
Succession stratigraphique et datation palynologique du Trias autochtone au Nord-Est du massif de Mouthoumet (Corbières, Aude)

André CHARRIÈRE (1)
Michel DURAND DELGA (2)
Danièle FAUCONNIER (3)

Stratigraphical succession and palynological dating of the autochthonous Triassic alongside north-eastern boundary of the « Massif de Mouthoumet » (Corbières, Aude, France)

Géologie de la France, 2004, n° 1, 25-34, 2 fig.

Mots clés : Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Palynologie, Trias, Pyrénées orientales, Corbières.

Keys words : Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Palynomorphs, Triassic, Pyrenees-Orientales France, Corbières.

Résumé

La composition de la série triasique autochtone de la « Serre de Ginoufré », située dans la partie nord de la zone sous-pyrénéenne, est reconstituée à partir de deux coupes complémentaires permettant de définir cinq unités lithostratigraphiques (t¹ à t⁵). Des datations palynologiques (Ladinien supérieur-Carnien inférieur) ont été obtenues dans l'unité t⁴ comprise entre la formation carbonatée (t³) anciennement connue sous le nom de Muschelkalk et l'ensemble marno-évaporitique (t⁵) classiquement rapporté au Keuper. Les corrélations entre la série de Ginoufré et différentes successions triasiques autochtones des Corbières orientales et méridionales, où seules les unités t² et t³ avaient fait l'objet de datations, conduisent à des considérations sur la paléogéographie du Trias de la partie orientale du domaine sous-pyrénéen.

Abstract

The « Serre de Ginoufré », located at the northern part of the « Zone sous-pyrénéenne » (fig. 1), near the variscan Mouthoumet Massif, is constituted (fig. 2, A ; 2, B) by folded autochthonous Triassic deposits. The stratigraphic succession is described from two complementary sections, displaying five lithostratigraphical units (fig. 2, C ; 2, D).

t¹ Basal red levels beginning with thin gravels, massive dolomite, then paleosols layers ;

t² Lower dolomitic Unit with various facies give an evidence for evaporitic paleoenvironment ;

t³ Limestone Unit (Muschelkalk facies) showing some marine calcareous stratas but essentially composed by massive dolomitic limestones, followed by monogenic calcareous breccias with reddish sparitic clasts ;

t⁴ Upper marly-dolomitic Unit, with marls, layered dolomite and cellular dolomite ;

t⁵ Variegated marls with abundant bipyramidal quartz crystals (Keuper facies).

*Palynological research carried out on marly or argillaceous levels below and above the limestone t³ Unit, brings out dating elements only in the median part of the t⁴ Unit. Palynological assemblages discovered into three grey marls levels (fig. 2, D) showing abundant baccates and circumpolles indicate a upper Ladinian to lower Carnian age with the presence of *Camerosporites secatus*.*

The Ginoufré Triassic series is a new reference point, which is correlated with other autochthonous Triassic successions of eastern and southern Corbières (fig. 1, B), where, until now, only the t² - t³ Units have furnished

(1) 2 rue du Récantou, 34740 Vendargues, France (corr. Charriere.andre@wanadoo.fr).

(2) « La Pélisserie », 81150 Florentin, France.

(3) BRGM, EPI/ENV, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

Manuscrit déposé le 9 mars 2004, accepté le 13 mai 2004.

paleontological data. The Triassic palaeogeography of the eastern « Zone sous-pyrénéenne » is outlined. In the autochthonous domains toward SW and SE of the « Serre de Ginoufré », the Middle Triassic formations have marine facies (vermiculated limestones, benthic foraminifera). These marine features are more developed into the « Nappe des Corbières » Allochthonous palinspatically towards the SE.

Introduction

Dans la partie orientale des Pyrénées françaises (fig. 1, A et 1, B), le Trias occupe des positions tectoniques diverses.

1) A la base du Mésozoïque de la Zone nord-pyrénéenne, et déplacé tectoniquement vers le Nord, s'observe du « Keuper » marno-gypsifère, pouvant englober des écaïlles de « Muschelkalk » carbonaté. Ce

« Keuper » se suit d'ouest en est, le long du « front nord-pyrénéen » de Quillan à Tuchan, et en particulier à Cucugnan.

2) Le Trias forme généralement une « sole » plus ou moins épaisse à la base du Mésozoïque de la nappe des Corbières, qui s'avance du sud-est vers le nord-ouest par-dessus l'Éocène sous-pyrénéen autochtone du synclinorium de Carcassonne (Durand Delga *et al.*, 1980). De Tuchan à Narbonne, on reconnaît, parmi les paquets englobés dans ce « Keuper », des dolomies et des calcaires, souvent vermiculés, où L. Barrabé (1943) découvrit des *Coenothyris vulgaris* du Trias moyen, près de Durban.

