
Tectonique tangentielle fini-crétacée au front NE du massif de Mouthoumet (Pinède de Durban - Serre de Ginoufré, Corbières, Aude)

Michel Durand-Delga (1)

André Charrière (2)

Uppermost Cretaceous tectonics at the north-eastern side of the Mouthoumet massif (Pinède de Durban-Serre de Ginoufré; Corbières, Aude, France)

Géologie de la France, n° 2, 2012, p. 25-48, 8 fig.

Mots-clés : Zone sous-pyrénéenne, Massif de Mouthoumet, Pinède de Durban, Serre de Ginoufré, Nappe des Corbières, Front sous-pyrénéen, Phase fini-crétacée, Tectonique tangentielle, Forages scientifiques.

Keywords: South Pyrenean Zone, Corbieres nappe, North Pyrenean Fault, Uppermost Cretaceous phase, Tangential features, Scientific borings.

Résumé

À la bordure nord-est du massif paléozoïque de Mouthoumet et au-dessous de la nappe des Corbières orientales, existe à l'Est d'Albas une bande fortement tectonisée de terrains mésozoïques, constituant les massifs de la Serre de Ginoufré et de la Pinède de Durban. La structure de l'unité tectonique de la Pinède, qui fut l'objet d'interprétations contradictoires il y a une cinquantaine d'années, est précisée sur la base d'une cartographie détaillée et de sondages qui attestent le caractère renversé de la série crétacée (Aptien supérieur à Sénonien) de son flanc nord. Sur le flanc méridional de la Serre de Ginoufré sont mis en évidence, d'une part un renversement de la base de la série triasique, discordante sur l'Ordovicien, et d'autre part des recouvrements anormaux (fenêtre 214 du Vallon de Rivière). L'accident sigmoïde séparant les deux massifs est interprété comme un contact anormal, déformé, faisant chevaucher « l'unité de Ginoufré » (Trias-Ordovicien) sur « l'unité de la Pinède » (Trias supérieur-Jurassique-Crétacé) renversée. Nous établissons que l'ensemble de ces différents empilements tectoniques est antérieur au Bégudo-Rognacien (= Campano ? - Maastrichtien) discordant.

Ainsi, les déformations paroxysmales de la fin de l'Éocène (nappe des Corbières) ont été précédées d'une importante phase de déformations fini-crétacées dont le caractère tangentiel (plis couchés, recouvrements anormaux) de vergence Nord ou Nord-Est était jusqu'à présent passé inaperçu. Ces déformations, exprimées dans la couverture mésozoïque, au front nord du massif paléozoïque de Mouthoumet, sont ici interprétées

comme provoquées par une remontée vers le Nord de ce dernier, dans le contexte compressif généralisé de la partie orientale des Pyrénées, peu avant la fin du Crétacé.

Abstract

At the north-eastern border of the Mouthoumet paleozoic Massif, there limited by the E-W trending North Mouthoumet Fault, Mesozoic formations lay out as a narrow, strongly folded, strip. These formations outcrop in the Serre de Ginoufré (Triassic) and eastward, behind the other side of the « Mouillère Fault », in the Pinède de Durban (Upper Triassic-Upper Cretaceous). The structure of the last one was the subject, for a long time, of conflicting debates. It has been reconsidered, following a new detailed cartography. At the northern part of the Pinède, two little borings in Aptian outcrops have established that these Aptian limestones are there superimposed to Senonian sandstones. This reversed mesozoic series belongs to the overturned limb of a recumbent syncline, directed to the North, which involves Rhaetian to Senonian layers.

To the west of the La Pinède massif, the mainly carbonated Triassic series of the Serre de Ginoufré, with its basement (Ordovician schists), is similarly reversed (Jasse de Rivière area). Moreover Senonian sandstones, overlain by Liassic marls, appear in the little « cote 224 » window below the Triassic layers. This outcrop is interpreted as the local reappearance of levels belonging to the La Pinède tectonic unit underneath the Serre de Ginoufré tectonic unit. The SSW-NNE « Mouillère Fault » may be interpreted as a deformed

(1) « La Pélisserie », 81150 Florentin, France - jddelga@wanadoo.fr

(2) 26 rue Jean Pierre Chabrol, 34740 Vendargues France - andre.charriere73@orange.fr

* Manuscrit présenté le 25 janvier 2012, accepté le 16 mai 2012.

and straightened part of the abnormal contact between these two units.

Northwards, the Serre de Ginoufré and La Pinède units are both unconformably overlain by the Begudo-Rognacian beds (Campono? - Maastrichtian continental facies), followed by the Paleocene and Eocene layers.

The flat « laramian » tectonic contacts were unsuspected up to now. We interpret these deformations as connected with the displacement, towards the North, of the Mouthomet paleozoic block. This event was linked to the general compressive context in the Eastern Pyrenees shortly before the end of the Cretaceous times.

Afterwards, the uppermost cretaceous features of La Pinède area were overthrust by the Triassic-Jurassic formations of the « Nappe des Corbières », which is the sinistrally deviated prolongation of the North-Pyrenean zone. This nappe moved to the NW, over the Upper Eocene formations of the Carcassonne Synclinorium.

So the structural complexity of the Pinède de Durban area is due to the superimposition of tangential features, the first one (NNE vergence) during the Maastrichtian (« laramic phase ») followed by the displacement (NW vergence) of the post-Bartonian Nappe des Corbières (« Pyrenean phase »).

Introduction

Émergeant de la zone sous-pyrénéenne, le quadrilatère dessiné par le massif paléozoïque de Mouthomet est séparé, au Nord, du remplissage paléocène-éocène du synclinorium de Carcassonne par une grande fracture. Les échelons de cette « faille de Villerouge » (Magnan, 1874), ou « faille Nord-Mouthomet », se relaient d'Ouest en Est, entre la haute vallée de l'Aude et Durban (fig. 1). Le long de cette fracture à regard nord et de rejet kilométrique (de Margerie, 1890), les couches colorées du « Garumnien » (Campanien p.p. ? - Maastrichtien-Paléocène à faciès continentaux (Plaziat, 1961 et 1985), débutant par le « Bégudo-Rognacien » (Freytet, 1970), sont relevées, parfois jusqu'à la verticale, au contact du Paléozoïque.

À la pointe NE du massif de Mouthomet (fig. 2), se situent, au SE d'Albas, la Serre de Ginoufré où le Trias est transgressif sur l'Ordovicien, puis à l'Est de « l'accident de la Mouillère », la Pinède de Durban, bande de terrains mésozoïques d'environ 1,5 km de large, intercalés ici entre le Paléozoïque au Sud et les dépôts du « Garumnien »-Éocène au Nord. Les termes successifs de la Pinède (s.l.) sont de plus en plus jeunes en allant vers le Nord : Trias supérieur et Lias sur son flanc sud, Aptien supérieur (« Urgonien ») sur la crête de la Cresse, Crétacé supérieur sur son flanc nord, recouvert par la pinède. À l'Est, cette succession mésozoïque s'enfonce tectoniquement sous la nappe des Corbières orientales, définie par L. Barrabé (1922 à 1942), et dont nous abrégeons le nom en : « nappe des Corbières ».

La grande complexité structurale de la Pinède de Durban a donné lieu, voici un demi-siècle, à de très vives discussions. Cette controverse portait sur l'ampleur discutée des renversements de la série mésozoïque, sur leur rapport éventuel avec l'avancée de la nappe des Corbières et sur l'importance accordée aux phases crétacées, spécialement à celle d'âge fini-crétacé (Mattauer et Proust, 1962 ; Azéma *et al.*, 1963 ; Mattauer et Proust, 1965). Aucune conclusion claire, acceptée par tous, n'apparut à la fin de ces échanges. En 1974, une campagne de petits sondages, menée grâce au BRG.M, a révélé la réalité de certains recouvrements anormaux discutés. À partir de 1998, nous avons repris la cartographie précise de la Pinède de Durban et de la Serre de Ginoufré (fig. 2). Elle a permis d'établir l'existence d'autres superpositions anormales, jusque-là passées inaperçues, d'évaluer leur ampleur et de prouver que plusieurs recouvrements anormaux doivent être rapportés à la tectonique de la fin du Crétacé.

Rappel sur la nappe des Corbières

Les auteurs des contours géologiques des cartes en hachures au 80 000 donnèrent d'abord des indications stratigraphiques (Doncieux, 1907 à 1909) sur les Corbières, puis sur la structure tectonique d'ensemble (Barrabé, 1942b). La parution, après 1960, de nouveaux fonds au 25.000e, en courbes de niveaux, permit la cartographie détaillée de la quasi-totalité des Corbières orientales par une vingtaine de chercheurs (thèses d'état, thèses de 3^e cycle, diplômes d'études supérieures) des universités de Paris, Montpellier et Toulouse. Une étude détaillée de la région au Nord de Durban (Viallard, 1963) décrit en particulier la Pinède de Durban et, à l'Ouest de celle-ci, la Serre de Ginoufré. Des travaux de cet auteur ainsi que de ceux de J.M. Vila (1964), portant sur la nappe des Corbières voisine, ont été tirés les contours - pour la région au Nord de Durban - de la carte géologique « Tuchan » au 50 000 (Berger *et al.*, 1997), riche d'une notice très détaillée.

La nappe des Corbières est la prolongation orientale, après virgation sénestre, de la « zone nord-pyrénéenne ». Son matériel mésozoïque (Trias à Crétacé moyen) a progressé de plusieurs dizaines de kilomètres vers le NW, au-dessus de sa sole triasique, arrivant à surmonter le Bartonien du synclinorium de Carcassonne.

La reconstitution de la « tectonique pyrénéenne » dans le secteur étudié (fig. 2) au NE du massif de Mouthomet (Azéma *et al.*, 1963 ; Viallard, 1963) fait intervenir plusieurs épisodes :

- 1) Lors d'un premier épisode « pyrénéen », dans le flanc sud du synclinal E-W de Coustouge, entre Albas et le Nord de la Pinède de Durban (fig. 2), les assises du « Garumnien » (Crétacé terminal-Paléocène) et de

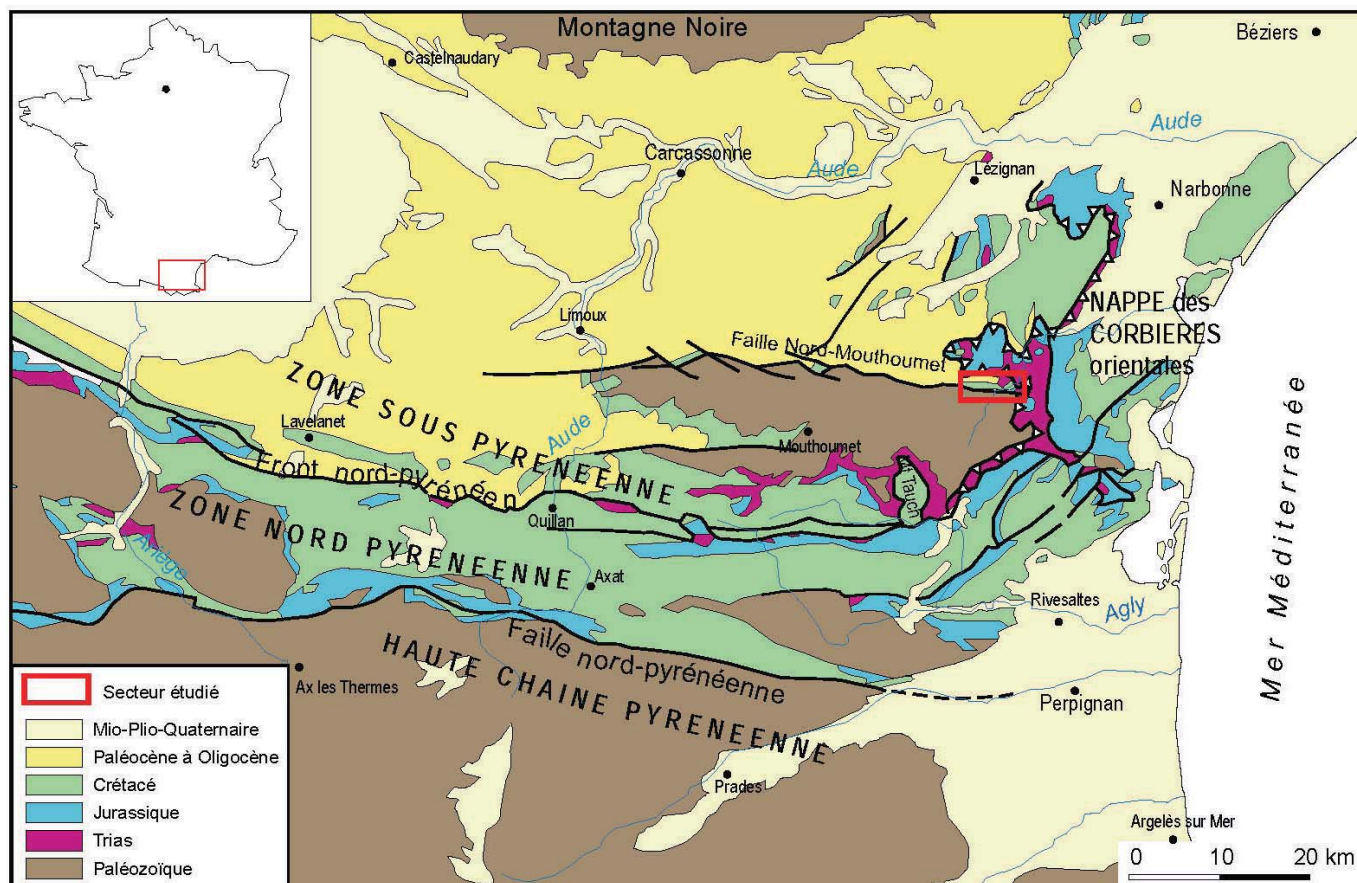


Fig.1- Situation de la zone étudiée dans la partie orientale des Pyrénées.

Fig. 1 - Location of the studied area in the Eastern Pyrenean framework.

l'Éocène furent relevées, plongeant plus ou moins fortement vers le Nord.

- 2) Les crêts E-W correspondant aux barres calcaires du Thanétien (Castillou Roumanissa) et de l'Illerdien inférieur (Rocadeu) se dégagèrent de la surface d'érosion qui a recoupé, à l'Éocène moyen et vraisemblablement à l'Éocène supérieur, la série précédemment basculée.
- 3) La mise en place de la nappe des Corbières sur cette surface subaérienne irrégulière entraîna le ploiement et le renversement de la partie supérieure des couches déjà inclinées (fig. 3A-B, partie gauche). Le fait est particulièrement remarquable au Nord de la Pinède, à la cote 328, 250 m au Sud de la route D40, au col de l'Escassié (fig. 2) ; le renversement lié au déplacement de la nappe est ici clairement dirigé vers le NW.
- 4) Sous le Trias de base de la nappe, ont été entraînées des lames formées essentiellement de calcaires dits « urgoniens », regroupées dans une « Unité de Ripaud » (Durand-Delga, 1964). On les suit d'Est en Ouest, de la Salce de Durban (Barrabé, 1922) à la Serre d'Albas en passant par la klippe du Roc de Carla (Casteras et Viillard, 1961). Si, pour les lames analogues de Crétacé inférieur au NE de Ripaud (6 km au NE de Durban), l'origine parautochtone à partir de la base du Crétacé autochtone du Pla de Couloubret (Charrière, 1980) est certaine, par contre, la provenance

reste indécise pour les lames au NW de Durban, citées ci-dessus.

