



**HAL**  
open science

## Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne

Serge Ferry

► **To cite this version:**

Serge Ferry. Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, 20-21 octobre 1997, 1999. hal-02445564

**HAL Id: hal-02445564**

**<https://hal.science/hal-02445564>**

Submitted on 20 Jan 2020

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

*Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, 20-21 octobre 1997*

## Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne

Serge Ferry

Université de Lyon, Département de Géologie, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622  
Villeurbanne cedex, France

Résumé - Les forages ANDRA de Marcoule ont révélé que les marnes gargasiennes visées sont en réalité absentes sur un vaste territoire à l'aplomb de la moyenne vallée du Rhône, par érosion anté-vaconienne d'un haut-fond apparu à l'Albien. En revanche, une formation silto-argileuse vracono-cénomaniennne, dite couche silteuse de Marcoule, de plus de 400 m d'épaisseur, "compense" cette lacune par effacement rapide du haut-fond au Vraconien inférieur. La synthèse régionale montre que le processus d'inversion se répète quatre fois, avec plus ou moins de netteté, dans l'intervalle Aptien-Santonien, intervalle qui correspond au comblement progressif de la fosse vocontienne occidentale et à l'oblitération définitive des structures paléogéographiques héritées de la phase de rifting jurassique. Quatre cycles majeurs sont ainsi individualisés, qui sont probablement l'expression sédimentaire locale de pulsations tectoniques compressives. Dans chaque cycle, selon une coupe Ouest-Est à travers la marge rhodanienne, se succèdent profil sédimentaire de rampe et profil de haut-fond. Ceci explique que certaines régressions forcées, du côté de la mer alpine, se corrélaient avec des ennoyages ou des aggradations à caractère globalement transgressif du côté interne. Il reste à comprendre les mécanismes profonds d'un différentiel de subsidence aussi accusé lors de la fermeture du bassin.

*Abstract - Exploration drillings conducted by ANDRA at the Marcoule site (SE France) have shown that the targeted Gargasian marls paradoxically pinch out basinwards under the middle Rhône valley, probably due to emersion and erosion prior to the Vraconian (uppermost Albian) major transgression. The hiatus is "compensated" by the deposition of a very thick (more than 400 m) silty clay formation, named "couche silteuse de Marcoule", Vraconian to lowermost Cenomanian in age, which is the major discovery at the site. The discovery clearly evidence that the geometry of the coastal wedge can no longer be described as a result of relative sea level fluctuations on a simple ramp. Four times during the Gargasian to Santonian intervall, the ramp brok out, due to more or less pronounced reactivation of a so-named middle Rhône valley swell. At these times, strong forced regressions basinwards paradoxically correlate with floodings or strongly aggradational ("transgressive") trends in marsh or deltaic facies shorewards. These four major cycles are probably tectonic in origin because they start with the "mouvements duranciens" auct. (i.e. the earliest stages of the pyrenean orogeny), and because they rythm the progressive closure of the Vocontian Trough prior to the major ante-Campanian paleogeographic reorganization of the French peri-Alpine belt. The challenge now is to understand how so strong a differential subsidence pattern may occur in such a tectonic context.*

## 1. INTRODUCTION

A la recherche d'une couche argileuse propre à l'installation d'un laboratoire de recherche pour le stockage profond de déchets radioactifs, l'ANDRA entreprend en 1994 une exploration profonde sur le site de Marcoule (fig. 1), avec pour cible principale les marnes gargasiennes qui affleurent dans l'Ouest du massif de la Cèze.

Ces marnes sont le terme inférieur de la formation compréhensive dite des "marnes bleues" gargaso-albiennes du bassin subalpin vocontien (Diois et Baronnies). Dans le Gard rhodanien, qui est un domaine de plate-forme pendant tout le Crétacé, seul le Gargasien inférieur est sous un faciès marneux proche de celui du bassin subalpin ; le Gargasien supérieur et l'Albien sont marno-sableux ou purement sableux. Les épaisseurs déjà conséquentes (localement plus de 100 m) de marnes à l'affleurement dans le Nord du massif de la Cèze laissaient espérer la présence d'une couche un peu épaissie au droit de Marcoule, en direction du bassin subalpin.

Contrairement aux prévisions, les forages ANDRA révélèrent que les marnes gargasiennes s'amincissent et disparaissent en direction de la vallée du Rhône. Ce constat montrait que les lacunes mises en évidence par les anciens forages pétroliers de Suze-la-Rousse et de Bouchet (SNPA 1959-1960) n'étaient pas des accidents isolés mais se poursuivaient en continuité avec celles reconnues dans le massif de Chateauneuf-du-Pape (Masse *et al.* 1990). En revanche, et comme par effet de compensation, l'Albien terminal (Vraconien) présente sous Marcoule un épaississement remarquable, sous un faciès compact d'argiles silteuses ou de siltites argileuses, inconnu à l'affleurement dans le Gard.

Il était clair que les reconstitutions paléogéographiques tentées jusque là étaient en partie caduques et qu'il fallait revoir sous un jour nouveau le fonctionnement de la marge rhodanienne pour les terrains crétacés post-urgoniens.

L'ANDRA a donc entrepris une étude géologique dans un périmètre étendu (fig. 1) destinée à intégrer dans leur contexte régional le triplet de forages d'exploration du site de Marcoule proprement dit. On présente ici les conclusions de cette étude qui intègre par ailleurs les travaux antérieurs, notamment biostratigraphiques, menés dans la région depuis le siècle dernier.

## 2. LES FORAGES DE MARCOULE

La figure 1 montre la situation des forages ANDRA, à la limite orientale du Gard rhodanien. Les terrains crétacés post-urgoniens et anté-turonien n'affleurent que dans l'Ouest-Cèze, la Tave et la région d'Uzès à l'Ouest, les collines du Tricastin au Nord, et au-delà des recouvrements miocènes de la cuvette comtadine à l'Est. Trois problèmes ont toujours compliqué les reconstitutions paléogéographiques :

- a) une lacune des connaissances concernant cette tranche de terrains sous la moyenne vallée du Rhône, lacune mal compensée par quelques forages pétroliers anciens, sommairement décrits et datés

- b) une altération latéritique d'âge mal défini, supposée albienne à cénomanienne (Parron & Triat 1977, 1978 ; Triat 1982), âge contesté par Ducreux (1982) et probablement paléocène (G. Truc, comm. orale 1997). Elle rend méconnaissables les faciès de dépôt des grès crétacés affleurants du Gard, du Tricastin et de la périphérie du bassin miocène de Carpentras. Ces transformations pédogénétiques sont la source d'erreurs d'attributions stratigraphiques sur les cartes géologiques du secteur (Valréas, Pont-St-Esprit)

- c) la faille de Nîmes et son prolongement intra-vocontien, responsable d'un décalage globalement senestre des lignes isopiques crétacées mais dont l'ampleur est contestée : 40 km selon Masse (1980), beaucoup moins selon Monier (1987), de l'ordre de 20 à 25 km au moins selon les résultats de cette étude. L'ampleur du décalage est d'autant plus difficile à mettre en évidence que les terrains crétacés post-urgoniens sont fortement érodés ou ont complètement disparus au Sud de la faille de Roquemaure et dans les écailles frontales du Ventoux, de part et d'autre de l'accident.

La figure 2 schématise les séries traversées dans les trois sites de forage ANDRA de Marcoule. Les datations biostratigraphiques, dont seuls les résultats les plus nets sont indiqués en face des logs, ne concernent que la couche silteuse de Marcoule et ses épontes. Les formations sus-jacentes sont datées par corrélations régionales avec les séries affleurantes. Les principaux résultats sont les suivants :

- a) Les calcaires à silex bédouliens terminent la formation urgonienne s.l. Ce faciès hémipélagique a la valeur des boues de péri-plate-forme des environnements récifaux actuels. Il marque le début d'approfondissement de la plate-forme urgonienne. Son âge est extrapolé des affleurements périphériques où des ammonites bédouliennes ont été signalées (Masse 1976, notice carte géologique 1/50 000 Avignon 1991).

- b) Les marno-calcaires de transition, d'âge bédoulien supérieur, bien connus en fosse vocontienne et dans le bassin provençal où ils sont datés par les ammonites (Busnardo 1984), marquent la poursuite de l'ennoyage des plates-formes urgoniennes. Ils se pincent en direction du forage MAR 501 où une karstification superficielle indique une émergence locale anté-gargasienne. Ces émergences locales sont connues dans les séries affleurantes du Bas-Vivarais où le passage Urganien-Gargasien est, selon les endroits, soit progressif, soit brutal par l'intermédiaire d'une discontinuité sédimentaire. Ce fait indique que l'ennoyage de la plate-forme urgonienne évoqué plus haut n'est pas un phénomène simple : il s'accompagne de déformations (gauchissements, failles) qui provoquent des émergences locales momentanées.

- c) Les argiles noires du Gargasien inférieur, datées par les foraminifères planctoniques (D. Grosheny, Univ. Strasbourg) et les dinokystes (B. Courtinat, Univ. Lyon) se pincent en direction de l'Est (forage MAR 203).

- d) Des grès bioturbés se déposent ensuite, présents dans les trois forages. Il s'agit d'une nouvelle séquence de dépôt car la formation repose sur les argiles noires par l'intermédiaire d'une discontinuité. Dans le forage MAR 501, situé le plus à l'Ouest, la séquence débute par des grès bioclastiques (entroques) qui pourraient être mis en équivalence avec les grès à *Discoidea* de la Tave où ces derniers sont transgressifs sur une surface d'érosion ravinant assez profondément les marnes du Gargasien inférieur. Dans ce cas, les grès bioturbés sus-jacents pourraient

représenter un faciès latéral un peu plus gréseux des marnes sableuses du Gargasien supérieur de la Tave, datées du Gargasien supérieur par les ammonites (Conte 1985). En fait, l'âge de ces grès bioturbés, ainsi que des grès bioclastiques de base dans le forage MAR 501, n'est pas encore clairement défini. Les données biostratigraphiques actuellement disponibles (foraminifères par D. Grosheny, Univ. Strasbourg, dinokystes par B. Courtinat, Univ. Lyon et nannofossiles calcaires par F. Giraud, Univ. Lyon), aussi bien dans les forages MAR que dans les séries affleurantes du Gard, ne sont pas faciles à interpréter. Dans les forages MAR, l'âge de la formation est soit gargasien supérieur, soit albien supérieur-vraconien basal. Mais la signification de la lacune albienne de la moyenne vallée du Rhône n'en est guère affectée.

- e) Il n'y a pas de grès albiens (s.s.) dans aucun des forages MAR, contrairement à ce qui est connu plus à l'Ouest à l'affleurement (Chartreuse-de-Valbonne) où ils sont datés de l'Albien supérieur (s.s.). Si les grès bioturbés des forages MAR sont d'âge albien supérieur, il faut que les grès affleurants de la Chartreuse-de-Valbonne passent latéralement aux faciès un peu plus profonds des forages MAR. Dans ce cas, malgré l'absence de critères de marée indiscutables, il est difficile d'admettre que les grès de la Chartreuse-de-Valbonne puissent avoir été déposés sur une plate-forme noyée par un courant géostrophique (Delamette 1988). Il s'agit plus vraisemblablement de faciès tidaux très peu profonds.

- f) Le cycle transgressif-régressif (T/R) vracono-tavien est très clairement individualisé. La discontinuité de base ravine les formations antérieures. Ce cycle est fortement dilaté dans le forage MAR 203. On en reprendra la description détaillée plus loin. Les grès de base sont datés par les dinokystes (B. Courtinat). Les argiles silteuses (dites couche silteuse de Marcoule) représentent le maximum de profondeur relative du cycle. Elles sont datées par les foraminifères planctoniques (D. Grosheny), les dinokystes (B. Courtinat) et, surtout, les ammonites (F. Amedro & F. Robazinsky, Univ. Louvain) qui, d'ailleurs permettent de placer pour la première fois avec une bonne précision, en domaine sédimentaire proximal, la limite entre le Vraconien (= Albien terminal) et le Cénomaniens dans le Sud-Est de la France. Il n'y a donc pas, dans les faciès plus côtiers du Gard, de discontinuité sédimentaire entre les deux étages, conformément à ce qui est connu en fosse vocontienne (Gale *et al.* 1996). Une approche cyclostratigraphique comparée entre la série du forage MAR 203 et les séries pélagiques cycliques d'Italie, a permis à B. Beaudoin (1997) de proposer une durée du Vraconien un peu plus importante qu'on ne l'admettait jusqu'ici.

- g) Les grès à orbitolines du Cénomaniens inférieur représentent deux épisodes successifs de grès régressifs à faciès de plage et d'avant-plage, séparés par un ennoyage modéré (grès glauconieux bioturbés). Le faciès n'est pas altéré comme aux affleurements et, pour la première fois, il est possible de voir à quoi correspond l'étage local "Tavien" de Dumas (1875).