3) Des termes triasiques se placent en situation stratigraphique normale au-dessus du Paléozoïque du massif de Mouthoumet qui émerge dans la zone sous-pyrénéenne. Le Trias débute par des faciès détritiques variés, adhérant au socle hercynien, et se poursuit par des

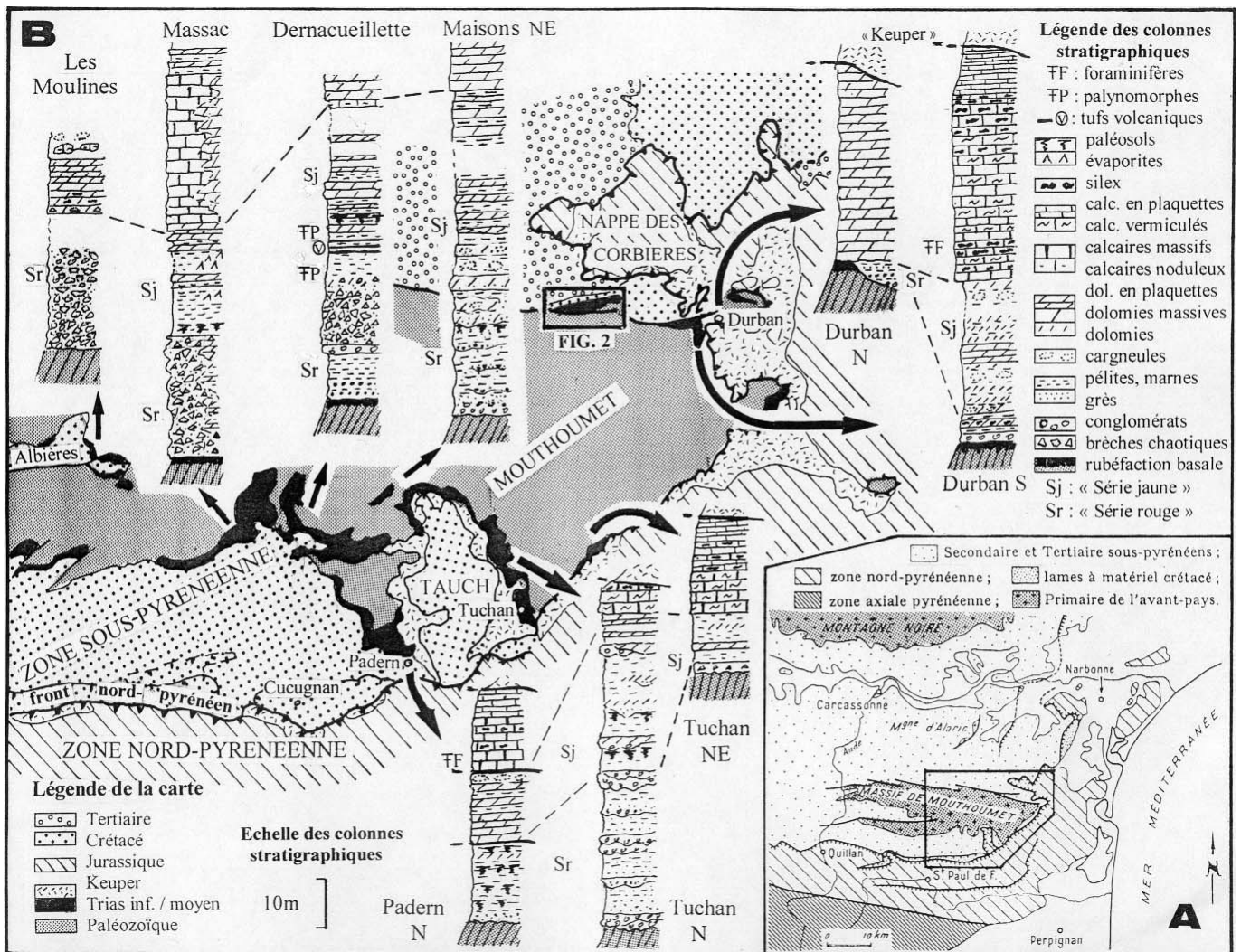


Fig. 1 - A - Situation d'ensemble dans le contexte géologique pyrénéen.

B - Carte de la partie orientale des Pyrénées et successions de séries triasiques autochtones des Corbières orientales et méridionales.

Fig. 1 - A - Location within the Pyrenean geological context.

B - Map showing the east Pyrenean region and the autochthonous Triassic successions of the eastern and southern "Corbières" region.

niveaux carbonatés, souvent décollés et imbriqués avec le « Keuper » marno-gypsifère. Ceci s'observe au sud du massif, et spécialement autour du grand lambeau de recouvrement du Tauch, entre Padern et Tüchan.

4) Entre Tüchan et Durban-Corbières, la situation structurale du Trias qui, surmontant directement le socle hercynien, se place directement sous la nappe des Corbières, est souvent ambiguë. Il est en partie autochtone (sous-pyrénéen) et en partie allochtone (nord-pyrénéen) (Berger *et al.*, 1997).

Données structurales

L'objet essentiel de cette note concerne une série triasique, essentiellement carbonatée, qui, à la différence de la plupart des cas ci-dessus évoqués, surmonte en position normale le Paléozoïque à la bordure septentrionale du massif de Mouthoumet. À la pointe nord-est de ce dernier, la Serre de Ginoufré (fig. 2, A) s'allonge sur 2,5 km, sa largeur n'excédant pas 0,5 km, entre le méridien d'Albas et l'accident tectonique de la Mouillère, qui limite à l'ouest la Pinède de Durban.

Les auteurs ont longtemps attribué au Jurassique, et spécialement au Lias (au sens large, comprenant le Rhétien), les diverses assises de Ginoufré. Après 1960, la découverte de Myophories (Mattauer et Proust, 1962), de Frondiculaires (Casteras et Viillard, 1962) et la présence de cargneules (Azéma *et al.*, 1963), firent conclure, quasi simultanément, à l'âge triasique de ces formations.

