

Le massif de Suzette (Vaucluse) : l'inversion tectonique d'un graben oligocène *

Laurent CASAGRANDE (1), Jean ANDRIEUX (1) et Jean-Luc MOREL (1)

Mots-clés : Diapir, Extension tectonique, Oligocène, Tectonique synsédimentaire, Faille (Faille listrique), Tectonique superposée (Inversion tectonique, Microtectonique, Graben).
Vaucluse (Massif de Suzette).

Résumé

Le massif de Suzette correspond à un dôme complexe, dont le cœur est occupé par une extrusion de Trias, comparable aux autres diapirs du bassin du Sud-Est de la France. Les dépôts ludiens-oligocènes ne sont représentés que suivant une étroite bande de direction NE-SW ; ils sont discordants sur ce diapir et les autres terrains mésozoïques. Ces deux caractéristiques s'expliquent par une tectonique en distension intra-oligocène, guidant les dépôts dans un bassin étroit et responsable du basculement des couches. La plupart des failles normales oligocènes ont joué en failles inverses lors des compressions alpines du Miocène supérieur, mais sans rattraper leur rejet normal : les plis faillés des Dentelles de Montmirail sont un bon exemple de structures dues à cette superposition (distension puis compression). Ainsi le dôme de Suzette se surimpose à un graben oligocène, de direction N 060-N 070 qui, prolongeant celui de Nîmes, se poursuivait jusqu'au front du chaînon Ventoux-Lure ; les failles listriques délimitant ce graben sont bien développées dans la zone où le Trias était déjà remonté grâce à la tectonique pyrénéenne. L'analyse microstructurale a permis de séparer la distension oligocène des compressions alpines et de caractériser la forme du tenseur des contraintes (σ_2 voisin de σ_3) pour cette distension. Les variations longitudinales des dépôts sont expliquées par des failles normales transverses au graben et compatibles avec le régime des contraintes déterminé.

Abstract

Diapiric evaporites of Triassic age crop out in the core of a large dome near Suzette, in the subalpine basin of SE France. The Mesozoic carbonates and the Triassic evaporites are unconformably overlain by Ludian to Oligocene sandstones and marls which are confined into a narrow NE-SW trough limited by high angle or listric faults. Presumably, the rise of the diapir during late Eocene (Pyrenean folding) was subsequently superimposed by the opening of an Oligocene graben oriented towards N 060-N 070.

The doming of the Mesozoic series occurred as a result of late Miocene alpine compressive events, and caused again the rise of the Triassic evaporites. Many of the normal faults were then reactivated as reverse faults, in connection with slightly overturned folds away from the graben (in the Dentelles de Montmirail) ; most often, however, the Miocene reverse faulting was not as important as the Oligocene downthrow in the graben.

Oligocene faulting, here clearly separated from Miocene compressions, took place under a distensive stress pattern, in which σ_2 was only slightly different from σ_3 (axial symmetry). The thickness of the Oligocene series changes rapidly along the trend of the graben and also across it. These variations are related to NW-SE faulting, in agreement to the calculated stress tensor, or to listric faulting along the border of the graben.

1. Introduction et historique

Le massif de Suzette est le plus méridional d'une série de diapirs triasiques situés au centre du bassin du Sud-Est de la France et alignés sur des accidents N-S (Condorcet-Propiac) ou N 060 (Suzette).

Bien que P. Termier (1921) ait proposé pour ces affleurements de Trias une explication allochtoniste,

* Manuscrit déposé le 29 mai 1987, accepté le 3 janvier 1989.

(1) Laboratoire de Géologie Historique, Structurale et Appliquée, U.A. au CNRS n° 730, Université de Paris-Sud, bât. 504, 91405 Orsay Cedex (France).

leur origine diapirique est unanimement admise en 1927 (Termier). Cependant, l'âge du diapir de Suzette a suscité des opinions contradictoires. De nombreux auteurs (Goguel, 1938 et 1947 ; Brasseur, 1962 ; Emré, 1977) admettent une extrusion précoce du diapir liée à la phase pyrénéo-provençale qu'ils jugent paroxysmale dans la région en raison de l'importance de la discordance des terrains oligo-miocènes sur le mésozoïque.

R. Brasseur (1962), puis T. Emré et G. Truc (1978) montrent que le Trias du massif de Suzette arrive à la surface dès la fin de l'Éocène, car il est remanié en abondance à la base de l'Oligocène. Ils admettent également que le diapir joue au cours de l'Oligocène et surtout au Miocène.

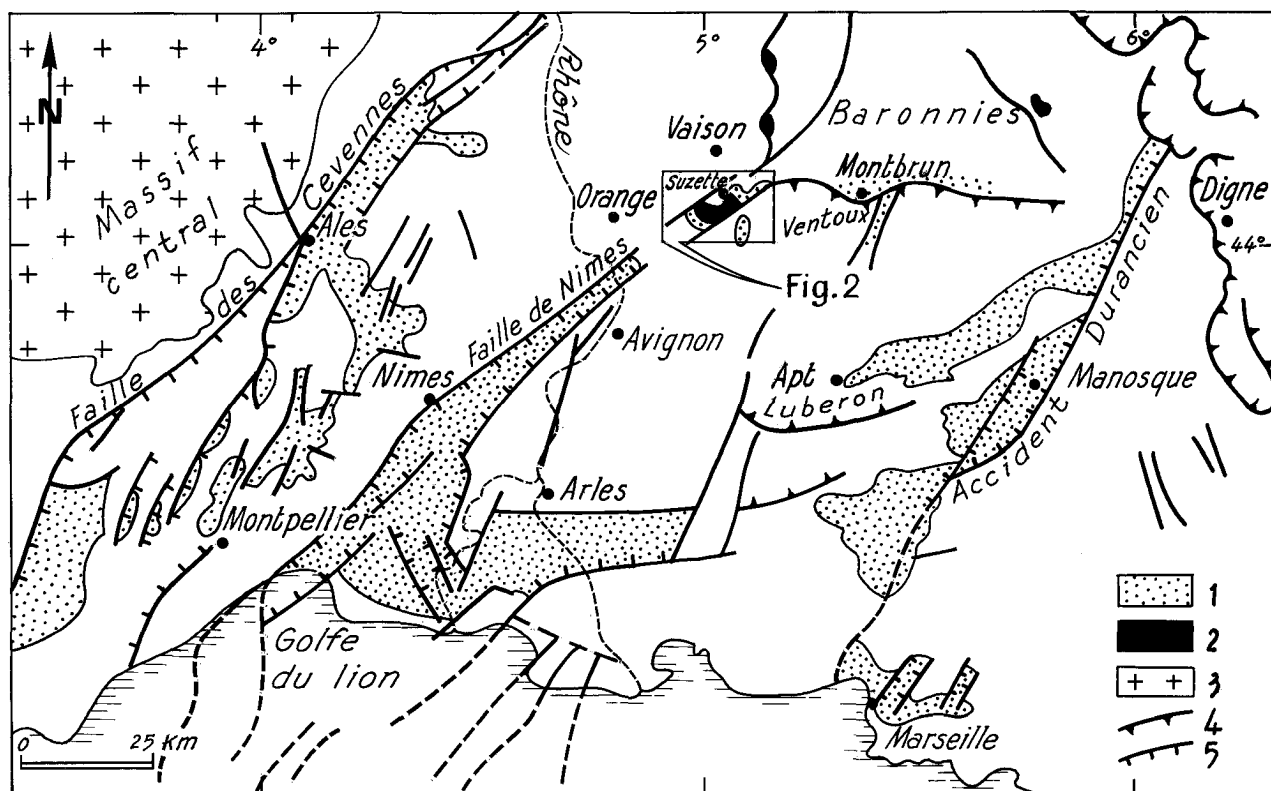


Fig. 1. - Les principaux bassins oligocènes du sud-est de la France et leur contexte structural (d'après Arthaud et al., 1981) : 1 : dépôts oligocènes ; 2 : Trias extrusif ; 3 : socle varisque ; 4 : chevauchements alpins ; 5 : failles normales oligocènes.