L'ampleur des déformations associées à la translation de la nappe des Corbières et le caractère épiglyptique de celle-ci (Charrière, 1980 ; Viillard, 1987) ont souvent masqué les effets de tectonique(s) anté-nappe et notamment d'une phase fini-crétacée. Classique en Provence occidentale, signalée (Roman, 1897), puis oubliée au SW de Montpellier, celle-ci fut également décelée par Mengaud (1940) au Nord de la Pinède. L'importance de cette phase, sous-estimée par Azéma *et al.* (1963), redécouverte en Bas Languedoc - en particulier à la Pinède par Mattauer et Proust (1962) - sera illustrée plus loin.

La structure de la Pinède de Durban (fig. 2) a fait l'objet d'une controverse dans les années 1960-1965, animée de vives discussions dans le cadre de la Société géologique de France.

Dans une première option (Azéma *et al.*, 1963), le renversement vers le Nord de la série liasique du flanc sud de la Pinède contre l'Aptien, mis en évidence par Durand-Delga (1948), fut étendu au flanc nord, où cet Aptien apparaît superposé au Crétacé supérieur gréseux, lui-même amené localement à se renverser, toujours vers le Nord. Les affleurements aptiens isolés, situés à la bordure nord de la Pinède (tel celui de la cote 319), sont interprétés

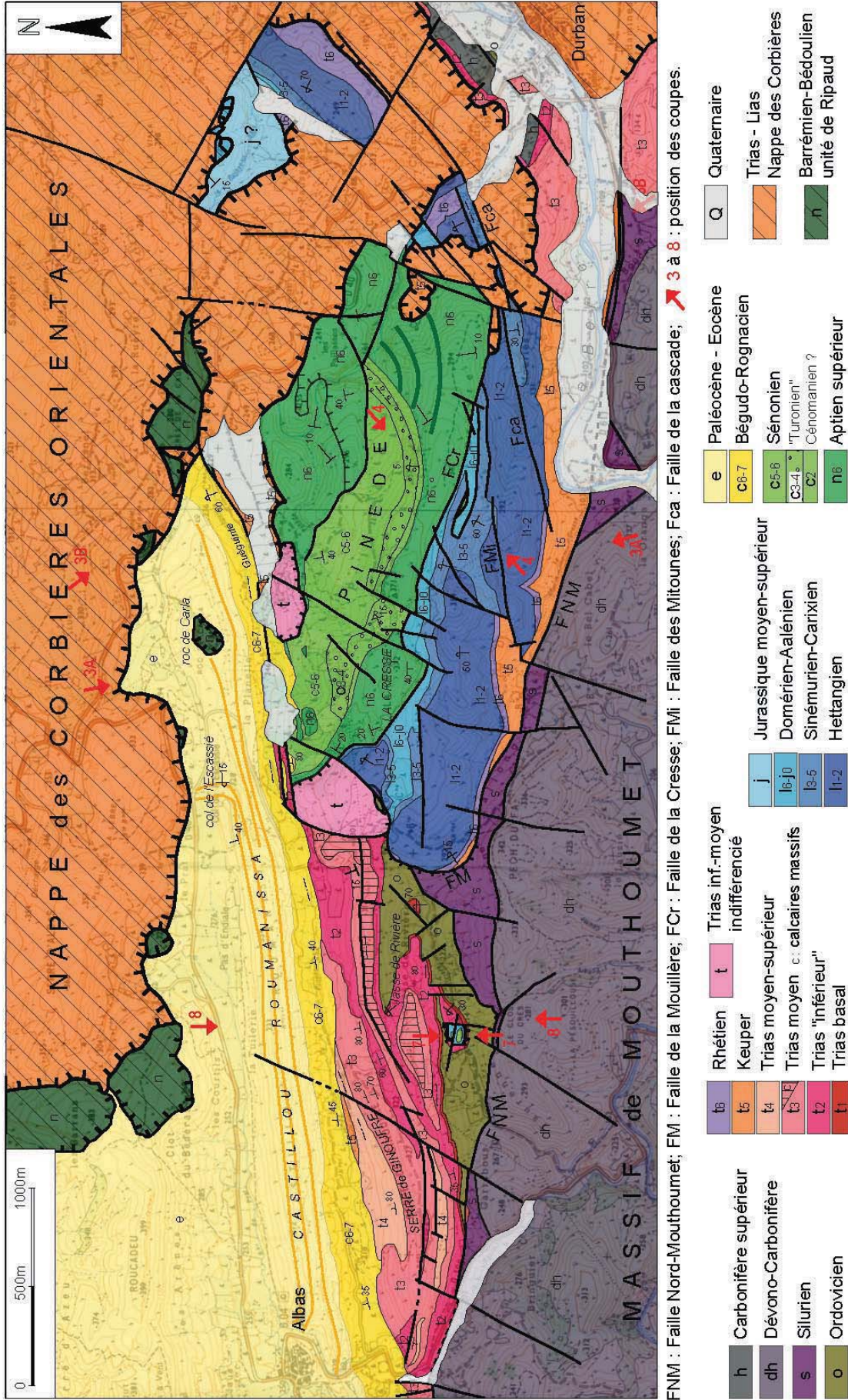


Fig. 2 - Carte géologique de l'ensemble Pinède de Durban - Serre de Ginoufre.

Fig. 2 - Geological Map of the « Serre de Ginoufre » and the « Pinède de Durban ».

comme des klippes à relier à l'Aptien chevauchant de la crête méridionale (la Cresse). Présumées chevaucher au Nord le Rognacien, ces klippes seraient liées, selon cette interprétation, à l'avancée de la nappe des Corbières à l'Éocène supérieur.

Dans une option alternative (Mattauer et Proust, 1962 et 1963), le Rognacien « indiscutablement autochtone, qui s'étend d'Albas à la Pinède, est discordant sur les structures de la Pinède... ». « Loin d'être des klippes, les lambeaux d'Aptien au Nord de la Pinède sont des horsts qui ont percé leur couverture de Crétacé supérieur gréseux ». Implicitement, ce point de vue rejoint celui de Mengaud (1940) et de Barrabé (1942), pour lesquels les grès du Crétacé supérieur occuperaient le cœur d'un « synclinal de la Pinède », allongé E-W. Quant aux renversements cités sur le (seul) flanc sud-ouest de la Pinède, ils seraient dus, non à la poussée de la nappe des Corbières (qui est dirigée vers le NW voire vers l'W), mais à celle du massif primaire de Mouthomet vers le Nord.

Deux points principaux étaient ainsi discutés : 1) l'importance des renversements, et en particulier, la position (klippes ou horsts) des paquets aptiens au Nord de la Pinède ; 2) l'attribution à la phase pyrénéenne ou à la phase fini-crétacée des unités structurales principales (Pinède et Serre de Ginoufré).

La carte géologique de Tuchan (Viallard, *in* Berger *et al.*, 1997) exprime une position mixte : les paquets d'Aptien au Nord de la Pinède sont figurés en klippes, le Trias voisin est considéré pour partie autochtone et pour partie allochtone, le Bégudo-Rognacien est figuré discordant sur toutes les structures.

Le premier point discuté a été résolu en 1974 par la réalisation de deux sondages dans les affleurements aptiens au Nord de la Pinède (voir ci-après). Sur le second point, la révision méthodique de la cartographie du terrain nous a conduits à reconsidérer l'importance de la phase fini-crétacée, à laquelle nous rapportons désormais de notables structures chevauchantes dans la Pinède de Durban ainsi que dans la Serre de Ginoufré. Nous avons par ailleurs bénéficié de levés précis inédits au 20 000, effectués indépendamment par François Ellenberger - également impliqué dans les débats scientifiques (observations aux notes de 1963 et 1965) - qui nous les avait aimablement confiés en 1995.

L'exposé ci-après comprendra une description (1) de la structure du massif de la Pinède de Durban (flanc sud, flanc nord, sondages), (2) de l'accident de la Mouillère entre Pinède et Ginoufré, (3) de la structure de la Serre de Ginoufré, suivie d'interprétations générales (4).

1. Structure du massif de la Pinède de Durban (flanc sud, flanc nord, sondages)

1.1. Structure renversée du flanc sud de la Pinède

Les reliefs mésozoïques de la Pinède sont séparés des hautes collines du massif paléozoïque de Mouthomet par une fracture WNW-ESE (fig. 2) qui constitue la prolongation orientale de la faille limitant au Nord le massif de Mouthomet. Cette faille Nord-Mouthomet (FNM, fig. 3, partie droite) présente une composante inverse qui fait ici chevaucher vers le Nord le massif ancien sur le Trias marno-gypsifère affleurant dans le ruisseau de la Cresse et dans la vallée de la Berre, jusqu'à Durban, 5 km à l'Est.

En s'élevant du fond de la dépression Cresse-Berre dans le flanc sud de la Pinède (fig. 2 et 3), on traverse une succession allant du Trias au Crétacé inférieur (Aptien). La direction des bancs est proche de E-W, avec, stratigraphiquement, de bas en haut : les marnes gypsifères du « Keuper », des marnes verdâtres à minces lits dolomitiques, puis des grès à dragées de quartz (Rhétien), des dolomies sombres « hettangiennes », des calcaires oolitiques et gréseux du « Sinémurien », des marno-calcaires et marnes noires fossilifères du Lias moyen (Domérien) et supérieur (Toarcien)-Aalénien. Les calcaires blancs de l'Aptien supérieur, déterminant la ligne sommitale E-W du massif de la Pinède, sont directement en contact tectonique (FCr = faille de la Cresse, fig. 3) avec ce « Lias marneux ». Comme régionalement la continuité de la série est attestée du Lias à l'Aptien, l'absence de Dogger-Malm et de la base du Crétacé permet de supposer, ici, un contact anormal-décollement soustractif d'une forte épaisseur de calcaires (Jurassique moyen à Aptien inférieur). Les minces dolomies visibles localement (cote 342), qui furent attribuées au Dogger par Azéma *et al.* (1963), correspondent en fait à une dolomitisation secondaire des bancs calcaires aptiens au niveau du contact mécanique (faille de la Cresse = FCr).

La succession sédimentaire du flanc sud de la Pinède est presque partout renversée et ce, d'autant plus que l'on monte dans la série. Dans la partie médiane du versant, une fracture de direction moyenne N 55 E (FMi = faille des Mitounes, fig. 2 et 3A), associée à des fractures de direction N10°, sépare deux compartiments.

Au NW de la faille des Mitounes (fig. 2 et fig. 6C), le renversement devient total : proches de la verticale dans l'Hettangien au bas du versant, les couches du Lias se renversent d'autant plus qu'on monte dans la série, puis deviennent horizontales vers le haut. Le Lias inférieur calcaire surmonte le Lias supérieur marneux en formant un faux anticlinal E-W. Ce retournement de série est observable sur près de 1 km de portée, du Sud vers le Nord. L'Aptien calcaire des sommets 372 et 371 (La Cresse) surmonte à son tour (fig. 3A), vers le Nord, de

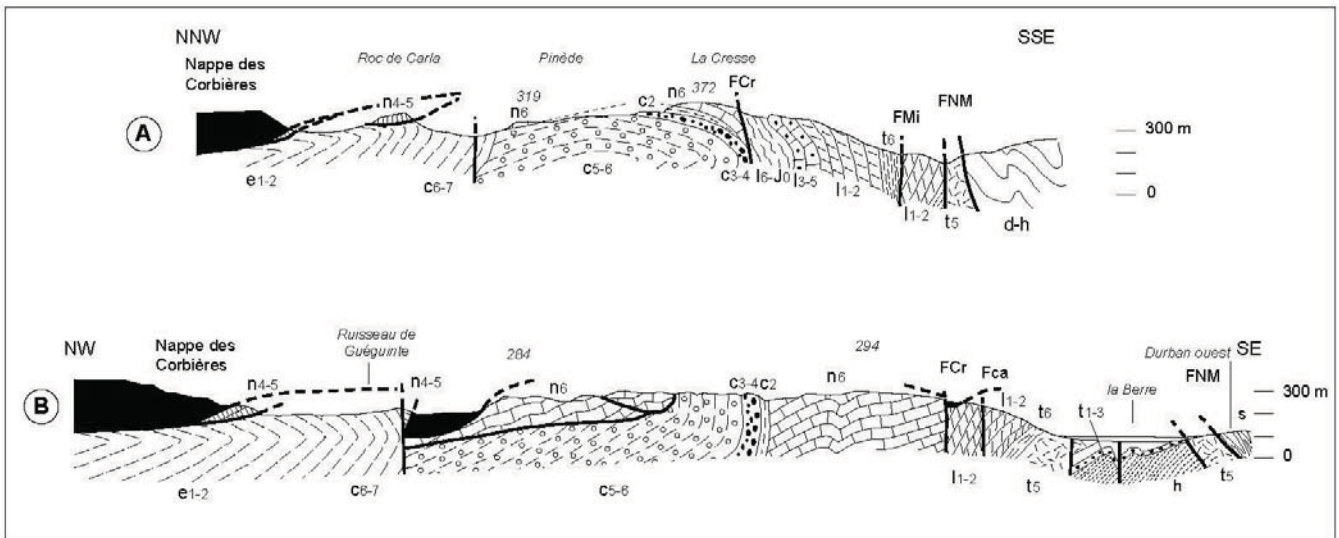


Fig. 3 - Coupes d'ensemble de la partie centrale (A) et de la partie orientale (B) du massif de la Pinède de Durban. Massif de Mouthomet : s : Silurien ; d-h : Dévono-Dinantien. Série de la Pinède : h : Stéphanien ; t1-3 : Trias « inférieur »-moyen ; t5 : Keuper ; t6 : Rhétien ; l1-2 : Hettangien ; l3-5 : Sinémurien ; 5-6 : Domérien-Aalénien marneux ; n6 : Aptien supérieur ; c2 : Cénomaniens ? ; c3-4 : « Turonien » ; c5-6 : Sénonien. Nappe des Corbières : n4-5 : Barrémo-Bédoulien ; en noir, Trias-Lias allochtones. Avant-pays autochtone : c6-7 : Bégudo-Rognacien (Campanien ?-Maastrichtien) ; e1-2 : Paléocène, Éocène inférieur. FNM : faille Nord-Mouthomet ; Fmi : faille des Mitounes ; Fca : faille de la cascade ; Fcr : faille de la Cresse.

Fig. 3 - General cross sections through the central (A) and the eastern part of the «Pinède de Durban». Mouthomet Massif: s: Silurian; d-h: Devonian-Dinantian. Pinède Series: h: Stephanian; t1-3: «Early»-Middle Trias; t5: Keuper; t6: Rhaetian; l1-2: Hettangian; l3-5: Sinemurian; l5-6: marly Domerian-Aalenian; n6: Upper Aptian; 2: Cenomanian?; c3-4 «Turonian»; c5-6: Senonian. «Nappe des Corbières»: n4-5: Barremian-Bedoulian; black: allochthonous Trias-Lias. Autochthonous foreland: c6-7: Begudian-Rognacian (Campanian?-Maastrichtian); e1-2: Paleocene, Early Eocene. FNM: North-Mouthomet Fault; Fmi: Mitounes Fault; Fca: Cascade Fault; FCr: Cresse Fault.

minces marnes ligniteuses, comparées par Doncieux (1908) à celles du Cénomaniens supérieur de Fontfroide (SW de Narbonne). Puis viennent les conglomérats et grès quartzeux (Turonien ? - Sénonien) du cœur de la Pinède, retournés eux aussi.

Au SE de la faille des Mitounes (fig. 2 et fig. 4), le « Sinémurien » se renverse, dessine un faux anticlinal E-W en surmontant le Lias marneux, puis se dispose plus au Nord en faux synclinal complexe affrontant (selon la FCr) les calcaires aptiens. À la limite entre Sinémurien et Lias marneux, le dispositif se complique avec intercalation d'une lame tectonique, longue d'une centaine de mètres (fig. 4), de calcaires aptiens à orbitolines (datés par B. Peybernès -inédit- du Gargasien supérieur, n6) : nous l'interprétons comme la remontée, à travers le Lias, d'un étroit copeau tectonique.