Ayant repris l'étude structurale détaillée de la région entre Albas et Durban, nous avons été amené à réétudier la Serre de Ginoufré. Comme les auteurs antérieurs [texte-planche *in* Azéma *et al.*, 1963 ; Berger *et al.*, carte à 1/50 000 de Tüchan (1997)], nous avons séparé cartographiquement (fig. 2, A) le niveau médian (t^3), correspondant à une barre essentiellement calcaro-dolomitique, des termes inférieur et supérieur où dominent cargneules et marnes. Par rapport à la carte de Tüchan, nous avons différencié dans l'unité inférieure (rt) deux ensembles (t^1 et t^2) et détaillé l'unité supérieure (t^{7-8}) en distinguant deux ensembles (t^4) et (t^5).

L'analyse de la succession stratigraphique a été faite autour d'une ligne méridienne passant par la cote 327, 1 km à l'est du village d'Albas. Le Trias repose au sud en contact stratigraphique normal attesté par la présence d'un mince conglomérat, sur les schistes ordoviciens très plissotés du massif de Mouthoumet. Au nord, il s'enfonce sous les dépôts argilo-détritiques colorés du « Garumnien » (Maastrichtien-Paléocène). Ceux-ci sont datés du Crétacé terminal (Bégudien, Rognacien, termes de la succession continentale de Basse-Provence) près de leur base par des pontes de Dinosaures (Freytet, 1970 ; Plaziat *et al.*, 1987). Ce « Bégudo-Rognacien » débute parfois par des

brèches à éléments triasiques (paléo-éboulis) et il repose en discordance, le plus souvent modérée mais certaine, sur les divers termes du Trias (fig. 2, A).

Le chaînon de Ginoufré est affecté de plis WSW-ENE assez vifs. Le principal est un anticlinal médian aigu, à cœur de « Trias inférieur » tendre (fig. 2, B). La succession des niveaux supérieurs du Trias a été relevée sur son flanc septentrional (fig. 2, D). Quant au flanc méridional de cet anticlinal médian, il est redressé et étiré. Une zone synclinale, que l'on voit bien (Mengaud, 1940 ; Bessière et Viillard, 1985) au-dessus de la route D106, au pont d'Albas, cote 209, lui fait suite au sud. Le flanc méridional de cette structure permet de bien observer (fig. 2, B et 2, C) les termes médian et inférieur du Trias, ce dernier reposant en discordance sur le Paléozoïque.

Le caractère monoclinale, à pendage nord, sans le moindre repli, de la couverture « garumnienne », qui s'oppose à la structure complexe du Trias du chaînon de Ginoufré, s'ajoutant à l'incontestable discordance entre les deux ensembles, nous amène à conclure, avec les divers auteurs, depuis L. Mengaud (1940), que le plissement des terrains triasiques est anté-garumnien.

Description de la succession stratigraphique

Cinq unités lithostratigraphiques sont distinguées (fig. 2, C et 2, D). Les quatre premières unités (t^1 à t^4) se superposent normalement dans le versant sud (fig. 2, B et 2, C) du massif, mais l'unité t^4 est tronquée par une faille. Sur le flanc septentrional du massif, celle-ci est bien exposée à l'affleurement (fig. 2, D) et surmontée en continuité par l'unité t^5 . La succession 2, C et la coupe 2, D sont relevées le long du talus de la piste traversant le massif.

t^1 Terme basal rubéfié (10 m)

Il débute localement par 1 à 2 m de conglomérats rougeâtres montrant, dans un liant argileux, des éléments plurimillimétriques de quartz et de grès pélitiques anguleux, originaires des terrains ordoviciens. Il se poursuit généralement par 2 à 4 m de dolomies massives siliceuses, claires, à rognons siliceux aplatis dans le plan de stratification. Au-dessus apparaissent 5 m de pélites versicolores, souvent rouge-brique montrant plusieurs niveaux de concrétions carbonatées columnaires, témoins de paléosols superposés.

t^2 Unité dolomitique inférieure (environ 50 m)

Elle est constituée par une série essentiellement dolomitique de constitution hétérogène selon les niveaux, mais présentant deux faciès dominants :

