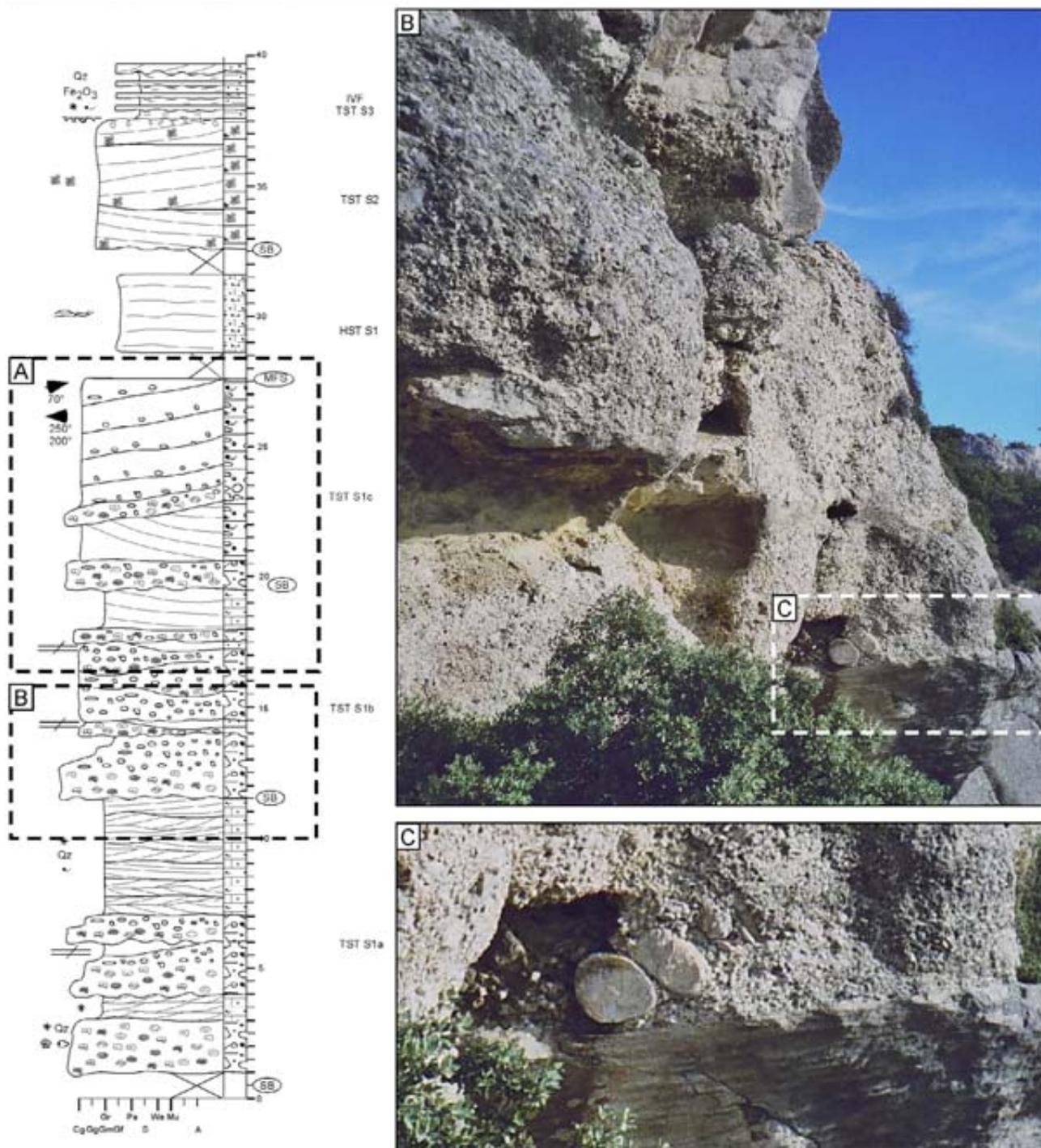
D'après une observation de Ch. Combaluzier (1932)

**Fig. 51 : Relations géométriques entre les différentes séquences de dépôt miocènes entre le Défends d'Eyguière et le plateau de Cèze.**



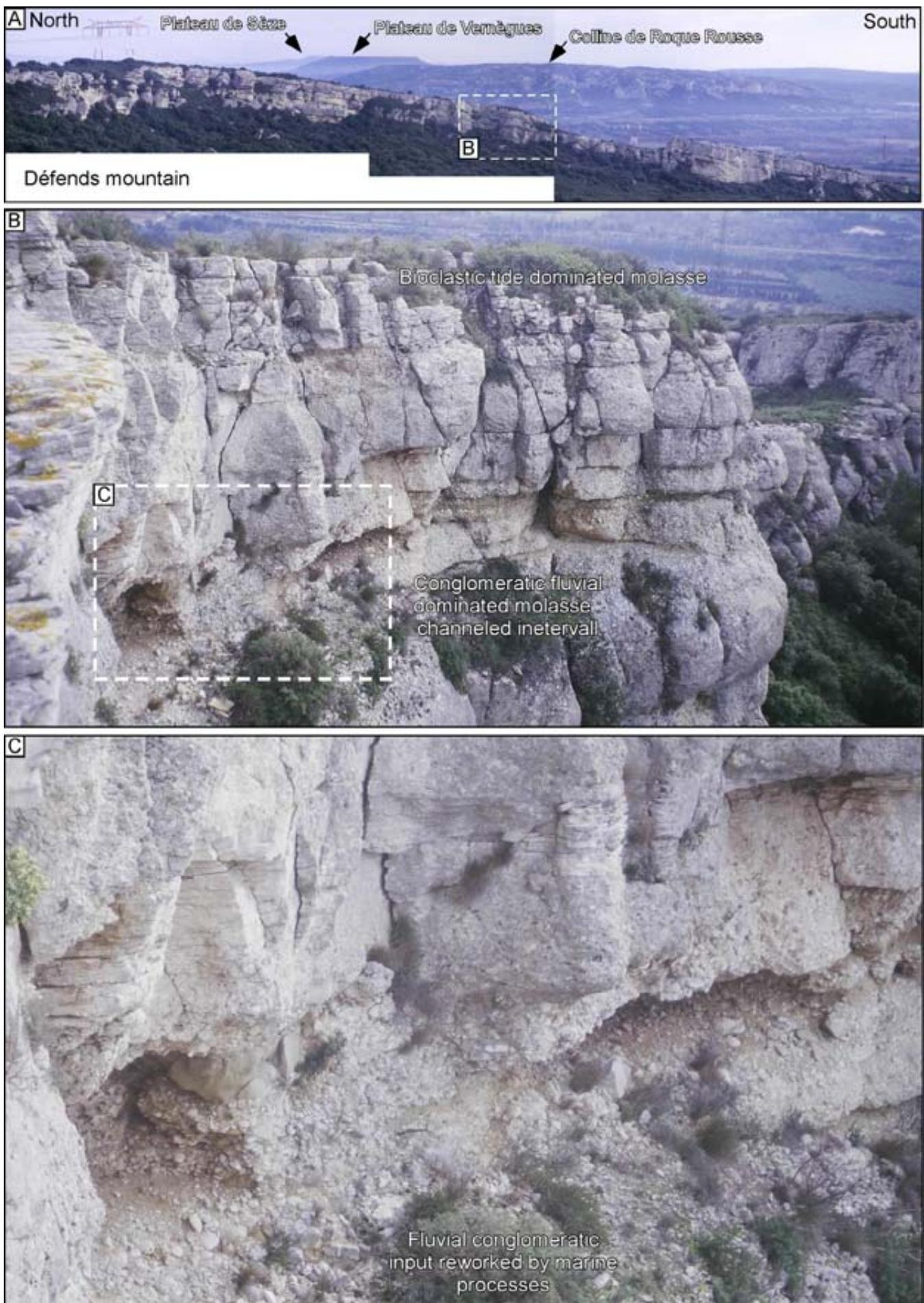
Cette coupe Est-Ouest dans le secteur de Salon-de-Provence permet de montrer : (i) l'inversion des dépôts du Miocène inférieur (Defends d'Eyguière et plateau de Sèze) ; (ii) l'emboîtement de dépôts du Miocène moyen : Lamanon ; Tour Janet (sillon de Lambesc à Rognes) ; (iii) La surface d'abrasion à la base du plateau de Vernègues (TST de S3) qui met en discordance les dépôts du Miocène Moyen sur le Crétacé et le Miocène inférieur.

**Fig. 52 : Le Burdigalien inférieur du Défends**



Mise en évidence d'épais conglomérats (remaniement de fluviatile) entre chaque séquence haute fréquence et d'une surface d'émergence perforée au sommet.

**Fig. 53 : Détail des faciès conglomératique du Défends d'Eyguière**



# Fig. 54 : Les dépôts du Miocène supérieur en contre-bas des dépôts du Miocène inférieur : exemple pris dans le secteur du Défends (cf Fig. A21 et 60).

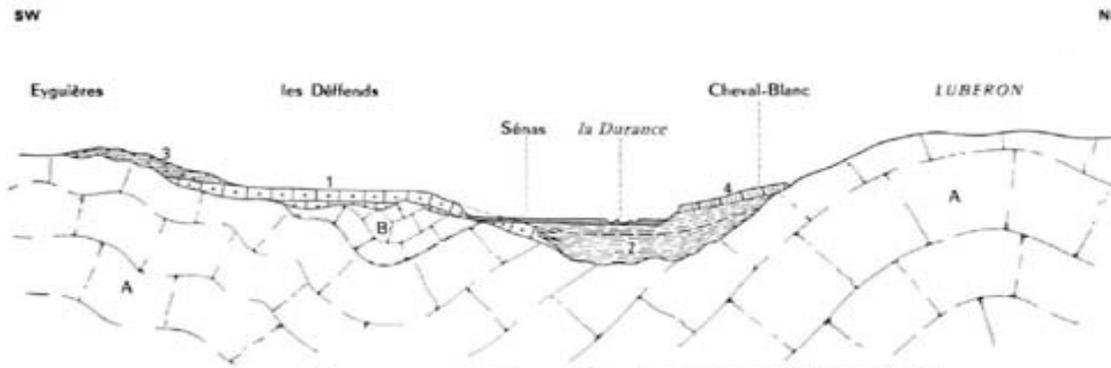


Diagramme montrant les relations des faciès au début du Miocène au voisinage du détroit durancien.

4, grès roux molassiques helvétiques. — 3, sables marneux helvétiques. — 2, marnes bleues sableuses; Helvétien inférieur et Burdigalien. — 1, molasse calcaire burdigalienne. — Substratum : B, Crétacé supérieur. — A, Crétacé inférieur.

(Demarcq, 1970)

Selon le modèle de la variation latérale de faciès

Deux phases d'incision et comblement au cours du Miocène

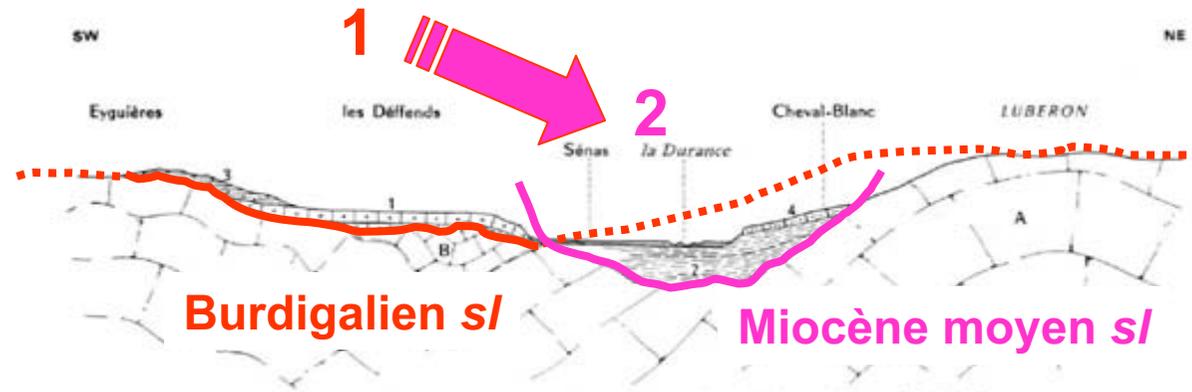
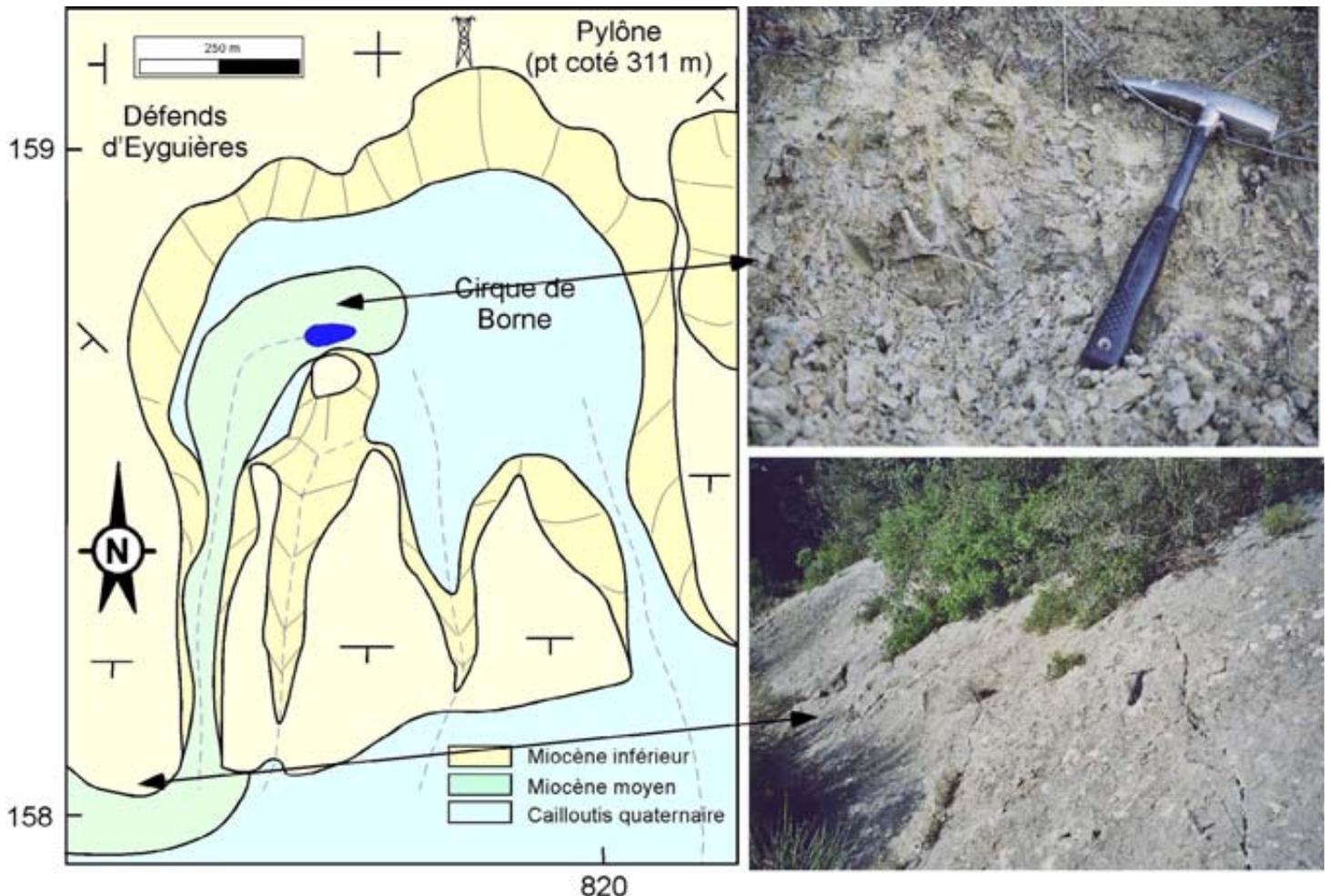


Diagramme montrant les relations des faciès au début du Miocène au voisinage du détroit durancien.

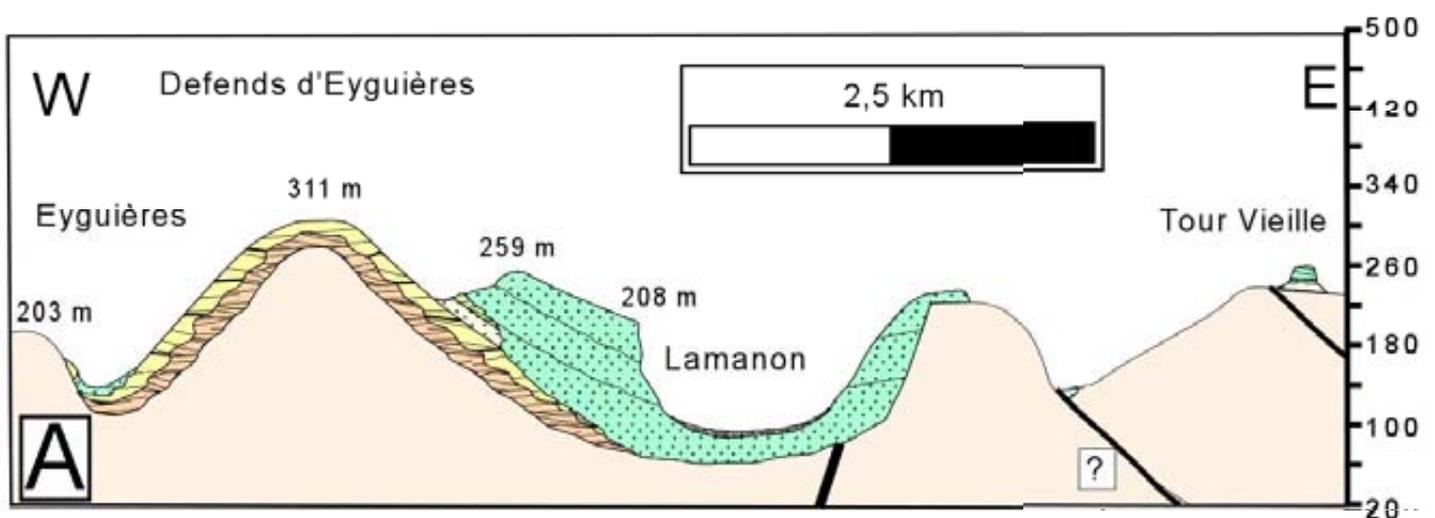
4, grès roux molassiques helvétiques. — 3, sables marneux helvétiques. — 2, marnes bleues sableuses; Helvétien inférieur et Burdigalien. — 1, molasse calcaire burdigalienne. — Substratum : B, Crétacé supérieur. — A, Crétacé inférieur.