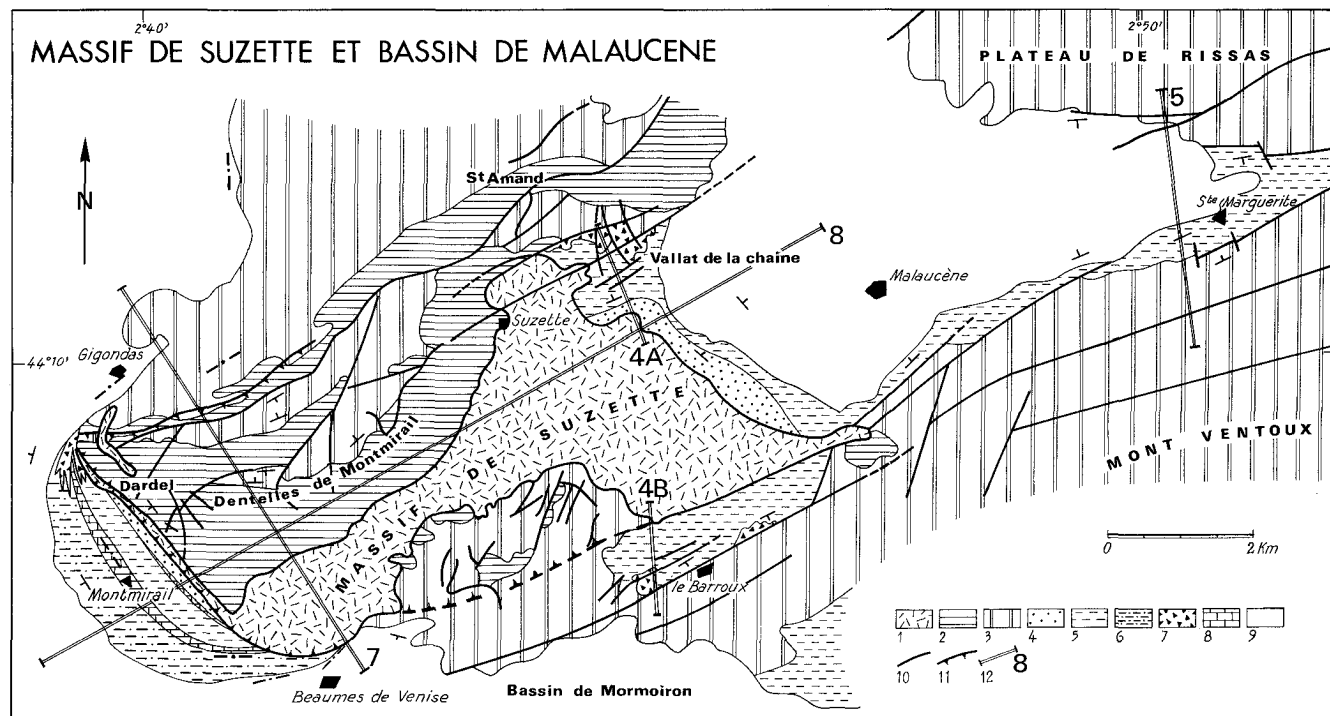


Fig. 2. - Carte géologique simplifiée du massif de Suzette et du bassin de Malaucène : 1 : Trias ; 2 : Jurassique ; 3 : Crétacé ; 4 : Ludien inférieur (série rouge) ; 5 : Ludien supérieur à Stampien inférieur (série blanche) ; 6 : Stampien moyen-supérieur (séries détritiques) ; 7 : brèches ludiennes à Oligocène ; 8 : calcaires lacustres massifs (formations repères, cf. Tableau I) ; 9 : Miocène ; 10 : failles ; 11 : chevauchements miocènes principaux ; 12 : tracés des coupes et numéros des figures correspondantes.

Pour A.F. De Lapparent (1940), la mise en place est tardive, postérieure au Miocène inférieur.

Nous allons montrer que la montée du Trias, si elle a pu débuter lors de la phase pyrénéo-provençale de la fin de l'Éocène, a été interrompue à l'Oligocène pour

reprendre fortement lors des phases compressives néogènes. L'analyse des dépôts tertiaires contrôlés par l'activité tectonique, va nous permettre de proposer un modèle de mise en place de ce diapir en plusieurs étapes.

Nous soulignerons particulièrement le comportement du diapir pendant la distension oligocène dont l'importance, pour la structuration du Sud de la France a déjà été évoquée (Arthaud *et al.*, 1981 ; Bergerat, 1985). En effet, le massif de Suzette est situé dans le prolongement NE des failles de Nîmes, qui isolent un graben symétrique fortement subsident (fig. 1). L'examen des dépôts oligocènes de ce massif et de son prolongement (bassin de Malaucène) nous renseignera sur le comportement du diapir à cette époque. Par commodité, nous appelons communément Oligocène le cycle distensif bien caractérisé dans la partie méridionale du bassin du Sud-Est, et qui s'étend du Ludien au Stampien supérieur, voire au Chattien (Guieu, 1977) ; nous préciserons (par. 6) l'âge des dépôts de ce cycle dans la région étudiée. Nous discuterons également des effets des compressions néogènes, qui ont pour effet de perturber les grabens formés au cours de l'Oligocène.

2. Structure générale du massif de Suzette (fig. 2)

C'est actuellement un dôme limité au nord-ouest et au sud-est par des failles N 060. Il est formé au sud et à l'est par les terrains du Trias injectés de Suzette et au nord par les assises du Mésozoïque (Jurassique supérieur et Néocomien) des Dentelles de Montmirail ; ces assises mésozoïques possèdent les caractéristiques de dépôts profonds : le bassin vocontien se prolongeait alors vers le sud-ouest par un appendice limité par les failles de Nîmes, actives au Mésozoïque (Brasseur, 1962 ; Baudrimont et Dubois, 1977). Le Trias est formé essentiellement de cargneules, de brèches et de lentilles de gypse. Divers minéraux néoformés ont permis de dater sa remontée entre 37 et 34 Ma (Perthuisot et Guilhaumou, 1983).

Au nord-est et au sud-ouest, la retombée du dôme est formée par les dépôts continentaux oligocènes (détritiques, évaporitiques et carbonatés) avec des pendages centrifuges souvent forts : dans le secteur nord-est, l'Oligocène est dans l'ensemble un monoclinal, à pendages de 20 à 30°, et se raccorde au bassin (synclinal) de Malaucène ; l'Oligocène du sud-ouest (Montmirail), vertical a renversé au front du chevauchement de Montmirail, forme un arc convexe vers l'extérieur. Ces pendages divergents à partir du Trias de Suzette ont pu laisser penser (Brasseur, 1962) que les sédiments oligocènes correspondaient à une série de piémont provenant du démantèlement d'un dôme diapirique engendré par la tectogenèse pyrénéo-provençale. Cependant, localement, des rejeux fini-miocènes ont redressé fortement les terrains oligocènes (Brasseur, 1962 ; Emré, 1977) ; comme nous le verrons, l'allure en dôme est la conséquence des compressions alpines.