- h) Le Cénomaniens se poursuit par le faciès "paulétien" à lignite de Dumas (1875) dans le forage MAR 501 où il est composé d'une multitude de petits cycles émerifs superposés, à grès gris ou jaunes bioturbés, parfois à huîtres, en base, d'argiles ligniteuses et de calcaires palustres à traces de racines au toit. Les deux autres forages montrent l'interstratification répétée dans ce faciès de couches décamétriques de grès blancs grossiers à faciès de cordons côtiers (plage) coupés de chenaux de marée (faciès à mégarides). Ces deux forages permettent de comprendre le raccord entre le faciès paulétien typique à lignite, presque dépourvu de grès, de l'Ouest-Cèze et le

faciès presque uniquement sableux affleurant sur la vallée du Rhône (massif d'Uchaux, colline d'Orange). Cette formation à lignite est entrecoupée d'un épisode de grès glauconieux bioturbés qui marquent une inondation marine modérée et fugace.

- i) Les calcaires à exogyres plus profonds, attribués au Cénomaniens supérieur depuis Sormay (1950), se pincent en direction de la vallée du Rhône (forages MAR 401 et 203), ainsi que dans la coupe de Mondragon (Malartre 1994).

- j) Après l'émersion généralisée fini-cénomaniens (Malartre 1994), le Turonien transgressif puis régressif est conforme à ce qui est connu à l'affleurement aux alentours de Bagnols-sur-Cèze. Les grès régressifs de Pignères, à faciès de plage et d'avant-plage sont plus épais et plus fins dans le forage MAR 401 qu'à l'affleurement dans la corniche de Marcoule, marquant la fin de la progradation de la formation gréseuse vers le NE.

- k) La formation ucétienne (ou grès de Montmout s.l.) est semblable en lithologie et épaisseurs à celle rencontrée à l'affleurement mais les faciès sont moins altérés qu'en surface et interprétables en termes de faciès de dépôt. Elle est composée de deux sous-formations de grès altérés grossiers, graveleux, dont l'âge turonien supérieur est établi par corrélation avec la série d'Uchaux datées par les ammonites (Devalque *et al.* 1982). Les deux masses gréseuses de Montmout marquent chacune un rapprochement brutal des grès côtiers ou fluviaux (baisse du niveau marin relatif). La série grise intermédiaire marque une inondation marine modérée avec une interstratification de grès moyens à faciès de tempête à HCS et d'argiles de baie, sombres et bioturbées. Le passage des grès supérieurs aux grès argilo-glauconieux transgressifs de Roquebrune s'effectue de façon progressive et oscillante dans la deuxième moitié des grès supérieurs de Montmout. Le passage Turonien-Coniacien n'est pas bien calé biostratigraphiquement (Triat 1982, Fournier *et al.* 1983). Le Coniacien inférieur daté par ammonites dans le synclinal de Dieulefit, en fosse vocontienne, est fortement glauconieux. Par comparaison, la limite est placée à la base des grès glauconieux de Roquebrune dans le forage MAR 401.

- l) les calcaires de Mornas, faciès bioclastique tidal à mégarides (Malartre 1994) terminent les séries forées. Le Coniacien se poursuit à l'affleurement dans le Gard rhodanien par une épaisse série où alternent calcarénites ou grès peu profonds et marno-calcaires à stromatoporiés et rudistes un peu plus profonds.

### 3. GEOMETRIE DE LA COUCHE SILTEUSE DE MARCOULE ET DE SES EPONTES

La couche silteuse de Marcoule représente le faciès d'inondation marine du cycle T/R vracono-tavien dont les principaux caractères sont détaillés ci-après (fig. 2) :

- 3.1. les grès glauconieux à graviers ont globalement valeur de cortège transgressif. La grossièreté du matériel quartzéux sur toute l'épaisseur de la formation contraste avec la plus grande finesse et le meilleur calibrage des grès albiens (s.s.) conservés à l'affleurement dans le Gard sous la surface de transgression vraconienne. Ces grès représentent un apport juvénile et non le recyclage de grès antérieurs par la transgression. Par comparaison avec ce qui est connu à

l'affleurement, le caractère le plus spectaculaire de ce cortège transgressif est sa très forte dilatation dans les forages MAR 402 et surtout 501 où il atteignent une épaisseur de 100 m. Les cartes d'isopaches montrent qu'il s'agit d'un épaissement local au voisinage des failles de Bagnols dont le rôle sédimentaire est de ce fait à envisager. Ce cortège transgressif est un peu compliqué: on peut le décomposer en trois épisodes successifs (notés 1 à 3, fig. 2). La partie 1 représente le faciès de la plage transgressive, commune à tous les forages, soit avec un faciès de plage typique (MAR 402), soit des faciès d'avant-plage à mégarides et couches de tempête granoclassées, à galets mous de recyclage d'argiles probablement gargasiennes (forage MAR 203). La partie 2 représente une première inondation marine à faciès plus profond de grès argileux gris bioturbés, à graviers dispersés (forages MAR 501 et 402). La partie 3, à faciès de mégarides tidales transverses simples ou complexes, plus ou moins séparées par des argiles sableuses noires bioturbées, représente une petite régression momentanée et d'extension géographique limitée au sein du cortège transgressif. On fait correspondre les parties 2 et 3 uniquement exprimées dans les forages MAR 501 et 402 avec la partie inférieure laminée de la couche silteuse de Marcoule dans le forage MAR 203 pour les raisons suivantes : (a) les différents faciès sont partout d'âge vraconien et doivent s'enchaîner logiquement entre eux, (b) un slump (noté "S", fig. 2) et une tsunamite (couche de raz-de-marée notée "T") permettent de relier les forages MAR 402 et 203, et (c) l'anoxie locale, présente dans la base de la couche silteuse du seul forage MAR 203, s'explique par la faible profondeur de la mer vraconienne au début de la transgression et par le jeu subsident des failles de Bagnols : celles-ci dilatent à la fois l'épaisseur des grès à graviers et créent temporairement, un peu à l'aval dans cette partie du golfe rhodanien, une légère cuvette aux eaux de fond mal renouvelées où l'anoxie supprime la bioturbation et prévient la destruction des structures de dépôt.

- 3.2. la couche silteuse est constituée d'argiles silteuses ou de silts argileux noirs, très compacts malgré une surcharge sédimentaire qui n'a guère dépassé 1500 mètres. Le faciès (figs. 3 à 5) est monotone : il s'agit de dépôts de l'offshore relativement proximal (encore atteint par les courants de retour des tempêtes), de profondeur modeste par rapport aux faciès vocontiens plus fins et à turbidites. Le sédiment est très fortement bioturbé en général, ce qui crée un microfaciès homogène. La couleur noire est principalement due au caractère réducteur du milieu de dépôt car la teneur en matière organique est très faible (COT < 0,6% dans la partie laminée anoxique du forage MAR 203). Dans le détail (fig. 2), la couche est composée de trois grandes parties : (1) une partie inférieure laminée, présente seulement dans le forage MAR 203 et dont on vient de voir les rapports avec les grès à graviers des deux autres forages, (2) une partie médiane homogène bioturbée dont la base est un peu sableuse vers l'Ouest dans le forage MAR 501 et qui s'épaissit vers la vallée du Rhône (forage MAR 203), enfin (3) une partie supérieure de granulométrie plus grossière, toujours bioturbée, plus riche en fraction sableuse et en gros grains de glauconie. Les éléments de correspondance entre les trois forages sont indiqués sur la figure 2. La surface d'ennoyage maximal (en bleu) est positionnée par les minima de la fraction sableuse du sédiment dans les trois forages. Le trait violet indique les premiers niveaux sablo-glauconieux bioturbés qui annoncent la tendance régressive du cycle. Le trait vert corrèle un niveau-repère à glauconie très grossière. Le trait orange marque la position de la limite biostratigraphique (ammonites) entre le Vraconien et le Cénomaniens. Les traits noirs corrèlent des couches gréseuses laminées de tempêtes exceptionnelles ou de tsunamis, de plus en plus fréquentes vers le haut, à mesure que la profondeur diminue et que la côte se rapproche. Le rejet de la faille présente dans le forage MAR 501, et qui appartient au faisceau de Bagnols, a été estimé à partir

de corrélations diagraphiques de détail qui concordent avec l'extrapolation, en fonction des taux d'accumulation, des quelques niveaux-repères mis en évidence dans les deux autres forages. La partie médiane homogène de la couche silteuse présente des bancs michoïdes un peu plus clairs, plus fréquents vers l'Ouest (forages MAR 402 et surtout MAR 501), qui évoquent les bancs à miches du Vraconien à l'affleurement dans l'Ouest-Cèze. Ces bancs tendent à se "diluer" et disparaître vers la vallée du Rhône (forage MAR 203) lorsque la profondeur de dépôt augmente légèrement et que la couche s'épaissit (fig. 6). L'alternance supérieure, quant à elle, est faite de la superposition de couches relativement claires, dures, de grès glauconieux bioturbés et de couches plus sombres d'argile sablo-glauconieuse bioturbée. Le contraste visuel banc-interbanc en carottes n'est pas très important en général, plus net sur les diagraphies. Un tel faciès est connu à l'affleurement, dans la coupe de Clansayes, en rive gauche du Rhône où il a été daté par ammonites du Cénomaniens basal (Sornay 1950). Dans la partie médiane de cette alternance supérieure, notamment dans le forage MAR 203 où le taux d'accumulation est le plus élevé, quelques traces de couches grés-glauconieuses à semelle ravinante et lamination de courant ont été conservées malgré la bioturbation, montrant que le sable est apporté de la côte dans l'argile silteuse de l'offshore par l'action des tempêtes.

- 3.3. les grès à orbitolines terminent la tendance régressive amorcée avec l'alternance supérieure. Ils sont annoncés dans les trois forages par des couches de grès laminés de tempête plus nombreuses. Il s'agit de grès verdâtres, fins à moyens, très bien calibrés, à lamination plane caractéristique des milieux de plage. Les orbitolines sont disposées en lamines plus grossières mais ne sont en général conservées que dans les bancs plus clairs, d'origine secondaire (diagénétique), présents dans la masse du grès. La partie supérieure de l'unité O2 (fig. 2 et fig. 8) est décolorée, brunie, sans doute par l'action des eaux organiques acides du marécage paulétien qui vient en continuité de sédimentation et ne doit pas être incluse dans le faciès paulétien. Ce fait est intéressant car le déplacement des cordons de plage vers l'Est au passage Tavien-Paulétien ne s'accompagne pas d'émersion en domaine interne dans le Gard rhodanien.

En résumé, toutes les caractéristiques sédimentaires relevées dans la couche silteuse de Marcoule et ses épontes gréseuses indiquent qu'il s'agit d'un cycle sédimentaire banal, sans aucune discontinuité interne pouvant laisser supposer la présence de couches gréseuses imprévues dans le périmètre des forages MAR. Ce cycle présente un épaississement important et rapide dans l'espace, à partir des failles de Bagnols vers la vallée du Rhône.

#### 4. INTEGRATION DANS LE CADRE REGIONAL

Les corrélations à plus grande échelle entre les séries gréseuses du Gard rhodanien et les séries marno-calcaires du bassin subalpin sont illustrées par le profil Ouest-Est de la figure 7 où apparaît clairement l'importance des forages MAR situés en position charnière. Les principaux acquis de la campagne d'exploration 1994-97 sont énumérés ci-après. L'incertitude qui subsiste quant à l'âge des grès bioturbés gargasiens ou albiens retentit de façon mineure sur les conclusions qui vont être formulées.



Pour la première fois, il est possible d'établir des correspondances stratigraphiques fiables entre les séries crétacées altérées du Gard et les séries à ammonites du bassin subalpin, ce qui est le préalable obligatoire à l'interprétation du prisme sédimentaire en termes de variations du niveau marin relatif. Il est ainsi évident que le Tavien correspond à un intervalle bref au cours du Cénomaniens inférieur, même si cette tranche de temps reste à définir précisément par rapport à l'échelle stratigraphique standard. De même, le Paulétien correspond visiblement à la deuxième partie du Cénomaniens inférieur et au Cénomaniens moyen, d'après les ammonites trouvées autrefois dans le sommet des grès cénomaniens de Mondragon et d'après les correspondances que l'on peut établir entre la coupe de Venterol ici figurée et la coupe vocontienne de référence (Vergons), à ammonites (Crumière 1991).

Le pincement ou la disparition des marnes gargasiennes dans la partie médiane du profil apparaît clairement. Celles-ci ne se développent à nouveau qu'assez loin vers l'Est sous la cuvette comtadine, en direction de la fosse vocontienne. Cette disparition est due soit à un non-dépôt (par émergence ou non), soit à une érosion anté-vaconienne, soit les deux à la fois. Quelles que soient les explications envisagées et quel que soit l'âge des grès bioturbés anté-vaconiens des forages MAR, cette disposition suggère l'existence d'un haut-fond temporaire sur la moyenne vallée du Rhône. Sa durée de vie est imprécise en l'état actuel des données. Elle peut, selon les hypothèses, couvrir un intervalle assez long, allant du Gargasien supérieur à l'Albien au moins moyen, comme être restreinte à un intervalle bref qui précède immédiatement la transgression de l'Albien supérieur (selon l'âge des grès bioturbés des forages MAR) ou du cycle vracono-tavien suivant. Remarquons que des placages stromatolitiques encroûtant les calcaires à silex bédouliens et emprisonnant des foraminifères planctoniques du groupe des heterohelicidae sont signalés par Masse *et al.* (1990) au Lampourdier (massif de Chateauneuf-du-Pape). Ils sont signalés, comme dans les chaînes subalpines septentrionales (Delamette 1988) de fonds durcis dont l'âge est ici au moins albien moyen mais qui ne sont pas forcément profonds comme on a pu le croire. Ils voisinent avec des placages de grès de plage grossiers à blocs de calcaires bédouliens. Les données biostratigraphiques disponibles dans tout le Comtat montrent que la reprise de sédimentation marno-calcaire a pu s'étager selon les endroits du Vraconien au Cénomaniens, ce qui suggère l'existence de reliefs noyés progressivement.