Figure tirée de Demarcq (1970)

**Fig. 55 : Mise en évidence de l'emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur au niveau du Défends d'Eyguières.**



- A) Marnes lagunaire observées à la base du remplissage de S3 (early TST).
- B) Surface de contact perforées au sommet du TST de S1 sur laquelle viennent en onlap les marnes du TST de S3.



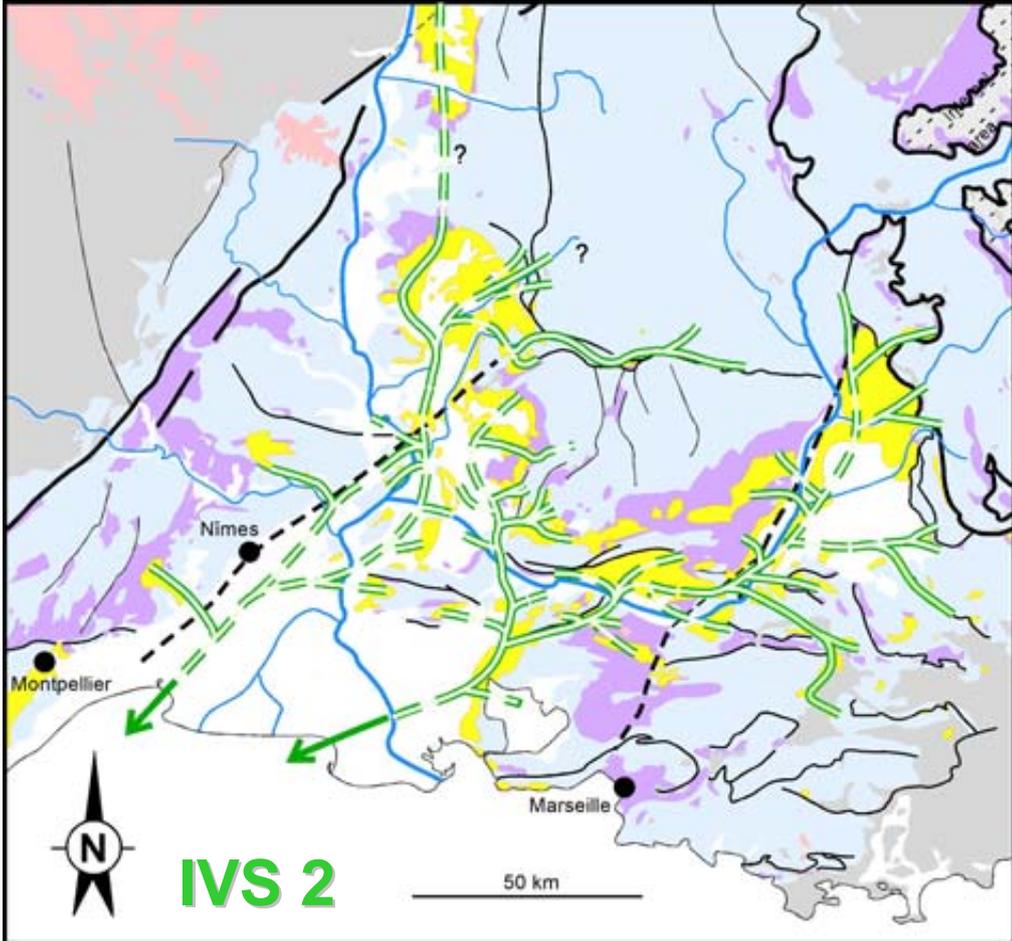
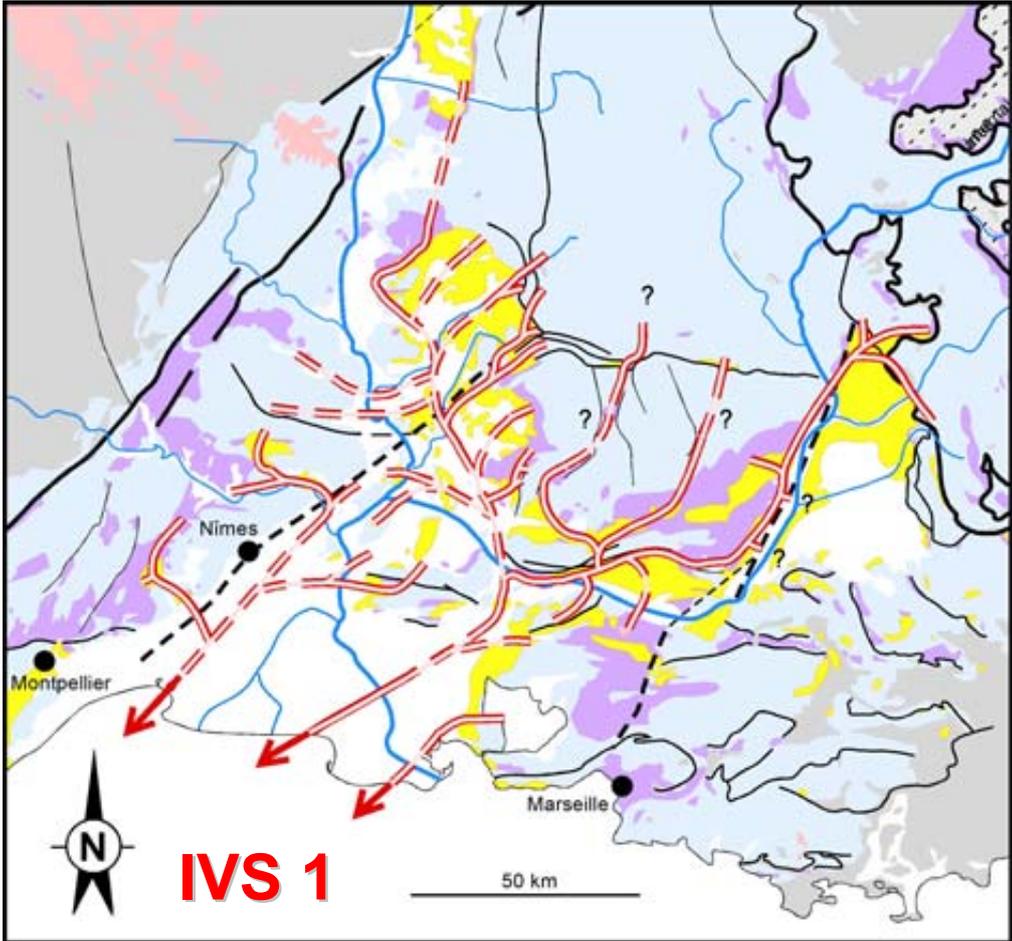
La première vallée burdigalienne semble correspondre au débouché du proto-système de drainage du bassin rhodanien (Fig. 56). La vallée à remplissage de Miocène moyen, par contre drainait un secteur plus restreint (paléoNesque, paléoSorgues et paléoCoulon) et devait confluer au sud de Salon de Provence avec une paléoDurance (Fig. 56).

Le Défends oriental permet d'observer l'incision du Miocène moyen dans le substratum mésozoïque (Fig. 55).

### **Synthèse finale :**

Cette synthèse sera réalisée lors de l'arrêt 3-5 du Plateau de Vernègues pour des raisons de commodités.

**Fig. 56 : Les deux premiers réseaux miocènes de vallées incisées du BMRP**



# **LES SYSTÈMES OLIGO-MIOCÈNES CARBONATÉS ET CLASTIQUES DE BASSE-PROVENCE. DES TÉMOINS DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA MARGE PROVENÇALE ET DU BASSIN D'AVANT-PAYS ALPIN**

## **ELÉMENTS POUR UN BILAN**

Animateurs principaux et rédacteurs :  
David Besson, Olivier Parize, Jean –Loup Rubino

Un des buts de cette excursion ASF conjointe avec le GDR Marges (Chantier « Golfe du Lion ») est de fournir un cadre stratigraphique et séquentiel cohérent du Miocène en vue de l'établissement d'une liaison terre - mer qui constitue l'un des objectifs phare du chantier « Golfe du Lion », *e.g.* :

- (i) prolonger les réseaux fluviaux sur le talus
- (ii) localiser en mer les prismes sédimentaires associés à l'érosion continentale.

Ce bilan rappelle les nouveaux faits avec lesquels il faut désormais compter et propose quelques pistes de réflexion.

### ***L'évolution physiographique de BMRP au Miocène***

Dans le BMRP, le caractère le plus singulier et le plus général, de la sédimentation marine miocène est donc le fait qu'elle s'effectue dans 3 complexes de vallées incisées aux quels il faut associer l'incision messinienne remplie par le Pliocène. Ces quatre réseaux constituent quatre marqueurs stratigraphiques car la surface d'érosion fluviale basale, certes légèrement diachrone, témoigne de la réponse du bassin à la chute relative du niveau de base.

Les trois premières incisions miocènes ont donc la même signification que l'incision messinienne telle que définie par Clauzon (1973, 1979, 1982) même si elles ont une forte composante tectonique. Grâce à ces marqueurs stratigraphiques, il est désormais possible de suivre l'évolution morpho-dynamique de ce bassin en analysant les localisations successives de ces paléoréseaux (Fig. 56) et des dépôt-centres.

### ***Les relations des réseaux avec les plis provençaux : l'exemple du Lubéron***

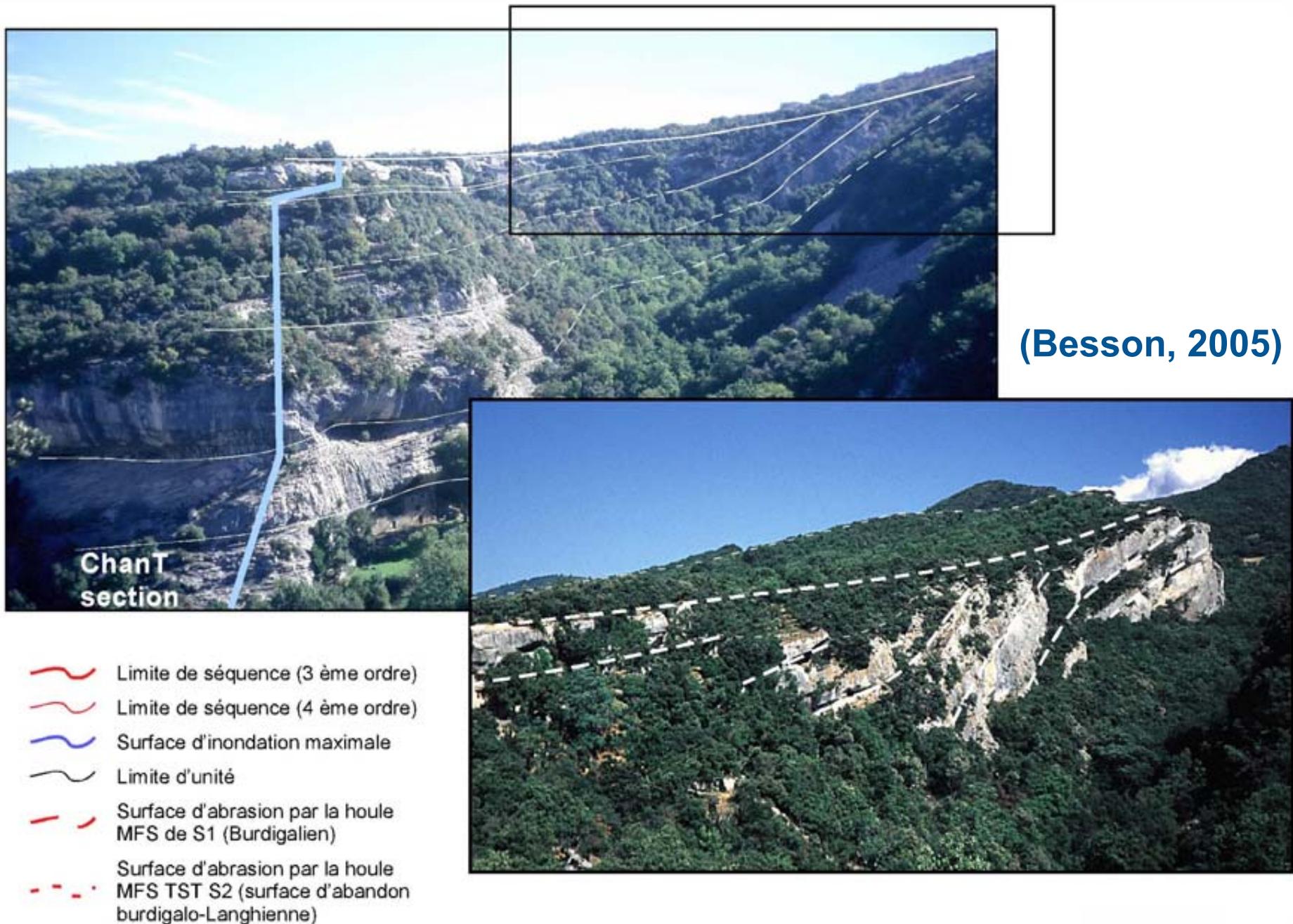
Quatre réseaux fluviaux miocènes sont désormais caractérisés dans le BMRP.

Le premier réseau aquitano-burdigalien (Fig. 56a) est sécant sur les plis d'axe équatorial de Provence et se superpose étroitement aux bassins oligocènes.

Le deuxième réseau fini-burdigalien (Fig. 56b) est déboîté et emboîté par rapport au précédent ; il est conforme aux plis nord-provençaux de Provence septentrionale. A partir du Langhien, les dépôt-centres prennent leur localisation telle qu'elle est connue actuellement.

Pour illustrer ces relations, voici l'exemple du Lubéron tel que nous pouvons l'envisager à la suite de Besson (2005) en tirant toutes les conséquences de la notion

**Fig. 57 : Divergences sur le flanc septentrional du Lubéron au Burdigalien**



d' « emboîtement-déboîtement » généralisée au Miocène et de déplacement des dépôt-centres forcé par la tectonique.

Le Lubéron a fait l'objet de nombreuses études afin de caractériser sa structure et son évolution (*e.g.* Clauzon, 1983). La structuration de ce pli chevauchant résulte de deux phases de compressions successives globalement Nord-Sud, séparées par une période de distension à l'Oligocène. La première phase, dite pyrénéo-provençale, (Eocène) est marquée par la discordance (Fig. 57 et 58) entre les terrains d'âge oligo-miocène et les terrains crétacés (Goguel, 1932). Cet épisode de raccourcissement est suivi à l'Oligocène par une importante phase d'érosion et de distension globalement Est-Ouest qui aboutit à une pénéplénation des reliefs pyrénéo-provençaux (Combaluzier, 1932 ; Dubois, 1966 ; Gouvernet, 1979 ; Clauzon, 1997) qui seront totalement arasés lors de la transgression burdigalienne. La seconde phase dite alpine débute à la fin du Burdigalien et montre un paroxysme au Miocène supérieur (Combes, 1984 ; Faucher, 1988 ; Clauzon, 1975, 1987).

L'enveloppe externe du Lubéron est le résultat de processus érosif sur une structure d'origine tectonique. Plusieurs surfaces d'aplanissements interprétés comme des surfaces d'abrasion marines (Fig. 59) ont été préservés et témoignent de l'évolution morphotectonique miocène du Lubéron. Ces surfaces peuvent être utilisées afin de quantifier des taux de déformation. Si la plus importante surface d'abrasion marine est sommitale (Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1970 ; Clauzon, 1984, 1987 ; Champion, 2001), le Lubéron présente plusieurs facettes décrites par G. Clauzon, (Clauzon, 1974, 1987, Champion *et al.*, 2001). L'âge de ces facettes/surfaces ne peut être déterminé directement : il a été estimé par Besson (2005) en fonction de leurs relations avec les dépôts miocènes de part et d'autre du Lubéron, en considérant que l'on avait une continuité stratigraphique pendant le Miocène.

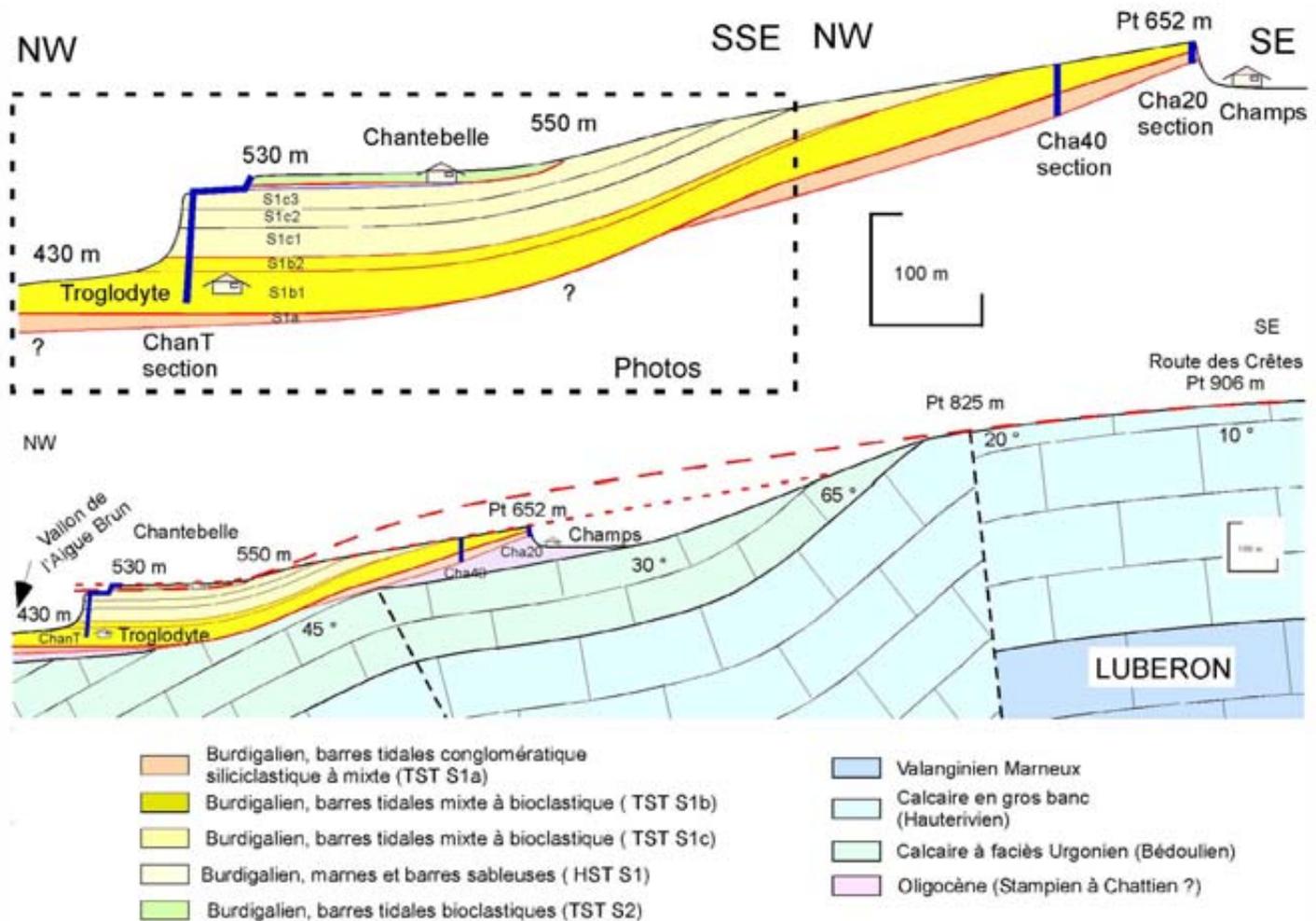
Contrairement aux études antérieures qui considéraient que la série miocène était constituée de séquences superposées avec un maximum d'inondation à la base du Miocène moyen, l'étude menée ici a mis en évidence un emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur (ces derniers étant en inversion de relief). Cette relation géométrique est capitale puisqu'elle modifie l'âge précédemment attribué aux surfaces d'abrasion marine. Ceci est particulièrement clair près d'Avignon dans le massif des Angles (Fig. 60 et 61).