3. L'Oligocène du nord-est du massif de Suzette

La nature et la répartition des dépôts oligocènes sont influencées par des déformations contemporaines de la

sédimentation : les dépôts oligocènes ne sont présents qu'à l'intérieur du massif où ils se superposent au Trias diapirique ; de plus, ils présentent une nette symétrie structurale et sédimentaire par rapport à un plan vertical NE-SW.

Si la base de l'Oligocène remanie le Trias (Brasseur, 1962), ces remaniements (galets de quartzites et quartz bipyramidés) ne s'observent que sur les premiers mètres. L'essentiel des dépôts n'en contient pas, ce qui montre que le diapir correspondait à l'aurore de l'Oligocène, à une dépression très vite comblée ; en aucune façon il ne formait de relief soumis à érosion.

L'Oligocène, sur la coupe type située dans l'axe du bassin (fig. 3B), comporte deux ensembles (Emré, 1977) :

- une série rouge (200 m) inférieure, constituée par des argilites et des niveaux lenticulaires de grès à stratifications obliques, de conglomérats et de brèches (on note la présence de galets d'origine alpine). Les éléments de ce détritique grossier sont soit d'origine distale (dépôts fluviaux à chenaux), soit d'origine proximale (apports bréchiqes provenant du démantèlement de reliefs très proches).
- une série blanche (50 à 80 m) constituée par une alternance de calcaires lacustres et de marnes vertes à lentilles de gypse.

Ces deux séries voient leurs faciès varier perpendiculairement au plan de symétrie du bassin. Vers le nord-ouest (fig. 3A), au pied de la crête de Saint-Amand, la série rouge se biseaute très rapidement. La série blanche la déborde alors franchement et devient nettement plus grossière : tout d'abord, dans le secteur du Vallat de la Chaîne (fig. 2), des lentilles de microbrèches s'insèrent dans les argiles vertes et les calcaires. Ces microbrèches passent à des brèches de plus en plus épaisses et grossières, et au pied de Saint-Amand, les brèches hétérométriques se sont substituées totalement aux faciès chimiques du centre du bassin.

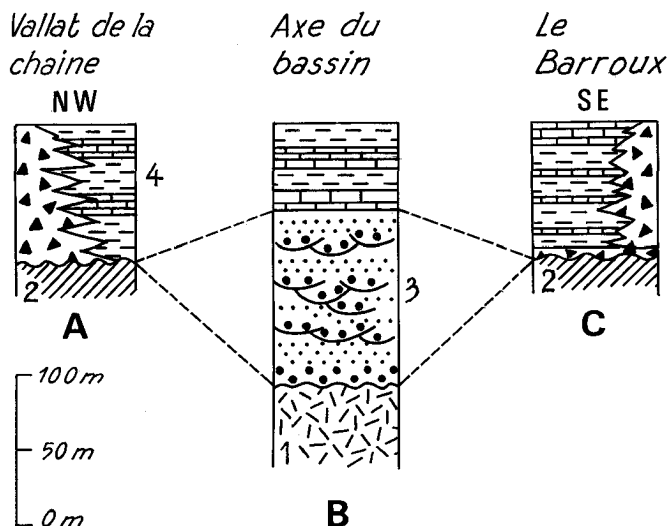


Fig. 3. - Correlations des formations ludiennes-oligocènes dans le nord-est du massif de Suzette :

1 : Trias ; 2 : calcaires mésozoïques ; 3 : série rouge basale (détritique) ; 4 : série blanche, calcaires lacustres et marnes vertes à gypses, brèches bordières (triangles).

Symétriquement, vers le sud-est, au-delà de Clairier, la série rouge disparaît (fig. 3C). La série blanche la déborde tout en conservant les caractères qu'elle a dans l'axe du bassin. Au Barroux, de fines indentations de microbrèches et d'argiles à graviers s'associent aux calcaires lacustres. Ici encore, la puissance de ces lentilles de brèches augmente en s'éloignant de l'axe du bassin avec, corrélativement, une taille de plus en plus importante des éléments. A proximité de la faille bordière sud, l'Oligocène n'est plus formé que par des brèches hétérométriques à éléments de Crétacé provenant d'un relief dont le seuil du Barroux est le témoin. Cette répartition symétrique des dépôts oligocènes va se retrouver dans la disposition des structures synsédimentaires (Casagrande, 1985).

Les limites entre l'Oligocène bréchiqne et le Mésozoïque, considérées jusqu'ici comme stratigraphiques (Brasseur, 1962 ; Emre, 1977), s'avèrent être des failles normales synsédimentaires de direction N 060. Au nord-ouest, elles sont à regard sud-est (fig. 4A) : au pied de la faille majeure, la plus au nord, s'accumulent des brèches à blocs de crétacé provenant du massif de Saint-Amand ; elles passent latéralement à des calcaires lacustres qui, eux-mêmes remaniés, fournissent les blocs des brèches situés au sud des autres failles. Certaines de ces failles normales synsédimentaires sont cachetées par des niveaux non déformés. En outre, trois failles subméridiennes à jeu normal faible décalent les accidents NE-SW (fig. 2). Il faut également remarquer que lors de sa remontée ultérieure, le Trias a perturbé les couches basales de l'Oligocène.

Au pied de la faille normale majeure séparant le Mésozoïque de l'Oligocène, la disposition en éventail des lentilles bréchiqnes montre que l'effondrement des compartiments sud-est s'est accompagné d'un basculement antithétique des dépôts : les lentilles inférieures qui ont subi tout l'effet du basculement sont pentées de 30 à 35° vers le nord-ouest ; les lentilles supérieures n'ont pas été basculées et leur pendage de 15° vers le sud-est s'accorde bien avec le caractère grossier et l'origine des apports.

Sur la bordure sud-est du bassin (fig. 4B), les failles normales sont à regard nord. Les dépôts oligocènes, pentés de 15 à 25° vers le sud-est, viennent buter contre une faille normale NE-SW, soulignée par une mylonite à éléments de Trias. L'inclinaison des formations oligocènes est, ici encore, attribuable à une rotation contemporaine de l'effondrement.

On remarque, en outre (fig. 3 et 4), que la subsidence qui était limitée à la partie centrale du bassin lors du dépôt de la série rouge, a migré vers les bordures lorsqu'elle a été guidée par les failles listriques lors du dépôt de la série blanche.

4. Le bassin oligocène de Malaucène

Il prolonge vers le nord-est celui que nous venons de décrire et apparaît actuellement comme un synclinal à cœur de Miocène moyen, dont les flancs sont formés par l'Urgonien du Ventoux au sud et celui du plateau du Rissas au nord. La bordure de ce bassin prolonge la zone de failles du Barroux. Les calcaires urgoniens du flanc nord de l'anticlinal du mont-Ventoux sont effondrés vers le nord par le jeu d'accidents N 070° inverses mais à très fort pendage (70 à 90°) vers le sud (fig. 5). Les dépôts oligocènes (série blanche), concordants sur l'Urgonien, ont un pendage de 45° vers le nord et sont eux-mêmes affectés, à Sainte-Marguerite, par une faille N 070-80° S, dont le dernier jeu est inverse. Cependant, toutes ces failles inverses préexistaient aux compressions miocènes responsables du plissement du Ventoux (Villéger, 1984 ; Villéger et Andrieux, 1987) car leur fort pendage exclut qu'elles aient été créées par ces compressions. Le plissement de la série oligomiocène et de son substratum urgonien a provoqué le basculement vers le nord des accidents qui étaient, auparavant, des failles normales à regard nord (pendage N 070-60° N) tout à fait semblables aux failles normales synsédimentaires du Barroux. Sur la bordure nord du bassin de Malaucène, l'Oligocène s'est déposé au pied de reliefs de failles à regard sud ; certaines de ces failles ont eu un rejeu inverse lors des compressions miocènes alors que d'autres, non remobilisées, s'observent sous forme de paléofalaises pentées vers le sud et ennoyées par des grès du Miocène moyen. Ainsi, le synclinal de Malaucène était, durant l'Oligocène, un fossé prolongeant le graben du NE du massif de Suzette (Casagrande, 1985). Ce graben se poursuivait vers l'est au front du mont Ventoux (dépôts oligocènes du synclinal de Montbrun).