La continuité latérale du cycle T/R vracono-tavien est en revanche bien apparente, de même que la dilatation locale du cortège transgressif et de la couche silteuse proprement dite dans le secteur des forages MAR, par effet d'une subsidence plus accentuée à l'Est des failles de Bagnols. Il faut bien comprendre, en effet, que le faciès de dépôt reste peu profond, même si l'épaisseur de la couche est dilatée. Au point de vue hydrogéologique, la couche silteuse se trouve ainsi encadrée au plan régional par deux aquifères. L'aquifère inférieur comprend les grès albiens s.s. et les grès transgressifs vraconiens qu'il est souvent difficile de distinguer dans les faciès altérés affleurants de la Tave ou du Tricastin. L'aquifère supérieur est l'ensemble formé par les grès à orbitolines (latéralement continus) surmontés par les grès blancs paulétiens lorsqu'ils existent. Plus à l'est, sous la cuvette miocène comtadine, les corrélations proposées dans le Vraconien et le Cénomaniens inférieur (passage latéral du Paulétien aux marno-calcaires) sont plus incertaines, en l'absence de données faciologiques et biostratigraphiques précises dans les vieux forages SNPA.

Le transect fait très bien apparaître l'existence de régressions forcées qui peuvent ou non (paradoxalement dans ce cas) provoquer l'émersion rapide des marno-calcaires d'ennoyage des séries du Gard et déplacer la ligne de rivage parfois très loin vers l'Est, jusqu'en fosse vocontienne. L'émersion intra-gargasienne qui cause une érosion assez profonde des marnes du Gargasien inférieur sous les grès à *Discoidea* n'est documentée que dans le Gard car la lacune anté-vraconienne de la moyenne vallée du Rhône en a effacé les traces vers l'Est. La régression intra-cénomaniennne qui dépose des grès glauconieux à mégarides vers l'Est, jusqu'à Venterol, est bien documentée dans tous les anciens forages pétroliers. La position stratigraphique exacte de son enracinement dans les grès paulétiens est en revanche plus hypothétique. La régression fini-cénomaniennne est encore plus dramatique par son ampleur et son apparente brièveté. Elle expose brutalement les calcaires à exogyres du Gard et déplace le prisme grés-glauconieux côtier jusqu'en fosse vocontienne (Malatre & Ferry 1993), au-delà du périmètre de cette étude. La limite Cénomanienn-Turonien a été très étudiée dans de nombreux bassins sédimentaires en raison de la crise biologique qui lui est associée. On sait ainsi que la régression dans le S-E de la France n'est pas eustatique mais tectonique car un ennoyage important est au contraire enregistré ailleurs (*i.e.* le bassin intérieur d'avant-chaine nord-Américain) à ce moment précis (Kauffman 1984). Comme indiqué plus haut, il est important de noter que les régressions forcées identifiées dans le prisme sédimentaire rhodanien ne s'accompagnent paradoxalement pas toujours de l'émersion du domaine gardois interne. C'est le cas de la régression forcée de la transition Tavien-Paulétien, probablement de la régression intra-cénomaniennne, ainsi que des deux régressions forcées qui marquent chacune la base des deux unités de grès ucétiens. On reviendra sur ce point fondamental dans le paragraphe suivant.

Le transect fait apparaître des oscillations rapides du niveau marin relatif dans certaines formations. On a déjà évoqué (fig. 7) celles qui affectent les grès ucétiens. On voit maintenant les principales parmi celles qui affectent la formation paulétienne globalement aggradante (fig. 8). L'étude détaillée des carottes et les corrélations séquentielles fines entre les forages MAR montrent qu'il s'agit bien d'allocycles régionaux responsables de la fluctuation des cordons sableux côtiers de la vallée du Rhône sur une dizaine de kilomètres d'amplitude d'Est en Ouest. L'amplitude de ces fluctuations à haute fréquence est encore plus importante à certains moments (*i.e.* les deux unités O1 et O2 des grès à orbitolines (fig. 2), ou encore les unités successives (non représentées fig. 2) qui composent les grès de Pignères. La cause, eustatique ou tectonique, des ces oscillations n'est pas claire. Sans moyens de datation précise, on ne peut estimer leur durée, de sorte qu'il n'est pas possible de savoir s'il s'agit de cycles astro-climatiques à forçage orbital (Hays et al. 1976, Fischer & Bottjer 1991) ou non. Les variations du niveau marin relatif ne sont enregistrées que dans les faciès côtiers, pas dans les formations marno-calcaires représentant les phases d'inondation marine. Elles peuvent correspondre à des variations à haute fréquence de la subsidence, qui se manifesteraient à certains moments des cycles tectoniques dont on parlera plus loin.

Les irrégularités géographiques de la subsidence apparaissent enfin très clairement. Des épaisissements localisés comme celui des argiles silteuses vraconiennes sous Marcoule se retrouvent à d'autres endroits et à d'autres moments, au Cénomanienn et au Turonien. Le haut-fond anté-vraconien de la moyenne vallée du Rhône, évoqué plus haut, ne correspond visiblement pas à un compartiment monolithique ; il est très probablement fragmenté en sous-compartiments à comportement plus ou moins indépendant. Remarquons que si la subsidence varie dans le temps

et l'espace, il existe néanmoins une certaine compensation à l'échelle du prisme sédimentaire, qui atténue l'effet de ces irrégularités.

En résumé, deux éléments retiennent l'attention :

- exception faite de l'épisode albien qui bouleverse profondément la paléogéographie, le prisme sédimentaire de la marge rhodanienne apparaît formé d'unités successivement simples (comme les cycles T/R vracono-tavien ou turonien) et d'unités plus complexes, globalement aggradantes dans le Gard (comme les formations paulétienne et ucétienne) mais qui sont précédées, suivies ou entrecoupées de régressions forcées d'amplitude variable côté bassin subalpin. Le paradoxe est que certaines de ces régressions forcées ne s'accompagnent pas d'émersions en domaine gardois interne.

- la géométrie du prisme sédimentaire crétacé post-urgonien est conditionnée par l'existence d'un différentiel géographique de subsidence important qui peut aller momentanément jusqu'au soulèvement du haut-fond albien de la moyenne vallée du Rhône. Ce différentiel de subsidence est la principale manifestation de la tectonique sédimentaire crétacée. Le paroxysme albien de la moyenne vallée du Rhône est connu en Provence sous le nom de mouvements duranciens (Philip 1984).

## 5. LES CYCLES RAMPE / HAUT-FOND DU CRETACE POST-URGONIEN

Un des objectifs consistait à trouver, à défaut d'une explication, au moins un modèle descriptif qui puisse réduire la complexité des faits observés. Notre propos est de montrer que l'épisode albien n'est pas singulier. Il ne représente que le paroxysme d'un phénomène cyclique qui affecte la totalité de la marge au cours du Crétacé post-urgonien et qui permet d'expliquer les problèmes de stratigraphie séquentielle rencontrés au fil des synthèses régionales réalisées au fur et à mesure de l'avancement des travaux sur le site.

Les principaux traits de ce modèle sont brièvement exposés ci-après.

Les cycles T/R évoqués plus haut peuvent être considérés comme la partie inférieure de cycles plus longs, dits majeurs pour les différencier des précédents. Chaque cycle majeur correspond à la succession de deux épisodes de sédimentation aux caractéristiques différentes sur un profil terre-mer Ouest-Est (fig. 9). Pendant la moitié inférieure du cycle, le système sédimentaire peut être décrit comme une rampe simple qui s'approfondit plus ou moins régulièrement du Gard vers le bassin subalpin, quelles que soient les variations de vitesse de subsidence locales susceptibles d'intervenir à ce moment. Au cours de cette période, l'agencement des cortèges de faciès dans le temps et l'espace sur un profil terre-mer obéit aux règles simples de la stratigraphie séquentielle, distorsions dues aux irrégularités de subsidence incluses. Dans la moitié supérieure du cycle, en revanche, la rampe casse en deux parties par activation de la zone de haut-fond de la moyenne vallée du Rhône. Le phénomène a pour effet le plus visible de provoquer des régressions forcées coté Est, accompagnées d'une forte aggradation, voire un ennoyage, côté interne (Ouest). Il est clair qu'alors le modèle de stratigraphie séquentielle (Posamentier *et al.* 1988) est pris en défaut puisque des régressions

forcées côté bassin subalpin peuvent correspondre à des tendances à l'ennoyage côté interne. Au plan des concepts utilisés dans les synthèses de bassin, c'est l'apport essentiel des forages de Marcoule.

La figure 10 illustre la similitude entre les deux cycles majeurs vracono-cénomaniens et turonien. A première vue, on pourrait interpréter les formations globalement aggradantes paulétienne et ucétienne du Gard, qui succèdent chacune à un épisode de progradation rapide (resp. grès à orbitolines et grès de Pignères), comme deux prismes de bordure de plate-forme dans le modèle séquentiel de Posamentier *et al.* (1988). Mais on n'explique pas la complexité que l'on rencontre en direction du bassin.

Les cycles rampe/haut-fond sont au nombre de quatre pour le Crétacé post-urgonien. Ils sont notés sur la figure 6. Les trois premiers sont brièvement décrits ci-après et illustrés par des cartes paléogéographiques pour en montrer les rapports et différences.

- a) Le premier cycle débute par la plate-forme carbonatée urgonienne (fig. 11-1) qui s'ennoeie et reste globalement une rampe au moment du dépôt des marnes du Gargasien inférieur (fig. 11-2) et peut-être du Gargasien supérieur (*cf. supra*). Celles-ci se sont sans doute déposées à l'aplomb de ce qui sera plus tard le haut-fond albien. Elles seront érodées avant ou par la transgression vraconienne et recyclées à l'état de galets noirs dans les couches de tempête du cortège transgressif (forage MAR 203). Le haut-fond commence peut-être à s'individualiser au cours du Gargasien supérieur (fig. 11-3), plus certainement à l'Albien (s.s.) (fig. 11-4). Le détail de l'histoire albienne, qui est compliquée, reste encore à déchiffrer, notamment par l'étude des affleurements situés sur la bordure vocontienne. Selon Rubino (*in* Ferry et Rubino 1989), plusieurs séquences de dépôt sont mises en évidence en fosse vocontienne, principalement par l'inventaire des formations turbiditiques gréseuses intercalées dans les "marnes bleues" et attribuées à des bas niveaux marins relatifs. Il faut mieux contraindre cette analyse séquentielle et comprendre le raccord avec le Gard rhodanien.

- b) Le caractère spectaculaire de l'inversion paléogéographique qui marque la base du cycle suivant (Vraconien-Cénomaniens) apparaît nettement (fig. 12). Le haut-fond s'efface très exactement au moment de la transgression vraconienne (fig. 12-1) car le cortège transgressif y est réduit ou inexistant. Si les grès bioturbés des forages MAR sont d'âge albien supérieur, la transgression n'est qu'un peu plus précoce localement. La partie méridionale (dôme de Chateauneuf-du-Pape), en effet, n'est recouverte de dépôts qu'assez tardivement (*cf. supra*). La marge fontionne à nouveau en rampe au cours du Vraconien et pendant le début du Cénomaniens, même si la subsidence est très forte sur un secteur localisé de la moyenne vallée du Rhône. Une carte d'isopaques (fig. 12-2) a été choisie pour illustrer non seulement l'inversion mais aussi le rôle sédimentaire probable des failles N-S de Bagnols qui semblent limiter à l'Ouest une aire de subsidence maximale, correspondant à l'entité de "bloc de Marcoule", du nom des forages de découverte. La carte 12-1 illustre le rôle sédimentaire de ces failles de Bagnols dès le début de la transgression. Pendant la période "haut-fond" de ce cycle, les cordons sableux côtiers paulétiens stationnent à nouveau sur la vallée du Rhône pour isoler le marécage à lignite à l'Ouest (fig. 12-3). La tendance haut-fond est cependant beaucoup moins accusée qu'à l'Albien. Il s'agit en effet d'une zone qui reste fortement subsidente (250 m de Paulétien). Mais les flèches sableuses côtières s'appuient sur une zone émergée au Nord (lacunes du secteur de Clansayes).

La tendance haut-fond s'accroît au Cénomaniens supérieur (fig. 12-4) avec l'émergence des grès paulétiens mais la zone haute de Clansayes s'ennevoie brutalement (dépôt d'une centaine de mètres de marno-calcaires à spicules de faciès semblable à ceux de Venterol). Ces compensations de subsidence mettent particulièrement bien en évidence l'hétérogénéité de cette zone de la moyenne vallée du Rhône, notamment au moment des tendances "haut-fond" des cycles majeurs.