### **Il faut désormais considérer que :**

- La surface d'abrasion sommitale (aux alentours de 700 m) est contemporaine du maximum d'inondation du Burdigalien moyen, ce qui correspond à la MFS de S1 (environ 18 Ma)
- La surface inclinée à environ 30° correspond à l'érosion du Lubéron lors de son soulèvement. Cette surface est en continuité avec la MFS de S2 qui fossilise les déformations burdigaliennes. Au niveau de la combe de Lourmarin cette séquence est emboîtée au sein du Crétacé du Lubéron. Dans l'axe du Lubéron la MFS de S2 est à 570 m.
- La surface d'abrasion basale, présente au Sud aux alentours de 350 m, est matérialisée par des érosions sur le flanc nord et est attribuée au Miocène moyen (MFS de S4 ≈ 14,5 Ma). Ce maximum d'empiètement au Miocène moyen correspond à la barre de Lauris.

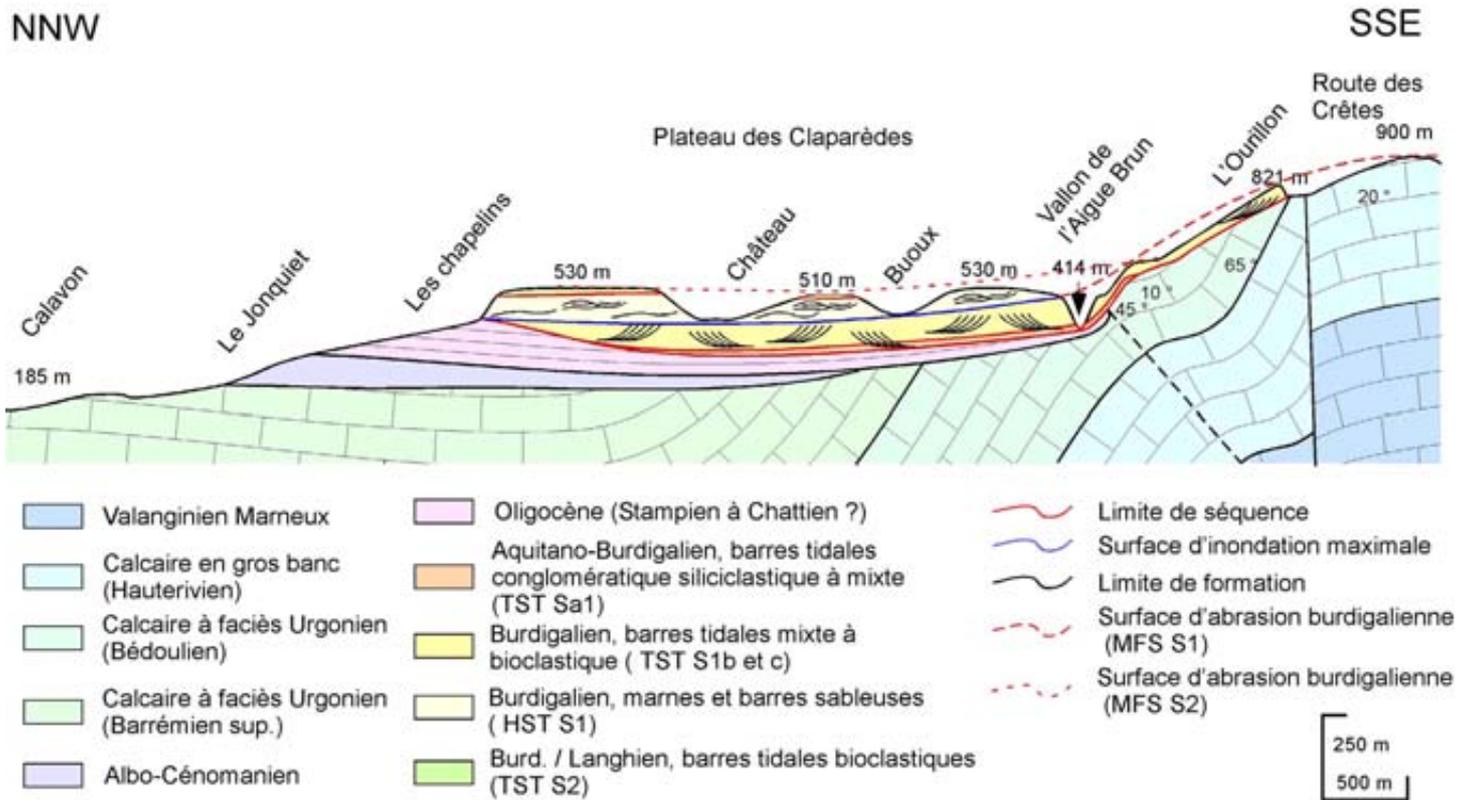
Sur la base de ces attributions il est désormais possible de quantifier des taux de surrection pour le Lubéron. Le Grand Lubéron, à l'Est de la cluse de Lourmarin, et le Petit

**Fig. 57 suite : Divergences sur le flanc septentrional du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2 (Besson, 2005)**



Les dépôts du TST de S2 sont en discordance sur les marnes du HST de S1, voire directement sur le TST de S1b, alors qu'à 500 m au NW, cet intervalle marno-sableux fait plus de 40 m d'épaisseur. Si l'on tient compte de la déformation, la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron peut être reliée à la MFS de S1, et la surface d'abrasion qui érode les dépôts du TST de S1 au S.SE de Chantebelle peut être reliée à la surface d'abrasion de la MFS de S2. Dans l'axe du Lubéron cette surface est clairement emboîtée dans la précédente et permet de démontrer la surrection du Lubéron pendant cette période.

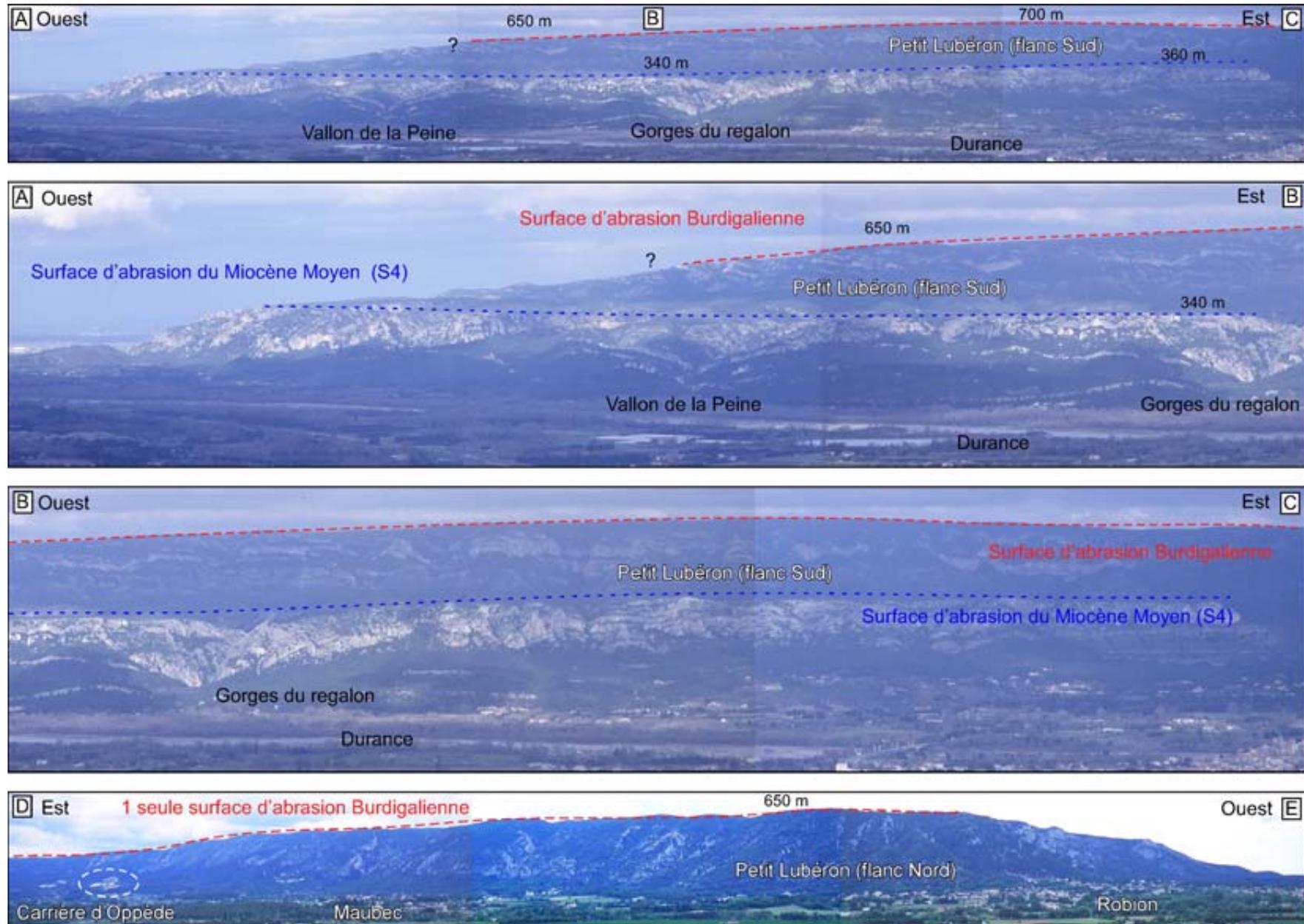
**Fig. 58 : Coupe N.NW-S.SE entre le centre du bassin d'Apt et le sommet du Lubéron.**



Cette coupe (Besson, 2005) permet d'observer :

- (i) la vallée incisée de Courennes au sein des dépôts oligocènes et crétacés,
- (ii) l'inversion de relief des dépôts miocènes au niveau d'Ourillon,
- (iii) la discordance très marquée entre les dépôts des séquences S1b et S3, liée à la surrection du Lubéron pendant le Burdigalien (divergence synsédimentaire) avec une accélération très nette à la base du Langhien.

**Fig. 59: L'empreinte des abrasions marines miocènes sur le Petit Lubéron**



A-B-C) Vue du flanc sud. Ce flanc présente deux surfaces d'aplanissement étagées ? La surface sommitale est interprétée comme fini-burdigalienne (HST de S1, TST S1b), et la surface basale comme du Miocène moyen à supérieur.

D-E) Vue du flanc nord. Sur ce flanc seule la surface sommitale est bien exprimée (voir discussion de la coupe N-S entre Ménéberes et Mérindol). D'après Besson (2005).

Lubéron, à l'Ouest, présentant une évolution contrastée, des taux sont calculés pour chacun. L'évolution différentielle du Grand et du Petit Lubéron se matérialise au niveau de la cartographie par une discordance et un emboîtement de la séquence S2 très prononcés à l'Est de la combe de Lourmarin (vallon de l'Aigue Brun), et nettement plus faibles à l'Ouest (secteur de Ménerbes). Les résultats de cette quantification sont présentés dans la Figure 62, et commentés ci-après :

- Concernant le Miocène inférieur il est possible de quantifier la surrection du Lubéron entre la surface d'abrasion correspondant à la (MFS de S1) et la surface d'abrasion correspondant à la (MFS S2) préservé dans l'axe du Lubéron afin d'intégrer les déformations postérieures). Pour le Petit Lubéron, la surface d'abrasion sommitale présente un léger basculement vers l'Ouest (- 50 m en 10 km). En moyenne cette surface est aux alentours de 700 m. A l'extrémité Est du Lubéron (Pré de Roustan), cette surface est à 710 m. A la même latitude le sommet de la MFS de S2 est à 570 (La Pantayon). Ceci implique donc pour le Petit Lubéron un soulèvement de 140 m réalisé à la fin du Burdigalien (entre 18 et 16,5 Ma), soit 140 m/Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,14 mm/an.  
Pour le « Grand Lubéron », une surface d'aplanissement plus discrète est présente à 900 m NGF, soit 186 m plus haut que la même surface sur le Petit Lubéron. On a donc un réel découplage entre les deux massifs et pas seulement deux entités morphologiques. L'utilisation comme référentiel du sommet de la MFS de S2 (à 570 m) implique un soulèvement de 330 m en 1,5 Ma soit 330 m/ Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,33 mm/an.
- Concernant le Miocène moyen, la quantification du soulèvement du Lubéron peut être effectuée entre les deux surfaces d'abrasion marine (la sommitale à 700 m, qui est burdigalienne (18 Ma) et la basale à 350 m qui est attribué à la MFS de S4 (Serravallien, soit environ 14,5 Ma). D'après la charte des variations eustatiques de Abreu *et al.*, 1998, le maximum d'inondation au Miocène Moyen doit être 35 m plus élevé par rapport au Burdigalien Ceci implique donc un soulèvement de 385 m en 3,5 Ma soit 110 m/Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,11 mm/an. A partir de ces mêmes référentiels on peut calculer une vitesse de soulèvement de 0,15 mm/an pour le Grand Lubéron, ce qui met en évidence une déformation différentielle entre le Petit et le Grand Lubéron à la fin du Burdigalien.

Une estimation de la déformation peut également être proposée entre la MFS de S2 à 17 Ma (570 m) et la surface d'abrasion correspond à la MFS de S4 à 14,5 Ma (350 m). La prise en compte des variations eustatiques pendant cette période implique un soulèvement de 245 m, soit 98 m/Ma, ou une vitesse de soulèvement de 0,1 mm/an. Ce soulèvement est identique à celui du Miocène inférieur. Cependant les observations effectuées ont montré l'existence d'une chute du niveau marin relatif très importante à la fin du Burdigalien et le comblement de cette incision par les dépôts marins transgressifs du Langhien puis du Serravallien. Cette incision comme nous l'avons montré est fortement amplifiée par la tectonique. Ces observations laissent supposer que la déformation verticale mesurée ici est essentiellement liée à cette phase de déformation soit au maximum entre 17 et 16,5 Ma. Cette interprétation permet d'estimer un soulèvement de 490 m/ Ma, ou 0,49 mm/an, ce qui est particulièrement rapide pour un massif tel que la Lubéron qui montre une déformation moyenne relativement lente.

**Fig. 60 : Les dépôts du Miocène supérieur en contre-bas des dépôts du Miocène inférieur : exemple pris dans le secteur d'Angles (cf Fig. A21 et 51)**