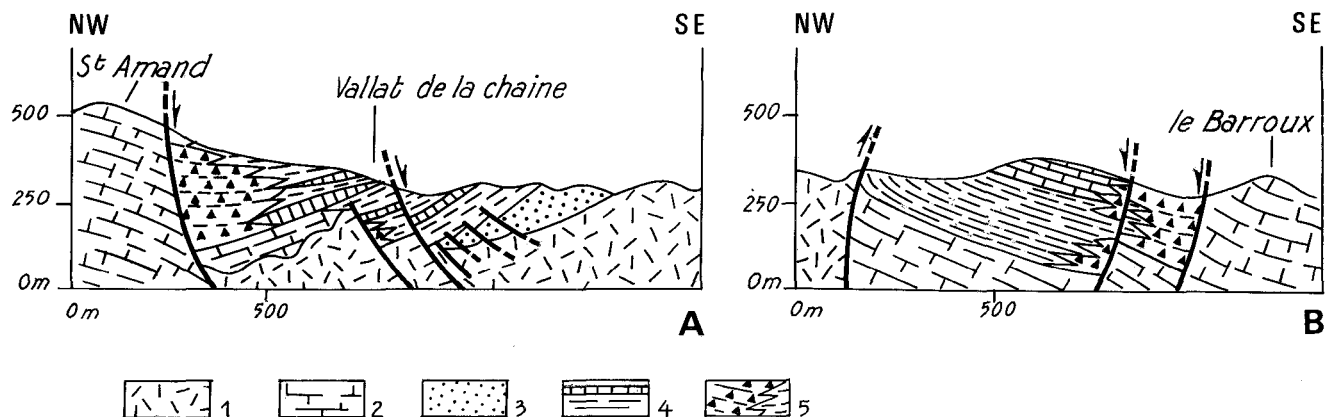


Fig. 4. - Coupes des bordures nord-ouest (A) et sud-est (B) du secteur nord-est du massif de Suzette : 1 : Trias ; 2 : Mésozoïque ; 3 : série rouge (Ludien inférieur) ; 4 : série blanche (Ludien supérieur-Stampien inférieur) ; 5 : brèches.

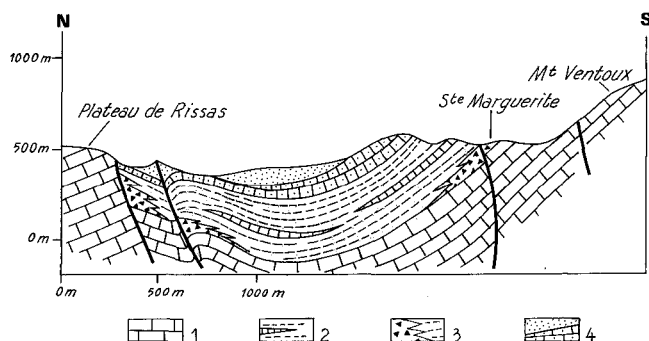


Fig. 5. - Coupe transversale du bassin de Malaucène, au front du Ventoux :

1 : calcaires urgoniens ; 2 : marnes et calcaires (Ludien supérieur-Stampien inférieur) ; 3 : brèches bordières interstratifiées dans 2 ; 4 : Burdigalien et Miocène Moyen.

5. L'oligocène de l'arc de Montmirail

Cet arc est formé de l'Oligo-Miocène verticalisé du bord sud-ouest du massif de Suzette. La coupe de Montmirail (fig. 6B), où l'Oligocène atteint son maximum (900 m), se situe dans l'axe du bassin. On distingue de la base au sommet :

- la série I (200 m) de couleur rouge, constituée d'une alternance de poudingues polygéniques, de grès à stratifications obliques et de rares bancs décimétriques de calcaires lacustres gréseux ;
- un premier niveau repère (30 à 40 m), composé d'une alternance de marnes vertes à gypse et de calcaires lacustres ;

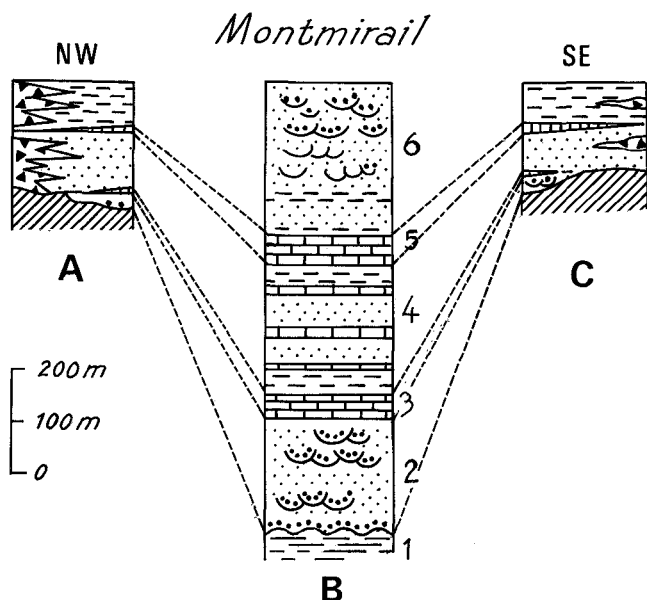


Fig. 6. - Corrélation des dépôts ludiens-oligocènes du sud-ouest du massif de Suzette (Arc de Montmirail) :

1 : substratum mésozoïque ; 2 : série I détritique rouge (Ludien inférieur) ; 3 : niveau repère 1 (calcaires lacustres massifs) ; 4 : série II chimique puis détritique ; 5 : niveau repère 2 ; série détritique III (Stampien supérieur).

- la série II (250 m), à dominante chimique dans les 100 premiers mètres, puis très riche en sables argileux et microconglomérats à la partie supérieure.

- un second niveau repère (40 à 50 m), constitué par un banc de calcaire lacustre massif, encadré par des argiles vertes à lits décimétriques de calcaires lacustres ;

- la série III constituée à la base (150 m) par une alternance de sables argileux, de marnes, de microconglomérats et de calcaires gréseux, puis par des grès grossiers à stratifications obliques et des conglomérats polygéniques (200 m) ; le Miocène surmonte en conformité mais ravine cet Oligocène.

La série type de Montmirail s'amincit régulièrement mais rapidement vers le nord-ouest ; en même temps les dépôts se chargent en brèches polygéniques hétérométriques traduisant la présence d'un relief en voie d'érosion. En allant vers le sud-est (fig. 6B), la série I et le premier niveau repère disparaissent rapidement, les séries II et III s'amincissent ; au nord de Baumes de Venise l'Oligocène n'est plus représenté que par 50 à 100 m de marnes gréseuses et de calcaires lacustres, avec des intercalations de lentilles microbréchiques indiquant la proximité d'un seuil mobile en voie d'érosion (remaniements intraformationnels de calcaires lacustres).