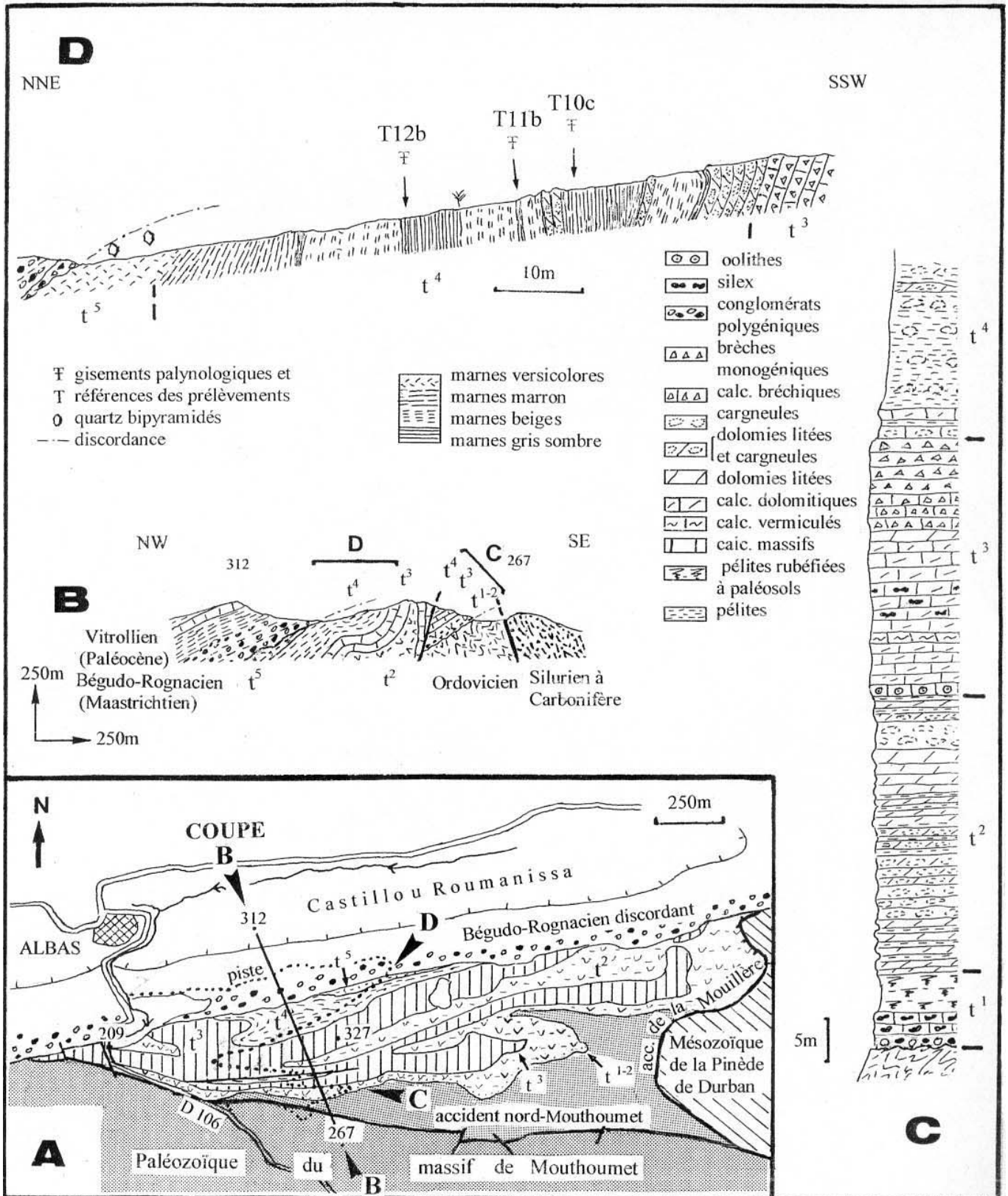


Fig. 2 - A - Carte géologique simplifiée de la « Serre de Ginoufré » et localisation des coupes B, C, D.

B - Coupe géologique illustrant la structure du massif.

C - Succession des parties inférieure et moyenne de la série triasique rencontrée sur le versant sud.

D - Coupe de la partie supérieure de la série triasique du versant nord et localisation des niveaux fossilifères.

Fig. 2 - A - Simplified geological map of the « Serre de Ginoufré » and location of the B, C and D cross-sections.

B - Structural cross-section through the massif.

C - Lithostratigraphic column of the Early and Middle Triassic series on the south side.

- des dolomies blanchâtres, litées, en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, séparés par des joints ou par des interlits marneux gris-vert,

- des cargneules grises ou jaunâtres, localement rougeâtres, disposées souvent en bancs individualisés à la partie inférieure de l'unité, et en masses associées à des marnes dans la partie supérieure.

Des lames minces montrent des dolomicrites ou des dolomicrosparites à forte imprégnation d'oxydes de fer, avec des quantités parfois importantes de petits cristaux de quartz anguleux, ainsi que des paillettes de muscovite. Ces microfaciès dénotent ainsi une persistance d'apports détritiques au cours de la sédimentation chimique dans ces milieux de lagunes ou de sebkhras.

Les lavages réalisés dans des lits marneux grisâtres montrent la présence de cristaux de quartz de forme quelconque, mais aucun reste organique n'a été décelé ; les préparations palynologiques réalisées dans ces niveaux se sont révélées stériles.

t³ Unité calcaire médiane (environ 30 m)

Elle débute par un banc métrique massif correspondant à une séquence : calcaire oolithique/calcaire à laminites. Ce niveau oolithique, à éléments très bien calibrés, est en fait constitué d'ooïdes de type « bahamites », à épais cortex micritique homogène, parfois enveloppé d'une lamination fibreuse périphérique. On observe (B. Peybernès, Toulouse) dans le nucléus de certains ooïdes des fantômes de foraminifères benthiques, indéterminables (R. Martini, Genève).

Au-dessus se développe un premier ensemble de calcaires dolomitiques en bancs massifs dans lesquels une dolomitisation secondaire masque les microfaciès primaires. Il se termine par un banc métrique, fortement bioturbé, qui évoque le faciès classique des « calcaires vermiculés ». Il est surmonté par un deuxième ensemble calcaro-dolomitique en bancs massifs, montrant localement des silicifications.

La partie supérieure du terme t³ est constituée de calcaires bréchiques et de brèches monogéniques, formés d'éléments de calcaires sparitiques rougeâtres. En lame mince on observe que certains éléments à trame micritique ou microsparitique présentent des contacts diffus avec le liant et que d'autres éléments microparitiques ou sparitiques ont par contre des limites franches, soulignées d'une pellicule ferrugineuse ; enfin des plages siliceuses occupent des microcavités ou des microfissures de forme irrégulière. Ce matériel correspond vraisemblablement à des brèches de dessiccation et de démantèlement de boues carbonatées, recristallisées en cours de diagenèse précoce.

Ce faciès n'a été noté jusqu'à présent que dans la région de Ginoufré et dans la Pinède de Durban qui la prolonge vers l'est.