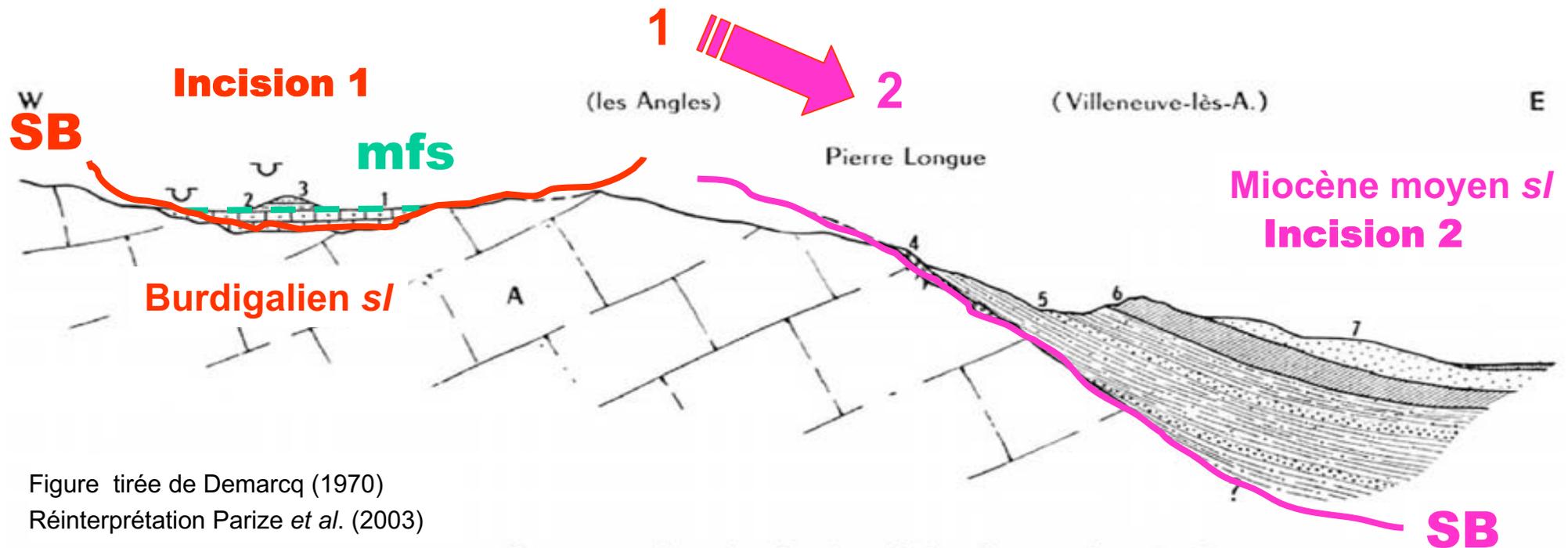
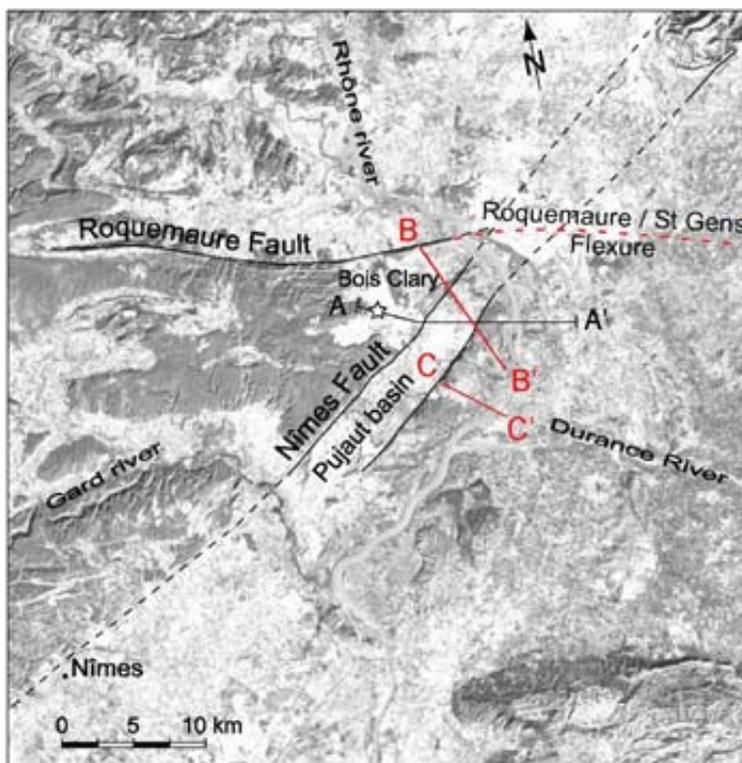
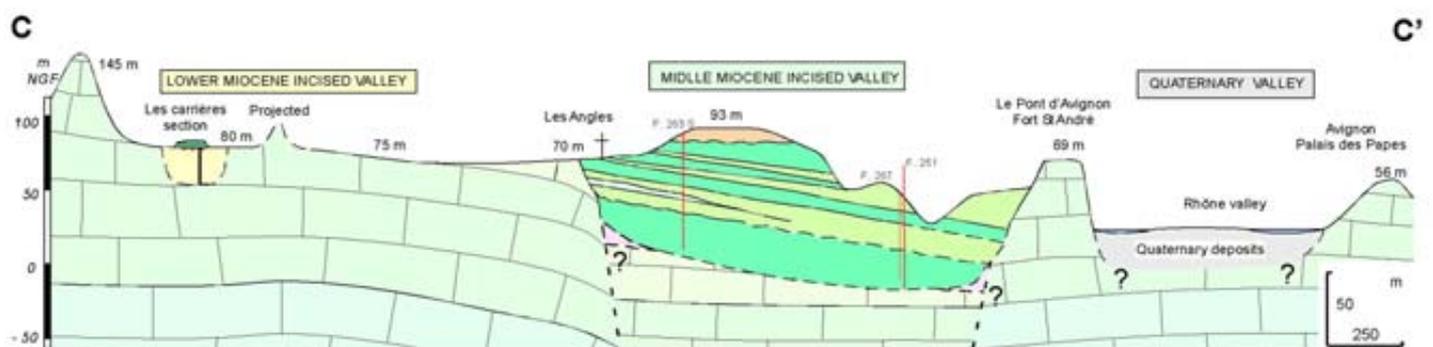
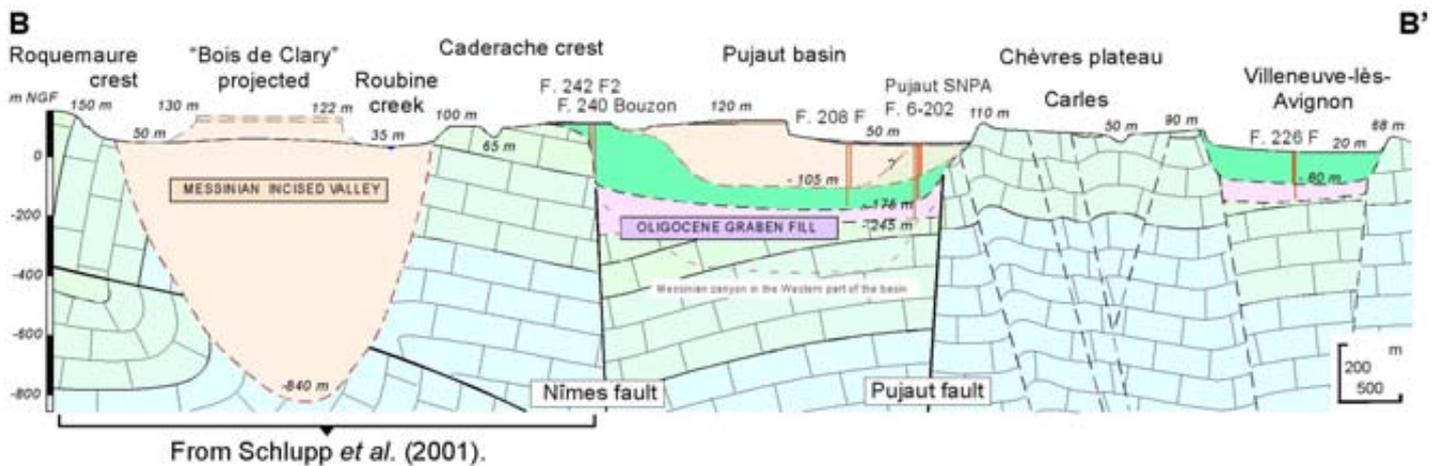


Figure tirée de Demarcq (1970)  
Réinterprétation Parize *et al.* (2003)

*Coupe sur le rebord oriental du plateau des Angles.*

- 1, molasse calcaire burdigalienne. — 2, marnes blanches à *Hinnites* du « Burdigalien supérieur ». — 3, sable marneux « Helvétien inférieur ». — 4, conglomérat de Pierre-Longue. — 5, marne bleue sableuse du Burdigalien-Helvétien inférieur. — 6, grès roux du Comtat, toit de l'Helvétien inférieur. — 7, safres de l'Helvétien moyen.

**Fig. 61 : Mise en évidence du déboîtement des vallées fluviales depuis le Miocène dans le secteur de Pujaut.**

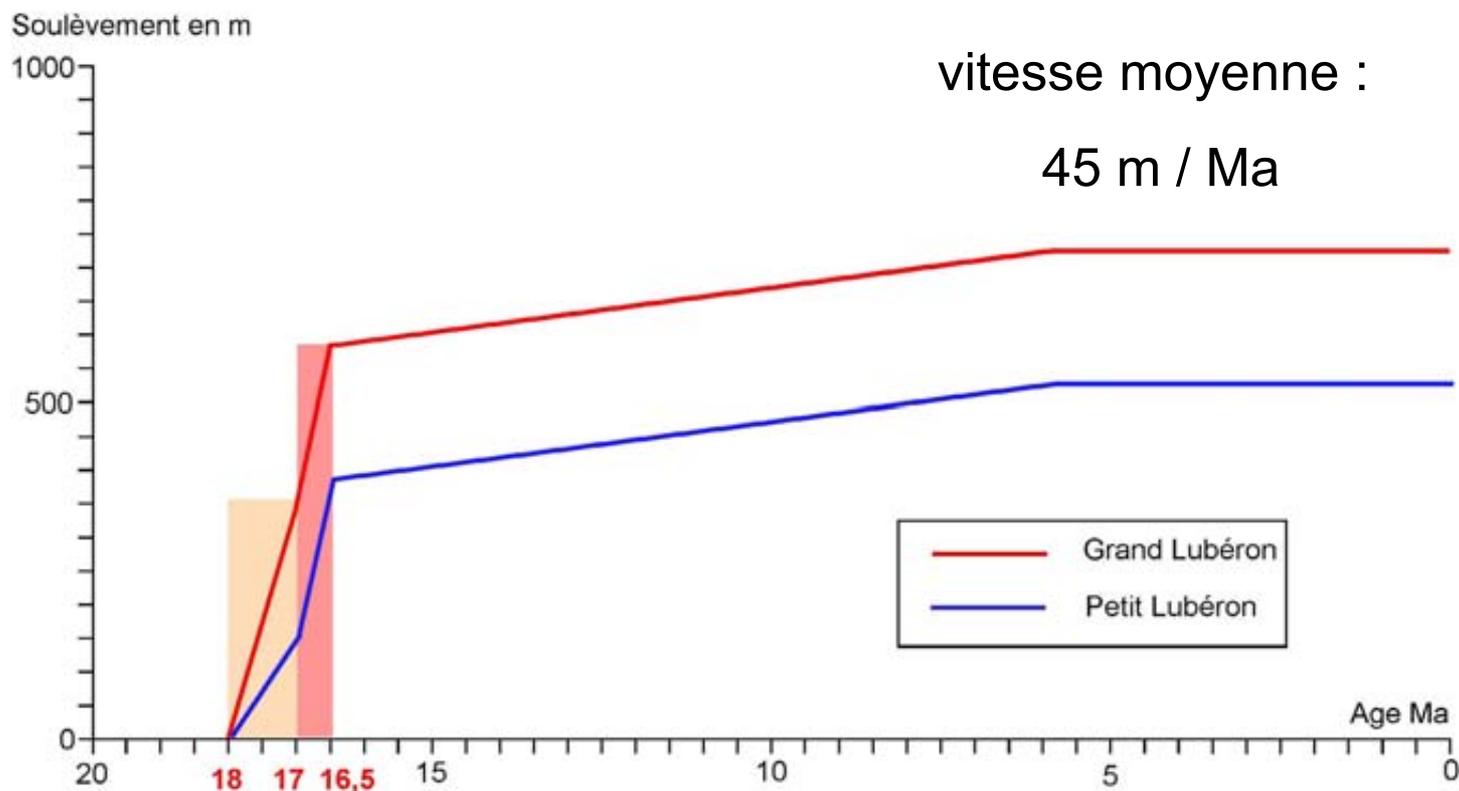


Modified from Siame *et al.* (2004)



Les failles limitant le fossé oligocène de Pujaut ne semblent pas avoir joué depuis comme l'atteste leur scellement par les dépôts miocènes. D'autre part les vallées IVS2 correspondent à des affluents du fleuve principal qui devait passer à l'est d'Avignon.

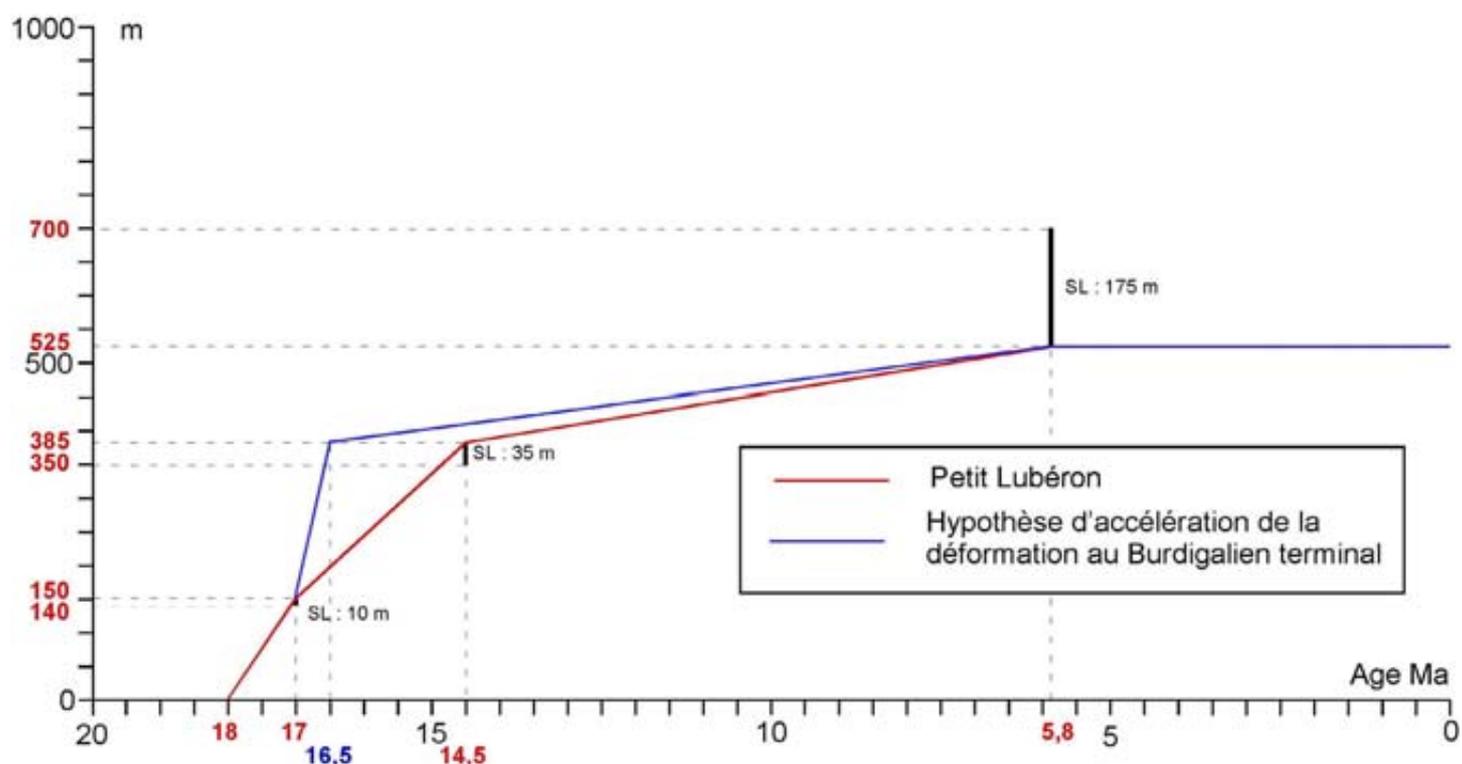
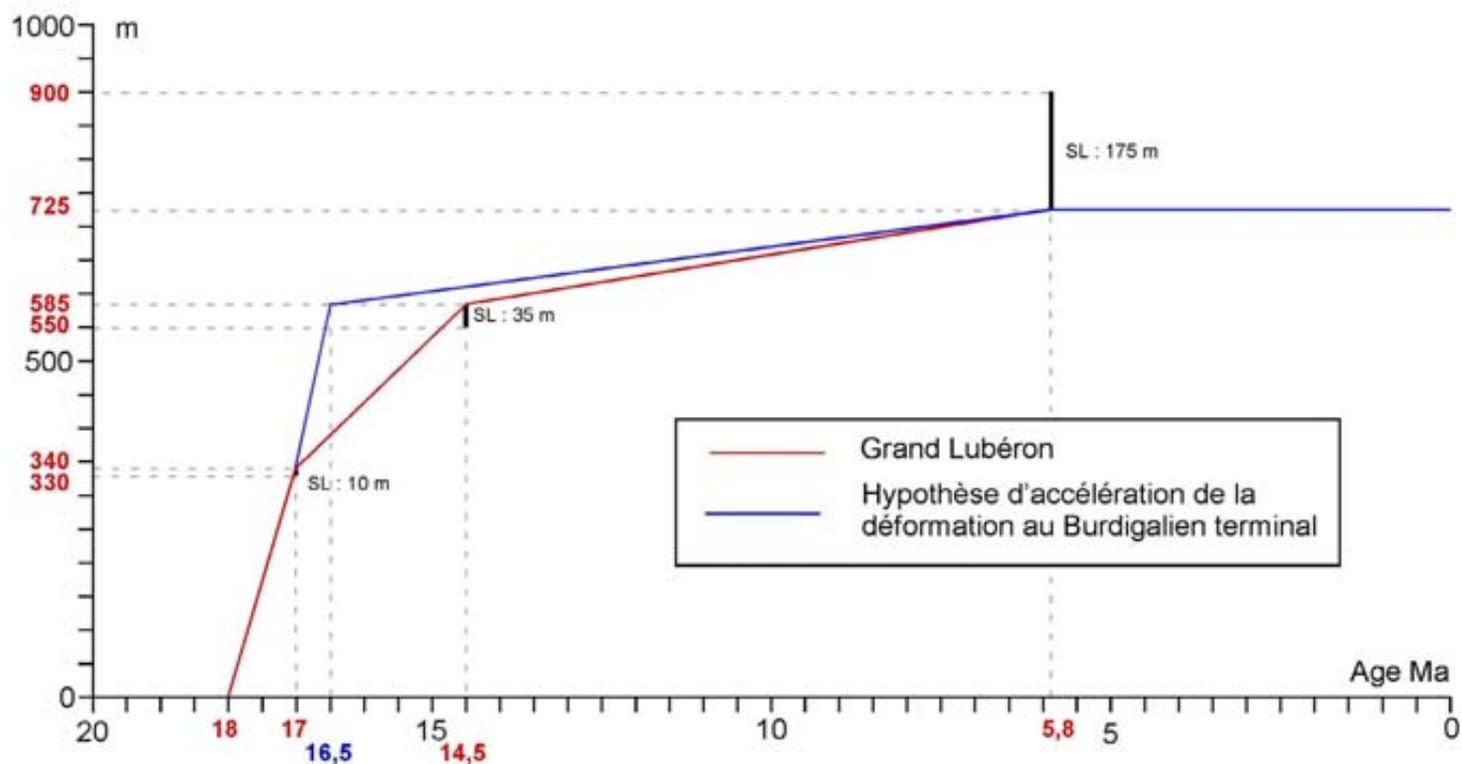
**Fig. 62a : Estimation des vitesses de surrection pour le Lubéron sensu lato (Besson, 2005)**



| Surfaces repères                   |   |         |                                  | Amplitude et vitesse de déformations   |  |  |   |   |   |  |   |  |   |
|------------------------------------|---|---------|----------------------------------|--|--|--|---|---|---|--|---|--|---|
| Nature des surfaces                | Altitude  | Age     | Niveau marin (Abreu et al. 1998) | le Petit Lubéron   |  |  |   | le Grand Lubéron  |   |  |   |  |   |
| MFS S1                             | P. Lubéron Moy : 700 m (W : 660 m E : 710 m) G. Lubéron 900 m | 18 Ma   | 175 m                            | de 18 à 17 Ma;<br>dm = 710 - 570 = 140 m;<br>soit 140 m/Ma;<br>ou 0,14 mm/an | de 18 à 14,5 Ma;<br>dm = (700 - 350) + (210 - 175) = 385 m;<br>soit 110 m/Ma;<br>ou 0,11 mm/an | de 14,5 à 17 Ma;<br>dm = (570 - 350) + (210 - 185) = 245 m;<br>soit 98 m/Ma;<br>ou 0,098 mm/an | de 18 à 5,8 Ma;<br>dm = 700 - 175 = 525 m;<br>soit 43 m/Ma;<br>ou 0,043 mm/an | de 16,5 à 5,8 Ma;<br>dm = 570 - 185 = 385 m;<br>soit 34,4 m/Ma;<br>ou 0,034 mm/an | de 14,5 à 5,8 Ma;<br>dm = 350 - 210 = 140 m;<br>soit 16,1 m/Ma;<br>ou 0,016 mm/an | de 18 à 17 Ma;<br>dm = 900 - 570 = 330 m;<br>soit 330 m/Ma;<br>ou 0,33 mm/an | de 18 à 14,5 Ma;<br>dm = (900 - 350) + (210 - 185) = 585 m;<br>soit 154 m/Ma;<br>ou 0,154 mm/an | de 14,5 à 167 Ma;<br>dm = (585 - 330) = 255 m;<br>soit 102 m/Ma;<br>ou 0,102 mm/an | de 18 à 5,8 Ma;<br>dm = 900 - 175 = 725 m;<br>soit 59,4 m/Ma;<br>ou 0,059 mm/an |
| MFS S2                             | 570 m   | 17 Ma   | 185 m                            |  |  |  |   |   |   |  |   |  |   |
| MFS S4                             | 350 m   | 14,5 Ma | 210 m                            |  |  |  |   |   |   |  |   |  |   |
| Surface d'abandon pré-évaporitique | fin de la déformation   | 5, 8 Ma |                                  |  |  |  |   |   |   |  |   |  |   |

D'après Besson (2005)

**Fig. 62b : Estimation des vitesses de surrection (Besson, 2005) : détail par secteur**



En l'absence de surface d'abrasion à 14,5 Ma préservée sur le Grand Lubéron, la déformation entre 17 Ma et 14,5 Ma est simplement estimée par différence ( $585 - 330 = 255$  m), soit 102 m/Ma, ou 0,1 mm/an.