A la différence du secteur de Suzette, les grandes failles normales synsédimentaires sont rares. En tenant compte du basculement (verticalisation) des couches oligocènes, on peut les reconnaître dans le secteur de Dardel : elles correspondent à des escarpements contre lesquels des niveaux de brèches de la série I s'interrompent brusquement. Dans la série II et III, elles sont nombreuses mais de faible rejet.

Ainsi l'Oligocène de Montmirail s'est déposé dans un sillon subsident en distension, de direction N 060, bordé par des reliefs mobiles en voie d'érosion. Ce sillon se poursuit vers le SW sous le remplissage mio-plioquaternaire et se raccorde au graben symétrique de Nîmes (données géophysiques : Brasseur, 1962 ; Arthaud *et al.*, 1981).

6. Age des dépôts oligocènes (tableau I)

L'absence de fossiles n'a pas permis la datation directe des dépôts oligocènes du massif de Suzette. Seule la comparaison de ces formations avec les dépôts bien datés du bassin de Mormoiron (Triat et Truc, 1972 ; Truc, 1977), situé au sud, a permis d'attribuer un âge aux différents termes lithologiques (Tableau I).

Ainsi, T. Emré et G. Truc (1978) corrélient les dépôts du secteur de Suzette et la série ludienne inférieure (détritique) et supérieure (chimique) du bassin de Mormoiron.

De plus, la remarquable similitude des séries sédimentaires du cycle oligocène à Montmirail et à Mormoiron indique que les deux ensembles sont synchrones, et vont du Ludien inférieur au Stampien supérieur (Truc, 1977 ; Casagrande, 1985).

A G E		BASSIN DE MORMOIRON d'après TRUC (1979)	SW DU MASSIF DE SUZETTE	NE DU MASSIF DE SUZETTE
S T A M P I E N	SUP.	Cycle détritique de Venasque	Série III détritique	Lacune
	MOY.	Cycle évaporitique d'Isle sur Sorgue	Formation repère 2	
	INF.	Cycle détritique de la Valette	---Série II--- chimique puis détritique	
L U D I E N	SUP.	Formation évaporitique de Mormoiron	Formation repère 1	Série blanche chimique
	INF.	Cycle détritique inférieur conglomérats de Crillon	Série I détritique	Série rouge détritique

Tabl. 1. - Corrélation des formations oligocènes du NE et du SW du massif de Suzette avec les dépôts du bassin de Mormoiron.

7. L'évolution post-oligocène du massif

Durant le Burdigalien, une mer peu profonde transgresse sur une paléogéographie héritée de la tectogenèse distensive oligocène. Dans un tel contexte, les sédiments scellent les irrégularités bathymétriques : les hauts-fonds, balayés par les courants ou émergés étaient le siège d'une sédimentation réduite ou inexistante (encroûtements ferrugineux) alors que les sillons étaient comblés par des dépôts organo-détritiques marins dont l'épaisseur peut atteindre 150 à 200 m (Demarcq, 1962 ; Fahy, 1965). Les variations d'épaisseur du Burdigalien en bordure du massif de Suzette et dans le bassin de Malaucène montrent une accumulation de sédiments suivant un sillon dont l'axe se superpose à celui du graben de Suzette. Sur les horst bordiers, le Burdigalien est pelliculaire ou bien inexistante. Au cours du Miocène moyen, une subsidence régionale favorise l'accumulation des molasses sableuses qui ont probablement recouvert, durant cette période, l'ensemble du massif.

C'est à partir du Serravallien supérieur que débutent les compressions alpines. Le massif de Suzette devient un dôme marqué par les pendages centrifuges du Miocène dont la sédimentation syntectonique est attestée par des discordances progressives et des glissements intraformationnels (Casagrande, 1985). Ce soulèvement atteint son apogée au niveau du chevauchement de Montmirail ; il est guidé sur ses bords nord-ouest et sud-est par les failles de la troisième dentelle de Montmirail et de Barroux-Baumes, dont le rejet inverse augmente du nord-est vers le sud-ouest (fig. 2). Sur le dôme lui-même, se produit une nouvelle montée du Trias, remanié dans le Miocène. Ces compressions alpines sont responsables de la structure actuelle des dentelles de Montmirail : celles-ci se situent dans le prolongement des failles normales oligocènes de Saint-Amand ; les failles qui délimitent les 2^e et 3^e dentelles (fig. 7) ont d'ailleurs conservé un rejet stratigraphique normal bien qu'elles soient associées à des plis serrés. L'étude cinématique de ces failles montre qu'elles ont joué d'abord en failles normales avec des rejets supérieurs à 150 m, avant de rejouer en failles inverses.

Cette possibilité de reconnaître, malgré les compressions alpines, les failles normales oligocènes, nous permettra de rétablir le dispositif structural à l'Oligocène et de montrer en particulier que tous les accidents actuellement inverses étaient alors des failles normales. Notons cependant que certaines failles normales oligocènes n'ont pas rejoué au Miocène.

8. Le dispositif structural à l'Oligocène

Le graben qui s'étendait à l'Oligocène depuis Montmirail jusqu'au nord du futur Ventoux était limité au nord-ouest par un escarpement formé par les failles normales des Dentelles de Montmirail et Saint-Amand. Sa bordure sud-est correspondait à deux accidents dont le plus méridional n'a pas rejoué au Néogène (fig. 2). Ces failles guident la subsidence des dépôts oligocènes, exprimée par les isopaques (fig. 10).

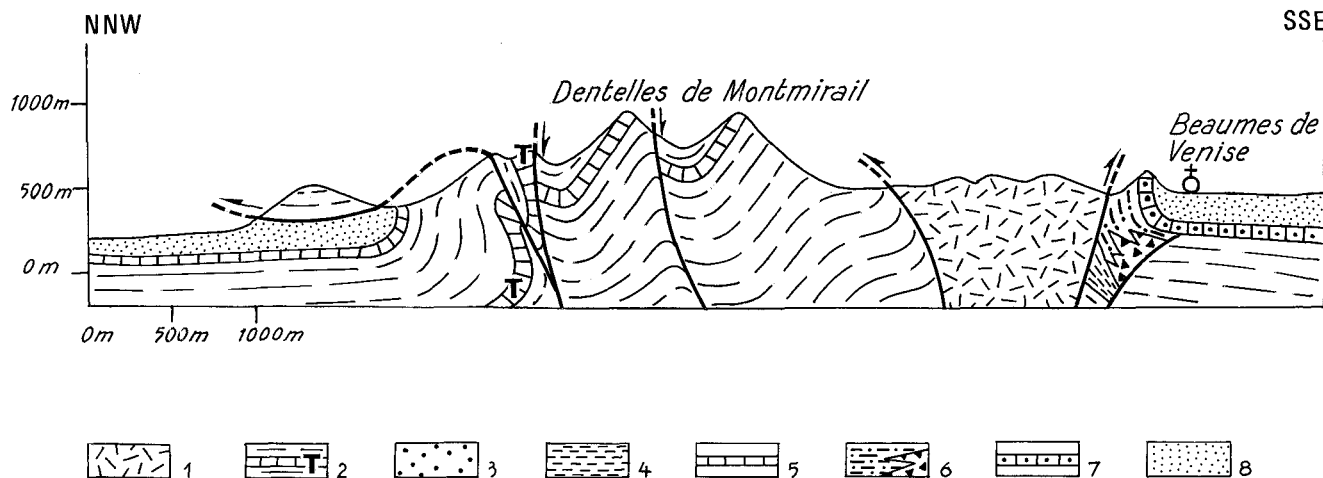


Fig. 7. - Coupe des Dentelles de Montmirail.