À la pointe SE du massif de la Pinède (Mouriès), apparaît, parallèlement à la faille des Mitounes, une seconde faille (Fca = faille de la cascade, fig. 2 et 3B). Au Sud de celle-ci, la série, normale, est étagée du Sinémurien au Trias, reposant en discordance sur le Paléozoïque de Durban. Dans ce secteur, un réseau de fractures N-S à NNE-SSW (fig. 2) complique l'enfoncement vers l'Est de la série de la Pinède sous le Keuper de la nappe des Corbières, lui-même affaissé. L'ensemble structural de la Pinède réapparaît cependant dans la zone anticlinale des faubourgs nord de Durban (fig. 2 et fig. 3B, partie droite), avec son substratum comprenant : Ordovicien, Stéphanien discordant [Vila, 1965] et Trias inférieur ? - moyen.

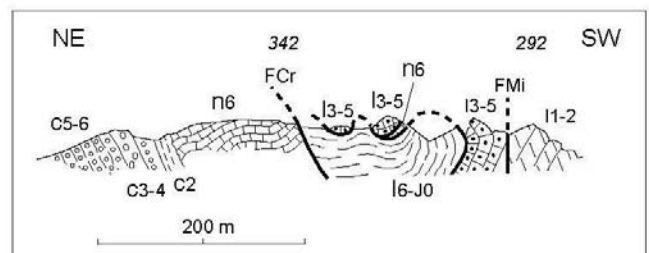


Fig. 4 - Coupe interprétative du flanc sud de la Pinède passant au niveau de la lame d'Aptien intercalée dans le Lias ; l1-2 : Hettangien ; l3-5 : Sinémurien ; l6-j0 : Domérien-Aalénien marneux ; n6 : Aptien supérieur ; c2 Cénomaniens ? ; c3-4 : « Turonien » ; c5-6 : Sénonien. FCr : faille de la Cresse; Fmi : Faille des Mitounes.

Fig. 4 - Interpretative sections across the Aptian sheet located in the southern side of the «Pinède de Durban». l1-2: Hettangian; l3-5: Sinemurian; l6-j0: marly Domerian-Aalenian; n6: Upper Aptian; c2: Cenomanian?; c3-4: «Turonian»; c5-6: Senonian. FCr: Cresse Fault; Fmi: Mitounes Fault.

Dans les collines au NW et au N de Durban (fig. 2), la série liasique de la Pinède, en série verticale à renversée, réapparaît en fenêtre (Viallard, 1963) sous la nappe des Corbières, dans la profonde entaille du ruisseau de la Pinède, au N de la faille de la cascade (Fca). Plus au NE, dans une autre fenêtre (Serre Nègre), se retrouve (fig. 2, partie droite) la série renversée (Trias à Jurassique moyen), mais sa direction est ici SW-NE, tout comme la faille de la cascade : rotations que nous interprétons comme liées au déplacement ultérieur vers le NW de la Nappe des Corbières. On remarquera que des résidus de certains termes manquant entre le Lias supérieur et l'Aptien du versant sud de la Pinède ont été reconnus au Nord et au

NW (Ruisseau Salé) de la Serre Nègre : dolomies du Dogger-Malm et deux lames de calcaires blancs (micrite à coprolithes de crustacés) à faciès caractéristique du Jurassique supérieur régional.

En définitive, la succession Trias-Lias du flanc sud de la Pinède jusqu'à la Serre Nègre, pour sa quasi-totalité renversée vers le Nord, est observable d'Ouest en Est sur environ 5 km. On peut la décrire comme correspondant au flanc supérieur renversé d'un synclinal couché vers le Nord dont l'axe serait sensiblement parallèle à la faille Nord-Mouthomet.

Les renversements (Trias à Lias supérieur) du flanc sud de la Pinède n'affectent pas la masse des calcaires aptiens de la pointe sud-orientale de ce massif. Au SE de Rouyre, ces calcaires aptiens comportent une poche pluri-métrique remplie d'une brèche intraformationnelle dont les éléments, riches en orbitolines, ont livré *Orbitolina (Mesorbitolina) parva*, *O. (M.) minuta* (dét. B. Peybernès) datant le Gargasien supérieur. Cette structure érosive dans ces calcaires permet d'établir que la base de la série, en ce point du versant sud, est à l'endroit et plonge faiblement vers le Nord. L'affleurement de ces calcaires gargasiens dont le pendage vers le NW s'accroît, s'élargit considérablement vers l'Est, faisant apparaître des termes plus élevés de l'Aptien, recouverts en discordance par le Crétacé supérieur (fig. 3B). Celui-ci débute par des marnes (cénomaniennes ?) suivies de la barre conglomératique-repère « turonienne », en position subverticale. Ce redressement est bien visible du NE, à partir de la route de Durban-Fontjoncouse (Les Paillasses).

1.2. Les sondages sur le flanc nord de la Pinède (fig. 5)

Deux sondages ont été réalisés en mai 1974, grâce à un camion-foreur du BRGM en cours d'essai, aimablement mis à notre disposition (M. Durand-Delga, assisté de J. Azéma, Paris et P. Viillard, Toulouse). Une piste « héroïque » dut être pratiquée afin d'escalader les 70 m de dénivellation pour atteindre la plate-forme de la cote 319 ; l'apport bi-quotidien de l'eau nécessaire aux sondages fut aimablement assuré par les pompiers de Tuchan. Le carottage a été effectué en continu (sauf exception). Réalisée au laboratoire de Géologie méditerranéenne de l'Université Paul Sabatier (Toulouse), l'étude des quelque 80 lames minces taillées dans les carottes a fait l'objet d'un diplôme d'études approfondies (Ruquet-Mercier, 1981), puis elle a été reprise par l'un de nous (A.C.) en préparant ce présent article. Des échantillons des roches, ainsi que les lames minces correspondantes, ont été finalement déposés au Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse.

1.2.1. Sondage PINEDE- I (43° 00' 23,26" N ; 2° 46' 52,63" E)

Il a été pratiqué au NE de la cote 298 (F1, carte fig. 5), au milieu du Trias cargneulisé couronnant une butte entourée, à l'E et au S, de calcaires aptiens et, à l'W, de grès sénoniens.

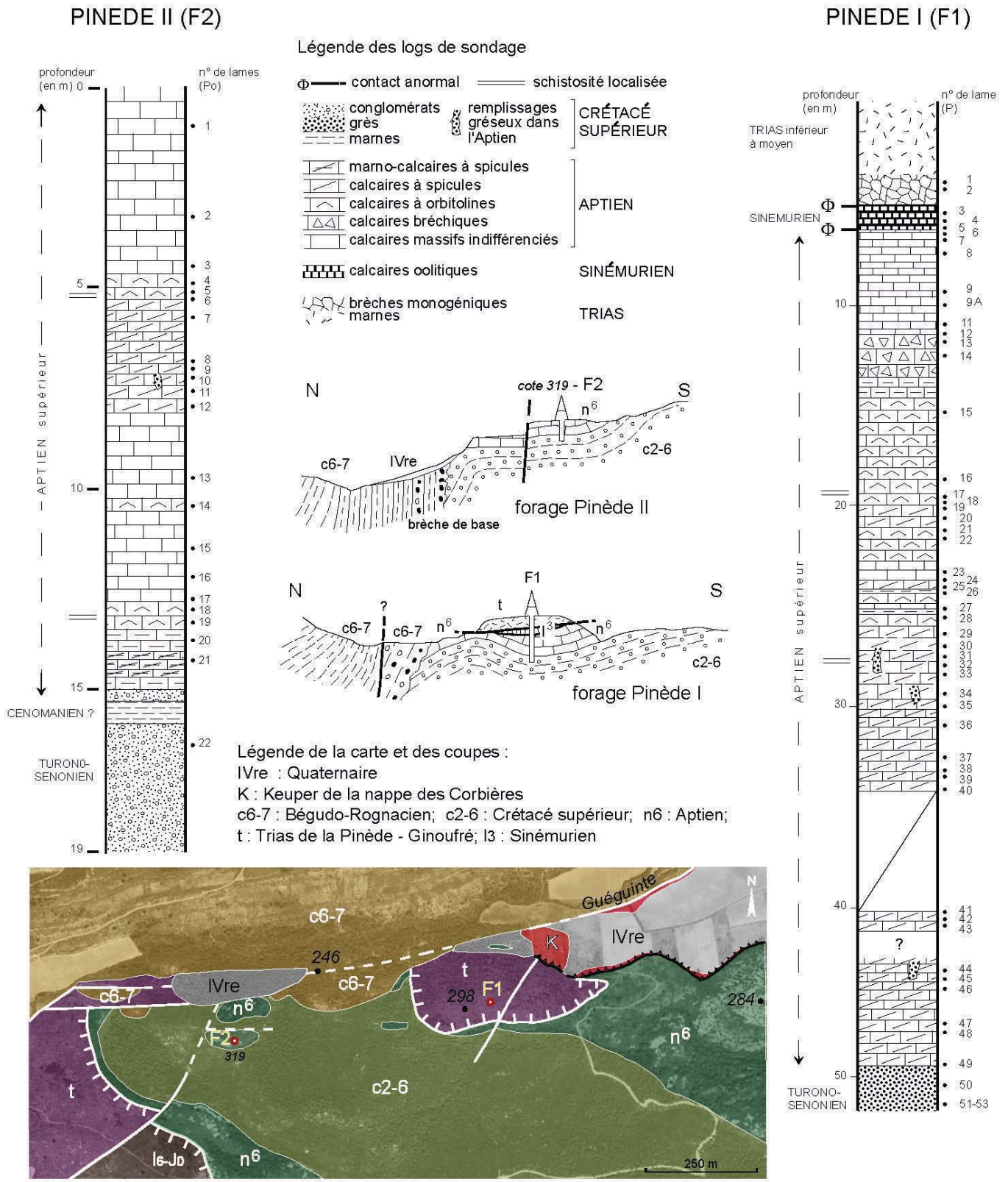
Dans une première interprétation (Azéma *et al.*, 1963, fig. 4), reprise par la feuille de Tuchan (Berger *et al.*, 1997), ce Trias est considéré comme un témoin isolé de la nappe des Corbières, surmontant l'Aptien calcaire, celui-ci étant à son tour superposé tectoniquement aux grès d'âge Crétacé supérieur de la Pinède.

Dans une seconde interprétation (M. Mattauer et F. Proust, 1962 et 1965), ce Trias du Nord de la Pinède est considéré comme autochtone et surmonté directement par l'Aptien transgressif (ce qui impliquerait une phase tectonique anté-aptienne, inconnue par ailleurs), l'ensemble étant remonté verticalement par rapport à sa couverture de grès crétacés.

Le forage a débuté à l'altitude de 250 m. Une cinquantaine de lames minces ont été taillées dans les carottes des 50 m du sondage. La succession rencontrée de haut en bas, représentée sur la colonne de droite de la figure 5 et décrite de façon plus détaillée dans l'annexe 1, se résume ainsi :

- Trias marno-cargneulique 0 à 5 m ;
- Lias inférieur calcaire (Sinémurien) 5 à 6,3 m ;
- Aptien supérieur calcaire 6,3 à 47,9 m ;
- Crétacé supérieur gréseux 47,9 à 50,0 m.

Par conséquent, les niveaux traversés sont de plus en plus jeunes en descendant dans le forage, ce qui s'accorde avec l'idée d'une série renversée. Les calcaires oolithiques (Pl. I, A) du Sinémurien (P3 à P5), ainsi que le premier calcaire aptien recoupé (P6), sont fortement recristallisés, probablement en rapport avec la nature tectonique de leur contact. Les calcaires aptiens forés présentent soit des faciès de plateforme littorale, souvent riches en orbitolines (Pl. I, B, D), soit des faciès plus distaux à spicules de spongiaires (Pl. I, C). Sur l'ensemble de la série calcaire, deux niveaux présentent des indices de clivage tectonique (début de schistosité, parfois associé à un microplissement) qui paraissent séparer globalement un ensemble supérieur à faciès proximaux d'un ensemble inférieur à faciès plus distaux. La limite précise entre l'Aptien et le Crétacé supérieur, observable sur la lame P39 (Pl. I, G) correspond à un simple ravinement des calcaires aptiens avant le dépôt des grès (sénoniens ?), qui remanient notamment des fragments d'orbitolines (Pl. I, H). La nature sédimentaire du contact est corroborée par l'absence de recristallisation et de broyage tectonique à ce niveau, ainsi que dans les niveaux stratigraphiques situés de part et d'autre. Des fissures remplies de matériel gréseux du « Turono »-



Fond photographique : Google earth, 31/12/2003 (image IGN)

Localisation des forages - F1 : 43°00'23,56"N ; 2°46'52,63" E ; F2 : 43°00'20,75"N ; 2°46'26,32"E

Fig. 5 - Carte de position, logs des sondages et coupes interprétatives.

Fig. 5 - Location and logs of the scientific borings (F1 and F2); interpretative cross-sections.

Sénonien se rencontrent à plusieurs niveaux des calcaires aptiens karstifiés. Elles se situent d'une part dans la zone de 27,5 m (P31) à 29,5 m (P34) et d'autre part à 43 m de profondeur (P44), soit respectivement à une vingtaine de mètres et à 4,4 m sous la surface transgressive renversée du Crétacé supérieur. Des remplissages de fissures de ce type sont bien connus (Charrière, 1980) dans l'Aptien autochtone du Pla de Couloubret, au Nord de Taura, immédiatement sous le Crétacé supérieur transgressif.

La succession calcaire, comportant presque toujours des orbitolines (déterminations du Pr. R. Schroeder, Francfort sur le Main), contient de façon récurrente la forme-guide *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer) ; les lames P15, P18 et P19 montrent surtout *Orbitolina (M.) erratica* (Cherchi, 1979), espèce proche de la précédente. La série date de l'Aptien supérieur.

1.2.2. Sondage PINEDE -II (43° 00' 20,75" N ; 2° 46' 26,32" E)

Il a été réalisé au sommet de la butte 319 (F2, carte fig. 5). Couvrant une surface subhorizontale de 150 m sur 100 m, les calcaires blancs aptiens, faiblement inclinés vers le SW, sont entourés, en contrebas, par le « Turono »-Sénonien gréseux de la Pinède. Des failles E-W limitent cet affleurement, un panneau calcaire en étant séparé et abaissé au Nord.

Deux interprétations ont également été formulées sur cet Aptien. Azéma *et al.* (1963) y ont vu « une klippe incontestable reposant à la fois sur le Sénonien gréseux et sur la base du Danien », c'est-à-dire le Rognacien (aujourd'hui placé dans le Crétacé terminal). Pour Mattauer et Proust (1965), « ce massif n'est manifestement pas une klippe d'Aptien reposant sur le Crétacé supérieur renversé ; il s'agit au contraire d'un horst sillonné et limité par des failles subverticales... Ce horst est en outre anté-rognacien, puisqu'il est recouvert en transgression par le Rognacien, actuellement subvertical... ».

Le forage, réalisé du côté nord de la plate-forme, a recoupé, de haut en bas, la succession figurée sur la colonne de gauche (fig. 5) et détaillée en Annexe II. Elle se résume ainsi :

- Calcaires blancs aptiens (0 à 15 m) ;
- Marnes représentant peut-être le Cénomaniens (15,0 à 15,85 m) ;
- Grès du « Turono »-Sénonien (15,85 à 19,6 m).