- c) Le cycle 3 (fig. 13) correspond à la totalité du Turonien et possède des caractéristiques très semblables au cycle 2. Après la régression forcée fini-cénomaniens, la transgression turonienne (fig. 13-1) s'effectue sur un profil régularisé de rampe Ouest-Est. Les grès de Pignères ont dans ce cycle la même valeur que les grès à orbitolines cénomaniens dans le cycle précédent (fig. 2 et fig. 10). Ils terminent la période "rampe". La formation de Montmout quant à elle, représente la période "haut fond" du cycle et présente des caractéristiques équivalentes, aux détails près, à la formation paulétienne : régressions forcées côté Est mais forte aggradation deltaïque (à influences tidales) dans le Gard. La zone "haut-fond", c'est à dire en fait à subsidence minimale car il n'y a pas d'émergence comme à l'Albien ou au Cénomaniens supérieur, est localisée sur le massif d'Uchaux où la formation de Montmout, et notamment la série grise intermédiaire (fig. 2) est beaucoup plus mince que de part et d'autre. Le "haut-fond" se traduirait plutôt par un déficit de subsidence.

- d) Le cycle 4 englobe le Coniacien, qui en représente la partie "rampe", et le Santonien (partie "haut-fond") où les faciès sablo-ligniteux s'étendent cette fois très largement vers l'Est. Ce cycle est donc un peu atypique en ce sens qu'il accompagne le comblement définitif de la fosse vocontienne occidentale.

Les cartes des figures 11 à 13 illustrent aussi les décalages de faciès et interprétés comme le résultat d'un jeu postérieur globalement senestre de la faille de Nîmes mais il est difficile d'en tirer même un ordre de grandeur approché car les lacunes documentaires sont trop importantes. Il est certain que les séries de la Bluye et du Rissas (Monier 1986), au front du Mont Ventoux, sont analogues à celles décrites à l'aplomb de la moyenne vallée du Rhône. C'est la "ride gargasienne" de Beaudrimont & Dubois (1977). Dans le bassin de Carpentras au Sud, on retrouve des séries de type Gard rhodanien.

L'origine de ces cycles rampe/haut-fond est probablement tectonique, bien qu'on n'en comprenne pas encore le mécanisme. Ils accompagnent en effet la fermeture du bassin vocontien occidental (fig. 14) dont les plis sont au moins en partie d'âge Crétacé supérieur (Flandrin 1966). On remarque en effet que les plis anté-campaniens du Dévoluy apparaissent comme des plis en échelon sur un linéament qui pourrait être un prolongement vers le N-E de la faille de Nîmes. B. Porthault (1974) avait déjà imaginé une poussée vers le Nord du bloc Ventoux-Lure, selon une succession de cycles compression-relaxation, pour expliquer les séquences sédimentaires du Crétacé supérieur vocontien.

La durée des quatre cycles diminue au cours du temps (fig. 14) soulignant peut-être une accélération des pulsations tectoniques au cours des mouvements précoces pyrénéo-alpins qui précèdent la réorganisation paléogéographique majeure du Campanien. Dès la transgression campanienne en effet, la mer alpine préfigure, dans sa configuration, le futur sillon d'avant-chaîne nummulitique. La disposition Ouest-Est, proprement vocontienne, du bassin est oblitérée.

Il reste maintenant à trouver une explication plus précise aux modalités si particulières de la subsidence rhodanienne pendant la période de comblement du bassin vocontien.

## 6. CONCLUSIONS

La synthèse régionale qui vient d'être réalisée grâce aux forages ANDRA de Marcoule comble partiellement une lacune sur les relations stratigraphiques entre les terrains créacés altérés du Gard rhodanien et les séries marno-calcaires de la fosse vocontienne.

Elle révèle une complexité stratigraphique qui s'explique par une subsidence très irrégulièrement répartie dans le temps et l'espace. Néanmoins, par une sorte d'effet de compensation, l'épaisseur globale du prisme sédimentaire ne présente pas ces irrégularités.

La géométrie de la couche vraconienne cible est bien maîtrisée, aussi bien dans le secteur des forages de Marcoule que, dans ses grandes lignes, à l'échelle régionale.

Au plan fondamental, les forages ANDRA permettent de proposer un modèle original de fonctionnement tectono-sédimentaire de la marge rhodanienne pendant l'intervalle Gargasien-Santonien. Quatre cycles sont individualisés, au cours desquels la rampe sédimentaire Ouest-Est est fragmentée par réactivation d'une structure probablement complexe, appelée haut-fond de la moyenne vallée du Rhône. Un compartiment de cette structure est appelé "bloc de Marcoule". Il paraît limité à l'Ouest par les failles de Bagnols et englobe l'actuel massif d'Uchaux et la plaine d'Orange. Sa subsidence rapide au Vraconien explique la grande épaisseur et l'homogénéité sédimentologique de la couche silteuse en termes de faciès de dépôt.

Au plan des concepts de stratigraphie séquentielle utilisés dans les synthèses de bassin, la marge rhodanienne se révèle être un laboratoire fort intéressant pour discriminer la part de la tectonique (différentiel de subsidence) et des éventuels forçages eustatiques dans la genèse des séquences de dépôt. Le bassin vocontien est en effet un des rares bassins mésozoïques mondiaux où il est possible d'effectuer des corrélations stratigraphiques précises entre les faciès silico-clastiques côtiers et les séries marno-calcaires profondes à turbidites.

Il reste enfin à étendre cette étude à l'échelle du bassin subalpin méridional pour comprendre les mécanismes profonds à l'origine d'un tel différentiel de subsidence, au moment des premiers mouvements compressifs pyrénéo-alpins. Ceci devrait permettre, entre autre, de mieux comprendre le fonctionnement de la faille de Nîmes depuis le Crétacé.

## REFERENCES CITEES

- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. 1, n° 1, p. 261-308.
- BEAUDOIN B. et al. (1997) Stratigraphie de l'Albien et calibrage temps de la série de Marcoule. *Journées Sci. ANDRA, Site du Gard rhodanien, Livret des résumés des posters*, ANDRA édit.
- BUSNARDO R. (1984) - Stratotypes et parastratotypes. In Debrand-Passard et al. (eds.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Chapitre Crétacé inférieur, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 288-291.

- CONTE G. (1985) - Découverte d'ammonites du Gargasien dans les "Grès et calcaires à Discoïdes et orbitolines" du synclinal de la Tave (Gard, France). *Geobios*, n° 18, fasc. 2, p. 203-209.
- CRUMIERE (1991) - Potentialités pétrolières des dépôts du bassin vocontien oriental (S-E France) au Cénomaniens-Turonien inférieur. *Thèse Doct. Univ. Lyon*, 78 p., 56 fig. & 9 pl. HT.
- DELAMETTE M. (1986) (1988) - L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien. Thèse Univ. Genève (1986) et *Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 1988, n° 5, 316 p.
- DEVALQUE C., AMEDRO F., PHILIP J. et ROBASZYNSKI F. (1982) - Etat des corrélations litho- et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze : les zones d'ammonites et de rudistes. *Mém. Mus. Nat. Hist. Naturelle Paris*, t. XLIX, p. 57-69.
- DUCREUX J.-L. (1982) - Recherche de concentrations métallifères en domaine paralic et limnique. Le cas des formations du Crétacé supérieur gardois, du paléogène de Manosque (Alpes-de-Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plains (Puy-de-Dôme). *Thèse 3° Cycle Univ. Lyon*, n° 1137, 439 p. (inédit)
- DUMAS E. (1875-76) - Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du Département du Gard. *Imp. Clavel-Ballivet Nîmes*, 3 vol.
- FERRY S. (1978) - Les "Calcaires à débris" barrémo-aptiens de la Drôme vocontienne (France Sud-Est) : des cônes d'épandage bioclastique en eau profonde. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, H.S.n° 4, p. 273-303.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1990) - Mesozoic eustacy record on western Tethyan margins. Post-meeting field trip in the Vocontian Trough. *Publ. Ass. Sédim. fr.*, n° 12, 141 p.
- FISCHER A.G. & BOTTJER D.J. (1991) - Orbital forcing and sedimentary sequences. *J. Sed. Petrology*, v. 61, n° 7, p. 1063-1069.
- FLANDRIN J. (1966) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7° sér., t. VIII, p. 376-386.
- FOURNIER R., PHILIP J. & TRONCHETTI G. (1983) - Le Coniacien de la basse vallée du Rhône. *Géol. Médit.*, v. X, p. 387-402.
- GALE A.S., KENNEDY W.J., BURNETT J.A., CARON M. & KIDD B.E. (1996) - The late Albian to early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France) : an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretaceous Res.*, v. 17, p. 517-606.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. (1976) - Variations in the Earth's orbit : pacemaker of the ice ages. *Science*, v. 194, p. 1121-1132.
- KAUFFMAN E.G. (1985) - Cretaceous evolution of the Western Interior Basin of the United States. in Pratt L.M., Kauffman E.G. & Zelt F.B. (eds.), *Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway : Evidence of cyclic sedimentary processes. SEPM Field Trip Guidebook n° 4*, p. IV-XIII.
- MALARTRE F. (1994) - Stratigraphie séquentielle du Crétacé supérieur du bassin vocontien occidental (Sud-Est, France). Comparaison avec d'autres bassins. *Doc. Lab. géol. Lyon*, n° 131, 219 p.
- MALARTRE F. et FERRY S. (1993) - Régression forcée à la limite Cénomaniens-Turonien dans le bassin subalpin occidental (SE France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 317, sér. II, p. 1221-1227.

- MASSE J.-P. (1976) - Les calcaires urgoniens de Provence. *Thèse Marseille*, 3 vol., 445 p., 60 pl. HT.
- MASSE J.-P. (1980) - Sur l'amplitude du décrochement sénestre de la faille de Nîmes déduite des variations de faciès du Barrémo-Bédoulien. *8ème Réun. ann. Sc. Terre*, Marseille, Soc. géol. Fr. édit. p. 245 (résumé).
- MASSE J.-P., MASSE P.-J.-L. et TRONCHETTI G. (1990) - Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur-Cénomaniens moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (SE de la France) : cadre paléocéanographique et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. VI, n° 6, p. 963-971.
- MONIER P. (1986) - De la plate-forme provençale au bassin vocontien. Etude stratigraphique, cartographique et paléogéographique de la série crétacée du Mont Ventoux - Sud-Est de la France. *Thèse Doc. Univ. Lyon*, 218 p. (inédit, en dépôt à la bibl. universitaire de Lyon).
- PARRON C. et TRIAT J.-M. (1977) - Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussion sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique, de la découverte de trois phases d'altérations continentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. Fr.*, (2), v. 20, fasc. 3, p. 241-250.
- PARRON C. et TRIAT J.-M. (1978) - Paléoaltérations continentales et sédimentogenèse marine dans le Crétacé supérieur du massif d'Uchaux (Vaucluse). *Bull. BGRM*, (2), v. I, n° 1, p. 47-56.
- PHILIP J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse Doc. Etat*, Marseille, 438 p.
- PHILIP J. (1984) - Tectonique méso-crétacée en Provence. In Debrand-Passard et al. (eds.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 384-386.
- PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes. *Thèse Doc. Etat*, Lyon, 336 p.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) - Eustatic control on clastic deposition I - Conceptual framework. In C. Wilgus (ed.), Sea-level changes : an integrated approach. *SEPM sp. pub.*, n° 42, p. 125-154.
- ROUSSET O. (1996) - Tentatives de corrélation entre les séries silteuses (vraconiennes) de forages du Gard. *Dipl. Et. Approf. Paris*, 38 p., annexes HT, (inédit)
- SORNAY J. (1950) - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. *Thèse, Imp. Allier, Grenoble*, 254 p.
- TRIAM J.-M. (1982) - Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. *Sci. géol. Strasbourg*, v. 68, p. 1-202.

## LEGENDES DES FIGURES

Fig. 1 – Carte de situation et géologie simplifiée.

Fig. 2 – Corrélations litho- et biostratigraphiques entre les forages carottés MAR du site de Marcoule.

Fig. 3 – Faciès de la couche silteuse dans le forage MAR 203 : (1) partie inférieure laminée à fines couches silteuses de tempête préservées dans l'argile sombre ; (2) et (3) partie



bioturbée : faciès nuageux ou homogène produit par la bioturbation plus ou moins forte du type 1 (diamètre des carottes  $\approx 9$  cm).

Fig. 4 – Lithologies accessoires dans la couche silteuse.

Fig. 5 – Microfaciès de la couche silteuse dans le forage MAR 203.

Fig. 6 – Corrélations des bancs clairs dans la couche silteuse.

Fig. 7 – Coupe stratigraphique ouest-est.

Fig. 8 – Effilochage des grès blancs paulétiens dans le faciès à lignite et calcaires palustres montrant la continuité latérale des cycles à haute fréquence.

Fig. 9 – Caractéristiques des cycles majeurs rampe/haut fond.

Fig. 10 – Similitude entre les cycles majeurs Vraconien-Cénomaniens et Turonien sur la base du modèle des cycles rampe/haut fond.

Fig. 11 – Evolution paléogéographique au cours du cycle C1 (Gargasien-Albien).

Fig. 12 – Evolution paléogéographique au cours du cycle 2 (Vraconien-Cénomaniens).

Fig. 13 – Evolution paléogéographique au cours du cycle 3 (Turonien).