- La surface d'abandon pré-évaporitique (datée -5,8 Ma) est une surface non déformée (Clauzon, 1984, 1996). Ceci permet d'estimer des vitesses de soulèvement pour le Lubéron entre cette surface et les autres, définies précédemment à 18, 17 et 14,5 en tenant compte des bathymétries estimées par Abreu *et al.* (1998).

Les vitesses de soulèvement obtenues sont d'environ 0,043 mm/an pour l'intervalle 18-5,8 Ma, de 0,034 pour l'intervalle 16,5-5,8 Ma, et environ 0,016 mm/an pour l'intervalle 16-5,8 Ma.

- Si l'on considère que la vitesse de soulèvement (0,045 mm/an) entre 18 et 5,8 Ma comme vitesse moyenne pour le Lubéron au cours du Miocène, on peut estimer des accélérations et décélérations au cours du temps :
  - Pour l'intervalle 18-17 Ma, on observe une accélération du soulèvement (multipliée par deux). Cette accélération est en accord avec l'arrivée de matériel détritique dans le bassin et les divergences dans le HST de S1 associées au début de l'individualisation des synclinaux.
  - Pour l'intervalle 17-14,5 Ma, si l'on considère que la déformation peut être essentiellement rapporté à l'intervalle 17-16,5 Ma (importante déformation plicative dans tout le bassin). On observe une accélération du soulèvement (multipliée par dix). Cette accélération se matérialise sur le terrain par la plus importante incision et variation de faciès enregistrée pendant le Miocène. Ce soulèvement semble généralisé et pas seulement dû au soulèvement du Lubéron
  - Pour l'intervalle 14,5-5,8 Ma, on observe une décélération (multipliée par trois). Ceci étant le soulèvement est quand même de 185 m et se matérialise très bien sur le terrain (du fait de la « continentalisation » du bassin) par la préservation de brèches de pente au front du chevauchement du Lubéron. D'après les observations de terrain, la déformation est essentiellement d'âge Tortonien (Gaudry, 1873 ; Aguilar, 1982 ; Clauzon, 1984, 1996). Il semble donc que la déformation est importante et ce, malgré des valeurs plus faibles de soulèvement. Il est donc envisageable qu'elle se soit essentiellement effectuée de façon tangentielle le long des chevauchements au front du Lubéron et de façon moindre par accommodation verticale.

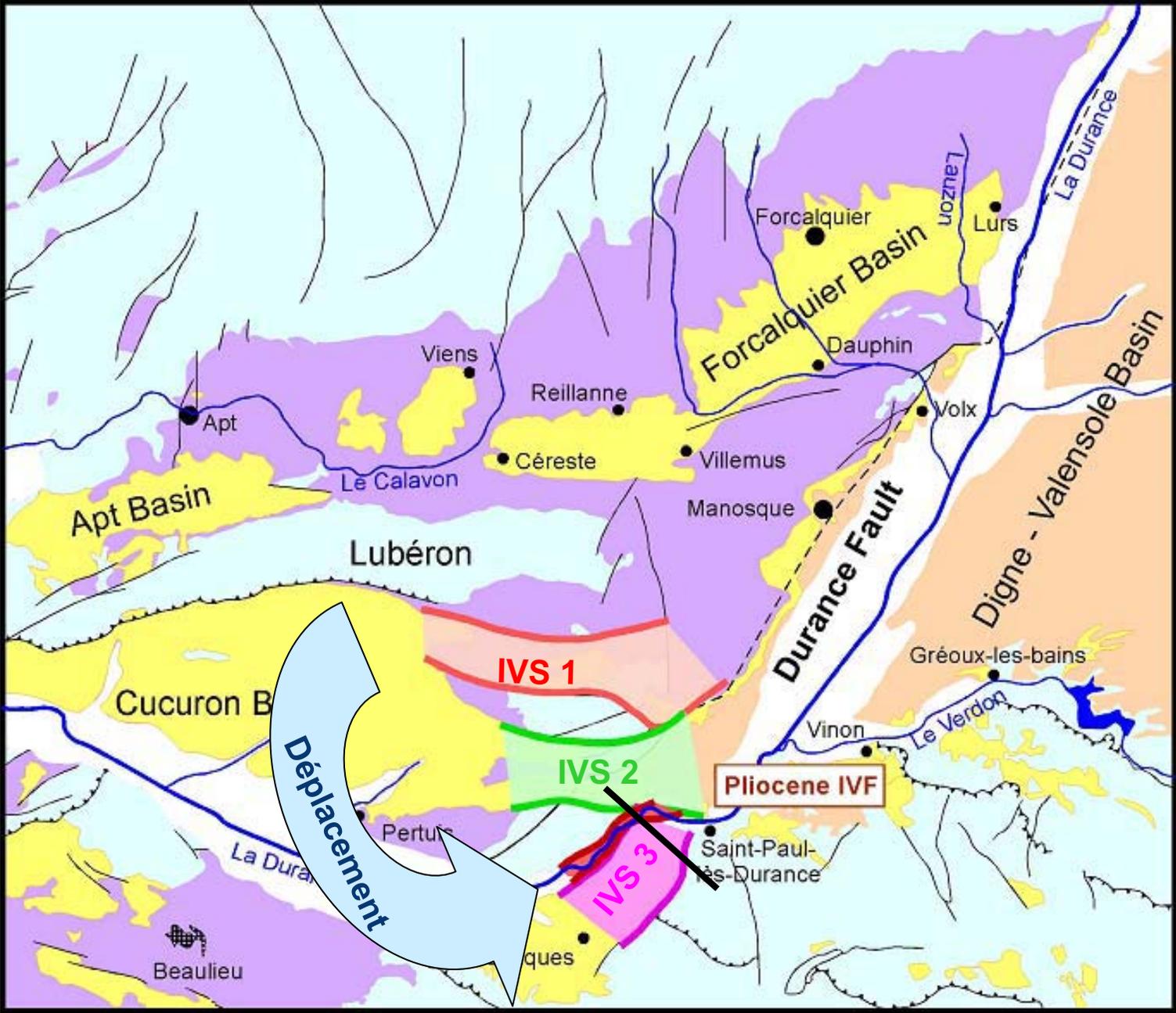
Excursions

E8/E9

10ème congrès

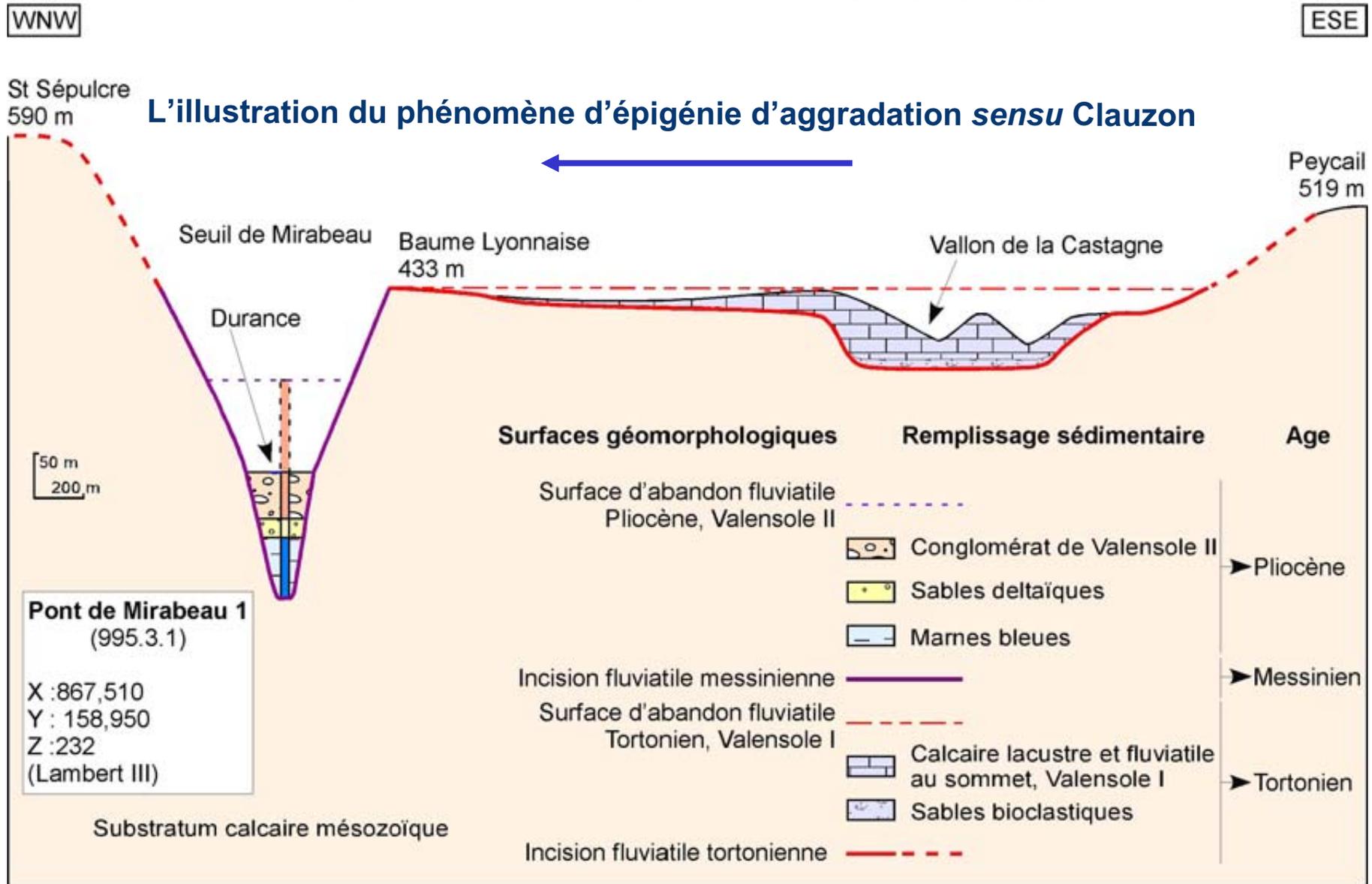
de l'ASF

**Fig. 63a : Les vallées incisées miocènes successives dans le secteur de Mirabeau au débouché du bassin de Digne-Valensole**

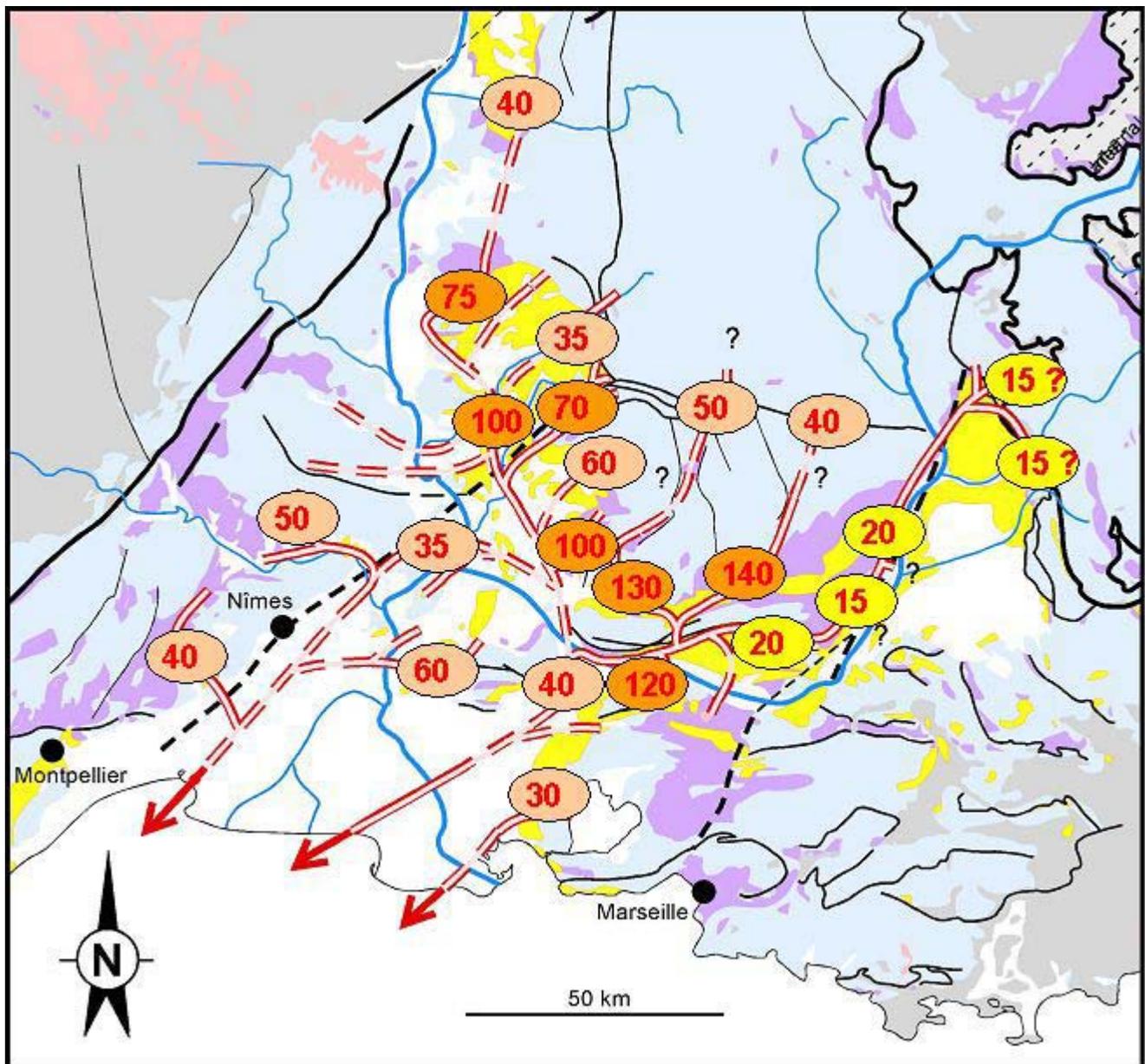


**Fig. 63b : Coupe à travers le seuil de Mirabeau montrant les incisions finimiocènes (Parize et Besson, 2003; Besson, 2005)**

Incisions successives de l'anticlinal de la Vautubière



**Fig. 64 : L'amplitude de l'incision fluviale à la base de S1**

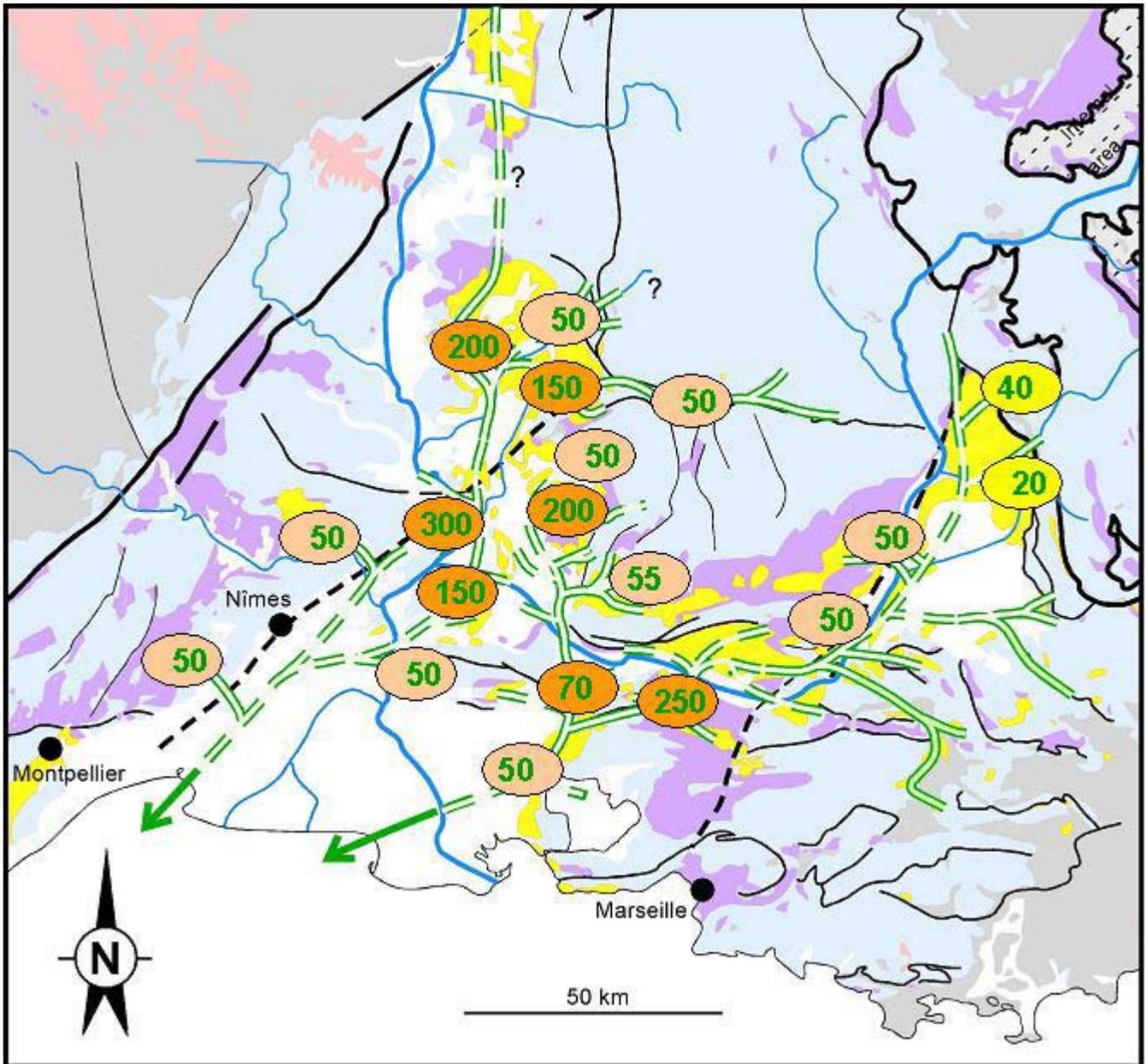


L'amplitude des incisions fluviales à la base de S1 et de S3 est localement très supérieure à l'amplitude des chutes eustatiques admises pour l'océan global.