Dans la partie orientale du massif, les faciès calcaires sont plus développés qu'au niveau de la coupe. Certaines couches ont livré des organismes : Frondiculaires (Viillard, 1963), Myophories (Mattauer et Proust, 1962) et lamellibranches à test épais (Mégalodontidés) que nous avons repéré dans un ravineau à l'est de la Jasse de Rivière. De plus, la présence de bancs bioturbés « calcaires vermiculés », de micrites siliceuses à fantômes de foraminifères, attestent l'existence temporaire d'incursions marines dans la sédimentation.

t⁴ Unité marno-dolomitique supérieure (épaisseur supérieure à 50 m)

Sa partie inférieure, observable sur le versant sud de la Serre de Ginoufré, est formée d'un ensemble de marnes gris sombre associées à des cargneules. Les résidus de lavage montrent localement des cristaux de quartz bipyramidé de petite taille ; les analyses palynologiques sont demeurées stériles.

Sur le versant nord du massif, cette unité t⁴ constitue, au-dessus d'une épaisse série de brèches sparitiques rougeâtres (t³), une série monoclinale plissotée mais bien exposée (fig. 2, D). Dans l'ensemble de la succession, les couches marneuses dominent largement sur les niveaux à dolomies ou à cargneules.

Les lames minces réalisées dans les dolomies montrent le plus souvent une dolomitisation secondaire effaçant des structures primaires, telles des laminites parallèles localement conservées ; on note, par ailleurs, d'abondantes silicifications de néogénèse.

Certains lavages révèlent la présence de quelques cristaux de quartz bipyramidé, généralement de taille millimétrique. Des prélèvements, réalisés dans des niveaux successifs de marnes gris noirâtre sombres, ont livré les associations palynologiques significatives décrites au paragraphe suivant.

t⁵ Terme supérieur : marnes versicolores à cristaux pluri-millimétriques de quartz bipyramidé (épaisseur supérieure à 35 m)

Ce dernier ensemble représentant le faciès classique du « Keuper », affleure en position stratigraphique normale entre l'unité t⁴ et le « Bégudo-Rognacien » discordant qui, à sa base, remanie des quartz bipyramidés.

Étude palynologique (D. Fauconnier)

Dans une dizaine de niveaux, échantillonnés à plusieurs reprises, au sein des unités t¹ et t², la microflore est absente

et l'on n'observe que de la matière organique amorphe, fine, dispersée, avec de rares débris libéro-ligneux et des pollutions quaternaires.

Par contre, au-dessus des calcaires t³, sur plusieurs prélèvements, renouvelés, effectués dans les marnes gris sombre de l'unité t⁴, trois niveaux ont livré des assemblages palynologiques intéressants : T10c, T11b et T12b (fig. 2, D). Ils contiennent une microflore variée, à pollens bisaccates, pollens de circumpolles et rares spores, associés à une matière organique à débris libéro-ligneux marron foncé à noir.

Diagnoses

Niveau T10c (lame 28 230)

Pollens bisaccates fréquents : *Alisporites nuthallensis*, *Triadispora aurea*, *T. staplinii*, *Microcachryidites fastidioides*, *Ovallipollis pseudoalatus*.

Pollens circumpolles : *Circulina meyeriana*, *Praecirculina granifer*, *Paracirculina scurrilis*, *Duplicisporites granulatus*, *Enzonalaspores tenuis* et surtout présence de *Camesporites secatus*, forme qui n'apparaît qu'au Ladinien supérieur.

Niveau T11b (lame 28 231)

L'association de pollens bisaccates est pratiquement identique à celle du niveau T10c avec : *Alisporites nuthallensis*, *Triadispora aurea*, *Triadispora staplinii*, *Microcachryidites fastidioides*, *Ovallipollis pseudoalatus*.

Pollens circumpolles : *Circulina meyeriana*, *Praecirculina granifer*, *Paracirculina scurrilis*, *Duplicisporites granulatus*, *Camosporites secatus*.

Niveau T12b (lame 28 232)

La matière organique est très claire dans ce niveau, avec des débris de tissus végétaux marron clair et une microflore également très claire, abîmée, difficilement déterminable. L'association reste toutefois identique à celle des niveaux précédents.

Fréquence des pollens bisaccates : *Alisporites nuthallensis*, *Triadispora aurea*, *Microcachryidites fastidioides*, *Ovallipollis pseudoalatus*, *Vitreisporites pallidus*.

Pollens circumpolles : *Circulina meyeriana*, *Praecirculina granifer*, *Paracirculina scurrilis*, *Camosporites secatus*.

Âges

Ces associations sont caractéristiques du Ladinien supérieur-Carnien inférieur (présence de *C. secatus*). Au

Ladinien supérieur, les pollens bisaccates dominent l'association et sont remplacés progressivement au passage Carnien inférieur par les pollens circumpolles.

Comparaisons avec les autres secteurs des Corbières

Mettons immédiatement à part le Trias de la nappe des Corbières, série dite à « Muschelkalk » de mer relativement ouverte, suivi par la série marno-gypsifère rapportée au « Keuper ». Ce domaine devait se situer à une distance notable (plusieurs dizaines de kilomètres) par rapport aux secteurs autochtones, à l'est ou plutôt au sud-est.

Extension des dépôts triasiques autochtones

Nous utiliserons dans la description ci-après la nomenclature (t¹ à t⁴) des faciès de la Serre de Ginoufré, en proposant leurs équivalences avec les faciès observés.