La superposition de l'Aptien au Crétacé supérieur démontre que la série traversée dans le forage Pinède-II est également renversée. Comme dans le forage Pinède-I, on retrouve dans les calcaires de l'Aptien supérieur des fissures (Pl. I, E, F), remplies de matériel gréseux (PO 10) antérieurement à la transgression du Crétacé supérieur.

1.2.3. Conclusion

Le sondage Pinède-I montre que le Trias y est allochtone et recouvre, par l'intermédiaire d'une lame de Lias calcaire, une série renversée Gargasien-Sénonien. Le sondage Pinède-II permet de retrouver cette série renversée. L'hypothèse allochtoniste (Azéma *et al.*, 1963) proposant de voir dans ces affleurements de calcaires aptiens du Nord de la Pinède des restes du flanc inverse d'un pli couché, par-dessus le « Turono »-Sénonien détritique, lui-même renversé, trouve sa justification dans les deux sondages.

On peut étendre logiquement cette conclusion à la masse de calcaires aptiens qui se relie en continuité à l'Est à ceux du sondage Pinède-I. Cet ensemble, compris entre les ruisseaux de Guéguinte et de la Pinède (fig. 2), apparaît cartographiquement superposé à la série gréseuse « turono »-sénonienne, avec un pendage moyen de 20-30° NE. Dans l'ensemble aptien, F. Ellenberger a différencié (*in litt.*) deux sous-ensembles séparés par un chevauchement, interprétation que nous reprenons (carte, fig. 2 et coupe fig. 3B). L'étude des orbitolines (R. Schroeder) dans les échantillons récoltés le long du ravin de la Pinède (Ouest des Paillasses) n'a pas permis d'établir une polarité dans ces séries.

1.3. Le contact entre le Mésozoïque et le « Garumnien » discordant au Nord de la Pinède

La révision du versant nord de la Pinède permet d'établir l'âge des déformations révélées par les deux sondages.

1.3.1. Discordance du Bégudo-Rognacien sur la série renversée de la Pinède

Du côté nord de la Pinède, au NE de la cote 319, le Bégudo-Rognacien (Freytet, 1970) débute par des calcaires d'eau douce. Ceux-ci s'appuient en discordance sur les grès grossiers du Crétacé supérieur suivant une surface irrégulière, et non comme il avait été affirmé (Azéma *et al.*, 1963), avec passage progressif. Ces grès sont remaniés (blocs et galets quartzeux) dans les niveaux de la base du Bégudo-Rognacien.

Constatant la richesse en débris de calcaires aptiens dans ce Rognacien, Mattauer et Proust (1965) en tirèrent la conclusion que ces débris devaient provenir des affleurements les plus proches (Aptien de la cote 319 et autour de la cote 298) (fig. 5). Nous avons pu confirmer la justesse de cette proposition par la découverte, au point 43° 00' 24,26" N ; 2° 46' 41,80" E et sur une trentaine de mètres, d'un contact stratigraphique entre la base du Bégudo-Rognacien et la bande de calcaires aptiens située au NW de la cote 298. Les derniers bancs de ces calcaires massifs plongeant de 60° vers le Nord présentent à la fois des faciès micritiques gris à milioles et des faciès graveleux

jaunes à orbitolines (*M. parva*, *M. minuta*, *M. texana*) de l'Aptien supérieur terminal-Clansayésien inférieur (dét. de B. Peybernès). Ils sont surmontés par quelques bancs décimétriques de calcaires rougeâtres à oncolithes (faciès d'eau douce du Bégudo-Rognacien), puis par les premières lentilles métriques de conglomérats compacts (faciès fluvialite de la base du Bégudo-Rognacien) plongeant légèrement vers le Nord. Ce contact ravinant montre des poches remplies de galets pluri-centimétriques de calcaires à Orbitolines et des silex (provenant des calcaires aptiens) dans un ciment de calcaires rosés riche en oncolithes et à rares *Microcodium*.

Ce contact transgressif et discordant se poursuit vers l'Ouest : après la disparition en biseau de la lame de calcaires aptiens précédente vers l'Ouest (carte fig. 5), les calcaires du Bégudo-Rognacien reposent directement sur les grès siliceux « sénoniens », avec une discordance angulaire de 25° à 40° (Sud de la cote 246). De très nombreux galets centimétriques siliceux (quartz, lydiennes, grès) sont remaniés dans les couches de base des calcaires bégudo-rognaciens et des blocs épars décimétriques de grès et de conglomérats siliceux se rencontrent au-dessus. Comme l'ont souligné P. Freydet (1970, p. 226-227) ainsi que Plaziat *et al.* (1987), les éléments remaniés à la base du Bégudo-Rognacien sont toujours d'origine proximale et reflètent directement la structure de la paléobordure du bassin.

1.3.2. Deux déformations tangentielles superposées

Le renversement de la série du versant nord de la Pinède où l'Aptien (réduit par l'érosion à des lambeaux dispersés) repose sur le « Sénonien » gréseux, est donc antérieur au dépôt discordant du Bégudo-Rognacien, base de la série « garumnienne ». Il relève par conséquent d'une phase « intra-sénonienne » (Bessière *et al.*, 1985), dite plus généralement « fini-cretacée ».

La liaison admise par Azéma *et al.* (1963, fig. 3A) entre les lambeaux aptiens du versant nord de la Pinède et 400 m plus au Nord, la klippe de Crétacé inférieur du Roc de Carla, située (fig. 2) sensiblement à la même altitude, est un leurre. En effet, les calcaires du Roc de Carla sont situés au-dessus du « Garumnien » autochtone déformé par le transit de la nappe des Corbières, lors de la phase tangentielle « pyrénéenne » de l'Éocène supérieur.

Des échantillonnages dans la klippe du Roc de Carla nous ont fourni de fréquents fragments de rudistes, des algues (*Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum*, *Salpingoporella* cf. *muhlbergii*) et des foraminifères (*Orbitolinopsis* gr. *kiliani-cuvillieri* - ou *O. reticulata*, *Glomospirella urgoniana*, *Sabaudia minuta*, *Cuneolina* gr. *laurentii-camposauri*, *Paracoskinolina* gr. *sunnilandensis*). Les associations (dét. B. Peybernès) représentées dans les différentes lames indiquent soit le Barrémien, soit le

passage Barrémien-Bédoulien. D'autres échantillonnages, réalisés dans des écaillés situés à la base de la nappe des Corbières (4 km à l'WNW et 2 km à l'E du Roc de Carla), ont également fourni (diagnoses B. Peybernès) des fourchettes d'âges du Barrémien-Bédoulien.

Il faut donc souligner que, bien que d'aspect analogue à l'affleurement, les calcaires écaillés sous la nappe des Corbières (Barrémien à Bédoulien) ne peuvent pas être reliés aux « calcaires urgoniens » des flancs nord et sud de la Pinède qui, eux, sont datés, dans tous les nombreux points échantillonnés, de l'Aptien supérieur (Gargasien ou éventuellement Clansayésien).

On se trouve ainsi en présence, à quelques centaines de mètres de distance, de deux systèmes de déformations tangentielles, associés à des écaillages distincts du Crétacé inférieur calcaire, et mis en place à deux époques différentes.

1.3.3. Le problème des affleurements de Trias au Nord de la Pinède : deux semelles allochtones (cartes fig. 2 et 5)

D'une part, la colline de la cote 298 est couronnée par des roches carbonatées et des cargneules du Trias dont le sondage Pinède-I a prouvé la superposition tectonique aux calcaires gargasien. On y a vu (Azéma *et al.*, 1963 ; Viillard, 1963 ; Viillard *in* Berger, 1997) une klippe à rattacher à la nappe des Corbières. Nous considérons actuellement ces roches comme un reste de Trias de « type Ginoufré » (niveaux t2 et t3, voir plus loin), chevauchant le Crétacé de la Pinède. Deux faciès ici présents paraissent en effet spécifiques du « Trias inférieur moyen », largement représenté 700 m à l'Ouest, dans la Serre de Ginoufré (Charrière *et al.*, 2004) : une assise-repère à ooides (à épais cortex micritique, de type bahamite) et surtout d'abondantes brèches carbonatées rougeâtres, monogéniques, à ciment et éléments sparitiques.

D'autre part, des marnes colorées attribuées classiquement au « Keuper » occupent le vallon de Guéguinte, à l'ENE du sommet précédent. Elles ont été interprétées (Mattauer et Proust, 1965) comme un Trias autochtone, recouvert en discordance par le Rognacien, conception adoptée par la feuille de Tuchan (Berger *et al.*, 1997). Ce Keuper de Guéguinte (fig. 2) chevauche, à sa limite sud, les calcaires du flanc nord de la Pinède (NW du Point 284) qui ont été datés ici du Gargasien-Clansayésien par *O. (M.) texana*, *O. (M.) parva* et *O. (M.) pervia* (dét. B. Peybernès). Sur sa limite nord, le Keuper s'adosse aux bancs de base du « Garumnien », eux-mêmes renversés et plongeant fortement vers le Sud. Nous avons mis en évidence, interposée sur une cinquantaine de mètres entre ce Bégudo-Rognacien et le Keuper, une mince lame de calcaires « urgoniens » à gros bivalves. Ils ont été datés de la partie moyenne du Bédoulien (Aptien inférieur), sous-zone à *Palorbitolina lenticularis* (B. Peybernès). Il s'agit

d'une lame du même type que celles (unité de Ripaud) qui jalonnent, à l'E et au N de ce point, la base de la nappe des Corbières. Le Keuper de Guéguinte (fig. 3B, partie gauche) ne constitue donc pas le cœur d'une extrusion diapirique anté-rognacienne, mais doit représenter un repli synforme (E-W) de la base triasique de la nappe des Corbières, avec laquelle il est d'ailleurs en quasi-continuité à l'Est. Le caractère rectiligne (N 35°) du contact limitant le Bégudo-Rognacien de direction N 55°, recoupé « en sifflet », et le Keuper de Guéguinte fait envisager qu'il s'agit d'une faille - post-nappe - à compartiment sud affaissé, recoupant la surface de charriage. La faille paraît se prolonger vers l'Est (fig. 2) au Sud du Crès de la Caune, puis au Nord de la Serre Nègre, en affectant la nappe des Corbières.

Vers le SW, ce « Keuper » de Guéguinte avoisine le « Trias inférieur-moyen » du sommet 298. Il ne peut pas être regroupé structuralement avec ce dernier car un liséré de calcaires aptiens (soubassement tectonique des deux unités de Trias) les sépare (carte fig. 5). Nous considérons ainsi ces deux affleurements de Trias comme deux semelles d'allochtones distinctes, en rapportant le Trias « inférieur-moyen » de la cote 298 au chevauchement fini-cretacé de la Serre de Ginoufré sur la Pinède (cf. plus loin) et le Keuper de Guéguinte à un repli de la base de la nappe des Corbières.

2. L'accident de la Mouillère

Orienté globalement SSW-NNE et d'allure sigmoïde (fig. 6), cet accident sépare, sur 1 km de long, l'ensemble mésozoïque (Trias à Crétacé supérieur) de la Pinède d'avec, à l'Ouest, la Serre de Ginoufré (Trias transgressif sur les schistes ordoviciens).

L'accident de la Mouillère présente des caractéristiques qui diffèrent dans chacun de ses tronçons, ce qui explique que plusieurs interprétations aient été proposées :

- a) une simple surélévation d'axe (Mengaud, 1940), vers l'Ouest, d'un « synclinal de la Pinède » à cœur crétacé, qui serait prolongé par le « synclinal du pont d'Albas » affectant les « calcaires liasiques » (aujourd'hui datés du Trias) le long de la bordure sud de la Serre de Ginoufré ;
- b) une « faille » à décrochement dextre (Doncieux, 1909), dont l'âge serait anté-rognacien (Mattauer et Proust, 1962) ;
- c) le résultat du déplacement vers l'Ouest d'un « Bloc de la Pinède » (limité au N et au S par des failles E-W) provoquant un rétro-écaillage vers l'Est du Trias de Ginoufré sur les éléments de la Pinède (Viallard, 1963) ; ce phénomène (comme le « dispositif intercutané » d'Azéma *et al.*, 1963) étant alors interprété comme lié au déplacement vers l'WNW de la nappe des Corbières, à la fin de l'Éocène.

Nous avons reconsidéré la question en suivant ce contact tectonique le long de ses trois tronçons successifs.

2.1. Tronçon méridional

Au col de Ventefarine (fig. 6A) qui sépare les vallons divergents de Rivière à l'Ouest, et de la Cresse à l'Est, les dolomies hettangiennes du flanc sud de la Pinède sont renversées et plongent faiblement vers le Sud sous le Rhétien, celui-ci sous le Keuper gypseux, lui-même en contact tectonique direct (faille Nord-Mouthomet dans le Vallon de la Cresse) avec le Paléozoïque du Massif de Mouthomet, chevauchant (fig. 6C, partie droite). L'accident de la Mouillère qui débute ici, avec une orientation NW-SE, semble ainsi se greffer sur la faille Nord-Mouthomet qui va se poursuivre au-delà vers l'Est dans la vallée de la Berre, jusqu'à Durban.

Au NW de Ventefarine, la faille de la Mouillère s'incurve progressivement, jusqu'à devenir S-N. À ce niveau, elle est fortement inclinée vers l'Ouest : le Paléozoïque du compartiment occidental (bourrage d'ampélites siluriennes et schistes vert-olive ordoviciens du vallon de Rivière) chevauche les dolomies hettangiennes renversées du compartiment oriental, par l'intermédiaire de résidus de Rhétien (Viallard, 1963) (fig. 6A). L'ensemble de la série renversée (Rhétien - Hettangien) de la partie occidentale du flanc sud de la Pinède présente ainsi une courbure : on peut y voir les effets d'un jeu décrochant dextre de l'accident de la Mouillère, mais aussi, simplement, une disposition périclinale antiforme du Lias renversé sous le Paléozoïque du vallon de Rivière.

2.2. Tronçon médian

L'accident tourne vers l'Est, puis s'oriente vers le NE. Il sépare les terrains renversés de la Pinède (Hettangien à Lias moyen-supérieur), à l'Est, des cargneules triasiques de Ginoufré, qui se prolongent dans les vignes de la Mouillère, à l'Ouest. Ce contact semble toujours redressé, mais à son extrémité ouest, on observe que le Trias repose à plat sur cet Hettangien renversé (fig. 6B). À la pointe NE des vignes de la Mouillère, un petit affleurement de schistes ordoviciens au milieu du Trias pose problème : on peut y voir une lame traînée à la base du Trias cargneulisé, qui chevauche, vers l'Est, le Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien) renversé de la Pinède. Une mince écaille de Rhétien, probablement renversée (les argilo-calcaires du Rhétien inférieur se situant au-dessus de calcaires à grains de quartz du Rhétien supérieur), est intercalée entre le Trias à l'Ouest et le Lias à l'Est. La faille de la Mouillère constitue donc ici un contact anormal subhorizontal qui fait plonger « l'unité de la Pinède », renversée, sous le Trias de « l'unité de Ginoufré ».