Au passage entre l'Aquitanien et le Burdigalien, elle est un peu moins de 50 mètres.

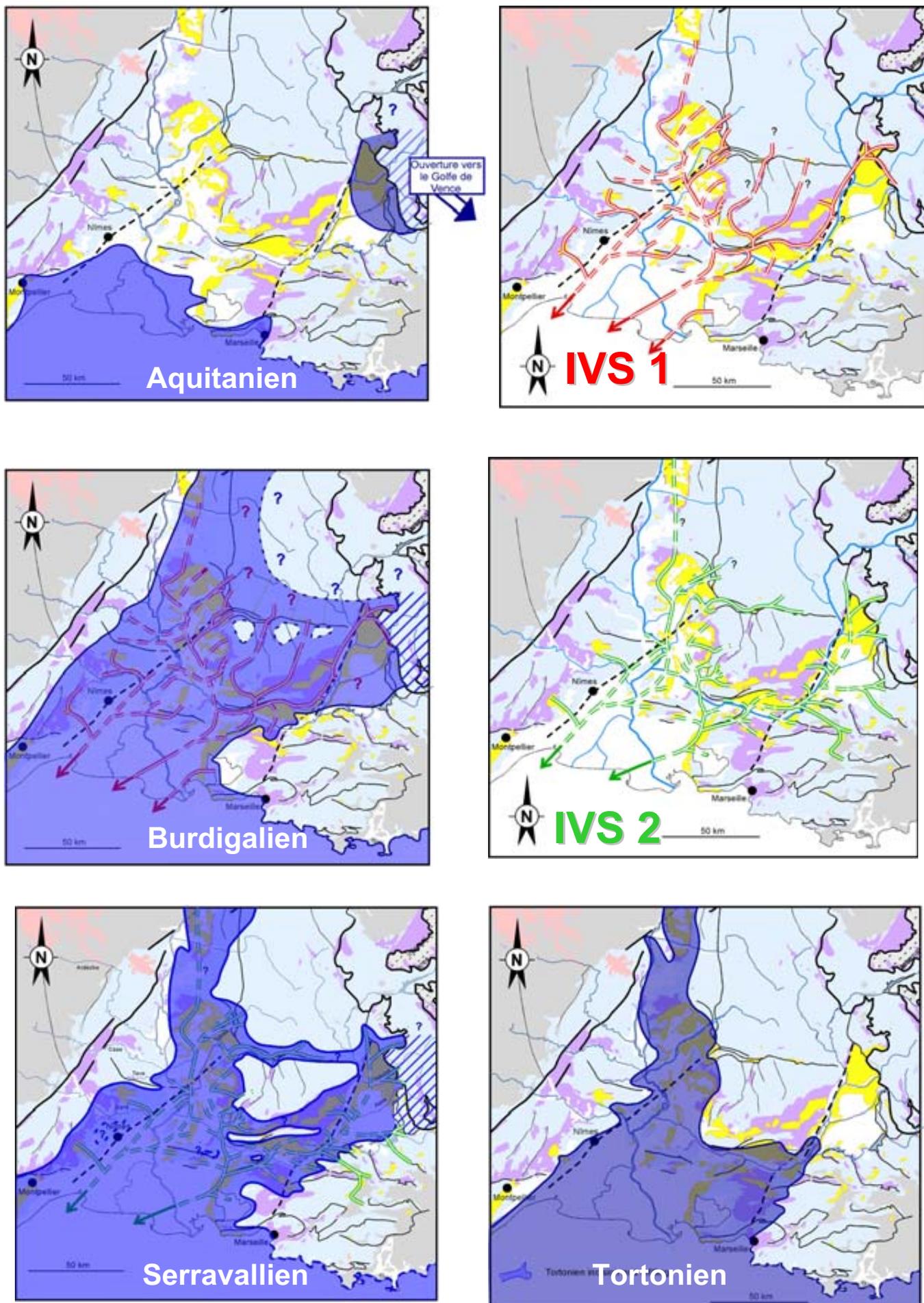
Au passage entre le Burdigalien et le Langhien, elle est un peu moins de 100 mètres.

## à la base de S3



L'amplification tectonique de ces incisions fluviales est de l'ordre de la différence entre ces valeurs mesurées dans le BMRP et l'amplitude de la chute eustatique au même moment, en prenant en compte les dernières chartes (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) et les calages biostratigraphiques disponibles (Discussions in Besson, 2005).

**Fig. 65 : Evolution paléogéographique du BMRP au Miocène**



## ***L'évolution morpho-dynamique du BMRP***

L'ampleur de l'incision aquitano-burdigalienne est fréquemment hectométrique : 140 m pour la vallée des Courennes, 145 m pour celle de Ménerbes, 100 m pour celle de Vénasque ou de Fontaine-de-Vaucluse, 100 m également pour celle de la Cèze. Elle doit certainement son origine aux variations eustatiques aquitaniennes, amplifiée par la déformation de l'avant-pays. Ce réseau fluvial est superposé et emboîté dans les dépôts oligocènes (grabens du plateau de la Cèze, de Suzette, Sault, Défends de Lamanon, Vénasque...). Son orientation est relativement conforme à celles des accidents oligocènes. Cette incision signe donc une déformation régionale de grande longueur d'onde qui peut être rapporté à une remise en compression de ce domaine à la base du Miocène. Ce premier système de vallées miocènes a déblayé préférentiellement les dépôts de l'Eocène - Oligocène et l'érosion a alors mis à nu des plans de failles : ce qui explique les nombreux contacts verticaux entre le Miocène et son substratum alors même que ces plans de faille sont perforés par des organismes lors de la transgression marine suivante. Ceci fournit une explication aux nombreuses doubles failles non actives en surface qui ont été inventoriées dans la partie méridionale du BMRP (Combes & Carbon, 1999) comme les failles de Salon – Cavaillon et celles de Pujaut.

Les nouvelles vallées intercalées dans toute la série miocène soulignent soit :

- la pérennité des réseaux de drainage et des bassins versants, leur partie amont n'étant pas toujours submergée même si le remplissage des vallées est syntectonique ;
- la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique plicative aux passages Burdigalien – Langhien et Serravallien – Tortonien (Fig. 63).

Le réseau emboîté du Burdigalien terminal (Fig. 56) est déboîté par rapport au système du Miocène inférieur. Ce déboîtement qui n'a pas été mis en évidence dans le cas du système fluvial aquitano-burdigalien, signe une déformation plicative de plus courte longueur d'onde. Ce deuxième réseau est en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales de Provence septentrionale. Notons que cette déformation plicative est enregistrée auparavant par la migration des dépôts centres du Miocène inférieur et ce dès le comblement de la première vallée incisée du Burdigalien.

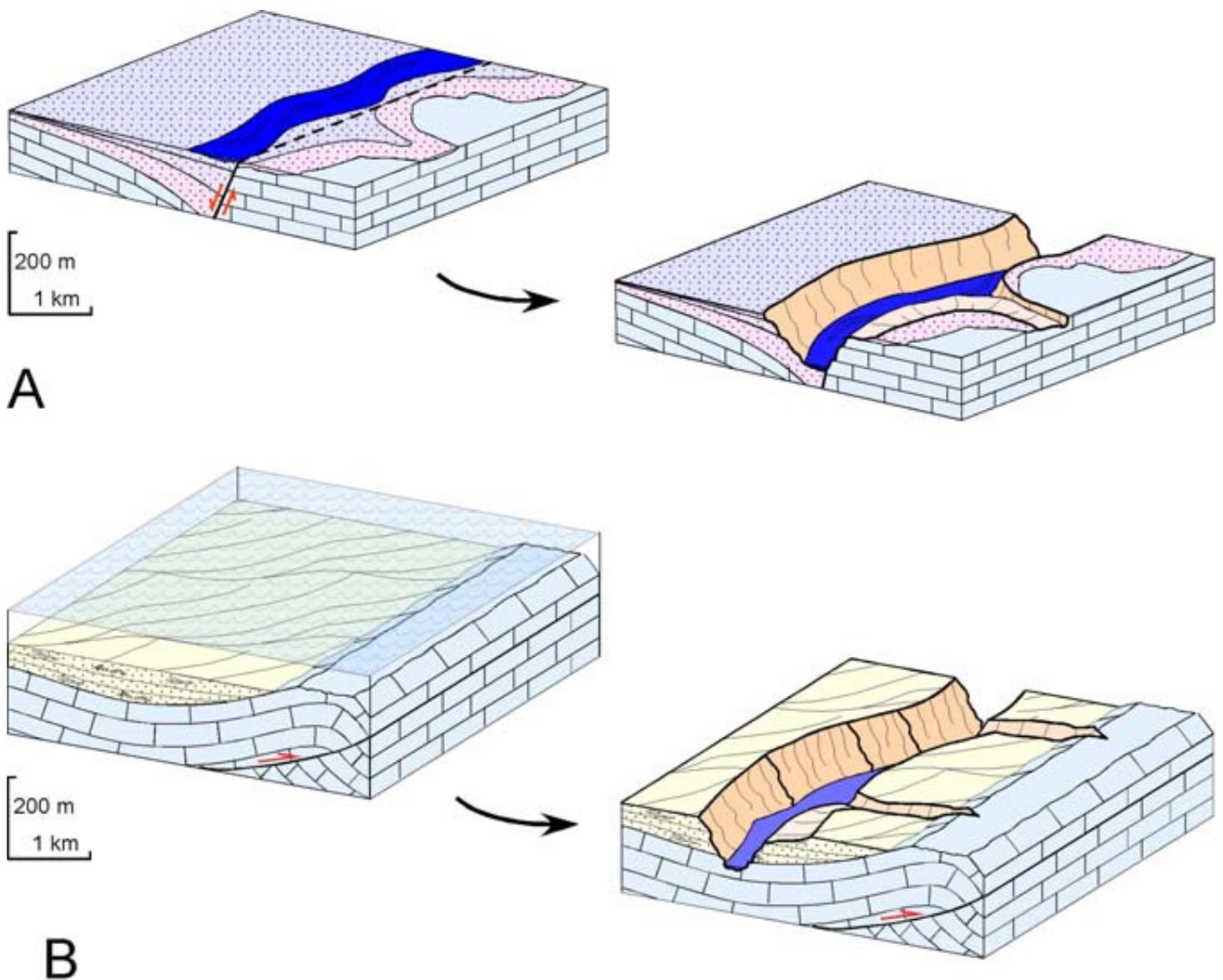
L'ampleur de l'emboîtement de ce deuxième réseau (Fig. 64) est pluri-hectométrique, atteignant de 300 mètres dans le secteur d'Avignon. Cette ampleur de cette érosion finiburdigalienne implique nécessairement d'autres mécanismes que la chute du niveau marin du Burdigalien terminal.

A l'échelle régionale, le contexte géodynamique au Miocène inférieur est contrôlé au Sud par l'ouverture du bassin liguro-provençal et à l'Est et au Nord par la déformation alpine. Au Burdigalien supérieur, le ralentissement puis l'arrêt de l'accrétion océanique dans le bassin liguro-provençal et de la rotation associée de la microplaque Corse-Sardaigne (Gattacceca, 2001) modifie les conditions aux limites méridionales du BMRP. La persistance de la propagation de la déformation alpine peut alors induire une mise en compression du BMRP. En l'absence d'importants chevauchements miocènes en Provence, cette mise en compression s'accompagnerait de mouvements verticaux.

La compression alpine pourrait ne pas être seule en cause.

Une analyse des valeurs de la surrection montre à quelques exceptions près, une disposition radiaire par rapport au front alpin à la fois pour le Miocène inférieur et le Miocène moyen (Fig. 64). Ceci tend à valider les hypothèses de Rubino et Clauzon (1997) sur

## Fig. 66 : Contrôle structural et topographique sur la localisation des vallées incisées par les structures pyrénéo-provençales



A) Exemple du contrôle structural "aérien" lors de l'incision aquitano-burdigalienne. La plupart des accidents pyrénéo-provençaux ont eu un rejeu normal à l'Oligocène et ont contrôlé la localisation des systèmes fluviaux. L'incision fluviale aquitano-burdigalienne s'est donc tout naturellement incisée le long ou à proximité de ces accidents.

B) Exemple du contrôle topographique « sous-marin » lors de l'incision du Burdigalien supérieur. Les systèmes de vallées du Miocène Moyen sont eux en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales. Cette localisation peut s'expliquer par un contrôle morpho-tectonique. En effet la séquence du Burdigalien supérieur (S2) qui précède l'incision a migré dans l'axe des synclinaux en cours de formation (la vallée du Miocène inférieur étant comblée). La déformation s'accroissant, le maximum de bathymétrie se situe dans l'axe des synclinaux, ce qui va donc contrôler le positionnement de la vallée lors de la chute du niveau marin relatif.

l'importance de la surrection du bourelet périphérique de l'avant pays, même s'il faut inévitablement combiner cet effet avec des déformations locales induites par la compression évoquée précédemment pour atteindre les maxima de la base du Miocène moyen.

La migration vers le sud des réseaux de drainage et des dépôts centre de Provence méridionale pourrait être mise en relation avec une subsidence thermique tardive de la marge du golfe du Lion (du Serravallien au Tortonien).

La divergence des réseaux en étoile autour du massif crétacé Ventoux – Lure est directement lié à la surrection de ce « panneau de couverture nord-provençale » *sensu* Villegier (1984). Au Burdigalien terminal, les Alpilles, la chaîne des Costes, le Lubéron, la bordure orientale du massif central et le Vercors deviennent des zones hautes i.e. des barrières morphologiques, et vont le rester. D'une façon générale, à l'échelle du BMRP, cet évènement tectonique marque l'apparition des reliefs et l'individualisation des sous-bassins tels que nous les connaissons actuellement : Avignon, Carpentras, Cucuron, Digne-Valensole, Valréas, Valence.

Les réseaux du Miocène supérieur, du Messinien et du Quaternaire vont continuer à réagir à la déformation du tréfonds de la même façon. Les réseaux seront déboîtés dans les zones les plus subsidentes, *i.e.* les sous bassins ; au contraire ils seront superposés et emboîtés dans les zones non subsidentes car il ne leur sera pas possible d'y profiter d'une épigénie.

**L'évolution paléogéographique du BMRP au cours du Miocène est résumée sur la Figure 65.**

**Les relations entre la localisation des dépôt-centres, des vallées incisées et les zones tectoniques peuvent être synthétisés par trois schémas (Fig. 66, 67 et 68) qui traduisent les interactions entre variations relatives du niveau de base et déformation.**

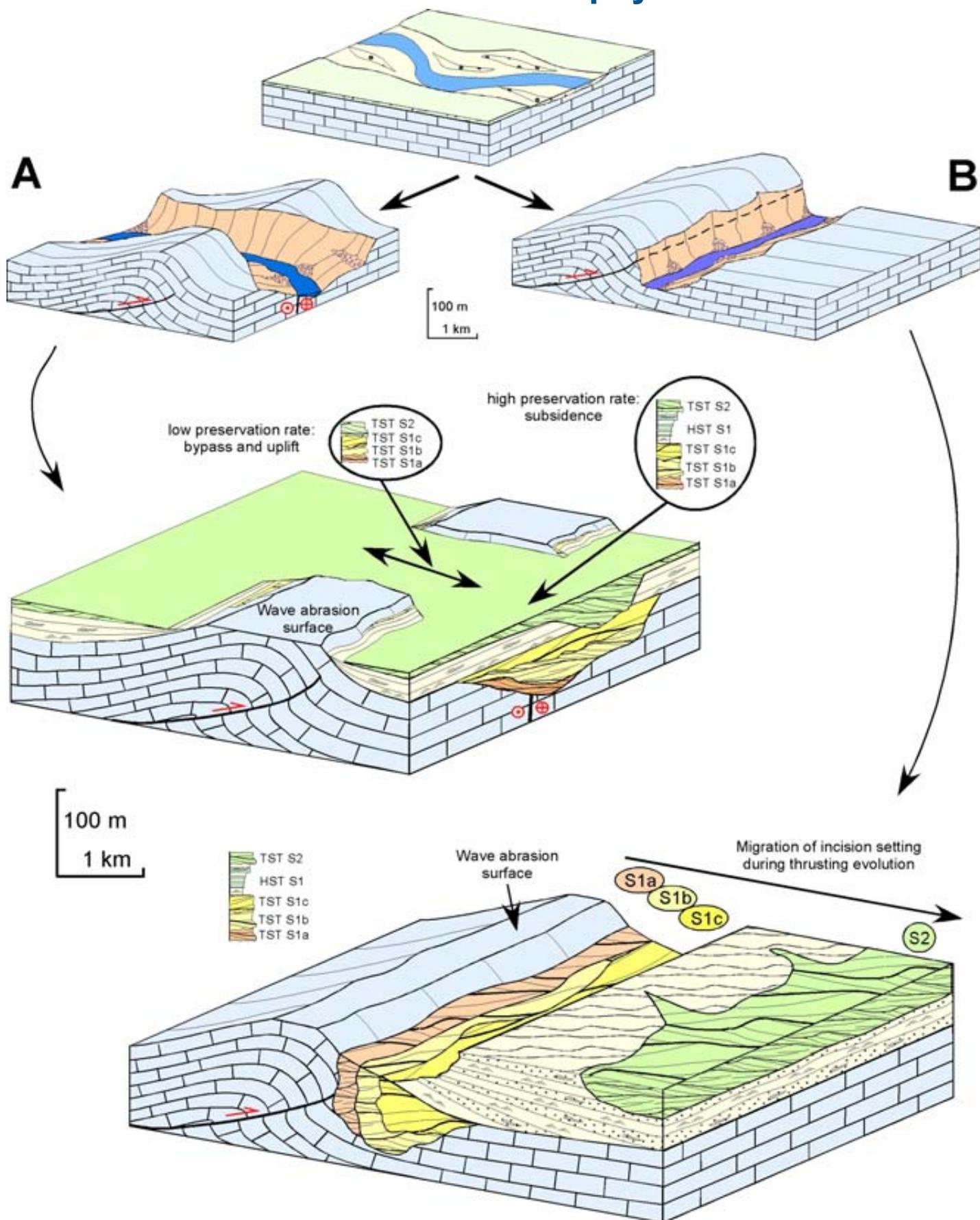
L'architecture des dépôts du Plio-Quaternaire a toujours été analysée comme résultant principalement des variations eustatiques et, en opposition, celle des dépôts miocènes comme contrôlée par la tectonique alpine. L'inventaire des réseaux de drainage miocène montre au contraire que les effets de chute du niveau de base ont conditionné la répartition des dépôts tout au long du Miocène.