1 : Trias ; 2 : Mésozoïque (T : Tithonique) ; 3 : Ludien inférieur (série rouge) ; 4 : Ludien supérieur à Stampien inférieur (série II) ; 5 : calcaires lacustres massifs ; 6 : Stampien moyen - supérieur (série III) ; 7 : Burdigalien ; 8 : Miocène moyen.

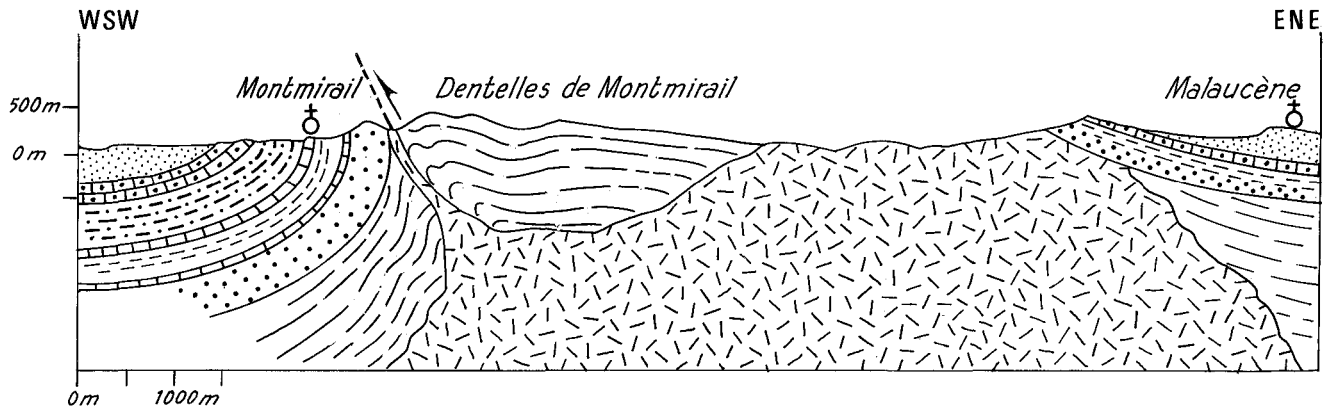


Fig. 8. - Coupe longitudinale du massif de Suzette (même légende que la figure 7).

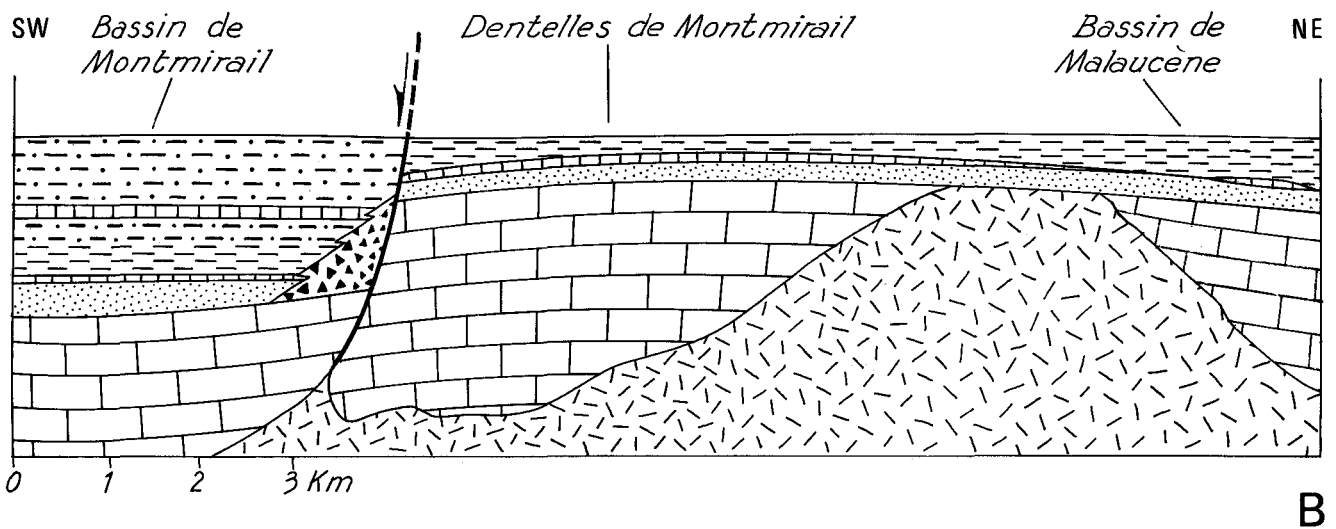
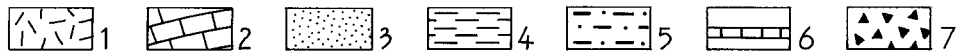
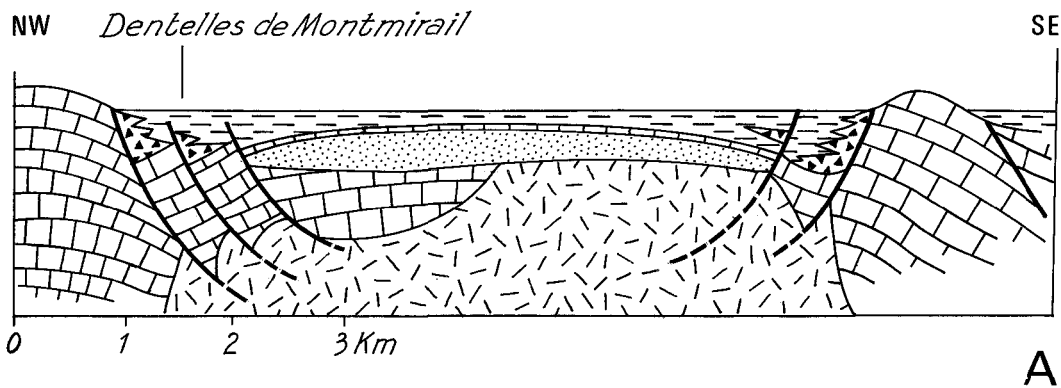


Fig. 9. - A - Reconstitution du dispositif structural oligocène du bassin de Suzette : coupe longitudinale NE-SW. B - Reconstitution du dispositif structural oligocène sur une transversale NW-SE passant par les Dentelles de Montmirail.

1 : Trias ; 2 : Mésozoïque ; 3 : Ludien inférieur (série rouge ou I) ; 4 : Ludien supérieur à Stampien inférieur (série blanche et base de la série II) ; 5 : Stampien moyen et supérieur (série II et III) ; 6 : calcaires lacustres massifs ; 7 : brèches. L'échelle des hauteurs est doublée.

Du nord-est vers le sud-ouest, on constate un épaississement très net des dépôts oligocènes et une différence de comportement des failles normales.

Les variations considérables d'épaisseur entre les dépôts du nord-est (250 m) et du sud-ouest (900 m) peuvent s'expliquer par plusieurs phénomènes complémentaires difficiles à dissocier :

- une faible pente sédimentaire vers le sud-ouest ;
- une montée halocinétique du substratum du fossé au nord-est, là où le diapir existait déjà. Cette montée peut correspondre à une migration vers le nord-est des évaporites situées sous la région de Montmirail, entraînant là une subsidence plus importante ;
- une (ou plusieurs) faille normale, transversale à la direction générale du fossé, ayant provoqué un effondrement du (ou des) compartiment sud-ouest qui est le seul subsident à partir du Stampien (fig. 4, 6 et 9B).

Le chevauchement du dôme de Suzette vers le sud-ouest sur l'Oligocène de Montmirail (chevauchement de Montmirail) pouvait être initialement une faille normale à regard sud-ouest ayant contribué à l'épaississement de la série (fig. 8 et 9B).