Fig. 14 – Raccourcissement de la durée des cycles tectoniques rampe/haut fond au cours de la fermeture de la fosse vocontienne occidentale.

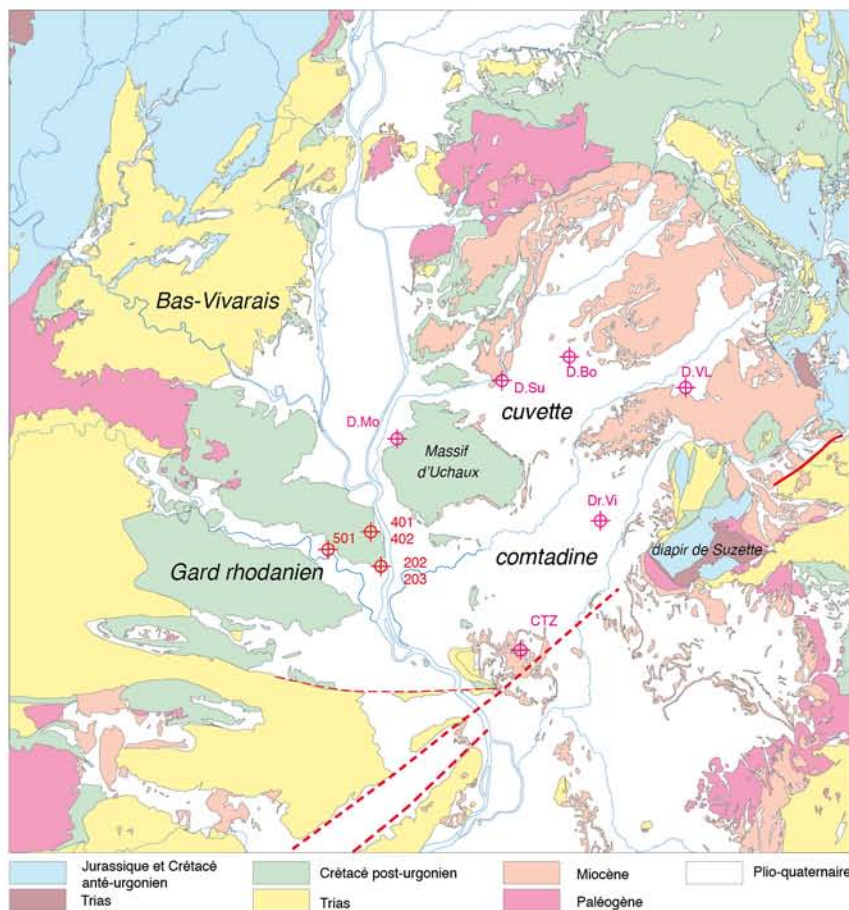
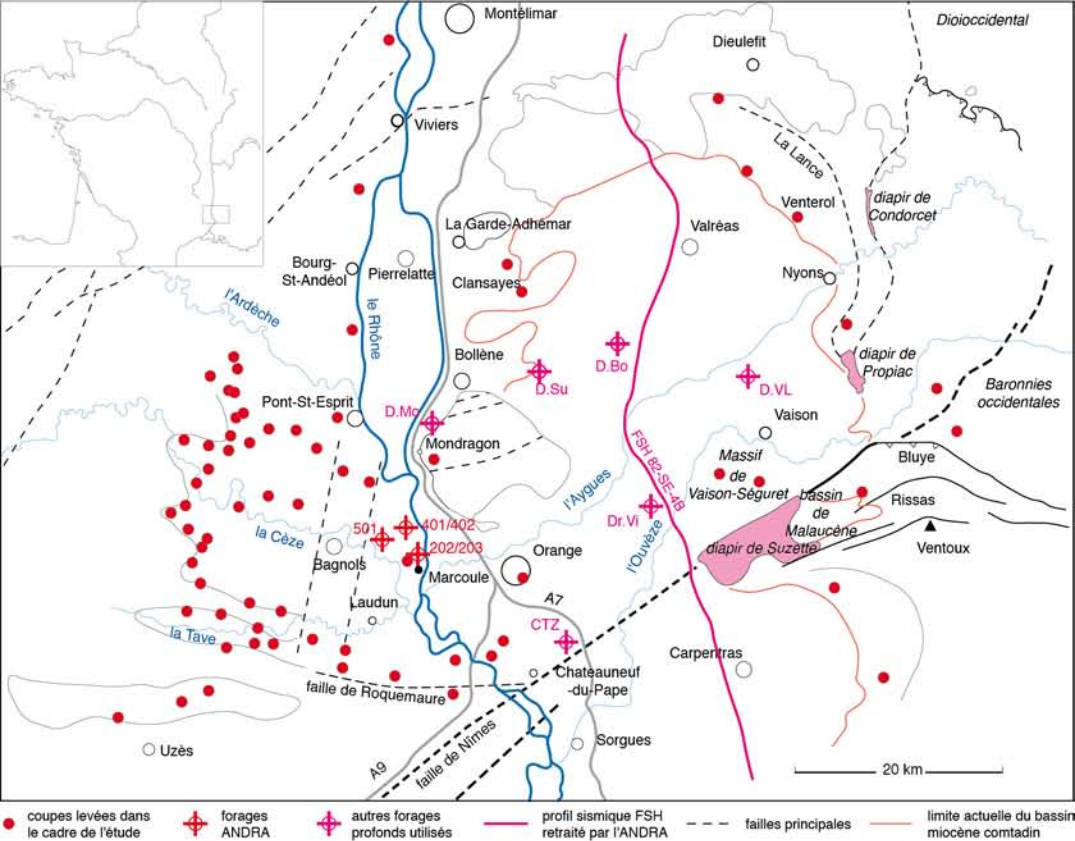


Fig. 1

MAR 501

MAR 401/402

MAR 203  
MAR 1047

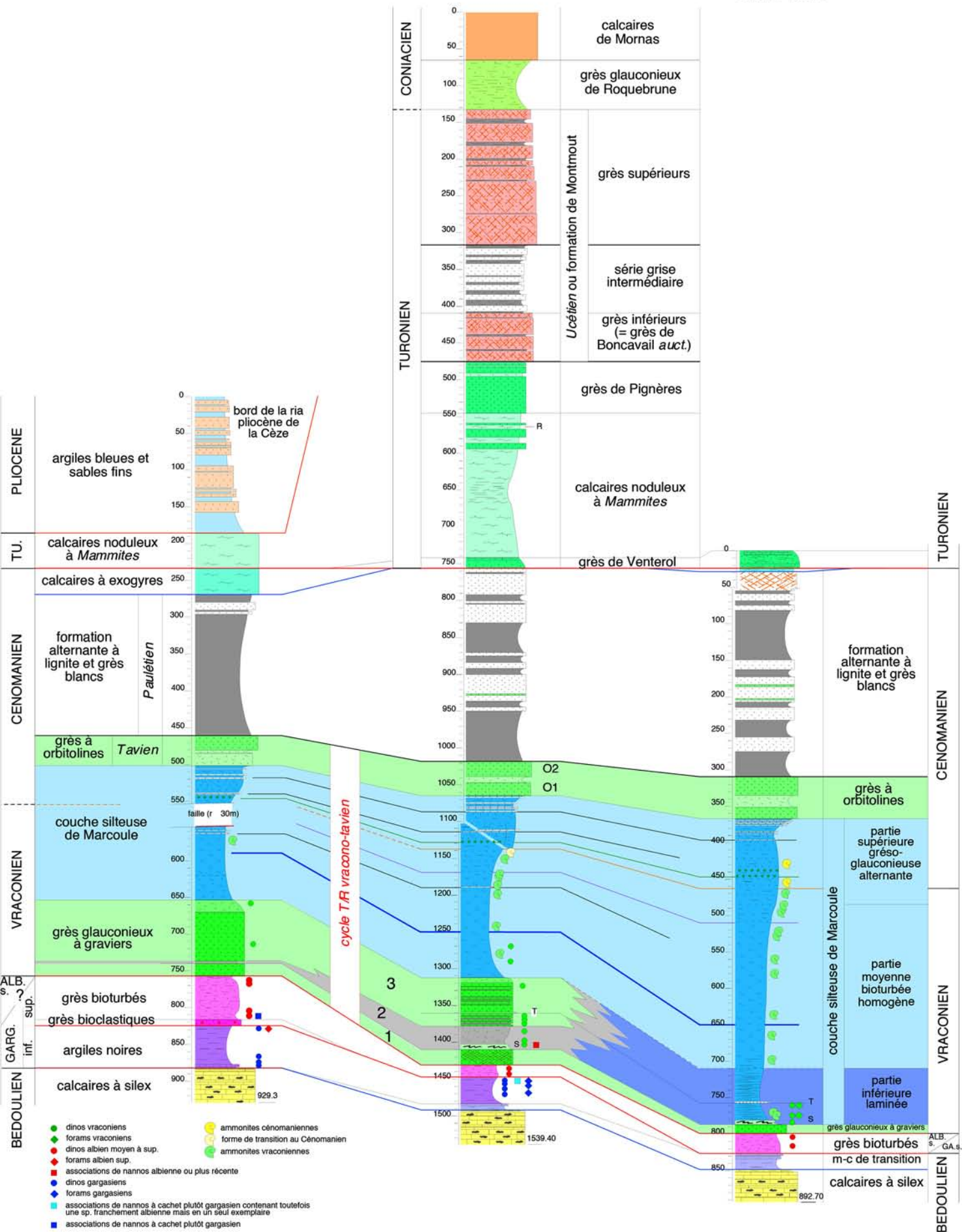
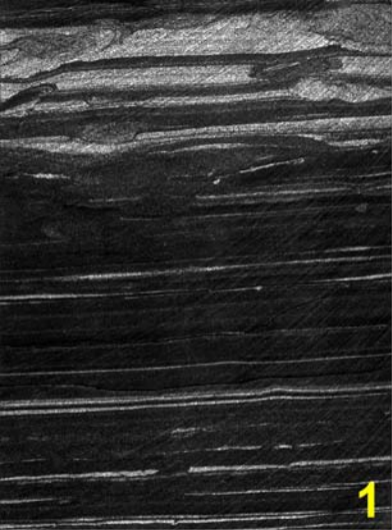
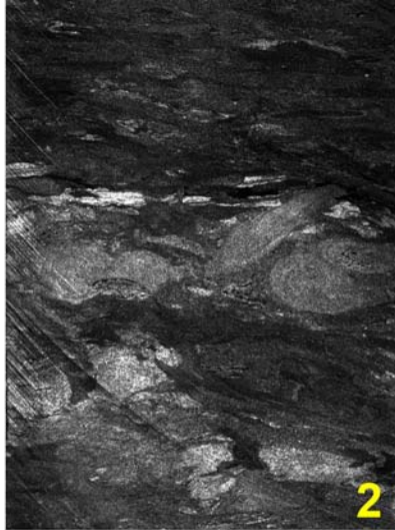