### ***Relations entre le BMRP et le Golfe du Lion***

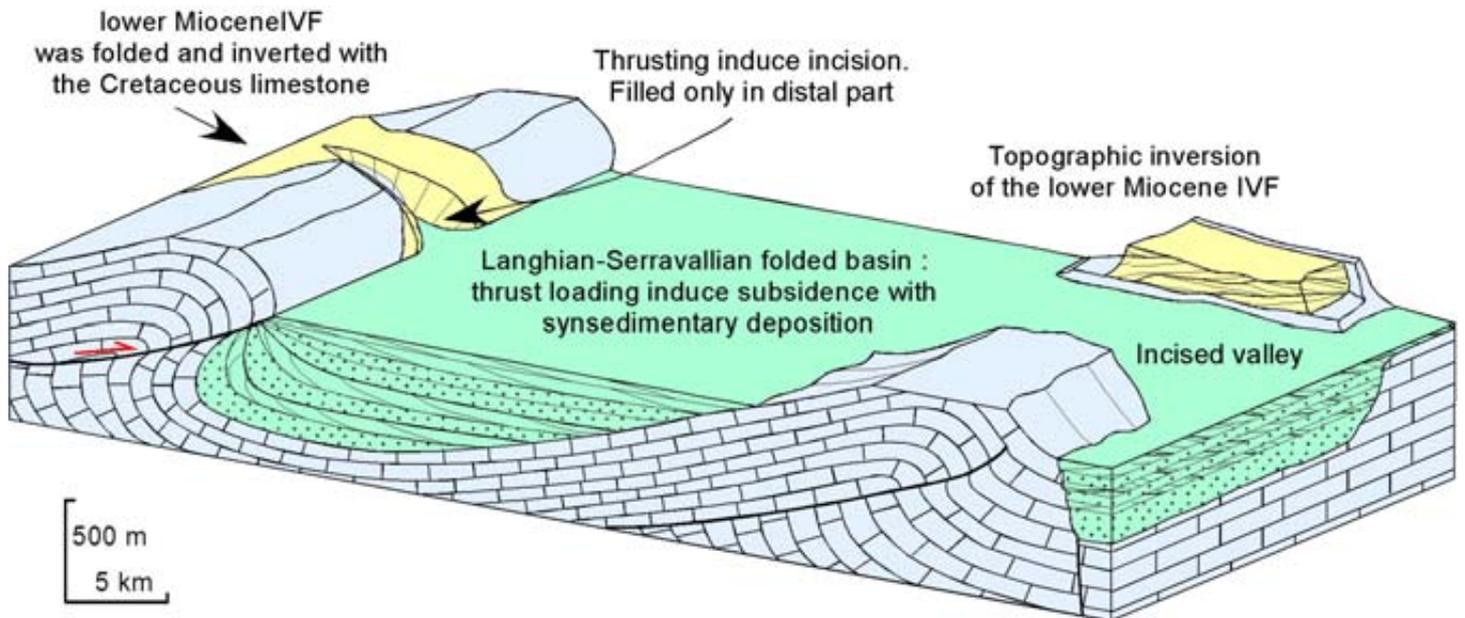
L'objectif de cette excursion est double.

1. D'une part il s'agit de tester la validité du découpage séquentiel du BMRP dans le Golfe du Lion dont il est l'exutoire. Une proposition est ainsi faite pour le passage entre le Burdigalien et le Langhien (Fig. 69).
2. D'autre part, il faut rechercher tous les cortèges de bas niveaux manquants (ou très peu exprimés) dans le BMRP où, lors des phases de chute, il n'y a que du transit fluvial et de l'érosion (exception des zones particulièrement subsidentes). Les travaux préliminaires de K. Charvin sur les lignes TGS NOPEC (Fig. 70) et ceux de F. Bache sur la partie située dans *l'off shore* conventionnel laissent entrevoir des possibilités certaines.

**Fig. 67 : Représentation schématique des relations entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et les structures tectoniques plicatives du bassin d'avant-pays.**

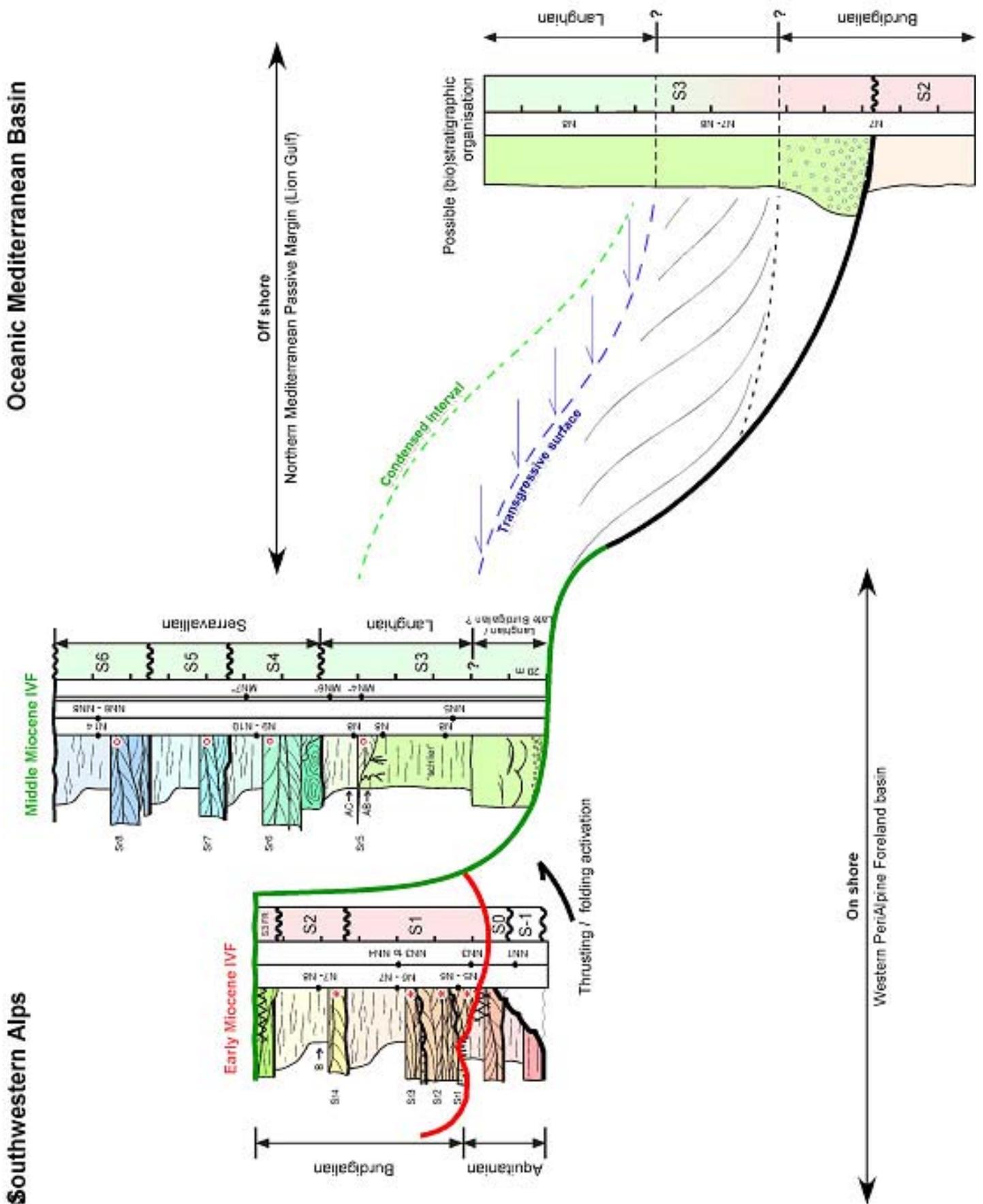


## Fig. 68 : Représentation schématique des relations entre les vallées incisées à la base du Miocène moyen et l'évolution tectonique du bassin d'avant-pays alpin.

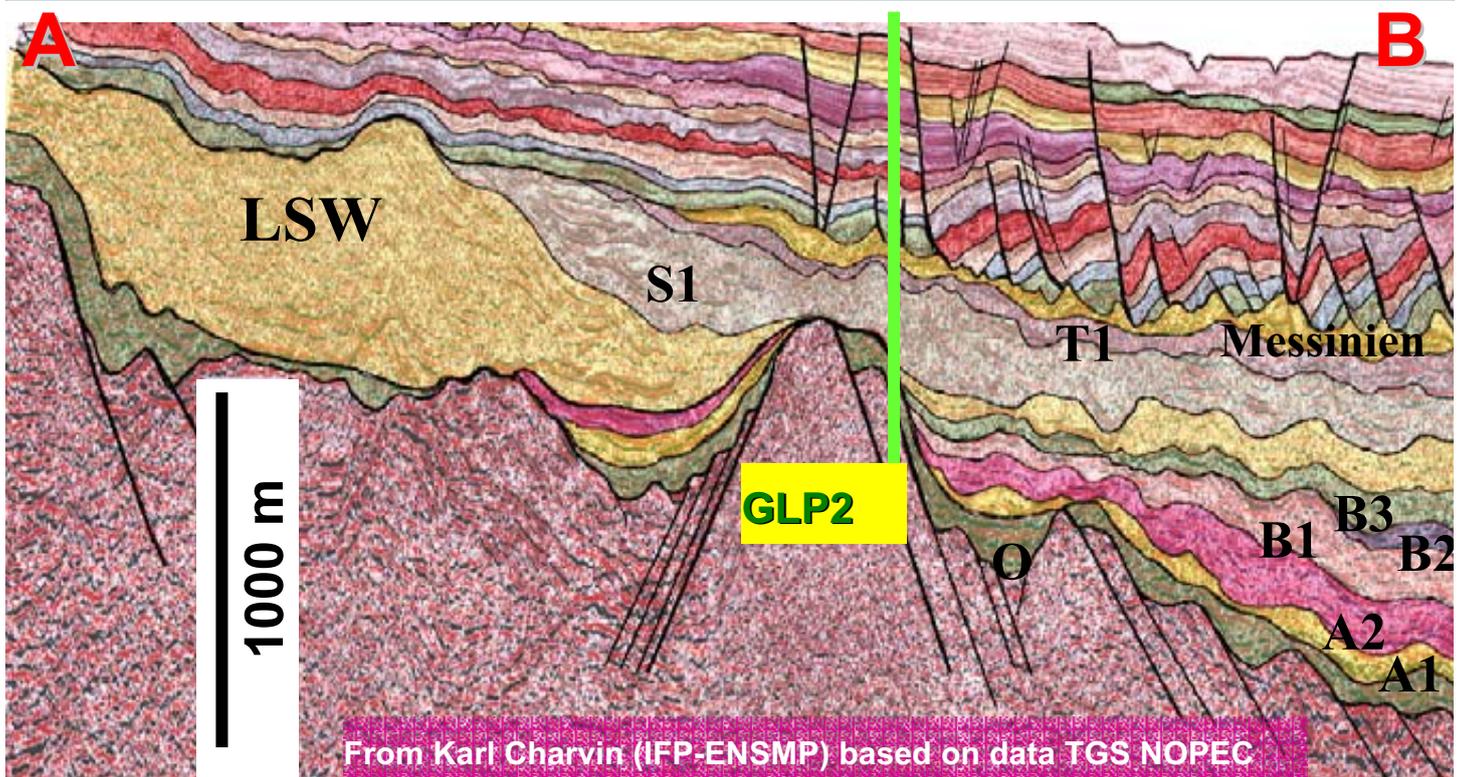
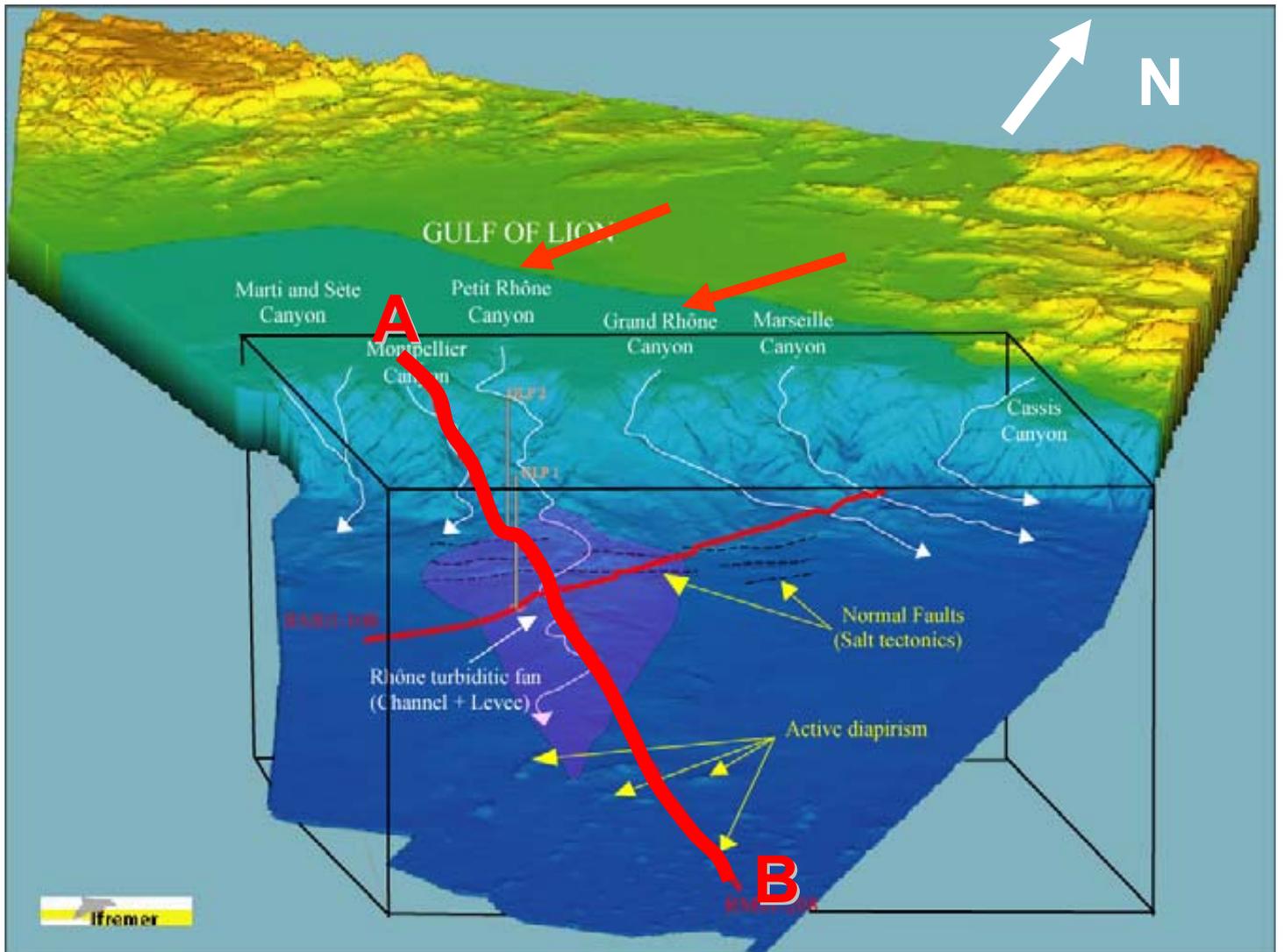


La tectonique plicative liée à la réactivation des accidents pyrénéo-provençaux et les mouvements verticaux associés à la compression conduisent à une très forte amplification de la chute relative du niveau marin à la transition du Burdigalien-Langhien et à la mise en place d'un réseau de vallées incisées. Cette phase de compression à la base du Langhien conduit à une inversion topographique des dépôts du Miocène inférieur par rapport à ceux du Miocène moyen qui se retrouvent emboîtés au sein des dépôts miocènes et même régulièrement emboîtés au sein du substratum éo-oligocène et/ou crétacé. Pendant le Miocène moyen (Langhien et Serravallien) les différents sous-bassins qui s'individualisent de part et d'autre des structures se comblent progressivement. Les divergences syn-sédimentaires au sein de ces remplissages (notamment entre les trois séquences de dépôt serravalliennes) témoignent d'une déformation continue pendant le Miocène moyen.