Les variations longitudinales de la compétence des roches constituant le substratum du fossé permettent d'expliquer la différence de comportement des failles normales et les variations des mécanismes de subsidence qui en découlent. Ainsi, dans le nord-est du massif, les basculements antithétiques prononcés peuvent s'expli-

quer par la présence d'un substratum triasique dans lequel les failles normales tendent à s'horizontaliser très rapidement (fig. 9A) ; la subsidence est alors forte à proximité des failles bordant le graben. Dans les autres secteurs du fossé, à substratum calcaire ou marneux (bassin de Malaucène ou Montmirail) les failles s'infléchissent moins et n'induisent que des crochons dans les terrains oligocènes qui s'épaississent très rapidement vers le centre du graben.

Ainsi, la géométrie des failles oligocènes et des dépôts associés (fig. 9 et 10) indiquent que le mécanisme de formation du graben de Suzette est en conformité avec les prédictions du modèle expérimental de E. Faugère *et al.*, (1986). Les failles sont listriques lorsque le Trias, niveau de décollement, est proche de la surface et constitue le substratum de l'Oligocène. Au contraire, lorsque le Trias est plus profond, sous une couverture mésozoïque, les dépôts de remplissage présentent de forts crochons d'effondrement et peu de failles normales en surface. Ceci nous confirme que la première extrusion diapirique était limitée au secteur nord-est du bassin de Suzette, là où les failles sont listriques.

Nous avons caractérisé le régime distensif oligocène dans les terrains de cet âge où il est responsable d'un grand nombre de microfailles normales aisément identifiables car engendrées lorsque les sédiments étaient peu indurés. La présence d'étirements de couches et de bourrelets d'accumulation traduit la ductilité du sédiment durant le jeu des failles. Les stries, toujours très fines et peu pénétrantes, permettent toujours de déter-

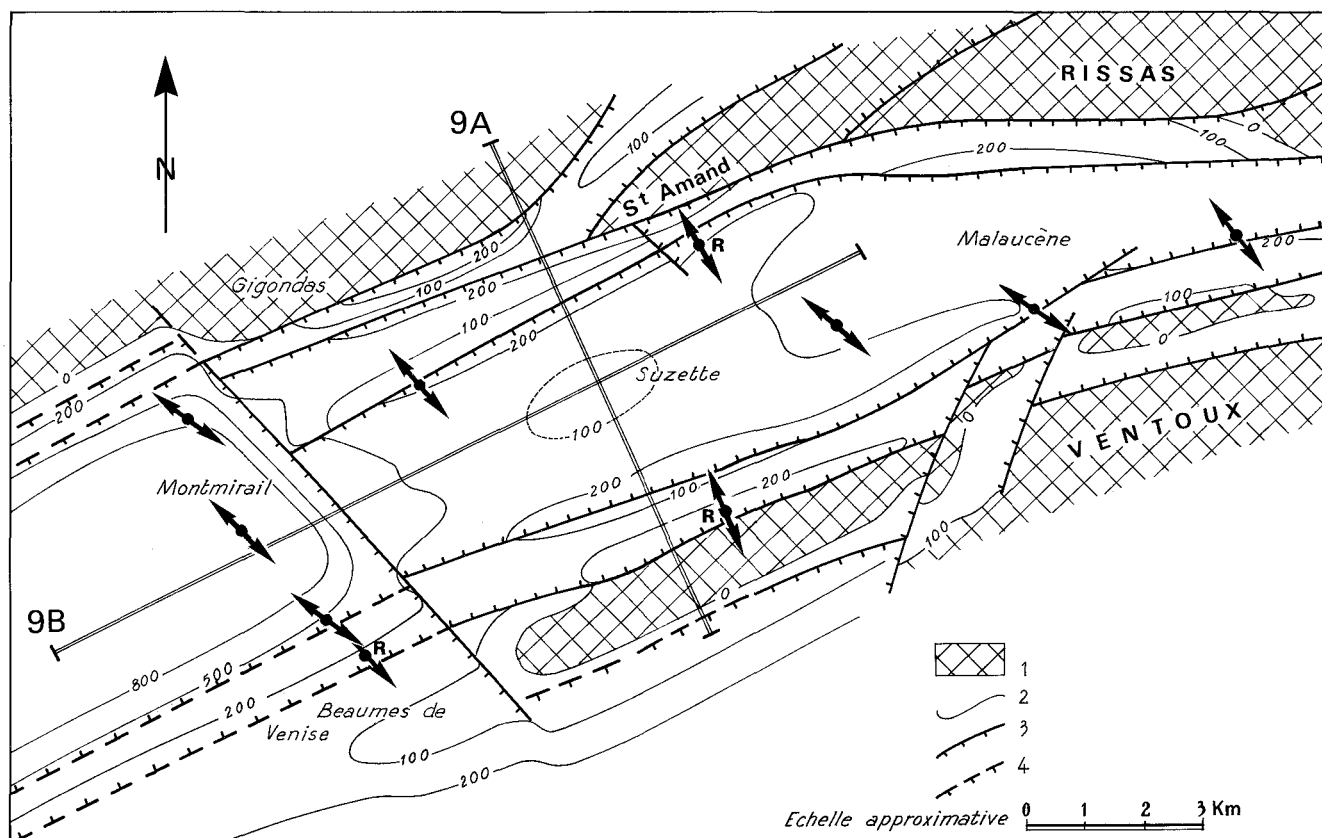


Fig. 10. - Isopaques en mètres du graben de Montmirail-Suzette-Malaucène pour la période Ludien supérieur-Oligocène et direction d'extension synsédimentaire.

1 : zones sans dépôt à l'Oligocène ; 2 : isopaques du Ludien Supérieur-Oligocène ; 3-4 : failles normales oligocènes certaines (3), supposées (4) ; 5 : direction d'extension (Casagrande, 1986), R signale les sites où le rapport des contraintes a pu être calculé. 9A et 9B : tracé des coupes rétrotectoniques de la figure 9.

miner le sens du mouvement. Dans les terrains mésozoïques, la distension oligocène produit des failles portant des stries également fines mais accompagnées de cristallisations de calcite (secteur des Dentelles). Ces microstructures de distension oligocène se distinguent aisément de celles engendrées par les compressions miocènes alors que les sédiments oligocènes étaient indurés (stries profondément gravées avec calcite à l'abri — absence de déformations continues).

L'analyse des structures cassantes oligocènes a été effectuée une fois annulés les basculements miocènes, en utilisant une méthode graphique et, dans le cas où la dispersion des failles était suffisante, la méthode numérique d'E. Carey (1979). Ceci nous a permis de définir la direction d'extension maximum (ou de contrainte minimum σ_3) : celle-ci reste très constante pour tout le secteur étudié et suborthogonale (N 150) à l'axe du graben (fig. 10). Lorsqu'on a pu obtenir la valeur relative des contraintes déviatoriques (sites R, fig. 10), les deux contraintes horizontales (σ_2 et σ_3) ont des valeurs très proches ; la permutation entre σ_2 et σ_3 est alors possible et ceci s'accorde bien avec l'existence de failles normales sécantes sur la direction majeure du graben (Saint-Amand ; Montmirail, fig. 2).

9. Conclusions

Les dépôts ludiens-oligocènes des bassins de Suzette et de Malaucène, dont le contexte tectono-sédimentaire était jusqu'alors mal compris du fait des déformations post-oligocènes compressives, caractérisent un graben d'orientation ENE-WSW à E-W, qui s'étendait de la région de Montmirail jusqu'au front du Ventoux (Montbrun). Ce graben se raccorde au graben de Nîmes (Arthaud *et al.*, 1981), qui constitue, eu égard à l'épaisseur des sédiments accumulés, l'une des structures distensives majeures du système de fossés du bassin du sud-est de la France.