2.3. Tronçon septentrional

L'accident s'oriente vers le Nord. Le contact tangentiel (FM, fig. 6C) fait toujours chevaucher vers l'Est les

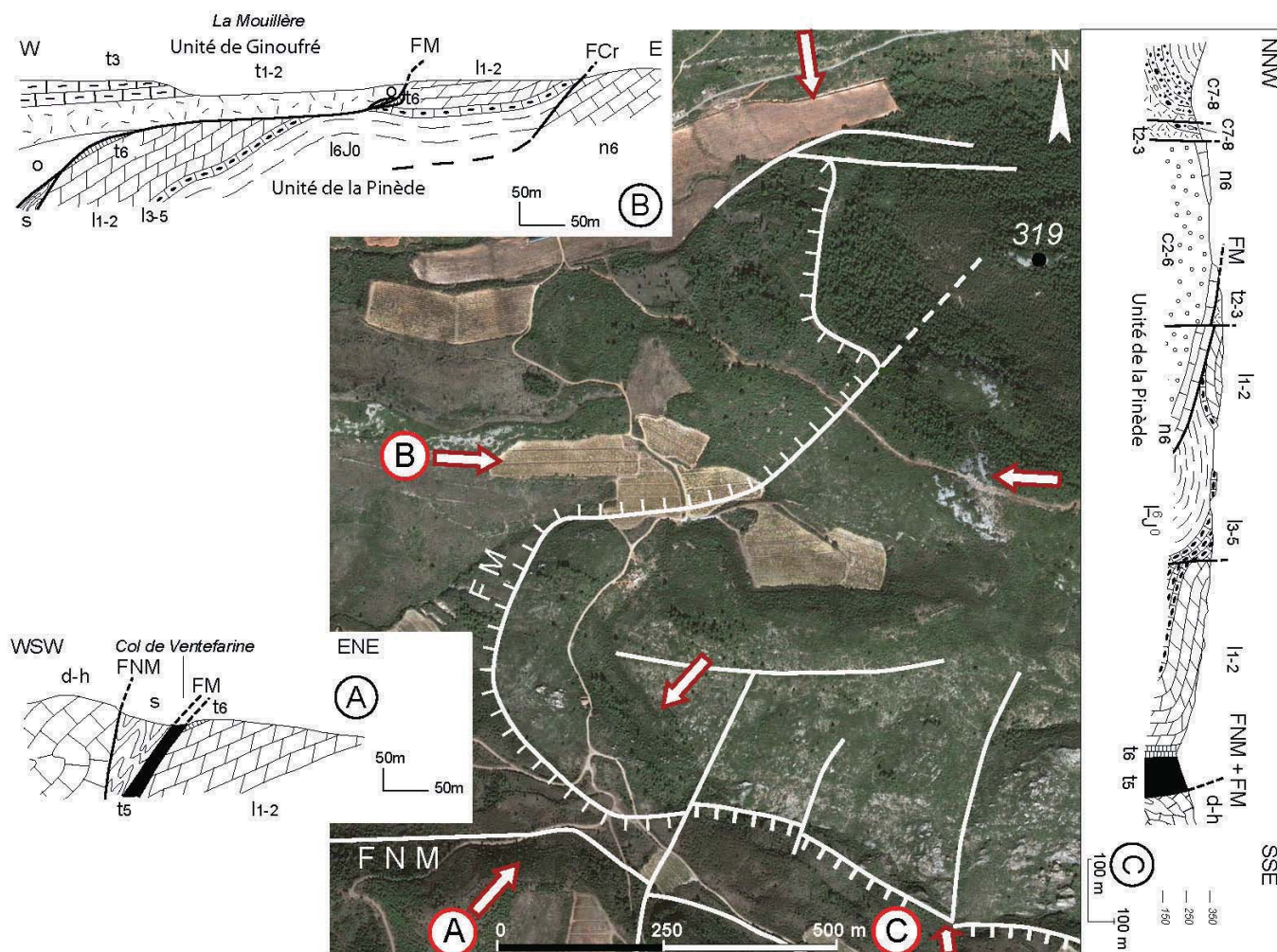


Fig. 6 - L'accident de la Mouillère entre l'« Unité de la Pinède » à l'Est et l'« Unité de Ginoufré » à l'Ouest : carte et coupes transversales (A, B, C). o : Ordovicien ; s : Silurien ; d-h : Dévono-Dinantien ; t1-2 : Trias « inférieur » ; t3 : Trias moyen ; t5 : Keuper ; t6 : Rhétien ; l1-2 : Hettangien ; l3-5 : Sinémurien ; l6-j0 : Domérien-Aalénien marneux ; n6 : Aptien supérieur ; c2-6 : Cénomaniens ?-Sénonien ; c7-8 : Bégudo-Rognacien. FNM : faille Nord-Mouthoumet ; FM : faille de la Mouillère ; FCr : faille de la Cresse (fond topographique Google Earth).

Fig. 6 - The Mouillère Fault between the eastern Pinède Unit and to the West Serre de Ginoufré Unit: map and cross sections (A, B, C). o: Ordovician; s: Silurian; d-h Devonian-Dinantian; t1-2: Early? Trias; t3: Middle Trias; t5 Keuper; t6: Rhaetian; l1-2: Hettangian; l3-5: Sinemurian; l6-j0: marly Domerian-Aalenian; n6: Upper Aptian; c2-6: Cenomanian?-Senonian; c7-8: Begudian-Rognacian. FNM: Nord-Mouthoumet Fault; FM: Mouillère Fault; FCr: Cresse Fault (Google Earth image).

dolomies cargneulisées du Trias de Ginoufré sur le dispositif renversé de la Pinède. Celui-ci comprend du Sud au Nord et de haut en bas : le Lias renversé, une étroite bande de calcaires du Gargasien supérieur à *O. (M.) parva*, *O. (M.) minuta*, *Glomospira urgoniana* (dét. B. Peybernès) et enfin les grès du Crétacé supérieur. La carte inédite de F. Ellenberger figure de plus, entre Trias et Aptien, un pointement de Lias marneux dont nous n'avons retrouvé que quelques traces en éboulis.

À sa terminaison septentrionale, la faille de la Mouillère est recoupée par des failles verticales W-E (fig. 6C, partie gauche), à stries subhorizontales. Le Trias cargneulisé de Ginoufré surmonte, en l'enveloppant vers le Nord, l'Aptien et le Crétacé supérieur de la pointe NW de la Pinède (fig. 2). Dans cette zone, le Trias chevauchant et le Crétacé renversé de la Pinède sont recouverts en discordance par les couches du Bégudo-Rognacien, comme l'avaient

observé Mattauer et Proust (1962). Le jeu des failles décrochantes W-E affectant ce Bégudo-Rognacien avait laissé croire (Azéma *et al.*, 1963) que l'accident de la Mouillère était d'âge pyrénéen. En fait, ces failles, qui affectent perpendiculairement l'accident de la Mouillère, semblent constituer le prolongement occidental de la faille post-nappe supposée de Guéguinte (carte fig. 5) par l'intermédiaire d'une fracture E-W (Mengaud, 1940 ; Viillard, 1963), passant au Nord de la Pinède.

2.4. Bilan

De géométrie sigmoïde complexe, associée à une histoire polyphasée, l'accident de la Mouillère présente une composante inverse et tangentielle qui marque sur l'ensemble de son trajet l'enfoncement vers l'Ouest de « l'unité de la Pinède » - à série mésozoïque renversée -

sous le chevauchement du Paléozoïque et du Trias de « l'unité de Ginoufré ». Ce chevauchement est antérieur au Bégudo-Rognacien, discordant sur les deux unités. Il est recoupé, au Nord, par des failles décrochantes pyrénéennes.

3. Structure de la Serre de Ginoufré

Ce relief, allongé sur 3 km d'Est en Ouest, entre l'accident de la Mouillère et le Sud d'Albas, est essentiellement constitué par une série carbonatée triasique (fig. 2). Celle-ci est affectée de plis de direction N80-N90° (Viallard, 1963 ; Viallard *in* Berger *et al.*, 1997) : un anticlinal s'observe ainsi sur la partie sommitale de la « serre », bordée au Sud par une ébauche synclinale, bien visible et déjetée vers le Sud (Mengaud, 1940 ; Bessière et Viallard, 1985) dans la cluse du « pont d'Albas ». Au Nord, ce Trias plissé s'enfonce sous la série monoclinale du Bégudo-Rognacien qui a livré près de sa base des œufs de Dinosaures (Campanien ?- Maastrichtien) (Plaziat, 1961). Ce contact est rectiligne du fait que les calcaires et marno-calcaires « garumniens » (« calcaires de Rognac » de Doncieux, 1909) ont constamment un pendage moyen à fort vers le Nord. Le remaniement de débris triasiques, constituant localement de véritables paléocolluvions de pied de reliefs (Plaziat *et al.*, 1987), atteste le caractère sédimentaire de ce contact discordant. C'est aussi le cas à l'Ouest du « pont d'Albas », contrairement au contact tectonique figuré par Azéma *et al.* (1963, fig. 2A à C).

Au Sud, les reliefs triasiques de la Serre de Ginoufré dominant d'une centaine de mètres le vallon de Rivière, creusé dans les schistes ordoviciens (Mengaud, 1940). À sa partie occidentale, le Trias repose normalement sur l'Ordovicien, avec, localement (piste au NW de la cote 214), un mince conglomérat de base rubéfié. Dans le versant sud du vallon, une faille E-W sépare les schistes ordoviciens du Dévono-Dinantien qui, dans le haut du versant, forme des replis complexes au-dessus des schistes noirs du Silurien (tectonique varisque anté-stéphaniennne). Le fonctionnement post-triasique de cette fracture est attesté par la présence (piste au Nord de Garrabous) de minces lames de gypse du « Keuper », intercalées verticalement entre le Silurien et l'Ordovicien qui supporte le Trias de Ginoufré. Cet accident, qualifié de « faille du vallon de Rivière » (Durand Delga, 1948), constitue un tronçon de la faille limite du massif ancien de Mouthomet (FNM = faille Nord-Mouthomet).

La succession stratigraphique de la Serre de Ginoufré (Charrière *et al.*, 2004) se résume en cinq termes cartographiquement différenciables :

t1, « Trias basal » rubéfié (10 m), discordant sur les schistes ordoviciens et comprenant un conglomérat de base, puis un niveau calcaréo-dolomitique siliceux, suivi de pélites rouge-brique à paléosols superposés et, enfin un épisode d'argillites noires ;

t2, « Trias inférieur » (env. 50 m), constitué d'une ensemble cargneulique et dolomitique inférieur, à intercalations d'épisodes marneux ;

t3, « Trias moyen », représenté par une barre carbonatée médiane (30 m), formée de bancs massifs calcaires ou calcaréo-dolomitiques, grisâtres, et de brèches calcaires monogéniques rougeâtres ;

t4, Ensemble cargneulique et marneux supérieur (50 m d'épaisseur) ayant fourni (Charrière *et al.*, 2004) un assemblage sporo-pollinique du Ladinien supérieur-Carnien inférieur (dét. de D. Fauconnier) ;

t5, Marnes versicolores, à quartz bipyramidés, attribuées au Keuper.

Grâce à cette séquence stratigraphique plus précise, nos travaux de terrain ont conduit à la découverte d'empilements tectoniques insoupçonnés.

3.1. La fenêtre du vallon de Rivière (cote 214) (carte et coupe, fig. 7)

Le long du talweg suivi par le chemin asphalté du fond du vallon, près de ce point coté de la carte, affleurent des grès grossiers et des conglomérats quartzeux, identiques à ceux du Crétacé supérieur (« Turono » - Sénonien) de la Pinède. Déjà repérés par Azéma *et al.* (1963, fig. 2-E), ces niveaux avaient alors été interprétés comme une couverture discordante sur le Trias de Ginoufré. Cette interprétation doit être abandonnée.

Les grès, pentés à 70°S, paraissent, d'après leur grano-classement, être en série inverse. Un contact anormal plat, à stries N150° recoupant des stries N20°, tranche localement leur sommet. Au-dessus de ce Crétacé, viennent des couches du Lias moyen-supérieur, avec, à l'Est, des calcaires marneux fossilifères du Lias moyen (F. Ellenberger en fut le découvreur, *in litt.*). À l'Ouest, se rencontrent également des marnes noires du Lias moyen-supérieur et leur superposition aux grès crétacés est particulièrement nette du côté nord. Ce Lias est à son tour entouré par le Trias basal rubéfié (t1), recouvert d'éboulis de cargneules et de marnes à lits dolomitiques clairs (t2).

Au Sud du ruisseau de Rivière, des marnes grises à crinoïdes, bélemnites (Lias moyen-supérieur) sont surmontées par du Trias basal (t1) renversé, avec de bas en haut : argillites noires, pélites rouge vif, puis dolomies siliceuses qui plongent vers le Sud sous les schistes ordoviciens constituant le versant (le Clos du Crès). Dans le talus de la rive sud du ruisseau, 60 à 70 m à l'Est de la cote 214, l'analyse de la succession de ce Trias « basal », épais d'une dizaine de mètres, permet de constater qu'il se place également en série inverse, au-dessous de l'Ordovicien.

La situation tectonique des terrains qui affleurent autour de la cote 214 est précisée sur la figure 7. Le fait, qu'au-dessous de l'ensemble Trias-Ordovicien renversé, le Lias

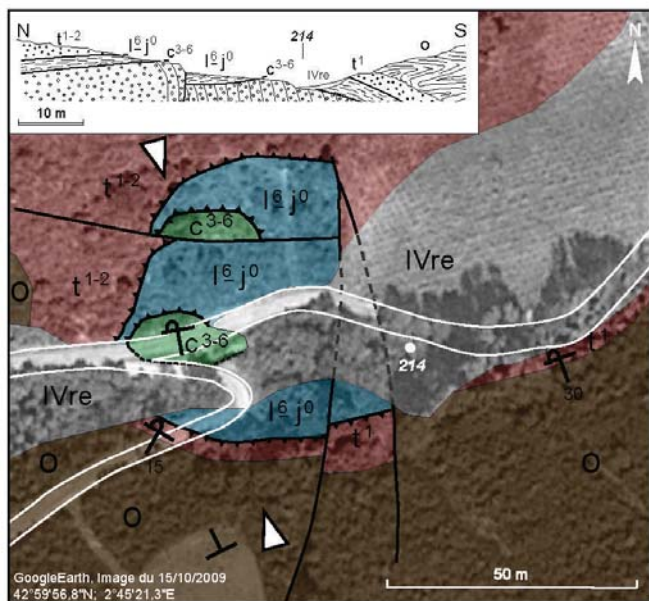


Fig. 7 - Carte et coupe de la fenêtre du vallon de Rivière (cote 214), au Sud de la Serre de Ginoufré. o : Ordovicien ; t1 : Trias basal rubéfié ; t1-2 : Trias « inférieur » ; l6-j0 : Domérien-Aalénien marneux ; c3-6 : Turonien ?- Sénonien grés-conglomératique.

Fig. 7 - The Vallon de Rivière geologic window (214 height spot) to the South of the Serre de Ginoufré: map and cross section. o: Ordovician; t1: Red basal Trias; t1-2: Early? Trias; l6-j0: marly Domesian-Aalenian; c3-6: Sandy-conglomeratic Turonian?- Senonian.

surmonte de toute part, en le ceinturant, le Crétacé supérieur, nous conduit à interpréter cette structure originale comme une fenêtre tectonique.

3.2. L'antiforme de la série renversée de la Jasse de Rivière (fig. 2 et 8)

La bande calcaire triasique synclinale (t3) du versant sud de Ginoufré se termine en pointe à l'Est de la Jasse de Rivière. Jusqu'à présent, cette barre calcaire de Trias médian de la Jasse était supposée soit être cisailée horizontalement à sa base (Azéma *et al.*, 1963, fig. 2-F), soit apparaître dans un synclinal « en blague à tabac » dont l'axe se relèverait vers l'Est (Viallard, 1963). Le nouvel examen de ce secteur a montré l'inexactitude des coupes antérieurement publiées. En fait, ces calcaires de la Jasse (t3) s'enfoncent périclinalement sous l'ensemble cargneulique inférieur (t2), lui-même surmonté, au Nord, à l'Est et au Sud, par les schistes ordoviciens. Ce dernier contact est de nature sédimentaire car c'est généralement le Trias « basal » rubéfié (t1) qui est au contact de l'Ordovicien, le tout étant renversé. Il s'agit du prolongement vers l'Est du renversement de l'Ordovicien sur le Trias basal, observé au S et au SE de la fenêtre de la cote 214.