Fig. 2



cote -775

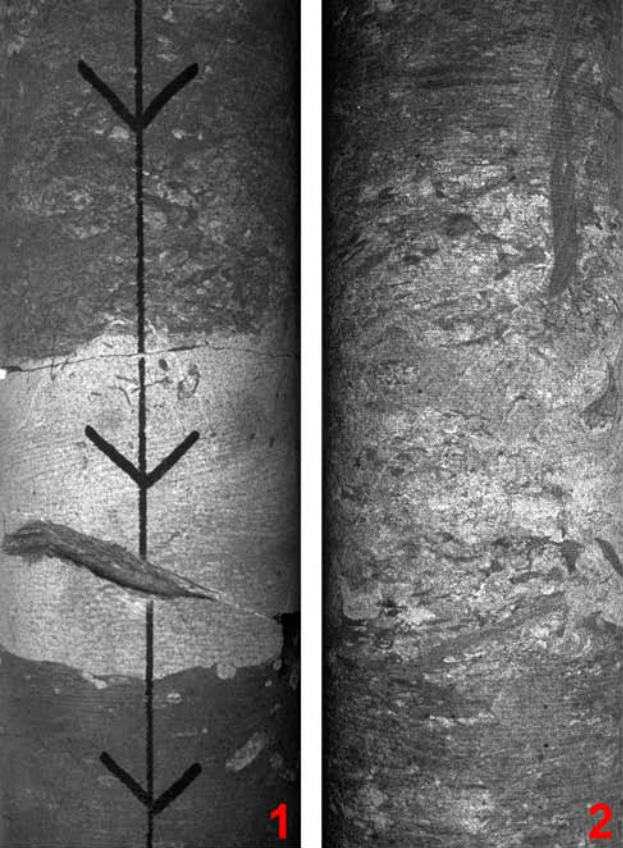


cote -607



cote -705

Fig. 3



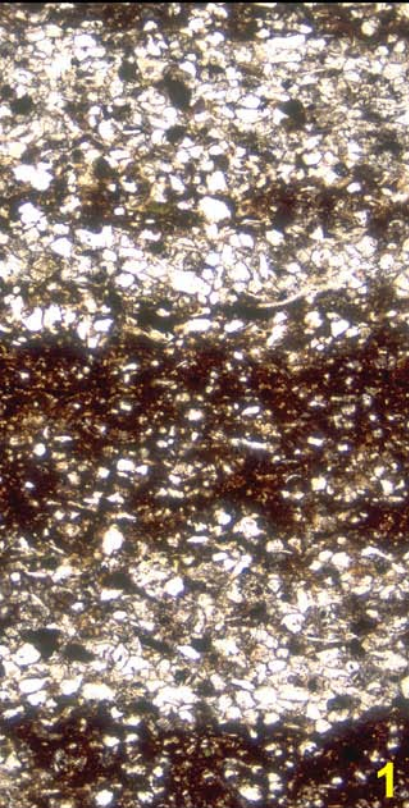
cote -1190

cote -1164

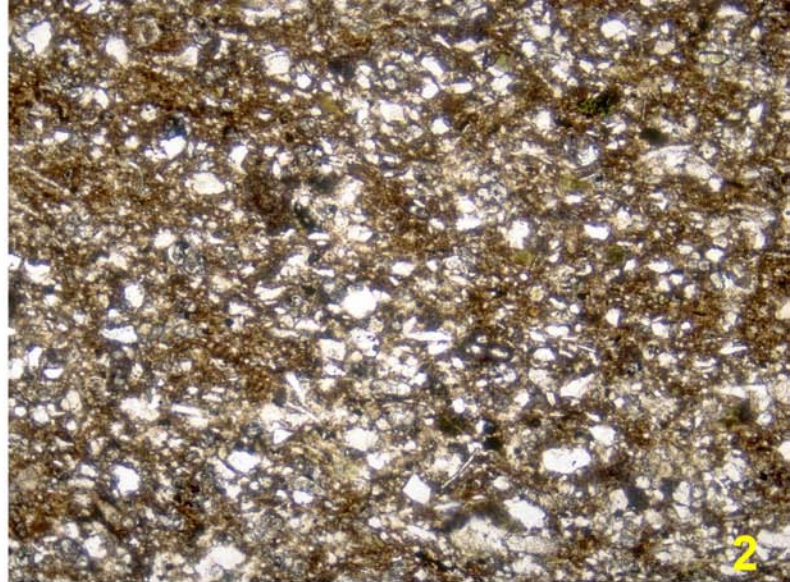


1. exemple de couche gréseuse laminée de tempête exceptionnelle ou de courant de retour de raz-de-marée, intercalée dans la partie supérieure de la couche (MAR 402) ;
2. exemple de banc plus clair montrant l'existence de cycles sédimentaires peu accusés au sein de la couche (MAR 402) ;
3. allure de cette cyclicité interne fruste dans la coupe de Clansayes (colline du Tricastin).  
(diamètres des carottes  $\approx$  9 cm)  
(la flèche sur la photo 1 indique le bas)

Fig. 4



cote -764



cote -633

1. partie inférieure laminée à fines couches siltuses de tempête préservées dans l'argile sombre par absence de bioturbation.
2. microfaciès homogène produit par la bioturbation de type 1 (noter la présence de petits foraminifères dans la matrice sombre).