L'extension des dépôts triasiques vers le nord-ouest doit être envisagée en tenant compte des puissantes dénudations subies lors des émergences ayant suivi les mouvements « anté-cénomaniens » et « anté-garumniens ». En témoigne le résidu de Trias subsistant au milieu du massif de Mouthoumet (Bresson, 1900), à la base du remplissage sédimentaire (Cénomaniens et Maastrichtien discordant) du synclinal d'Albières (fig.1, B). Ainsi, dans la vallée de l'Orbieu, au lieu-dit Les Moulines, la série débute avec 25 m de conglomérats (t¹⁻²) à blocs (jusqu'à 2 m) mal roulés de calcaires et de dolomies, empruntés au Dévonien sous-jacent. Ils sont surmontés par une dizaine de mètres de dolomies jaunes (t³) en bancs d'abord métriques, puis décimétriques. Les bancs massifs montrent fréquemment des « fausses brèches » dolomitiques monogéniques ainsi que plusieurs niveaux à « bird eyes » (Giannoni, 1990), faciès témoignant d'environnements péritidaux. Au-dessus des dolomies viennent des calcaires rognonneux, rougeâtres, plus ou moins chargés de détritiques ; les rapports avec le « Keuper » gypseux voisin ne sont pas visibles.

Plus au nord, aucune trace de Trias n'est connue au-dessus du Paléozoïque, ni à la bordure du massif de Mouthoumet, ni dans la Montagne d'Alaric, ni au flanc sud de la Montagne Noire (fig.1, A). Cependant les dépôts triasiques ont dû dépasser vers le nord la région de Mouthoumet. En témoigne (Freytet, 1970, fig. 99 B) le remaniement de quartz bipyramidé dans le « Garumniens » à la bordure nord du massif primaire et au nord-ouest du front de la nappe des Corbières.

Il n'y a pas d'arguments pour définir une problématique « rivage » septentrional pour des milieux lagunaires ou continentaux du Trias.

Le Trias autochtone des Corbières orientales (Durban)

Des séries triasiques autochtones (Vila, 1964) se retrouvent plus à l'est, aux abords de Durban, sur les rives nord et sud de la Berre (cf. colonnes du nord-est de la figure 1, B).

Sur la rive nord, le Trias repose sur les dépôts « houillers » (Stéphanien), discordants eux-mêmes sur les schistes ordoviciens. À la terminaison ouest de la boutonnière paléozoïque, où la série est la plus dilatée, le Trias débute par quelques mètres de conglomérats siliceux à galets de quartz et de grès stéphanien, et par des pélites rouge violacé (t^1). La série se poursuit par une à plusieurs dizaines de mètres de dolomies ocre, en bancs épais (t^3) ayant livré, dans la partie supérieure, des « traces de foraminifères, vraisemblablement de lagénidés apparentés aux Frondiculaires » (Viillard, 1963). Vers l'est, le terme de base t^1 est biseauté et l'ensemble dolomitique t^3 , pétrographiquement très homogène, mais d'épaisseur variant de quelques mètres à une centaine de mètres, repose directement sur une zone de rubéfaction plurimétrique affectant le Paléozoïque. Le « Keuper » marno-gypsifère, plus ou moins décollé, englobant des écailles triasiques et liasiques, recouvre l'ensemble.

Sur la rive sud, dans la colline de la Bouissière, le Trias est directement superposé aux schistes noirs siluriens, rubéfiés à leur sommet. Il débute par des traces de conglomérats (t^1) et de lits silicifiés, puis se poursuit par des dolomies fréquemment cargneulisées qui alternent souvent avec des marnes (environ 60 à 70 m) (t^2). Cet ensemble est surmonté par une succession (30 m) de calcaires (t^3) généralement lités. Ceux-ci débutent par un niveau d'oosparite suivi de calcaires micritiques à foraminifères et à débris d'oursins (détails *in* Fréchengues, 1988). Les horizons à silex ainsi que les bancs « vermiculés » sont fréquents et représentés à plusieurs niveaux de la succession. La série se termine (t^4) par environ 20 m de calcaires et de calcaires dolomitiques gris, en plaquettes à débit centimétrique, contenant localement des coquilles de petits bivalves indéterminables. On peut estimer avec Fréchengues (1993) que les dépôts du Trias moyen dénotent un milieu de plate-forme ouverte sur la mer libre.

La différence d'épaisseur et de faciès sur une si proche distance, de part et d'autre de la Berre, est manifeste. Entre les deux affleurements passe la grande faille W-E limitant au nord le massif de Mouthoumet, accident qui a donc joué avant ou pendant le Carbonifère supérieur ainsi que, selon toute vraisemblance, durant le Trias, avec une lèvre sud, celle de la Bouissière, alors affaissée et une lèvre nord, alors remontée.

Le Trias autochtone des Corbières méridionales (cf. colonnes de la fig. 1, B)

Sous l'habituel « Keuper » marno-gypsifère, toujours décollé, Barrabé a distingué (1931) une « zone jaune » marno-calcaro-dolomitique (Muschelkalk) au-dessus d'une « zone rouge » gréseuse et conglomératique (attribuée au Trias inférieur- ? Permien). Ce découpage a été repris et affiné par les auteurs postérieurs, notamment Giannoni (1990) qui distingue, au-dessus d'un terme rouge détritique (équivalent du t^1), un « terme moyen argilo-détritique » (équivalent du t^2), suivi d'un « terme moyen carbonaté » (équivalent du t^3) et qui donne à partir de ce découpage une paléomorphologie des bassins triasiques au sud du massif de Mouthoumet.