La géométrie de la Jasse montre donc un antiforme E-W, à plongement axial vers l'Est, affectant une série renversée comportant de haut en bas : Ordovicien, Trias basal (t1), Trias inférieur (t2), Trias moyen (t3). Ce pli est

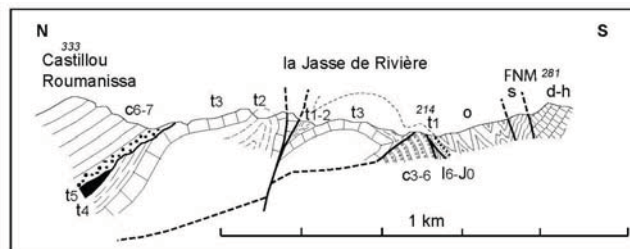


Fig. 8 - Coupe synthétique de la Serre de Ginoufré passant par la Jasse de Rivière et la fenêtre « 214 ». Massif de Mouthomet : o : Ordovicien ; s : Silurien ; d-h : Dévono-Dinantien. Unité de Ginoufré : t1-2 : Trias « inférieur » ; t3 : Trias moyen ; t5 : Keuper ; l6-j0 : Domérien-Aalénien marneux ; c3-6 : Turonien ?-Sénonien. Avant-pays autochtone : c6-7 : Bégudo-Rognacien avec brèches de base. FNM : faille Nord-Mouthomet.

Fig. 8 - Structural cross-section through the Serre de Ginoufré massif across the Jasse de Rivière and the Vallon de Rivière geologic window. Mouthomet Massif: o: Ordovician; s: Silurian; d-h: Devonian-Dinantian. Ginoufré Unit: t1-2: Early? Trias; t3: Middle Trias; t5: Keuper; l6-j0: Domesian-Aalenian; c3-6: Turonian?-Senonian. Autochthonous foreland: c6-7: Begudian-Rognacian with basal breccias. FNM: Nord-Mouthomet Fault

suivi vers le Nord par un synforme de Trias (t2) à cargneules, dans laquelle se loge une étroite bande d'Ordovicien en tête plongeante (SE de la cote 315).

Vers l'Ouest (Nord de la fenêtre de la cote 214), des restes de schistes ordoviciens, posés « en cuillère » sur les cargneules du Trias inférieur, constituent les indices les plus occidentaux de l'axe de ce pli couché, vraisemblablement éliminé, plus à l'Ouest, par l'érosion.

Dans le secteur de la Jasse, le renversement, qui affecte donc le Trias et son substratum ordovicien, est observable sur une flèche S-N de 400 m. Cette structure est limitée au Nord (fig. 8) par une faille directionnelle E-W, parallèle à la crête de la Serre de Ginoufré, et qui effondre le compartiment nord, constitué par une série normale, par rapport au compartiment sud (la Jasse), en série inverse.

Le prolongement du contact anormal encerclant les termes (Lias, Crétacé supérieur) de la « fenêtre 214 », doit être recherché plus bas, sous la masse de la Serre de Ginoufré et, plus au Nord, sous le Garumnien discordant qui doit sceller le front de ce chevauchement. De ce fait, on peut évaluer à plus d'un kilomètre la flèche initiale de l'unité renversée.

3.3. Relations entre la « fenêtre 214 » et l'antiforme renversé de la Jasse de Rivière : essai d'interprétation

La genèse de ces deux structures, situées à proximité l'une de l'autre, doit recevoir une même explication. Les assises (Lias, Crétacé supérieur) affleurant dans la « fenêtre 214 » correspondent à la réapparition de certains termes de la série sédimentaire de la Pinède, l'inversion des couches de la fenêtre pouvant être comparée au

renversement généralisé de la partie haute de cette dernière série. On peut alors proposer la succession d'événements suivants :

- 1 le décollement (en direction du Nord) du Lias moyen-supérieur, lors d'une phase crétacée (anté-cénomaniennne ?) ;
- 2 le dépôt discordant de la série grés-conglomératique du Crétacé supérieur ;
- 3 lors d'un événement tectonique ultérieur, antérieur au Bégudo-Rognacien, l'Ordovicien de la bordure nord du massif de Mouthomet, avec sa couverture débutant par un Trias discordant de « type Ginoufré », aurait formé un pli couché vers le Nord qui amène le renversement du Lias et du Crétacé supérieur, à rechercher sous le Trias dans la structure de la Jasse de Rivière ;
- 4 ensuite, toujours avant le Bégudo-Rognacien, le synclinal couché à coeur de Crétacé supérieur aurait été replissé en donnant alors les antiformes et synformes observés. On obtiendrait ainsi une structure analogue à celle de la Pinède, mais ici (fenêtre 214) l'Aptien est absent : ceci résultant soit d'une érosion anté-cénomaniennne à l'W du paléooccident de la Mouillère, soit d'un laminage tectonique complet dans ce compartiment occidental ;
- 5 finalement, une faille E-W, d'âge post-Éocène supérieur (post-nappe), aurait décalé verticalement les structures antérieures.

4. Interprétations générales

L'âge des déformations de l'ensemble Pinède de Durban-Serre de Ginoufré pouvait être soupçonné (Gottis, 1957) en comparant, sur la carte (fig. 2) et dans le paysage, la régularité de la structure du « Garumnien » monoclinale à l'Est d'Albas (Serre de Roumanissa) et la complication du puzzle tectonique qui se trouve plus au Sud. Notre étude de terrain permet en premier lieu d'établir que la totalité de cette bande tectonisée est, tout au long sur son bord septentrional, recouverte en discordance par le Bégudo-Rognacien et d'attribuer ainsi ces déformations à une « phase fini-crétacée », ou plus exactement intra-sénonienne (Bessière & Viillard, 1985).

Le réexamen de la zone de la Pinède de Durban confirme en partie la description proposée par Azéma *et al.* (1963), c'est-à-dire les grands traits structuraux de la Pinède, avec le spectaculaire renversement des divers niveaux (Trias supérieur à Crétacé supérieur) de sa succession stratigraphique. Les deux sondages qui ont été pratiqués dans les affleurements de calcaires aptiens à la bordure nord de la Pinède ont prouvé que ces calcaires sont superposés au Crétacé supérieur gréseux. Il ne s'agit donc pas de matériaux autochtones remontés à la faveur de horsts (Mattauer et Proust, 1965). Ces lambeaux d'Aptien reposant sur le Crétacé supérieur doivent être reliés à l'Aptien supérieur méridional de la crête (La Cresse) du massif de la Pinède. Ainsi, le renversement des divers termes de la succession stratigraphique mésozoïque est-il

quasi-général. Le phénomène s'observe en continuité sur la transversale occidentale (Ouest de la Cresse, fig. 2), sur une distance N-S de 1 km, et il affecte les divers étages d'une colonne stratigraphique de presque 500 m d'épaisseur. Cette structure singulière est d'âge fini-crétacé, car elle est scellée au Nord par la discordance (Mengaud, 1940 ; Viillard, 1963 ; Mattauer et Proust, 1965 ; Berger *et al.*, 1997) du Bégudo-Rognacien, base du remplissage du synclinal de Carcassonne. Celui-ci ravine les divers termes de la série mésozoïque précédente, du Trias (Sud de l'Escassié) au Crétacé supérieur, et en particulier l'Aptien, au NW de la cote 298, proche du sondage Pinède-I. Contrairement à ce qui avait été supposé par Azéma *et al.* (1963), ces renversements de la série de la Pinède ne peuvent donc pas être associés à la migration, beaucoup plus récente (post-bartonienne), de la nappe des Corbières.

L'interprétation de la totalité de la structure de la Serre de Ginoufré par de simples plis ou plis-faille (Viillard, 1963 ; Bessière et Viillard, 1985 ; Berger *et al.*, 1997) est remise en question par nos nouvelles observations de terrain, étayées par une stratigraphie plus précise. Celles-ci nous ont conduits à la découverte, sur le versant sud de la Serre, du renversement de la base de la série triasique discordante sur l'Ordovicien, ainsi que d'empilements tectoniques au-dessous de la série triasique et au sein de celle-ci. Le recouvrement anormal du Crétacé supérieur par le Lias, puis de ce dernier par la série triasico-ordovicienne renversée (fenêtre de la cote 214) plaide en faveur de l'allochtonie de la Serre de Ginoufré dont la structuration est, elle aussi, antérieure au Bégudo-Rognacien.

4.1. La question des déformations anté-cénomaniennes

La discordance observable au S et au SE de la Pinède (fig. 2) entre les calcaires gargasiens (Aptien supérieur) et les marnes attribuées au Cénomanienn supérieur, et qui forment la base du Crétacé supérieur, témoigne de déformations anté-cénomaniennes dont on peut discuter la nature.

La succession mésozoïque de la Pinède débute par un épais Trias supérieur (Keuper), riche en marnes gypsifères, qui sont décollées sur les dolomies du Muschelkalk. Comme c'est partout le cas sur les bordures Sud et Est du Massif de Mouthomet (Berger *et al.*, 1997), le Keuper constitue ainsi le premier niveau de décollement privilégié de la couverture mésozoïque par rapport à son substratum (Paléozoïque et tégument du Trias inférieur-moyen). Le Lias moyen-supérieur marneux constitue régionalement un second niveau de décollement dans l'empilement sédimentaire. Enfin, lorsque les séries calcaires crétacées sont bien exposées, comme c'est le cas 10 km au NE, dans le Pla de Couloubret (Charrière, 1980), on observe un autre niveau de décollement dans des marnes de l'Aptien inférieur (Bédoulien), entre la série calcaire du Néocomien-

Barrémien et les calcaires massifs de l'Aptien supérieur (Gargasien).

Dans la série de la Pinède, un double décollement à la faveur des niveaux marneux du Lias moyen-supérieur et du Bédoulien, a pu amener la partie haute (les calcaires du Gargasien) à se détacher, en se superposant directement au Lias, à « l'aval » du déplacement, et en laissant, en « amont », les termes intermédiaires, spécialement les calcaires du Néocomien-Barrémien (qui ont pu être partiellement remobilisés ultérieurement et repris en klippe à la base de la nappe des Corbières). Ainsi s'expliquerait, sur le flanc sud de la Pinède, le contact direct soustractif (FCr = faille de la Cresse), entre le Lias marneux et le Gargasien, ce qui fut interprété en terme de discordance anté-aptienne (Mattauer et Proust, 1962), mais dont la nature mécanique déjà signalée (Durand Delga, 1948 ; Ellenberger, *in litt.* ; Viillard in Berger *et al.*, 1997) ne fait, à notre avis, aucun doute. Ce contact tectonique apparaît fortement redressé au Sud de la Pinède (FCr), mais, tout comme les couches qu'il sépare, son plan se recourbe vers le Nord-Ouest où l'ensemble est surmonté en discordance par le Bégudo-Rognacien. Cette structure polyphasée pourrait ainsi correspondre à un plan de décollement (anté-cénomaniens ?), renversé vers le Nord lors de la tectonique fini-crétacée.

Des décollements de ce type sont connus dans les Corbières méridionales. Ils sont remarquablement illustrés à l'Est de Bugarach dans la Serre de Bouchard (Crochet *et al.*, 1989) où le Cénomaniens scelle une unité complexe de calcaires du Crétacé inférieur, résultant des décollements au-dessus du Keuper et du Lias marneux, ce qui atteste l'existence d'une « phase anté-cénomaniens », connue également dans le Nord-Est des Corbières (Durand-Delga, 1964).

On pourrait également comparer le bloc anté-cénomaniens de la Pinède, à l'unité nord de la montagne de Tauch (Pech de Fraysse), située 10 km plus au SW, au flanc sud du massif de Mouthomet : les calcaires gargasiens y reposent, parfois par l'intermédiaire de lames liasiques, sur une sole de Trias, décollé et empilé sur lui-même (de Graciansky, 1962).

Se manifestant ainsi, avec de fréquents contacts soustractifs, cette « phase anté-cénomaniens » pourrait être une phase distensive.

4.2. Caractères de la phase fini-crétacée au NE du massif de Mouthomet

4.2.1. La structuration fini-crétacée du pli couché de la Pinède de Durban

Si le renversement de l'essentiel du flanc sud de la Pinède était antérieurement établi, la structure du flanc nord

était discutée. Or, les sondages Pinède-I et -II sur ce flanc ont prouvé la superposition de l'Aptien supérieur calcaire sur le Crétacé supérieur gréseux. Celui-ci est transgressif et remplit des fissures et des poches karstiques dans les calcaires aptiens. Le renversement de la série est ainsi incontestable et comme on l'a vu, ce renversement est scellé par le Bégudo-Rognacien.

La « phase fini-crétacée » est postérieure aux dépôts du Crétacé supérieur gréseux qui constitue dans la Pinède un épandage en milieu fluvial, azoïque. Son attribution stratigraphique peut se faire par analogie de faciès avec les « Grès d'Alet » du « Campanien » (Bilotte, 1985) dans les Corbières méridionales, ou mieux, avec les séries grésoconglomératiques turono-sénoniennes, à rudistes du Coniacien-Santonien, dans les Corbières nord-orientales (Fontfroide, Bois du Vicomte) (Freytet, 1970). Avec cet auteur, on peut penser qu'en l'absence de décharge conglomératique campanienne, seuls le Turonien et le Sénonien le plus inférieur seraient représentés à la Pinède ; la phase dite « fini-crétacée » est de ce fait qualifiable d'intra-sénonienne (Bessière & Viillard, 1985).

4.2.2. Le recouvrement fini-crétacé de l'« Unité de la Pinède » par l'« Unité de Ginoufré »

L'« Accident de la Mouillère », contact ondulé, séparant la série de la Pinède de celle de la Serre de Ginoufré a, comme on l'a vu, suscité maintes interrogations. Son réexamen nous a conduits à conclure (comme Viillard, 1963 et Ellenberger, *in litt.*), que le « compartiment de Ginoufré » chevauche vers l'Est, par un contact parfois redressé, parfois plat, la série renversée de la Pinède. Plutôt qu'un simple décrochement (Mattauer et Proust, 1962), l'accident pourrait être un décrochevement dextre déplaçant le « compartiment de Ginoufré » vers le NE, entraînant le chevauchement oblique de ce dernier par dessus le « compartiment de la Pinède ».

Il y a cependant une autre interprétation possible. 800 m à l'Ouest de l'Accident de la Mouillère, dans le vallon de Rivière, se situe la fenêtre de la cote 214, qui n'est pas figurée sur la feuille de Tuchan au 50 000 (Berger *et al.*, 1997). Sous le Trias chevauchant, on y trouve du Lias marneux qui, repose tectoniquement, à son tour, sur du Crétacé supérieur, probablement renversé. Cet affleurement représenterait un témoin, discret, de la prolongation vers l'Ouest de la série renversée de la Pinède (le flanc supérieur d'un synclinal couché) dont l'essentiel des termes jurassiques et le Crétacé inférieur auraient pu être éliminés lors de l'épisode tectonique anté-cénomaniens. Le contact direct du Lias marneux sur le Crétacé supérieur gréseux du vallon de Rivière reproduit, en fait, ce qu'on observe entre les cotes 371 et 372 (La Cresse), au sommet de la Pinède. Il est donc tentant de réunir en profondeur le contact anormal plat, délimitant la fenêtre 214, à « l'Accident de la Mouillère » par dessous les terrains renversés (Trias sous Ordovicien) du flanc sud-est de la

Serre de Ginoufré. Dans cette interprétation, l'« Unité de Ginoufré » constitue un élément tectonique, superposé, en direction du NNE, à l'« Unité de la Pinède », lors de la phase fini-crétacée. On trouve ainsi une explication mécanique au renversement généralisé de la partie haute de l'empilement stratigraphique de la Pinède, sous le déplacement du Trias-Ordovicien de Ginoufré.