Fig. 5

MAR 501

MAR 402

MAR 203

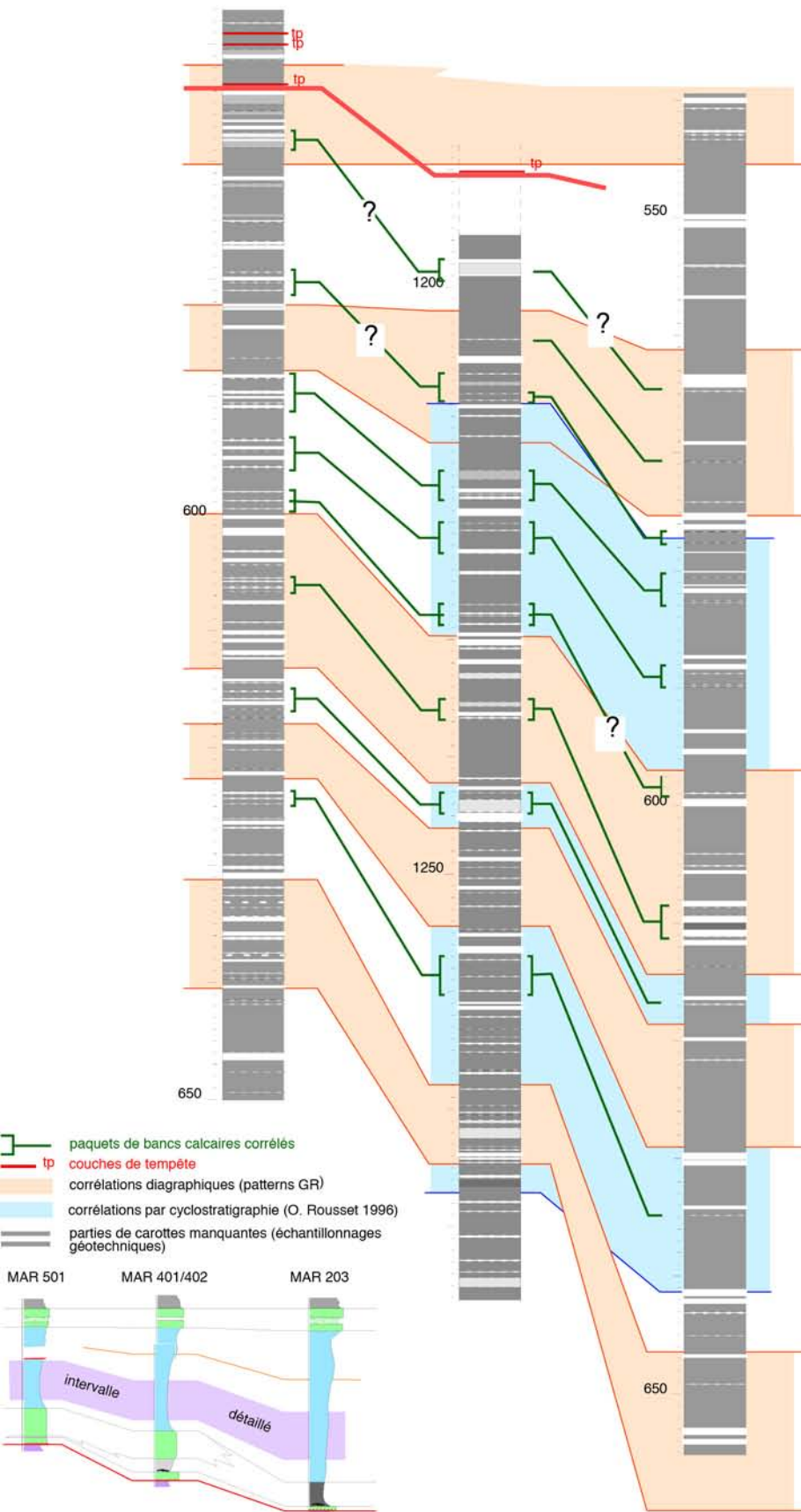


Fig. 6





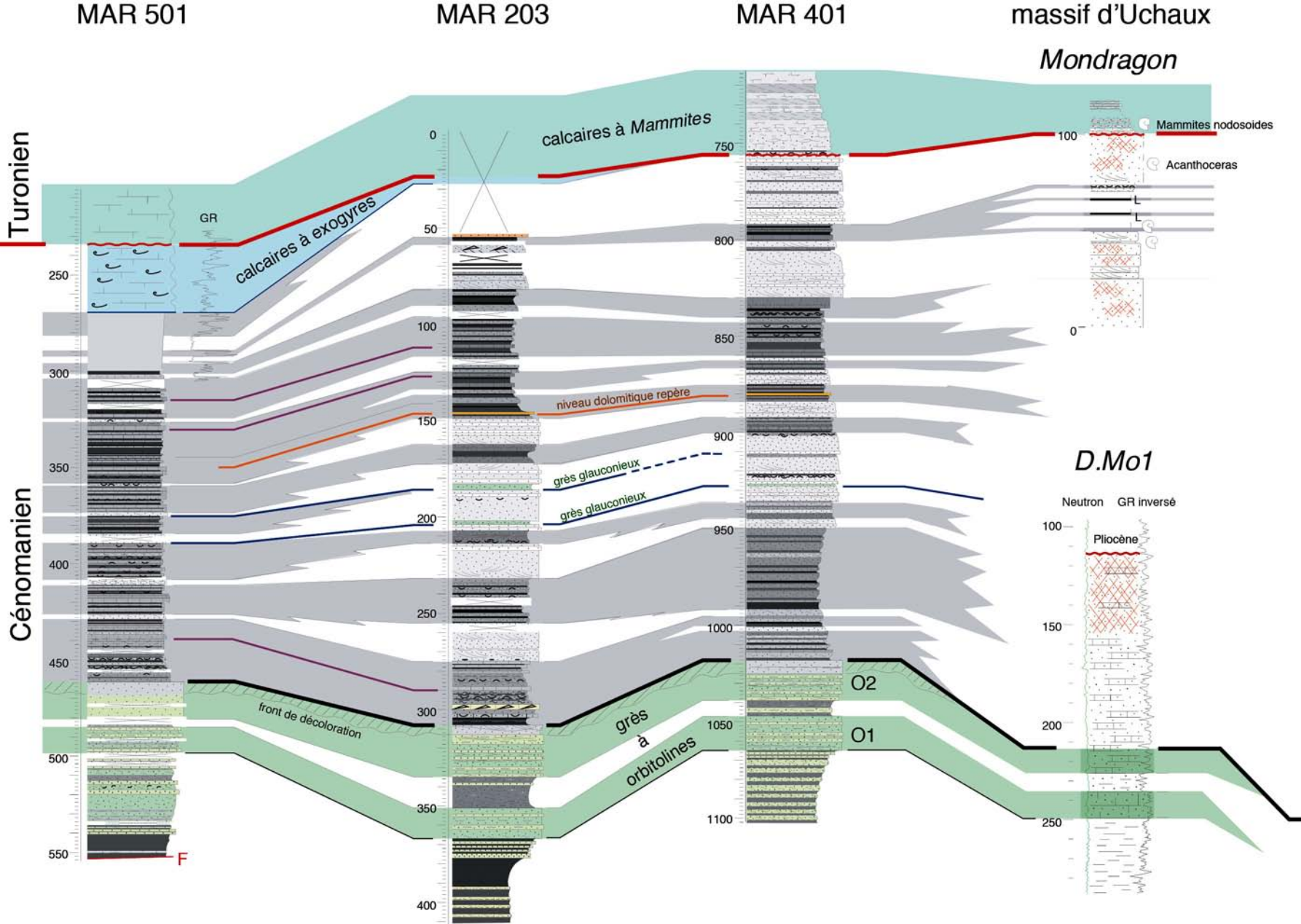


Fig. 8

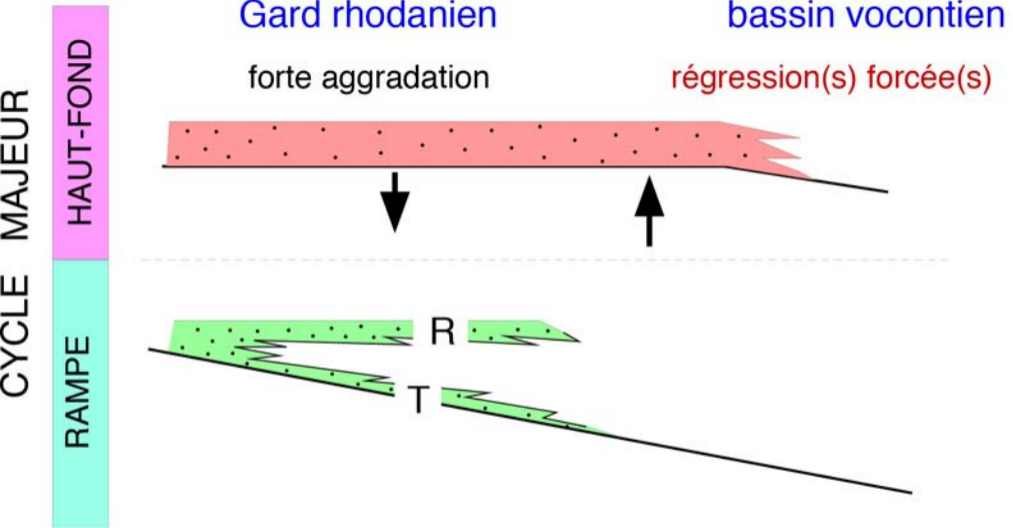


Fig. 9

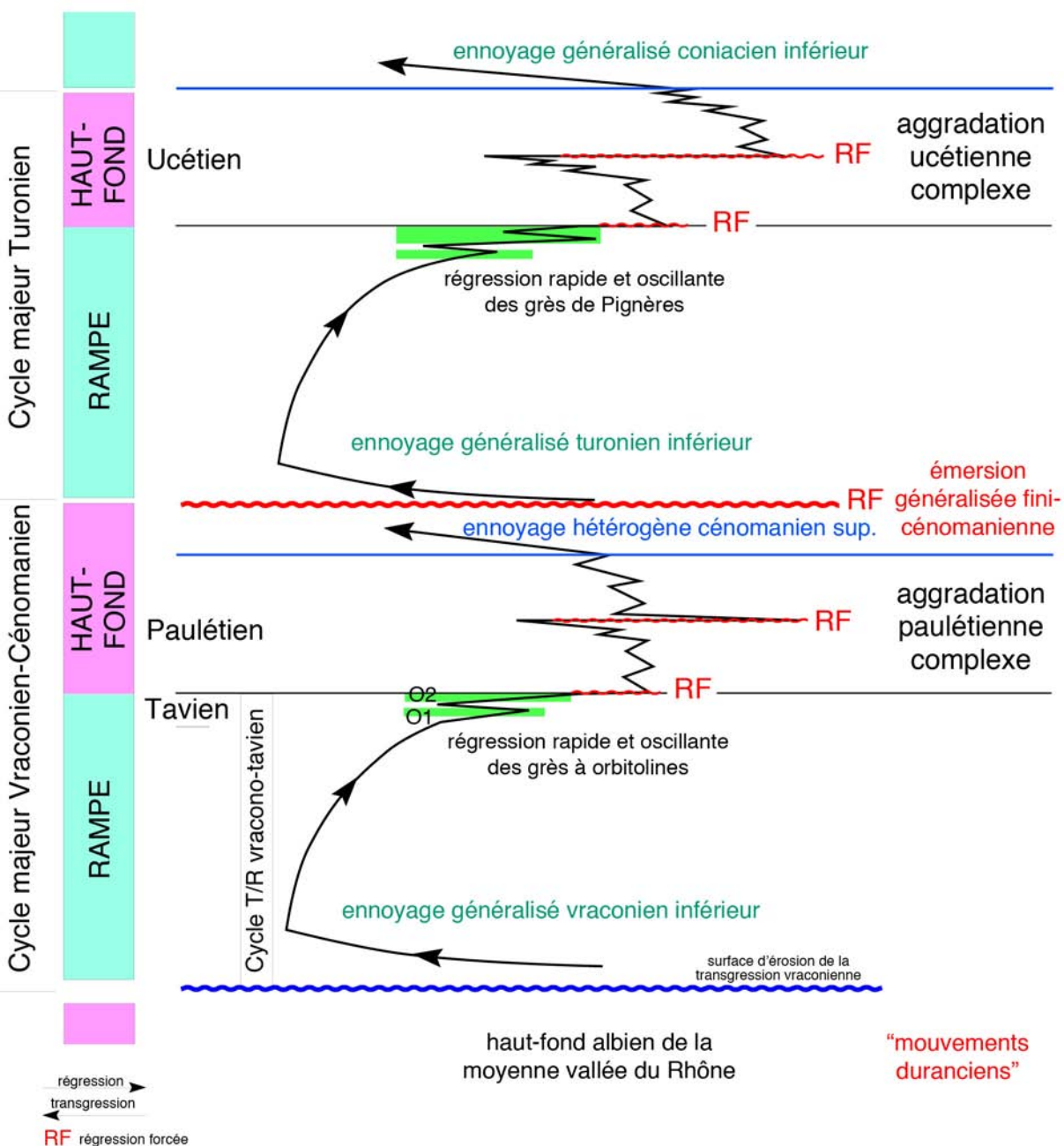
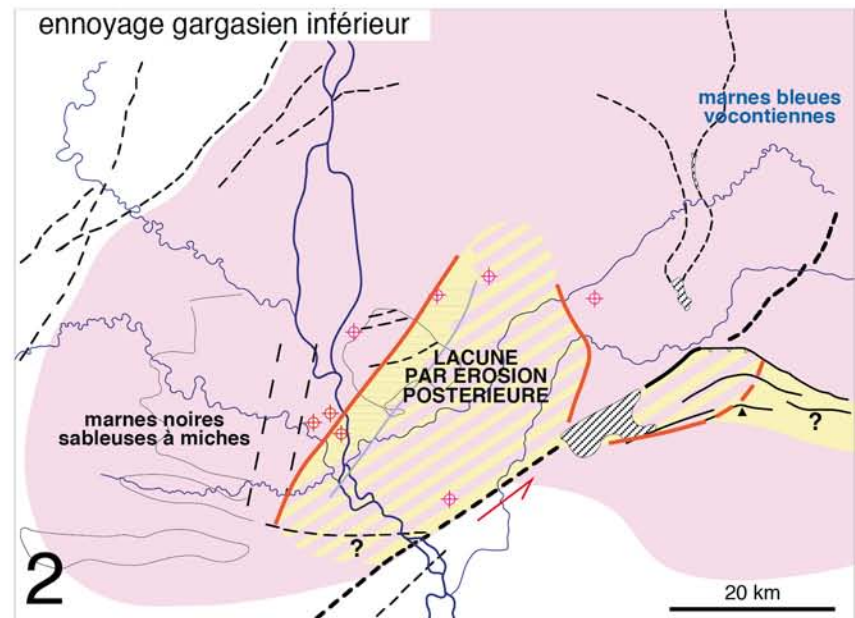
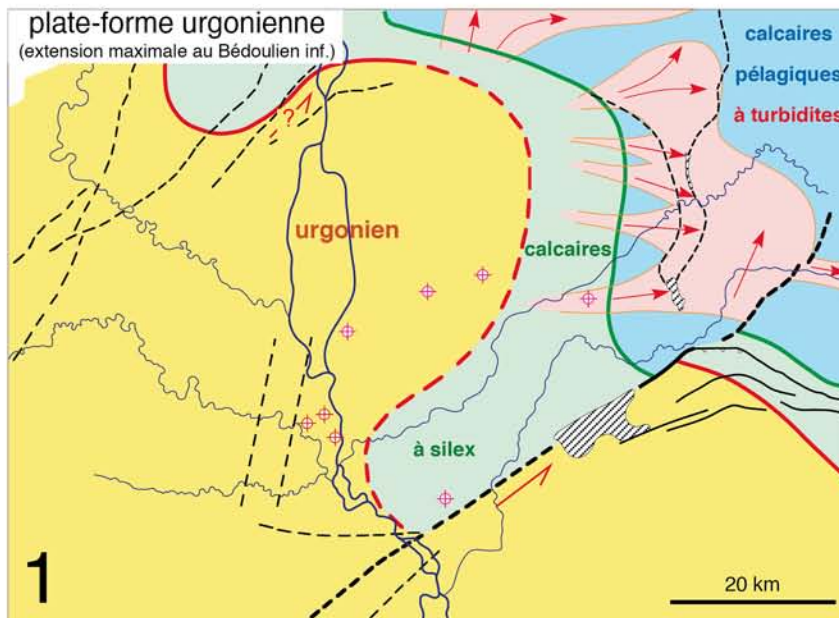
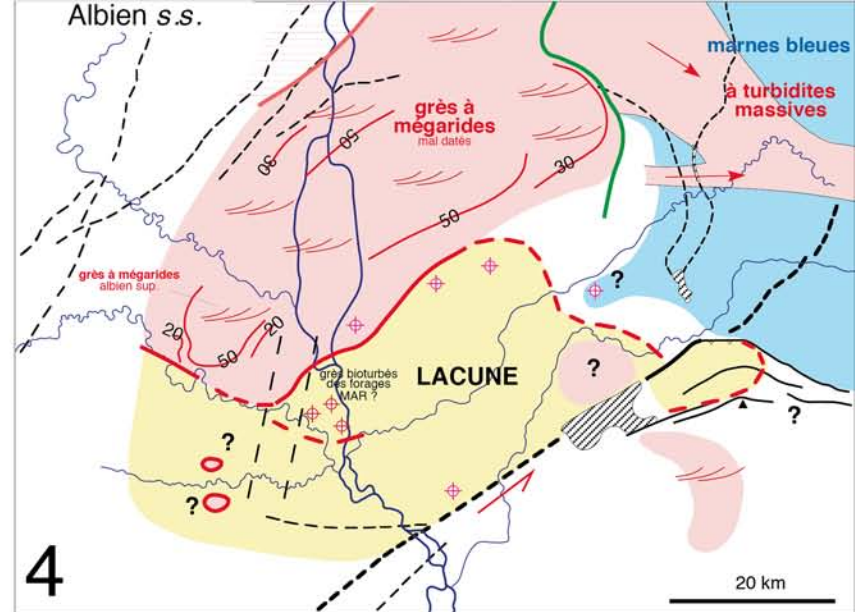
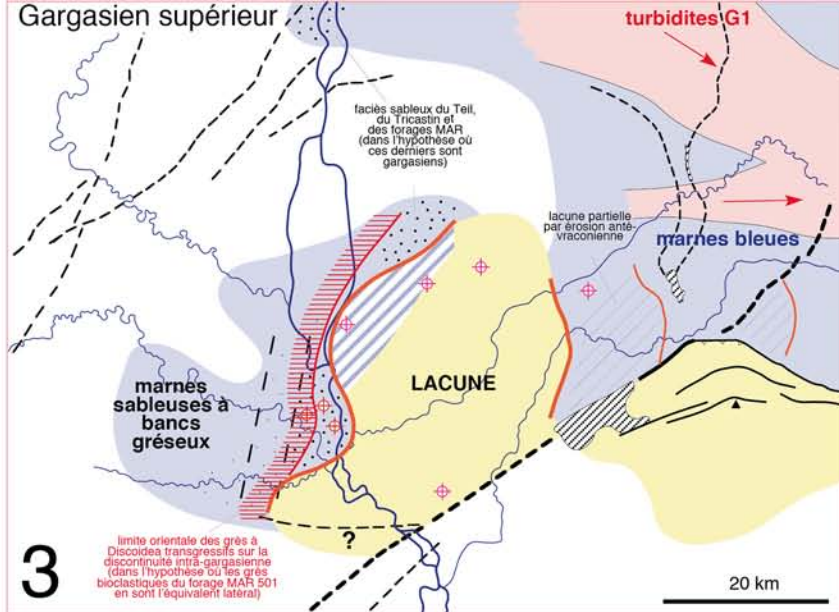
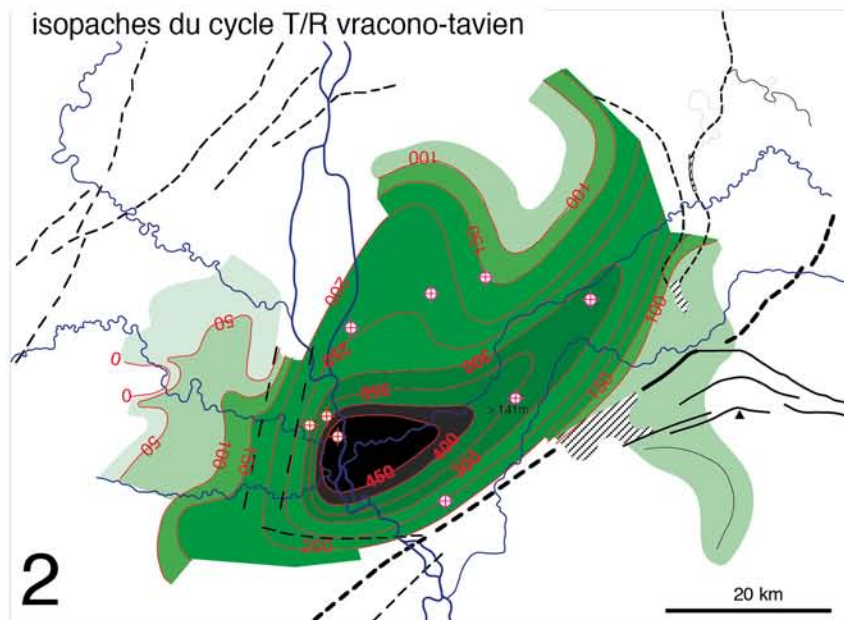
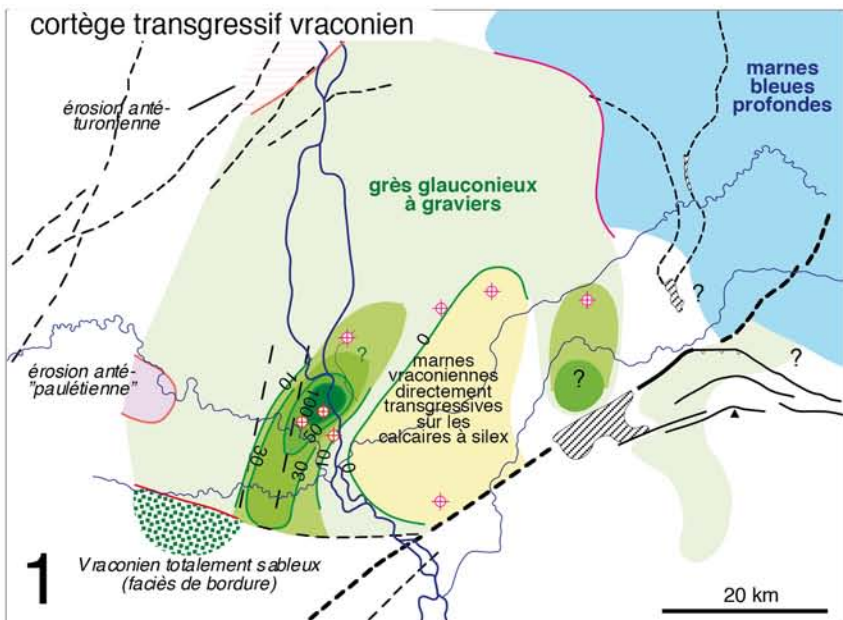
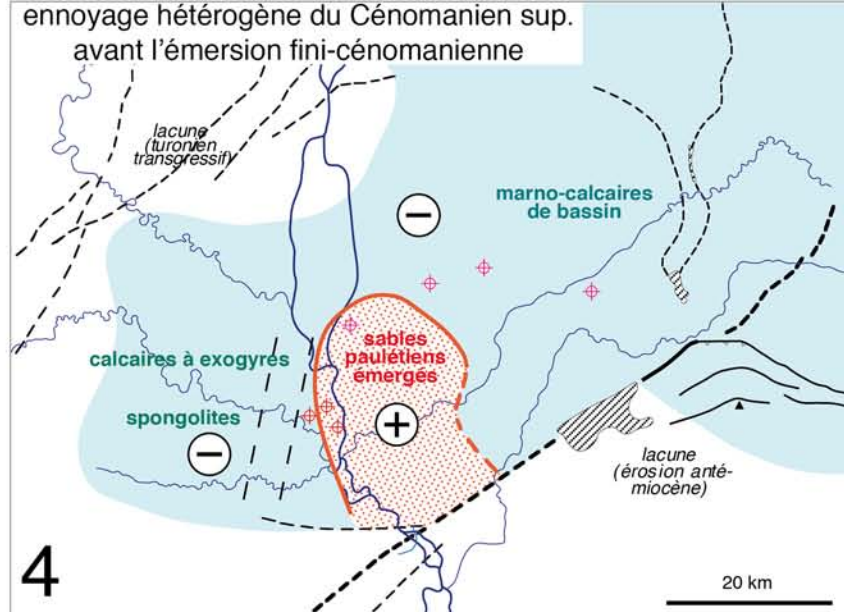
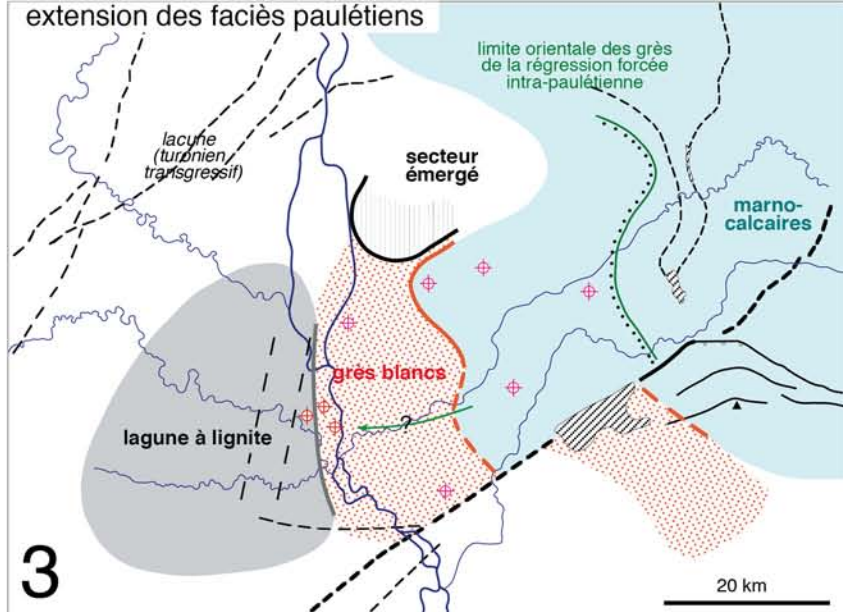