Autour de la Montagne de Tauch, la « zone rouge inférieure » est bien développée (jusqu'à 20-30 m). D'excellentes sections (Barrabé, 1931 ; de Graciansky, 1960 ; Lucas, 1985 ; Giannoni, 1990) en ont été décrites au nord de Tuchan. En discordance sur l'Ordovicien, par l'intermédiaire d'un conglomérat gréseux très grossier (à éléments décimétriques), des limons silteux rouge brique sont armés de niveaux chenalisés de grès arkosiques, plus clairs, et de conglomérats à éléments centimétriques. Les courants dans ce milieu fluvial permettent de définir (Lucas, 1985 ; Giannoni, 1990) un drain d'alimentation aligné sur le prolongement du bassin stéphanien de Ségure et s'écoulant vers le SSW. À la partie supérieure de ces limons, des lits de dolomies ocre (dolocrètes) alternent avec des conglomérats polygéniques grossiers (quartz et calcaires dévono-dinantiens) et l'on passe ainsi en continuité à la partie marno-dolomitique du « Muschelkalk ».

Ces faciès détritiques doivent résulter du démantèlement de la tranche supérieure, altérée et rubéfiée, du substratum schisteux paléozoïque, avant l'installation des conditions lagunaires (« seabkras »), puis franchement marines du Trias moyen. Le Trias (autochtone) détritique ne mesure plus que quelques mètres dès 2,5 km au nord-est de Tuchan (Esquinte d'Aze) sous des dolomies rousses (10 m) cargneulisées, base d'une barre de calcaires vermiculés.

Dans les Corbières méridionales, à l'ouest du méridien du Tauch, la partie inférieure du Trias (corrélable essentiellement au t^2) présente des faciès variés, étroitement liés à la nature du substratum immédiat. Au nord de Massac, les puissantes « Brèches du Mont Peyroux » (Fréchengues, 1993) à gros blocs de dolomies viséennes marquent la base du Trias. Au sud de Dernacueille, une décharge (20 m) grossière analogue admet à sa partie supérieure plusieurs horizons de tufs rhyo-dacitiques (Téfiani, 1966) dans des dolomies et argiles noires. Des datations palynologiques au-dessous des épisodes volcaniques ont donné un âge Anisien (Lucas

et al., 1982) et des datations au-dessus de ces tufs, un âge Ladinien (Fréchengues *et al.*, 1992, 1993a), âge retrouvé par ces auteurs dans le bassin de Massac, sur un gisement en position similaire. À 1,5 km au sud de Maisons, s'observent au bord de la route D 410 des conglomérats-brèches (15 m) à éléments siliceux pluri-décimétriques, provenant surtout des quartzites ordoviciens sous-jacents, mais au nord-est de Maisons, la composante détritique grossière est limitée à la base de la série.

Dans les carbonates massifs du t³, les faciès sont de plus en plus marins vers le sud-est. Au nord-ouest dominant les dolomies grises ou jaunes et les faciès calcaires demeurent localisés (Massac par exemple). Au sud-est, près de Padern, où les différents termes de la série triasique autochtone sont fréquemment tectonisés, se rencontrent des calcaires lités montrant des faciès classiques du Muschelkalk (vermiculations, lits ondulés de type wellenkalk, silex) et riches en Involutinidés d'âge Ladinien-Carnien inférieur (Fréchengues *et al.*, 1992).

Compte tenu des datations micropaléontologiques actuelles et de l'enchaînement vertical progressif des faciès, il nous paraît raisonnable de placer les faciès détritiques des Corbières méridionales à la base du Trias moyen, plutôt qu'au Trias inférieur, en excluant en tout cas un âge permien.

Conclusions

Le Trias du domaine pyrénéen a été récemment examiné du point de vue des séquences de dépôt (Fréchengues et Peybernès, 1991 ; Fréchengues, 1993) et des associations de foraminifères (Peybernès et Lucas, 1988 ; Fréchengues *et al.*, 1993b). Pour ce qui est des Corbières, les synthèses antérieures sur le Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984) et sur le bassin d'Aquitaine (collectif, 1974 ; Durand Delga *et al.*, 1980) ont un peu négligé la zone de passage entre les Pyrénées et la chaîne languedocienne, en dépit de nombreuses monographies locales ayant, entre 1960 et 1970, établi les successions lithologiques du Trias.

Située au nord du massif de Mouthoumet, la série de la Serre de Ginoufré constitue l'affleurement de Trias autochtone du domaine pyrénéen le plus septentrional à l'est de la Garonne. Sa succession exceptionnelle, bien organisée, dont l'épaisseur atteint environ 180 m, présente un ensemble calcaro-dolomitique médian (t³) dont quelques rares bancs révèlent le caractère marin, encadré

par des faciès où dominant dolomies et cargneules dérivant d'un milieu évaporitique.

Située dans l'avant-pays de la chaîne des Pyrénées, cette série constitue un nouveau jalon pour les reconstitutions paléogéographiques triasiques. Si l'on reste dans le domaine autochtone, mais en s'éloignant vers le sud-est (sud de Durban) ou vers le sud-ouest (environs de Padern), le Trias moyen, essentiellement au Ladinien, acquiert des faciès franchement marins (foraminifères) ; ceux-ci s'accroissent (brachiopodes) dans le domaine allochtone de la nappe des Corbières, à replacer palinspastiquement plus au sud-est.