Retrouver des faciès spécifiques de la Serre de Ginoufré dans le Trias de la klippe isolée du centre nord de la Pinède (entre les cotes 298 et 268) est aussi un argument important pour penser qu'avant l'érosion ayant accompagné la remontée post-éocène du bloc de la Pinède, l'« Unité de Ginoufré » a dû recouvrir tectoniquement ce dernier.

4.2.3. L'intervention du socle paléozoïque : un jeu inverse fini-crétacé de la Faille Nord-Mouthomet

L'« Unité de la Pinède » présente un allongement général W-E à WNW-ESE et un renversement vers le Nord, antérieur au Bégudo-Rognacien. Le recouvrement de l'« Unité de la Pinède » par l'« Unité de Ginoufré » se fait du SSW vers le NNE. Au contact du massif de Mouthomet, l'« Unité de Ginoufré », est également renversée vers le Nord ; par contre, les replis dans le Trias de la série normale de la Serre sont déjetés vers le Sud et recouverts obliquement par le Bégudo-Rognacien discordant. Ces déformations compressives fini-crétacées traduisent un déplacement d'ensemble de la couverture mésozoïque S-N à SSW-NNE.

L'importance des renversements de la pile sédimentaire mésozoïque de la Pinède avait laissé supposer (cf. Mattauer et Proust, 1965) l'intervention d'un déplacement du socle paléozoïque du massif de Mouthomet vers le Nord. On en a désormais la preuve à l'Ouest immédiat, dans l'« Unité de Ginoufré » : l'Ordovicien et sa couverture transgressive du Trias inférieur-moyen se renversent vers le Nord, au front immédiat du massif de Mouthomet..

Il est toutefois impossible de lier ces phénomènes (renversement de la Pinède et de la base de la série de Ginoufré) aux failles inverses à fort pendage sud actuellement observables (fig. 2) au front NE du massif de Mouthomet à l'Est d'Albas (faille E-W du vallon de Rivière, faille WNW-ESE du vallon de la Cresse se poursuivant dans la vallée de la Berre) car, d'une part ces accidents prolongent la grande « faille Nord-Mouthomet » qui affecte l'Éocène, et d'autre part, ils décalent, à l'Est de Durban, la base de la nappe des Corbières, mise en place à l'Éocène supérieur.

Le jeu tardif de ces fractures doit ainsi se superposer à un chevauchement de socle fini-crétacé et le dissimuler. Le fonctionnement inverse fini-crétacé de cette paléofaille Nord-Mouthomet a dû engendrer les plis couchés E-W de

couverture, actuellement conservés dans le massif de la Pinède et dans la Serre de Ginoufré.

4.3. La structuration « pyrénéenne » (Éocène supérieur) du NE du massif de Mouthomet

4.3.1. Épisode « pyrénéen précoce »

Le redressement des couches paléocènes et du Bégudo-Rognacien coïncide avec le jeu de la faille E-W qui limite au Nord le Massif de Mouthomet. Tronçon principal de cette « faille Nord-Mouthomet », la « faille de Villeroige » montre, près de ce village, un rejet vertical d'ordre kilométrique, qui diminue en allant vers à l'Est. Les deux phénomènes - fracture et fort redressement des couches du compartiment affaissé - se disjoignent au Sud du village d'Albas (fig. 2), en isolant l'ensemble Ginoufré-Pinède.

D'une part la « faille Nord-Mouthomet » se poursuit vers l'Est par la « faille du vallon de Rivière » (au Sud de Ginoufré) que relaye celle du « vallon de la Cresse » (au Sud de la Pinède) faisant chevaucher vers le Nord le Paléozoïque sur le Keuper gypsifère. La fracture se poursuit sur la rive sud de la Berre jusque dans le bourg de Durban. À l'entrée ouest de la localité, au niveau de la nouvelle station d'épuration, on observe le chevauchement du Silurien sur le Keuper par l'intermédiaire d'une bande tectonisée large d'une quinzaine de mètres. À l'Est de Durban, son prolongement est masqué sous la nappe des Corbières dont la base est clairement décalée.

D'autre part, à l'Est du méridien d'Albas, le redressement des couches éocènes et, sous elles, du Bégudo-Rognacien, se suit au Nord de la Serre de Ginoufré, puis de la Pinède. Leur contact avec le Mésozoïque plus méridional (Mésozoïque plissé avant le Bégudo-Rognacien) correspond à une surface de transgression. Celle-ci est fortement inclinée vers le Nord, parfois verticalisée. Ce redressement des sédiments bégudo-rognaciens (et de leur contact avec l'édifice Pinède-Ginoufré), réalisé avant l'avancée de la nappe des Corbières, traduit vraisemblablement en surface le jeu d'une fracture E-W dans le substratum paléozoïque,

4.3.2. Déformations associées à la mise en place de la nappe des Corbières à l'Éocène supérieur

La migration, du SE vers le NW, de la nappe des Corbières se manifestera essentiellement par : a) une rotation anti-horaire vers le Nord de la partie orientale (Serre Nègre) de l'Unité de la Pinède ; b) des renversements localisés de certaines couches du Bégudo-Rognacien (au Nord de Guéguinte) et du Paléocène supérieur (au Sud du col de l'Escassié) ; c) une remobilisation de terrains barrémo-bédouliens (Unité de

Ripaud) sous forme de klippes et d'écaillles entrainées au front de la nappe ; ces lames calcaires (comme le Roc de Carla) ont pu, en se déplaçant, favoriser le renversement des couches sous-jacentes.

À ces déformations tangentielles succèderont les déformations cassantes néogènes à actuelles (rejeu de la FNM, découpage par des failles N-S à NNE-SSE) qui parachèveront la structure du bâti actuel.

4.4. Considérations finales

À partir des résultats des sondages Pinède-I et -II, établissant le renversement généralisé de la partie haute de la succession stratigraphique de la Pinède, de la découverte, dans la partie sud-est de la Serre de Ginoufré d'une succession renversée (Ordovicien sur Trias) chevauchante, ainsi que de la mise en évidence d'une fenêtre (Lias sur Crétacé supérieur) au niveau de la cote 214 (vallon de Rivière), nous aboutissons à l'interprétation suivante : une « Unité Ginoufré » (Ordovicien recouvert de Trias transgressif), clivée à l'avant du chevauchement vers le Nord du Massif de Mouthomet, aurait chevauché, au cours du Sénonien, une « Unité Pinède », sur une flèche vers le NNE estimée d'ordre kilométrique. Au niveau de la Serre de Ginoufré, la poursuite vers le Nord de cette surface de chevauchement serait dissimulée sous le Garumnien discordant.

À l'Ouest d'Albas, toute trace de structures chevauchantes d'âge fini-crétacé est absente, l'« accident Nord-Mouthomet » mettant en contact direct le Paléozoïque du massif de Mouthomet et la base du remplissage (Maastrichtien-Éocène) du synclinorium de Carcassonne. Cette fracture, qui affecte l'Éocène supérieur, montre une certaine composante chevauchante vers le Nord (ainsi au niveau de la « faille de Villerouge », cf. Plaziat, 1985), et un tel accident doit totalement oblitérer la prolongation logique vers l'Ouest des structures fini-crétacées de l'ensemble Serre de Ginoufré-Pinède de Durban. L'accident bordant au Nord le massif de Mouthomet est un accident majeur qui semble même traduit par certaines inflexions des courbes gravimétriques (Babour *et al.*, 1977).

Dans l'avant-pays sous-pyrénéen, le massif de Mouthomet, cisailé à sa bordure septentrionale, aurait ainsi été légèrement déplacé vers le Nord. La faille Nord-Mouthomet pourrait être la prolongation vers la Méditerranée d'un « Front sous-pyrénéen », initialement défini, à l'Ouest de l'Ariège, comme « Front des Petites Pyrénées » (Héritier *et al.*, 1972). Comme il en est pour le Front nord-pyrénéen (Freytet, 1970, p. 39 ; Charrière & Durand-Delga, 2004) - au moins dans sa partie à l'Est de Quillan -, l'« accident frontal Nord-Mouthomet » aurait fonctionné en chevauchement dès la phase fini-crétacée, en jouant ensuite lors des mouvements « pyrénéens ».

Le réexamen de la zone de la Pinède de Durban et de la Serre de Ginoufré nous amène à conclure que les structures tectoniques essentielles y sont d'âge fini-crétacé. Ces déformations tangentielles se manifestent par des plis couchés vers le Nord et par le recouvrement anormal de l'« Unité de la Pinède » par l'« Unité de Ginoufré ». Elles sont interprétées comme la traduction dans la couverture mésozoïque d'un jeu crustal inverse de l'accident Nord-Mouthomet, associé à une première montée et à un déplacement vers le Nord du bloc paléozoïque de Mouthomet, au cours de la période sénonienne.

Remerciements

À la Direction des services de la Carte géologique au sein du BRGM, qui a obligeamment permis la réalisation en 1974 des deux sondages du Nord de la Pinède. À ceux, singulièrement Jacques Azéma (Paris) et Pierre Viillard (Toulouse), qui contribuèrent au suivi de ces opérations sur place.

Aux professeurs Rolf Schroeder (Francfort sur le Main) qui étudia les orbitolines des carottes des sondages et Bernard Peybernès (Toulouse) qui examina les lames minces des échantillons récoltés lors de nos campagnes de terrain ultérieures. À Mme Annie Arnaud-Vanneau (Grenoble) qui permit la réalisation des clichés de micropaléontologie.

À Jean Pierre Bouillin (Grenoble) qui nous accompagna à plusieurs reprises sur le terrain, participa à nos réflexions scientifiques et assura aimablement la mise au net de la figuration de l'article.

Aux rapporteurs, Dominique Frizon de Lamotte qui nous fit part de ses observations structurales et Jean Claude Plaziat dont l'épluchage détaillé de l'article permit une amélioration substantielle de ce dernier.

À la mémoire du Professeur François Ellenberger qui nous avait aimablement confié en 1995 les levés détaillés de la Pinède de Durban qu'il avait réalisés lors de la controverse de 1962-1965, afin de se faire une opinion sur la structure de ce massif. À celle du professeur Maurice Mattauer qui, même si les résultats des sondages de la Pinède n'ont pas confirmé localement ses opinions structurales, avait justement insisté, avec François Proust, sur l'importance de la phase tectonique fini-crétacée dans le domaine pyrénéo-languedocien.

Références

- Azéma J., Durand-Delga M., Foucault A.** (1963) - Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières, Languedoc (Aude). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXIII, p. 51-63.
- Babour K., Daignières M., Menvielle M., Mosnier J., Rossignol J.C., Vasseur G.** (1977) - L'anomalie de conductivité des Pyrénées : signification physique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, p. 553-562.
- Barrabé L.** (1922) - Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 175, p. 1081-1083.
- Barrabé L.** (1942a) - Révision de la feuille de Perpignan à 1/80 000. « La terminaison de la nappe des Corbières orientales au voisinage du Massif de Mouthomet ». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C. R. Collab. campagne 1941, 211, XXXIII, p. 161-165.
- Barrabé L.** (1942b) - Feuille à 1/80 000 « Narbonne et Marseillan », 2^e éd., Serv. Carte géol. Fr., Paris.
- Berger G.M., Bessière G., Bilotte M., Viallard P.** (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (n° 1078). Orléans BRGM. Notice explicative par G.M. Berger, B. Alabouvette, G. Bessière, M. Bilotte, B. Crochet, M. Dubar, J.P. Marchal, Y. Tambareau, J. Villatte, P. Viallard (1997), 113 p.
- Bessière G., Viallard P.** (1985) - Hercynien du Mouthomet et de sa couverture nord-orientale. In « Géologie des zones nord et sous-pyrénéennes de la partie orientale des Pyrénées ». Excursion Assoc. Géol. Sud-Ouest. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- Bilotte M.** (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, sér. 2, 5, 438 p.
- Casteras M., Viallard P.** (1961) - Sur l'allure et la constitution d'un front chevauchant de l'unité de Jonquières et de Fontjoncouse dans les Corbières orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230-231.
- Charrière A.** (1980) - Un exemple de charriage égyptique : le lobe de recouvrement de Taura (nappe des Corbières orientales, Aude). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 22, p. 293-302.
- Charrière A., Durand-Delga M., Fauconnier D.** (2004) - Succession stratigraphique et datation palynologique du Trias autochtone au Nord-Est du massif de Mouthomet (Corbières, Aude). *Géologie de la France*, 1, p. 25-33.
- Charrière A., Durand-Delga M.** (2004) - Le jeu fini-Crétacé du front nord-pyrénéen aux environs de Cucugnan (Corbières méridionales, Aude, France). *C.R. Geoscience*, 336, p. 1199-1208.
- Crochet B., Villatte J., Tambareau Y., Bilotte M., Bousquet J.P., Kuhfuss A., Bouillin J.P., Gélard J.P., Bessière G., Paris J.P.** (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (n° 1077). Orléans BRGM.
- Doncieux L.** (1908) - « Feuille de Perpignan ». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C. R. Coll. camp. 1906, XVII, 115, p. 107-111.
- Doncieux L.** (1909) - « Feuille de Perpignan ». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C. R. Coll. camp. 1907-1908, XVIII, 119, p. 95-99.
- Doncieux L., Depéret C., Loutrel G.** (1907) - Feuille à 1/80 000 « Perpignan », *Serv. Carte géol. Fr.*, Paris.
- Durand-Delga M.** (1948) - Remarques sur la bordure nord-orientale du massif de Mouthomet. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 78, p. 43-50.
- Durand Delga M.** (1964) - Manifestation d'une importante phase tectonique anté-cénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 100, p. 81-95.
- Ellenberger F.** (1963) - Observations à la note de J. Azéma *et al.* *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 882.
- Ellenberger F.** (1965) - Observations à la note de M. Mattauer et F. Proust. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 32.
- Freytet P.** (1970) - Les dépôts continentaux du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc, Thèse Doct. État, Univ. Paris-Sud, 1970, 530 p. (en dépôt à la Soc. géol. de France). *Bull. BRGM* (2), I, 4, p. 1-54.
- Gottis M.** (1957) - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Fac. Sci. Montpellier. Bordeaux, impr. Tex, 344 p.
- Graciansky P.C. (de)** (1962) - Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la Montagne de Tauch, *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IV, p. 509-527.
- Héritier F., Nicolai R., Ricateau R., Villemin J.** (1972) - Les chevauchements frontaux nord-pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour (Pyrénées centrales). *C. R. Ac. Sci. Paris*, 275 (D), p. 1733-1736.
- Magnan H.** (1874) - Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (2), IX, 3, p. 1-54.
- Margerie E. (de)** (1890) - Note sur la structure des Corbières. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, II, 17 (1890-91), p. 283-319.
- Mattauer M., Proust F.** (1962) - Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 5, p. 5-11.
- Mattauer M., Proust F.** (1965) - Sur l'autochtonie de la Pinède de Durban-Corbières (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 30-32.
- Mengaud L.** (1940) - Note sur la géologie des environs de Castetel. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 75, p. 177-192.
- Plaziat J.-C.** (1961) - Présence d'œufs de Dinosauriens dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 196-197.
- Plaziat J.-C.** (1985) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse Doct. État, Univ. Paris-Sud, 1984, n° 2885, 1 312 p.
- Plaziat J.-C., Freytet P., Marec P.** (1987) - Sédimentation molassique et paléo-pédogenèse en Languedoc. Livret-guide excursion Assoc. Sédim. Fr., 16-18 sept. 1987, 127 p.