Fig. 10





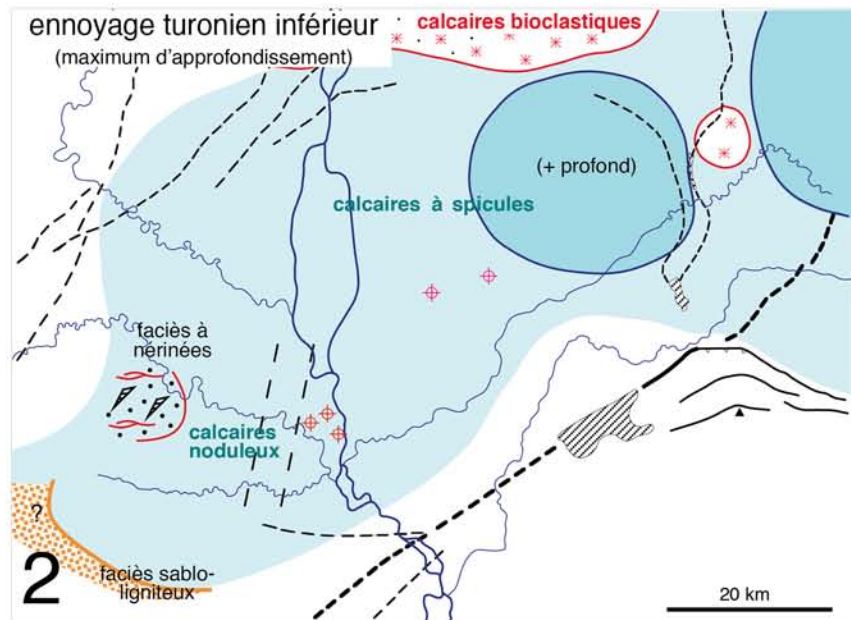
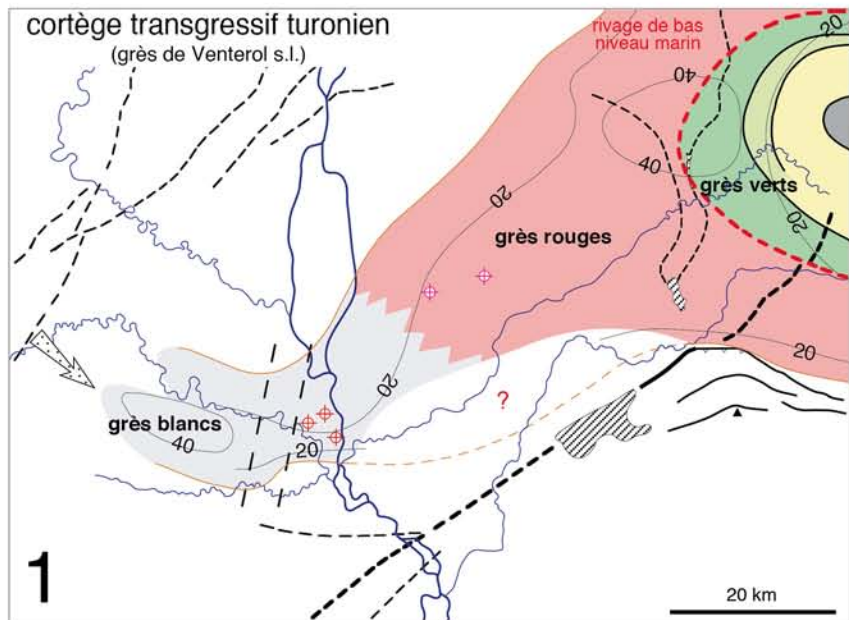
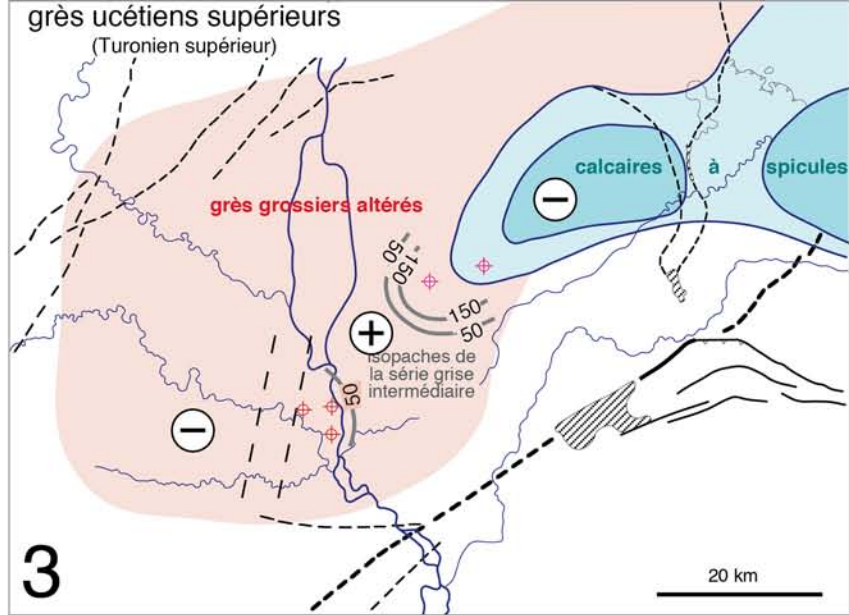


Fig. 13

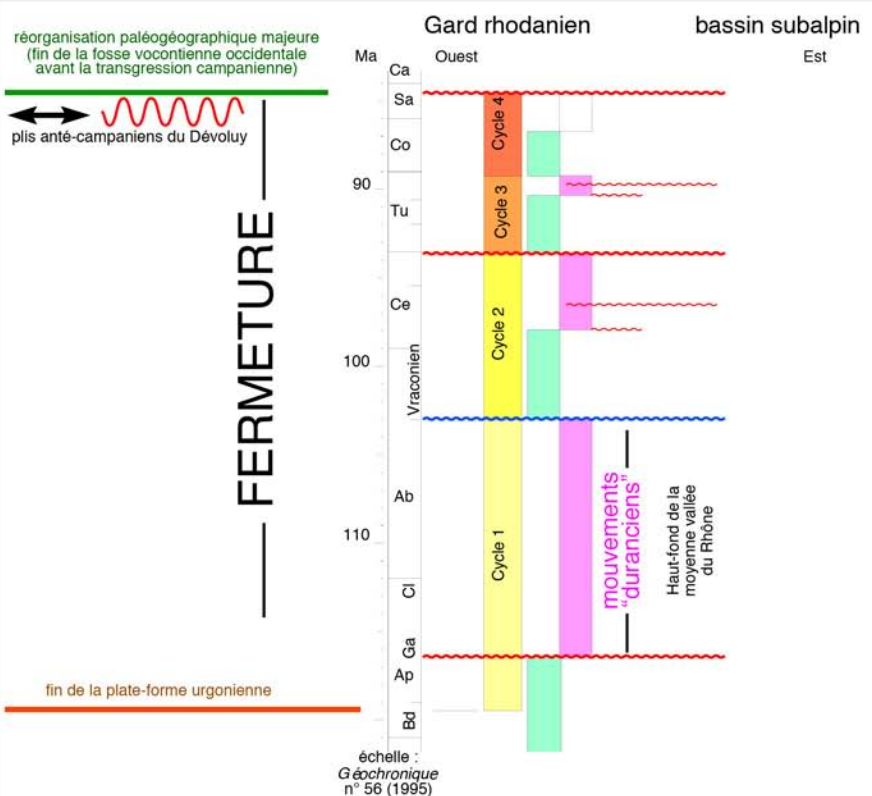
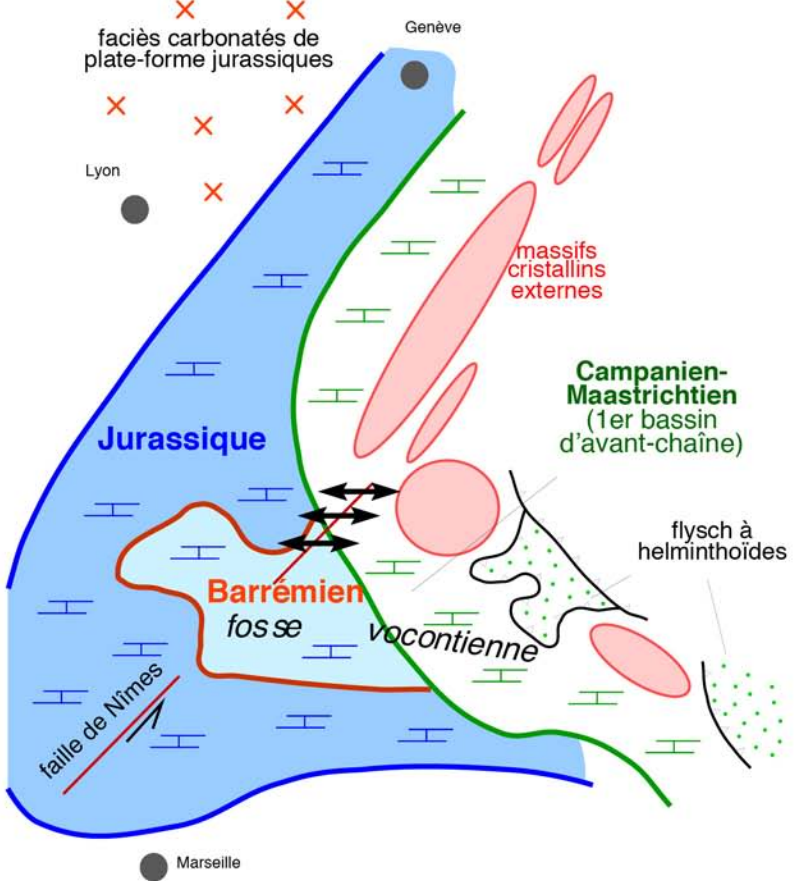


Fig. 14