Lorsqu'ils sont normaux, les rapports entre le Ludien-Oligocène et le Mésozoïque n'indiquent pas de discordance importante, suggérant que la phase pyrénéo-provençale n'a, dans ce secteur du bassin du Sud-Est, que des effets localisés à proximité des accidents majeurs ou des diapirs. L'essentiel des structures compressives est miocène supérieur.

La montée du Trias s'est effectuée en deux grandes étapes, séparées par une période de quiescence au Ludien-Oligocène : à l'Éocène supérieur (phase pyrénéenne) se mettent en place plusieurs diapirs (Suzette, Propiac, Condorcet) guidés par des failles anciennes ; les compressions alpines du Miocène supérieur en accentuent l'ascension par constriction de leurs racines. C'est ainsi que le diapir de Suzette a contribué à l'inversion tectonique du graben oligocène décrit.

La région est une bonne illustration de la complexité des chaînes subalpines méridionales (Giannerini, 1980-81 ; Gidon, 1982), complexité à mettre sur le compte des tectoniques superposées alternativement distensives et compressives, s'appliquant sur un matériau préalablement fracturé. Ce sont en fait deux inversions tectoni-

ques qui caractérisent le Massif de Suzette : l'appendice de la fosse vocontienne, bordé par les failles de Nîmes, s'est inversé lors de la tectogenèse pyrénéenne ; le graben oligocène de Montmirail-Suzette-Malaucène s'est inversé lors des tectogenèses alpines.

Références bibliographiques

- ARTHAUD F., OGIER M., SEGURET M. (1981). - Géologie et géophysique du Golfe de Lion et de sa bordure Nord. *Bull. BRGM Fr.*, (2), Section I, 3, pp. 175-193.
- BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine périalpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centre Rech. et Explor. Prod. Elf Aquitaine, Pau*, 1, 1, pp. 261-308.
- BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse Sci. Univ. Paris VI, 341 p.
- BRASSEUR R. (1962). - Étude géologique du Massif de Suzette (Vaucluse). Thèse 3^e cycle, Lyon, 195 p.
- CAREY E. (1979). - Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dynam. et Géogr. Phys.*, 21, pp. 57-66.
- CASAGRANDE L. (1985). - Évolution tectono-sédimentaire post-éocène de la bordure ouest des Baronnies et du Massif de Suzette (chaînes subalpines des Baronnies). Thèse Doctorat Sci. Univ. Paris XI, 378 p., 1 pl. h.-t.
- DE LAPPARENT A.F. (1940). - Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette (Vaucluse) et Propiac (Drôme). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 10, pp. 3-15.
- DEMARCO R. (1962). - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Sci. Univ. Paris, 425 p. et *Mem. BRGM Fr.*, n° 61 (1970), 257 p.
- EMRE T. (1977). - Contribution à l'étude de quelques diapirs du sud-est de la France. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 210 p.
- EMRE T., TRUC G. (1978). - Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le Massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse). *Géologie Alpine*, 54, pp. 17-23.
- FAHY J.C. (1965). - Contribution à l'étude de la région du Mont Ventoux : contact avec le Massif de Suzette et les Baronnies. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 192 p.
- FAUGERE E., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1986). - Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement : modèles expérimentaux. *Bull. Centre Rech. et Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, 10, (1), pp. 13-21.
- GIANNERINI G. (1980-81). - Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Gargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bull. BRGM Fr.*, (2), 1, pp. 43-67.
- GIDON M. (1982). - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie Alpine*, 58, pp. 53-68.
- GOGUEL J. (1938). - Remarques sur la tectonique du Massif de Gigondas et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 7, pp. 355-361.
- GOGUEL J. (1947). - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 45, 223, pp. 1-46.
- GUIEU G. (1977). - Tectonique du bassin de Marseille. *Géologie Méditerranéenne*, 4, pp. 9-24.
- PERTHUISOT V., GUILHAUMOU N. (1983). - Les diapirs triasiques du domaine vocontien : phases diapiriques et hydrothermales en domaine préalpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 25, pp. 397-410.
- TERMIER P. (1921). - L'âge des phénomènes de charriage dans la montagne de Gigondas. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 172.

TERMIER P. (1927). - Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), 27, pp. 57-76.

TRUC G. (1977). - Évaporites d'un bassin continental subsident (Ludien et Stampien de Mormoiron, Pernes, SE de la France). Aspects séquentiels des dépôts. Faciès primaires et leur évolution diagénétique. In *Dépôts évaporitiques*, Technip., Paris, pp. 61-72.

TRIAT J.M., TRUC G. (1972). - L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse). Étude paléontologique et sédimentologique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 49, pp. 27-52.

VICAT J.P., LOUIS P. (1976). - Étude gravimétrique du diapir de Suzette (Vaucluse). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 282, D, pp. 819-822.

VILLEGER M. (1984). - Évolution tectonique du Panneau de Couverture Nord-Provençal (Mont Ventoux, Lubéron, moyenne Durance). *Thèse Sci. Univ. Paris XI*, 174 p.

VILLEGER M., ANDRIEUX J. (1987). - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-provençale (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), III, I, pp. 147-156.

CARTES GÉOLOGIQUES à 1/50 000 PARUES EN 1989

2 — Calais	510 — Cholet	739 — Bort-les-Orgues
3 — Dunkerque-Hondschoote	513 — Loudun	758 — Périgueux Ouest
95 — Grandcamp-Maisy	539 — Thouars	763 — Mauriac
120 — Caen	543 — Buzançais	775 — Modane
142 — Coutances	552 — Le Creusot	790 — Langeac
168 — Lembach	562 — La Roche-sur-Yon	821 — La Mure
185 — Coulommiers	566 — Mirebeau-en-Poitou	834 — Lacapelle-Marival
193 — Pont-à-Mousson	569 — St-Gaultier	835 — Maurs
212 — Argentan	574 — Lurcy-Lévis	860 — Espalion
219 — Corbeil-Essonnes	591 — La Trimouille	870 — Chorges
273 — Le Conquet	599 — Dompierre-sur-Besbre	884 — Rodez
289 — Nogent-le-Rotrou	612 — Lusignan	888 — Bessèges
320 — Évron	613 — Gençay	889 — Bourg-St-Andéol
322 — Beaumont-sur-Sarthe	615 — St-Sulpice-les-Feuilles	906 — Najac
339 — Épinal	616 — Dun-le-Palestel	908 — Salles-Curan
366 — Courtenay	619 — Montluçon	918 — La Javie
371 — Châteauvillain	629 — Douvaine	932 — Albi
388 — Bain-de-Bretagne	638 — L'Isle-Jourdain	953 — Eauze
392 — La Flèche	672 — Roanne	1003 — Orthez
393 — Écommoy	673 — Amplepuis	1053 — Bagnères-de-Bigorre
401 — Bléneau	692 — Pontgibaud	1077 — Quillan
412 — Thann	695 — Noirétable	1084 — Bagnères-de-Luchon
421 — St-Mars-la-Jaille	696 — Feurs	1091 — Perpignan
423 — Le Lion-d'Angers	697 — Tarare	1098 — Saillagouse
450 — Savenay	716 — Bourg-Lastic	



Editions du BRGM

Avenue de Concyr

45060 ORLEANS Cedex 2 - France

Tél. (33) 38 64 30 28