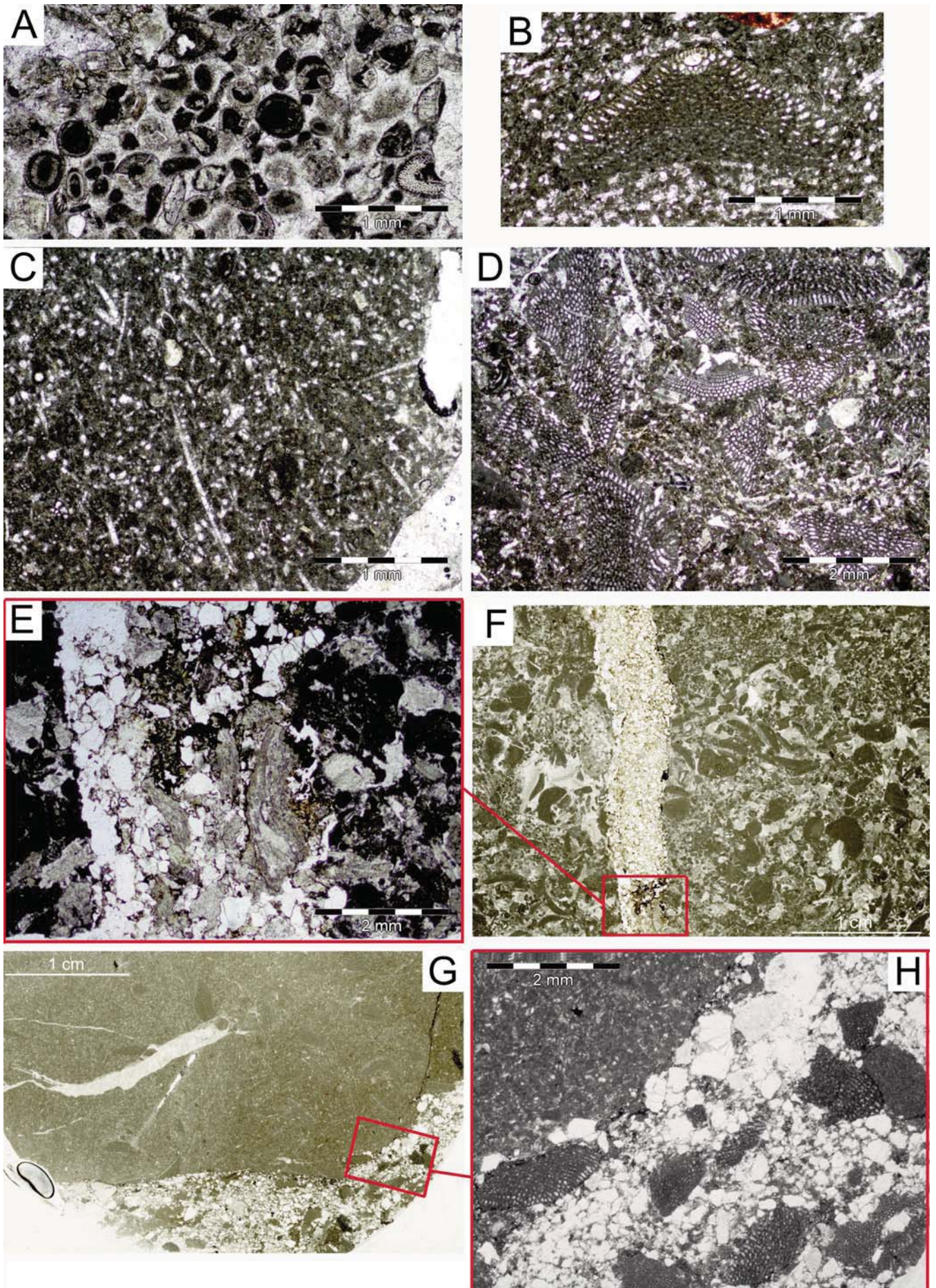
- Roman F.** (1897) - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc. Ann. Univ. Lyon, 345 p.
- Viallard P.** (1963) - Étude de la couverture nord-orientale du massif de Mouthomet entre Thézan et la Berre. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Paul Sabatier (Toulouse III), 192 p.
- Viallard P.** (1987) - Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 3, 551-559.
- Vila J.-M.** (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région de Durban-Corbières (Corbières orientales-France). Dipl. Études Sup., Fac. Sci. Paris, 114 p.
- Vila J.-M.** (1965) - Relation entre la nappe des Corbières orientales et son substratum dans la région de Durban-Corbières (Aude). *C. R. Ac. Sci. Paris*, 260, p. 1700-1703.

Planche I - Microphotographies de lames des forages

- A : oobiosparite à grains de quartz. Biophase avec fragments de mollusques, crinoïdes, brachiopodes (faciès régional du Lotharingien). Lame P3.
- B : *Mesorbitolina texana texana* marqueur de l'Aptien supérieur-terminal (diagnose A. Arnaud-Vanneau). Lame P18.
- C : micrite à spicules de spongiaires (faciès de plate-forme externe), Gargasien. Lame P 38.
- D : pelmicrosparite à orbitolines (faciès de plate-forme littorale), Gargasien. Lame P 18.
- E : détail de la bordure du filon (F) montrant le remaniement de fragments de coquilles de rudistes provenant de l'Aptien.
- F : filon de grès ferrugineux (Crétacé supérieur) recoupant un calcaire aptien biodétritique. Lame Po 10.
- G : contact stratigraphique renversé, illustrant le ravinement de la micrite aptienne (en haut) par les grès du Crétacé supérieur. Lame P49.
- H : détail de la zone de contact montrant le remaniement de fragments d'orbitolines aptiennes à la base des grès du Crétacé supérieur.

Plate I - Microphotographies of some slices from the borings

- A: quartz-grained oobiosparite. Biophase : fragments of Mollusca, Crinoids, Brachiopods (Upper Sinemurian facies). Slice P3.
- B: *Mesorbitolina texana texana*, Upper and Uppermost Aptian marker (A. Arnaud-Vanneau det). Slice P18.
- C: micrite with sponge- spicules (Outer platform facies), Upper Aptian. Slice P 38.
- D: pelmicrosparite with orbitolinidae (Littoral platform facies), Upper Aptian. Slice P 18.
- E: detailed view of neptunian dyke (F) border with fragments of rudists reworked from Aptian levels.
- F: ferruginous sandstones (Upper Cretaceous) filling a neptunian dyke which crosses the biodetritical Aptian limestones. Slice Po 10.
- G: overturned sedimentary contact between the Aptian micrites and the Upper Cretaceous sandstones. Slice P49.
- H: detail of the contact between Upper Cretaceous sandstone reworking orbitolines and their Aptian host rock.



Annexe 1 : Sondage PINEDE-I (Fig. 5, colonne de droite)

0 à 3,8 m : marnes sableuses violacées (« Trias »).

3,8 à 5 m : (lames P1 et P2) : brèche carbonatée cargneulique, à fragments de dolomicrite dans une gangue micritique, parfois avec cristaux de sparite à liseré ferrugineux. Pyritosphères en grappe de raisin. Un possible petit quartz bipyramidé (P1). Ce Trias peut être comparé aux termes t2 et t3 (Trias « inférieur- moyen ») de la Serre de Ginoufré.

5 à 6,3 m (P3 à P5) : intraosparite légèrement gréseuse.

Dans une matrice sparitique sont insérés des intraclasts dont la taille est variée (P3), faible (P4) ou plus forte, le tri étant médiocre (P3) ou assez bon (P4-5). Outre des oolites dispersées, on observe des quartz anguleux, parfois arrondis, de taille variable, qui donnent un aspect râpeux à la roche. La fraction organique est réduite à des fantômes d'entroques et de radioles d'oursins. Ce faciès (Pl. I, A) est typiquement celui du « Lotharingien » = Sinémurien supérieur, tel qu'il apparaît au flanc sud de la Pinède ainsi que dans la nappe des Corbières.

6,3 m à 48,15 m : succession carbonatée de l'Aptien supérieur.

6,3 à 11,5 m : calcaires clairs.

6,4 m (P6) : microbrèche bioclastique (fragments de rudistes, plaques et radioles d'échinodermes) avec matrice sparitique faiblement gréseuse. Forte bréchification.

6,9 (P7) et 7,6 m (P8) : intramicroparite bioclastique. Outre les intraclastes, rares débris roulés variés (orbitolines roulées, bryozoaires, échinodermes, rudistes). Tubes de serpulidés (P8). Broyage marqué par des filets de calcite.

9,5 m (P9) : microparite, à très petits intraclasts et très faible fraction organique. Forts broyages et recristallisations.

9,8 à 11,5 m (P9 à P12) : biomicrites beige-clair. La fraction organique (orbitolinidés et autres foraminifères benthiques), d'abord très faible (P9), s'accroît en allant vers le bas (P12). Gros fragments de rudistes.

11,5 à 12,25 m : brèches calcaires polygéniques.

11,9 (P13) : un ciment dismicritique noirâtre (imprégnation d'oxydes de fer) relie des intraclastes beige sombre de dimension et de nature variées : biomicrites à fréquentes orbitolines, ou à textulariidés et miliolidés.

12,25 à 13,5 m (P14) : brèches calcaires monogéniques, avec ciment dismicritique d'intraclastes micritiques noirs à foraminifères (orbitolinidés, etc.), débris d'échinodermes. Probable *Sabaudia minuta*.

13,5 à 14,6 m : marnes noirâtres.

14,6 à 20,5 m (P16 à P19) : biosparites grises d'aspect détritique, à éléments (intraclastes) de taille variable; très nombreux foraminifères, avec une extrême abondance en orbitolines (Pl. I, B, D) ; débris de dasycladacées. La partie la plus basse, biomicritique, à spicules, moins riche en orbitolines, est bréchifiée, montrant un litage tectonique.

20,5 à 23,80 (P20 à P24) : calcaires jaunâtres clairs.

Il s'agit de biomicrites et biosparites, riches en spicules d'éponges (P20), souvent à débris de rudistes et assemblage habituel de foraminifères avec orbitolinidés, entroques, débris algaires, mélobésiées (P22), hexacoralliaires et gastéropodes (P24).

23,8 à 26 m (P25 à P28) : calcaires gris-clair à passées de marnes noires.

Biomicrites (P25 et P26), puis biomicroparites (P27 et P28) avec les microorganismes habituels (orbitolines et spicules), parfois rares, parfois abondants.

26 à 28,2 m (P29 à P32) : brèche calcaire sombre, à passées de calcaires marneux noirs. Microparite (P29) et micrite (P30) à rares microorganismes et spicules.

Dans la micrite (P 31) s'observe une fissure à bordure ferrugineuse et un remplissage gréseux et légèrement micacé (Sénonien).

28,2 à 28,6 m (P33) : microbrèche de calcaire noir à orbitolines, associée à un litage tectonique et des plissements. Une poche gréseuse avec orbitolines déplacées.

28,6 à 29,5 m : brèche calcaire sombre avec, en (P34), une « poche » gréseuse à grains de quartz de dimensions très variées (remplissage de matériel sénonien). P34, brèche dont la partie calcaire (débris organiques dans matrice microsparitique) surmonte une partie gréseuse, à gros fragments quartzeux polycristallins et quartz rouges : il s'agit du remplissage d'un matériel crétacé supérieur dans une fissure du calcaire aptien.

29,5 à 34,20 (P35 à P40) : calcaire gris (microsparites) à orbitolines (P35) sur calcaires bréchiques (intrabiomicrites) à lits de marno-calcaires noirs.

Plus bas (P36 et 37), outre l'assemblage micropaléontologique habituel, fréquents débris de mollusques, rares ou inexistantes dans les niveaux précédents. Possibilité de colomielles (P37).

Plus bas (P38 à P40), les calcaires marneux sont riches en spicules (Pl. I, C). Les orbitolines et autres foraminifères sont d'abord rares (P38) puis fréquents (P40).

De 34, 20 à 40,10 m : absence de carottage (creux karstique ?).

De 40,10 à 41,5 (P41 à P43) : micrite bréchique grise à spicules.

De 41,5 à 42, 7 : remplissage terreux récent (?) d'un ancien karst.

De 42,7 à 45,9 m : calcaire gris (micrite) à spicules et orbitolinidés (P44 à P47) avec restes de marnes noirâtres. Remplissage (P44), avec contact franc, parfois ferrugineux, d'un grès à ciment calcaire, à éléments mal classés (dont des débris d'orbitolines), avec des quartz, généralement de taille homogène.

À 46,2 m (P48) : microsparite à débris organiques variés, dont de très abondantes orbitolines.

À 47,9 m (P49) : contact (Pl. I, G, H) entre une micrite à abondants orbitolinidés et spicules, et un grès mal classé à grains de quartz assez anguleux, débris d'orbitolines dans un ciment ferrugineux (d'origine Crétacé supérieur).

De 48,15 à 48,5 m : marnes grises alternant avec des grès fins (faciès « Cénomaniens » ?).

De 48,5 à 50,0 m (P50 à P53) : grès quartzeux grossiers passant à un microconglomérat à classement médiocre. Éléments (quartz et quartzites, rares phtanites, parfois à radiolaires) dans un ciment réduit. « Turono »-Sénonien.

Annexe 2 : Sondage PINEDE-II (Fig. 5, colonne de gauche)

De 0 à 15,0 m : calcaires aptiens à orbitolinidés et autres foraminifères benthiques divers (Miliolidés, Lituolidés, Textulariidés, *Nautiloculina*...).

0 à 4 m (PO 1 et 2) : intrabiosparites beige-clair, assez massives, à orbitolines.

4 à 4,5 m (PO 3) : intrabiosparite riche en entroques et rares orbitolines.

4,5 à 5,2 m (PO 4 et 5) : biomicrites bréchiques grisâtres chargées de matière organique, à orbitolines, bryozoaires, dasycladacées, passant à une microbrèche très mal classée.

5,2 à 5,4 m (PO 6) : biomicrite à orbitolines, spicules.

5,4 à 6,7 m (PO 7) : microsparite à orbitolines et spicules.

6,7 à 7,2 m (PO 8 et 9) : intrabiomicrite, légèrement rose, riche en orbitolines.

7,2 à 9,5 m (PO 10 à 12) : intrabiomicrosparites à rudistes et orbitolines, dont *Mesorbitolina parva* (dét. A. Arnaud-Vanneau) parcourues de « filons » gréseux (quartz anguleux mal classés dans un ciment calcaire) (Pl. I, E,F)

9,5 à 12,2 m (PO 13 à 15) : intrabiosparites beiges, oxydées en rose, avec joints marneux ; parfois riches en bryozoaires (PO 13), orbitolines, et avec rudistes (PO 14 et 15).

12,2 à 12,7 m (PO 16) : intrabiosparites grises à grain fin et matrice noirâtre, à bitolines, dasycladacées, bryozoaires.

12,7 à 13,0 m (PO17 et 18) : intrasparites beige-clair, à rares orbitolines, dasycladacées, bryozoaires.

13,0 à 13,6 m (PO19) : microbrèche où les organismes (orbitolines, autres foraminifères, lamellibranches, bryozoaires), parfois en débris, sont entourés de sparite et abondamment imprégnés d'oxydes de fer ; stylolites.

13,6 à 15,0 m (PO 20 et 21) : marno-calcaires, d'abord terreux, puis, plus bas, micrites à spicules, rares orbitolinidés et autres foraminifères.

De 15,0 à 15,9 m : Crétacé supérieur (Cénomanién ?) :

15,0 à 15,4 m : conglomérat polygénique à ciment marno-calcaire gris.

15,4 à 15,9 m : argiles beiges.

De 15,9 à 19,6 m : « Turono »-Sénonien. Conglomérat hétérogène de quartz, généralement arrondis, quartzites, lydiennes, dans un ciment finement quartzueux, à imprégnations ferrugineuses.