À Ginoufré, les minces conglomérats siliceux (t¹) discordants sur le socle ordovicien et l'unité dolomitico-cargneulique inférieure (t²) n'ont pu être datés, mais l'enchaînement vertical progressif des faciès nous amène à les rapporter au seul cycle sédimentaire triasique. Par contre l'unité marno-dolomitique supérieure (t⁴) a fourni une association pollinique, riche à la fois en bissacates et en circumpolles d'âge Ladinien supérieur ou Carnien inférieur. Cette unité lithostratigraphique, située au-dessus du terme médian calcaro-dolomitique et immédiatement au-dessous des marnes rouges à quartz bipyramidés, se trouve datée pour la première fois dans la zone sous-pyrénéenne. Cet acquis complète le dernier bilan des données palynologiques (Fréchengues *et al.*, 1993b) du Trias pyrénéen.

Les marnes versicolores à quartz bipyramidés dites du « Keuper » sont réduites en épaisseur à Ginoufré car leur partie supérieure est masquée par le Garumnien discordant. La suite du Trias autochtone peut cependant être trouvée à peu de distance à l'est dans le ravin de la Cresse et au coude de la Berre en amont de Durban. Le « Keuper », qui s'y enrichit en gypses blancs, passe en continuité vers le haut à la série rhétienne : marnes feuilletées vertes et rougeâtres admettant vers le haut des dolomies beiges, le très caractéristique faciès de calcaires dolomitiques à dragées de quartz et des lits de calcaires à « oolithes aplaties ». Ce faciès à *Rhaetavicula contorta*, connu dans toutes les Corbières et qui a dû compléter la série de Ginoufré, annonce le début de la transgression marine, qui va se développer au Jurassique.

Les auteurs remercient L. Courel et V. Huault pour leurs suggestions ayant permis une amélioration du texte et des illustrations.

Références

- Azéma J., Durand-Delga M., Foucault A. (1963) - Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières, Languedoc (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XXIII, 51-63.
- Barrabé L. (1931) - Sur l'existence de trois termes comparables à ceux du Trias germanique dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **CXCIII**, 1204-1206.
- Barrabé L. (1943) - La bordure orientale du Massif de Mouthoumet au nord-est de Tuchan. *C.R. Serv. Carte géol. Fr.*, **212**, XLIV, 309-314.
- Berger G.M., Bessière G., Bilotte M., Viillard P. (1997) - Carte géologique de la 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. Viillard (1997), 113 p.
- Bessière G., Viillard P. (1985) - Hercynien du massif de Mouthoumet et couverture nord-orientale. Excursions Assoc. géol. sud-ouest, 1984. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- Bresson A. (1900) - Le Trias dans le synclinal d'Albères et d'Arques (Corbières). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, XXVIII, 906-907.
- Casteras M., Viillard P. (1962) - Précisions stratigraphiques sur la couverture nord-orientale du massif de Mouthoumet. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 242.
- Collectif (1974) - Géologie du Bassin d'Aquitaine. Trias, Atlas b.r.g.m., pl. 4.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM. Fr., 125.
- Durand Delga M. *et al.* (1980) - Itinéraires géologiques : Aquitaine, Languedoc, Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **3**, 439 p.
- Fréchengues M. (1988) - Étude sédimentologique et micropaléontologique du Trias inférieur et moyen de la partie orientale des Pyrénées. DEA. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse III, 75 p.
- Fréchengues M., Peybernès B. (1991) - Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 2, 355-360.
- Fréchengues M., Peybernès B., Lucas C., Souquet P. (1992) - Le Trias des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Strata*, Toulouse III, (2), **17**, Livret-guide excurs. Pyrénées 92, Groupe Français Trias, 90 p.
- Fréchengues M. (1993) - Stratigraphie séquentielle et micropaléontologie du Trias moyen-supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. Thèse Doct. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse III, 275 p.
- Fréchengues M., Peybernès B., Martini R., Zaninetti L. (1993a) - Les Foraminifères benthiques ladino-carniens du Muschelkalk des Pyrénées françaises à l'est de la Garonne. *Rev. Micropal.* **36**, 2, 111-120.
- Fréchengues M., Fournier-Vinas C., Lucas C., Peybernès B. (1993b) - Palynologic assemblages within the depositional sequences from the French and Spanish Pyrenees. *Rev. Esp. Micropal., Madrid*, **XXV**, 3, 91-105.
- Freytet P. (1970) - Les dépôts continentaux du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. Thèse Doct. d'État, Univ. Paris-Sud (Orsay), 530 p.
- Giannoni A. (1990) - Les gîtes à barytine et sulfosels associés des Corbières (Aude, France). Thèse Doct. Univ. Paris VI, 2 vol., 427 et 127 p.
- Graciansky P. Ch. de (1960) - Etude géologique de la Montagne de Tauch. Diplôme Études sup. de Sci. nat. Fac. Sci. Paris, 68 p.
- Lucas Cl., Taugourdeau-Lantz J., Téfiiani M., Fournier-Vinas Ch. (1982) - Un repère palynologique dans le Trias des Corbières (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **294**, 111-116.
- Lucas Cl. (1985) - Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées ; essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Doct. d'État, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, 267 p.
- 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**, 5-11.
- Mengaud L. (1940) - Note sur la géologie des environs de Castetel. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **75**, 177-192.
- Peybernès B., Lucas Cl. (1988) - Découverte d'une association ladino - ? carnienne d'Involutinidés (Foraminifères benthiques) dans le Muschelkalk des Pyrénées françaises ; implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **306**, 2, 1283-1289.
- 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.
- Téfiiani M. (1966) - Contribution à l'étude géologique de la région de Massac-Montgaillard (Aude, France). Dipl. Études Sup., Fac. Sci. Paris, 103 p.
- Viillard P. (1963) - Étude de la couverture nord-orientale du massif de Mouthoumet entre Thézan et la Berre. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Paul Sabatier Toulouse III, 192 p.
- 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.