**Fig. 69 : Proposition d'une corrélation *on shore* et *off shore* au passage Burdigalien - Langhien**



**Fig. 70 : Identification d'un prisme de bas niveau marin sur la marge du golfe du Lion**



# Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

## Références

- J.-P. Aguilar, G. Clauzon, A. de Goër de Herve, H. Maluski, J. Michaux, J.-L. Welcomme (1996) The MN3 fossil mammal-bearing locality of Beaulieu (France): Biochronology, radiometric dating and lower age limit of the Early Neogene renewal of the mammalian fauna in Europe. *Newsl. Stratigr.*, 34, 177-191.
- G.P. Allen (1991) Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems, in D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani, eds., *Clastic tidal sedimentology*, *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 16, 29-40.
- R. ANGLADA (1971) – Sur la position du datum à *Globigerinoides* (Foraminifera), la zone N4 (Blow, 1967) et la limite oligo-miocène en Méditerranée – *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 272, p. 1067-1070.
- R. ANGLADA (1971) – Sur la limite Aquitainien-Burdigalien, sa place à l'échelle des Foraminifères planctoniques et sa signification dans le Sud-Est de la France – *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 272, p. 1948-1951.
- G.W. Ardies, R.W. Dalrymple, B.A. Zaitlin (2002) Controls on the Geometry of Incised Valleys in the Basal Quartz Unit (Lower Cretaceous), Western Canada *Sedimentary Journal of Sedimentary Research*, 72, 602-618.
- A. Benedicto Esteban (1996) Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe de Lion (partie Nord), Sud-Est France, Thèse Doct. Geol. Univ. Montpellier 2, 234 p.
- M. Bessedik (1981) Une mangrove à *Avicennia* L. en Méditerranée occidentale au Miocène inférieur et moyen. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, 2, 469-472.
- M. Bessedik (1985) Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. Thèse Doct. Geol. Univ. Montpellier 2, 162 p.
- D. Besson (2000) Analyse géométrique quantitative d'un système de vallées incisées : Les paléovallées à remplissage miocène de Saumane et Fontaine-de-Vaucluse. *Rapp. DEA ENS Mines de Paris*, 60p.
- D. Besson (2001) Stratigraphie isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les séries miocènes du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France : Intérêt et limitation de la méthode, *Rapp. ENS Mines de Paris*, 55 p.
- D. Besson (2005) Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, S.E. France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, Thèse Doct. Géol. ENS Mines de Paris. *Mém. Sci. Terre ENS Mines de Paris*, à paraître

- D. Besson, G. Clauzon, R. Couëffé, Y. Dexcoté, S. Ferry, G. Jiménez-Moreno, O. Parize, J.-L. Rubino, J.-P. Suc, B. Tessier (2002) Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal, livret-guide excursion congrès international « Strati 2002, Lyon », Publ. sp. Soc. Géol. France (en dépôt à la Société géologique de France), 162 p.
- D. Besson, O. Parize, J.-L. Rubino, J.-P. Aguilar, M.-P. Aubry, B. Beaudoin, W.A. Berggren, G. Clauzon, Ph. Crumeyrolle, Y. Dexcoté, N. Fiet, S. Iaccarino, G. Jiménez-Moreno, C. Laporte Galaa, J. Michaux, K. von Salis, J.-P. Suc, J.-Y. Reynaud, R. Wernli (2005) Un réseau fluvial d'âge burdigalien terminal dans le sud-est de la France : remplissage, extension, âge, implications. C. R. Geosciences, sous presse
- V.J. Champan édit. (1977) Ecosystems of the world 1. Wet coastal ecosystems. Elsevier, 428 p.
- J.-J. Châteauneuf (1972) Etude palynologique. In « Contribution à l'étude de l'quitaniens. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouchez-du-Rhône, France) », Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2, 1, 4, 19-28.
- G. Clauzon (1973) The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley, Deep Sea Drill. Proj., Initial Rep., Washington, 13, Part 2, 1251-1256.
- G. Clauzon (1979) Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 29, 15-40.
- G. Clauzon (1982) Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bull. Soc. Géol. France, 24, 597-610.
- G. Clauzon (1990) Génèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Travaux Univ. Aix-Marseille, 19, 78 pp.
- G. Clauzon, J.-P. Aguilar, J. Michaux (1989) Relation temps – sédimentation dans le Néogène méditerranéen français, Bull. Soc. Géol. France 5, 361-372.
- Ch. Combaluzier (1932) Le Miocène de basse provence
- Ph. Combes, D. Carbon (1999) Néotectonique et sismicité du Gard Rhodanien, In : Etude du Gard Rhodanien, Actes Journées Sci. ANDRA, EDP Sciences Publ., Les Ulis, 93-114.
- Comité des Techniciens de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel (1986) Corps sédimentaires, exemples sismiques et diagraphiques, Editions Technip, Paris, 349 p.
- Ph. Crumeyrolle, J.-L. Rubino, G. Clauzon (1991) Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle, in D.I.M. Macdonald (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins, Int. Ass. Sediment. Sp. Publ. 12, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 373-390.
- R.W. Dalrymple, B.A. Zaitlin, R. Boyd (1992) Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications, J. Sediment. Petr. 62, 1130-1146.

- R.W. Dalrymple, D. Besson, O. Parize, N. James, J.-L. Rubino (2004) Scheldt-like, incised-valley estuarine Deposit in the Miocene of SE France: Tidalites-2004, Inter. Conf. On Tidal Sedimentology, 4 p.
- G. Demarcq (1962) Étude stratigraphique du Miocène rhodanien, Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris, Mém. Bur. Rech. Geol. Min. Orléans 61 (1970) 257 p.
- G. Demarcq, J. Perriaux (coord.) *et al.* (1984) Néogène *in* S. Debrand-Passard *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France : Stratigraphie et paléogéographie. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 125, 469-519
- F. DEMORY, CONÉSA G, BORGOVINI R., RUBINO J.L., THOUVENY N., & M. (2005) Magnétostratigraphie de la série marine d'âge Oligo-Miocène inférieur du littoral de La Nerthe (ouest Marseille) Abstract Congrès ASF Giens, ASP Public ; N° p. \*\*\*\*\*
- Ch. Depéret (1892) Note sur la classification et le parallélisme du système miocène, Bull. Soc. Géol. France 19, 170-266.
- Y. Dexcoté (2001) Architecture et évolutions des faciès des séquences de dépôts du Miocène de basse Provence, Dipl. Et. Approf. ENSMP, UPMC, ENSPM, Rapport TOTAL, 45 p.
- P. Dubois, R. Curnelle (1978) Résultats apportés par le forage Les Mées 1 sur le plateau de Valensole, C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. 7, 181-184.
- S. Fauquette, J.-P. Suc, A. Bertini, S.-M. Popescu, S. Warny, N. Bachiri Taoufiq, M.-J. Perez Villa, H. Chikhi, D. Subally, N. Feddi, G. Clauzon, J. Ferrier (sous presse) How much did the climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- J. Gattacceca (2001) Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. Thèse Doct. Géol. E.N.S. des Mines de Paris. Mémoire Sc. Terre E.N.S. des Mines de Paris 41, 299 p.
- K.A. Giles, W.R. Dickison (1995) The interplay of eustasy and lithospheric flexure in forming stratigraphic sequences in foreland settings: an example from the Antler foreland, Nevada Utah, in :Stratigraphic evolution of foreland Basins, SEPM Sp. Publ. 52, edited by S. Dorobek, S.L. Ross & G.M. Steven, pp.187-210.
- M. Gignoux (1960) Géologie stratigraphique, 5<sup>ème</sup> édition, Masson éditeurs, 759 p.
- P. Gigot, C. Grandjacquet, D. Haccard (1974) Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène, Bull. Soc. Géol. France 16, 128-139.
- Groupe Géoprospective (1999) Les enseignements de la crise “fini-messinienne”, In : Etude du Gard Rhodanien, Actes Journées Scientifiques ANDRA, 115-135, EDP Sciences Publ., Les Ulis.
- D. Haccard, B. Beaudoin, P. Gigot, M. Jorda (1989) Carte géologique détaillée de la France à 1 : 50.000°, feuille La Javie, 1ère édition. B.R.G.M., Orléans. Carte et notice, 152 p.

- J. Hardenbol, J. Thierry, M.B. Farley, T. Jacquin, P.C. de Graciansky, P.R. Vail (1998) Cenozoic Sequence Chronostratigraphy, in : P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (Ed.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Soc. Econ. Petrol. Mineral. Sp. Pub. 60, Chart.
- G. Jiménez-Moreno (2005) Utilización del análisis polínico para la reconstrucción de la vegetación, clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo del arco alpino en europeo durante el Mioceno (21-8 m.a.), Thèse Univ. Grenade et Lyon 1, 311 p.
- G. Jiménez Moreno, S. Iaccarino, J.-L. Rubino (2002) Miocene of the Berre Lagoon area (Southern France): Palynology and biostratigraphy, Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon 156, 135-136.
- A. Lees, A.T. Bullers (1972) Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Elsevier Publishing Company, Marine Geology, 13, 67-73
- J.-L. Lesueur, J.-L. Rubino, M. Giraudmaillot (1990) Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien, Bull. Soc. Géol. France 6, 49-65.
- K.G. Miller, M. Feigenson, J.D. Wright, B. Clement (1991) Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution, Paleooceanography 6, 33-52.
- C. Montenat, P. Barrier, L. Garnier (2001) La sédimentation miocène au Nord des massifs de Ventoux – Lure (Chaînes subalpines méridionale). Géologie de la France, 3, 3-32
- D. NURY (1987 et 1990) – L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques – *Thèse d'Etat, Univ. De Provence*, et *Doc. BRGM, Orléans*, 163, p. 1-411.
- O. Parize, J.-P. Aguilar, D. Besson, G. Clauzon, Ph. Crumeyrolle, J.-L. Rubino (soumis) Commentaire de l'article de Renaud Couëffé et Olivier Maridet, Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE France): Implications stratigraphiques et tectoniques, *Eclog. Geol. Helv.* 96 (2) (2003) 197-207 », *Eclog. Geol. Helv.* (soumis).
- O. Parize, D. Besson (2003) Emboîtement/déboîtement de réseaux fluviaux successifs au Miocène : Implications sur l'histoire géodynamique de l'Ouest européen. - Journée MINANDRA 2003, Ecole des Mines/ANDRA, 31-34.
- O. Parize, D. Besson, J.-L. Rubino (2003) Dans le bassin miocène rhodano-provençal, l'ampleur de l'érosion fluviale à la base du Miocène moyen est-elle relevable d'une seule amplification tectonique ? *Publ. Assoc. Sédiment. Fr.* 38, 384-385.
- O. Parize, J.L. Rubino, D. Besson, G. Clauzon, J. Colson, B. Dalrymple, C. Javaux, C. Laporte Galaa, J.-M. Villain, H. Soudet (2001) Architecture and internal organization of bioclastic sandbodies infilling incised valley fill complexes in the Miocene Carpentras – Avignon basins, field-trip guide book international meeting « Anatomy of carbonate bodies, Marseille 2001 », *Rapp. Total - ENS Mines de Paris* (en dépôt à la Société géologique de France), 40 p.

- O. Parize, J.L. Rubino, C. Javaux (1997) Architecture et géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au sud-est du bassin de Carpentras. *Publ. ASF* 27, 215-216.
- J.P. Peulvast, E. Baroux, O. Bellier, M. Sébrier (1999) Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France): apports de la géomorphologie structurale, *Géomorphol. Relief Process. Environ.* 4, 327-358.
- A.G. Plint, J.A. Wadsworth (2003) Sedimentology and palaeogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, western Canada Foreland Basin: implications for mid-Cretaceous sea-level changes. *Sedimentology* 50, 1147-1186.
- H.W. Posamentier, G.P. Allen (1993) Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins: *Geology*, 21, 455-458.
- H.W. Posamentier, G.P. Allen (1999) Siliciclastic sequence stratigraphy – Concepts and applications, *Soc. Econ. Petrol. Mineral. Concepts in sedimentology and paleontology* 7, 210 p.
- S. Pouyet, G. Carbonnel, G. Demarcq (1997) The Burdigalian historical stratotype in the Rhodanian area, in: A. Montanari, G.S. Odin, R. Coccioni (Ed.), *Miocene Stratigraphy – An integrated approach, Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 15, Elsevier, Amsterdam, pp. 25-32.
- J.-Y. Reynaud, R.W. Dalrymple, E. Vennin, O. Parize, D. Besson, J.-L. Rubino (sous presse) A Miocene clastic carbonate flood-tidal delta, Uzès basin, SE France. *J. Sed. Res.*
- J.-L. Rubino, J.-L. Lesueur, L. Guy, G. Clauzon (1990) Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. *Stratigraphie séquentielle et sédimentologie*, *Publ. Sp. Assoc. Sédim. Fr.*, 67 p.
- J.-L. Rubino, O. Parize, C. Javaux, C. Laporte Galaa, V. Delhaye Prat, G. Clauzon, O. Fonta (1997) Modalités de la transgression Miocène à la périphérie du bassin de Carpentras. Influence de la tectonique, *Résumé Cong. ASF*, Montpellier, *Publ. ASF*, Paris, 27, 239-24
- J.-L. Rubino, Parize O, Clauzon G, Dexcote Y, Borgovini R., Cornée JJ., Besson D. (2003) Use of Depositional sequences within the Second order Neogene transgressive-regressive cycles to constrain Provence basin (S-E France) *Geodynamic evolution, AAPG Barcelona conference*, abstract p. \*\*\*\*
- M. Schuler, C. Sittler (1976) Données paléoclimatiques à l'aube des temps néogènes en Haute Provence (France). *Géol. Médit.*, 3, 3, 155-160.
- L. Simone, G. Carannante (1988) The fate of foramol (“temperate-type”) carbonate platforms, *Sedimentary Geology* 60, 347-354
- A. Schlupp, G. Clauzon, J.-Ph. Avouac (2001) Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 697-711
- J.-P. Suc (1984) Origin and evolution of the mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 429-432.

- J.-P. Suc, A. Drivaliari (1991) Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments. An exemple from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 70: 247-253.
- J.-P. Suc, S. Fauquette, S.-M. Popescu (2004) L'investigation palynologique du Cénozoïque passe par les herbiers. Actes du Colloque « Les herbiers : un outil d'avenir. Tradition et modernité », Villeurbanne. Edit. Ass. Fr. pour la Conservation des Espèces végétales, Nancy, 67-87.
- P.R. Vail, F. Audemard, S.A. Bowman, P.N. Eisner, C. Perez-Cruz (1991) The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology : an Overview. Einsele & al., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, 617-659, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- M. Villegier (1984) Évolution du panneau de couverture Nord-provençal (Mont-Ventoux-Lubéron, moyenne Durance). Thèse Doct. III cycle, Univ. Orsay-Paris XI, 200 p.
- C.W. Wang (1961) The forests of China with a Survey of grassland and desert vegetation. Maria Moors Cabot Foundation, 5, Cambridge (Massachusetts), 313 p.
- B.A. Zaitlin, R.W. Dalrymple, R. Boyd (1994) The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea-level change, in R.W. Dalrymple, R. Boyd, and B.A. Zaitlin, eds., *Incised valley systems: origin and sedimentary sequences*, SEPM, Spec. Publ. 51, 45-60.

# Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

## Notes personnelles

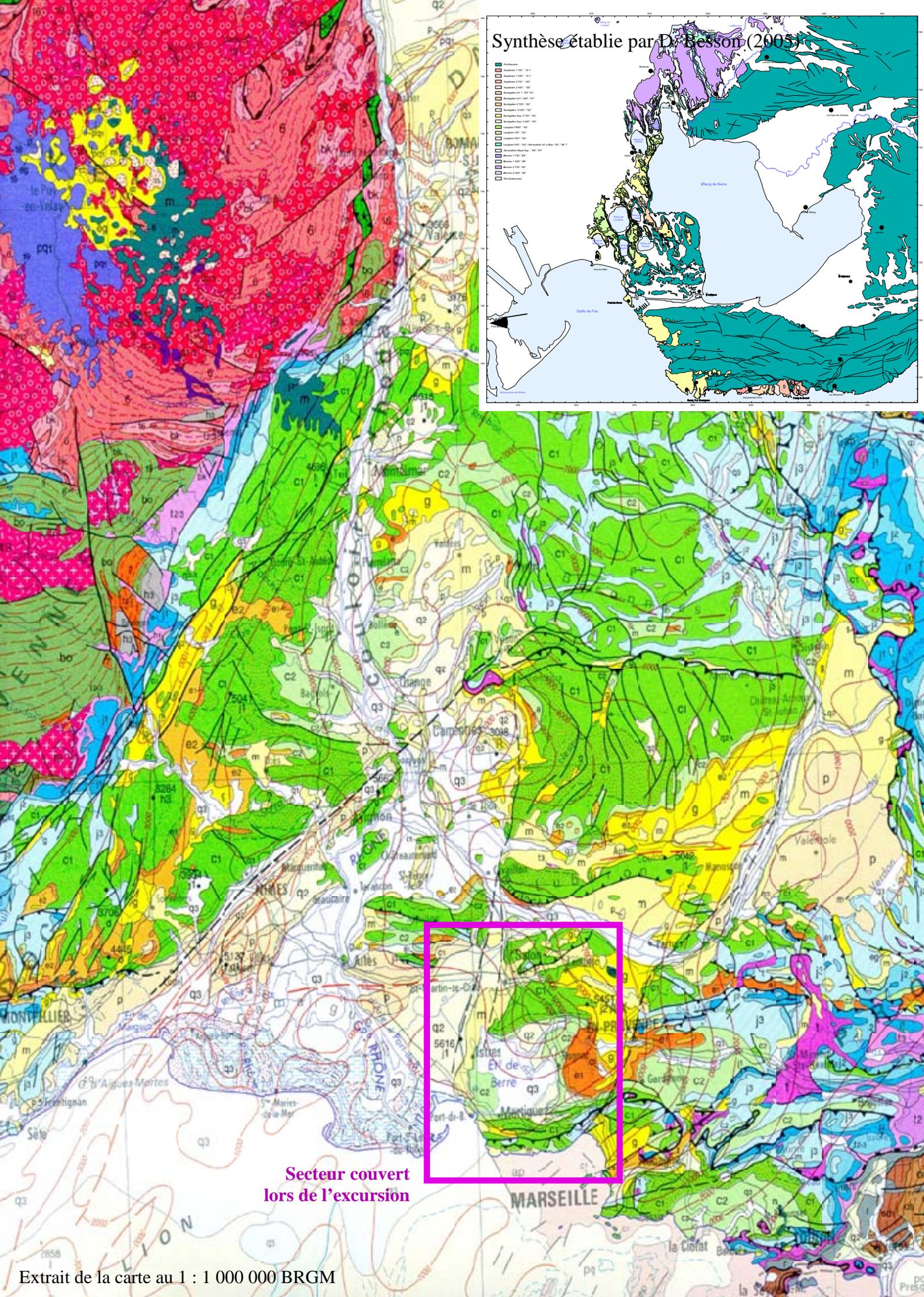
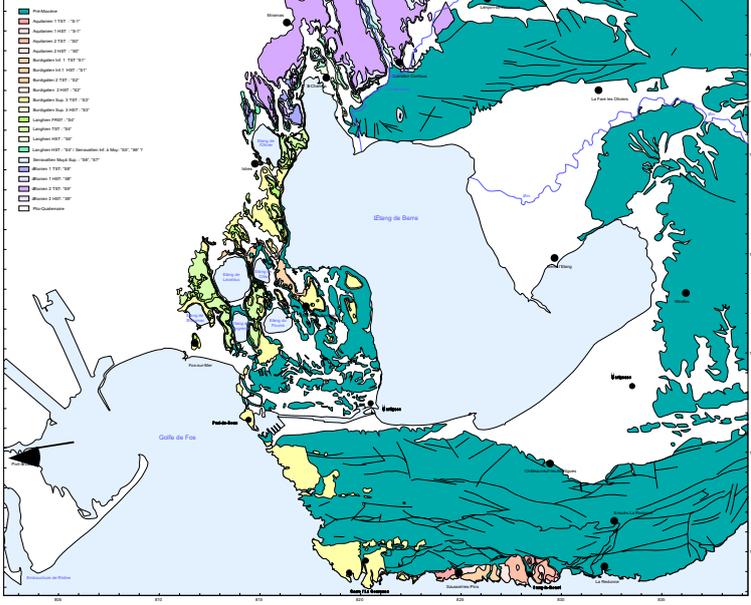
Excursions

E8/E9

10ème congrès

de l'ASF

Synthèse établie par D. Besson (2005)



Secteur couvert lors de l'excursion

