

Évolution tectonosédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône) *

Laurent CASAGRANDE (1)

Mots-clés : Tectonique synsédimentaire, Miocène, Pliocène, Paléogéographie, Mouvement vertical, Compression tectonique.
Drôme, Vaucluse.

Résumé

L'évolution mio-pliocène du bassin molassique du Comtat Venaissin comporte deux périodes distinctes :
— pendant la pause tectonique burdigalienne, une mer peu profonde transgresse sur une paléotopographie héritée de la distension oligocène. Dans le (futur) domaine rhodanien, la sédimentation est pelliculaire sur les horsts et épaisse à l'aplomb des fossés. Les dépôts burdigaliens ont pu alors exister à l'emplacement actuel des Baronnies dont les structures compressives sont plus tardives.

— au Langhien débute un continuum de déformation qui s'achèvera au Pliocène supérieur. Du Langhien au Serravallien moyen, des rejeux verticaux sur des accidents NE-SW préexistants individualisent un bassin subsident comblé par des dépôts détritiques distaux d'origine alpine. Ces mouvements sont annonciateurs du serrage serravallien supérieur à pliocène supérieur qui s'illustre par le raccourcissement synsédimentaire (discordances progressives) du bassin et l'arrivée de puissantes décharges détritiques d'origine subalpine. Ainsi, le plissement majeur des Baronnies et des chaînes subalpines françaises en général, n'a pas été engendré par une courte phase de compression (phase rhodanienne attribuée au Messinien), mais par un continuum de déformation daté du Langhien au Pliocène supérieur.

Abstract

During the Mio-Pliocene, the evolution of the molassic basin in the Comtat Venaissin is divided into two contrasting periods :

— the Burdigalian is a period of tectonic quiescence with a shallow marine transgression upon a paleosurface inherited from the Oligocene distension. In the (future) Rhodanian area, the deposits are thin on the horsts and much thicker in the grabens. Burdigalian paleogeography shows that the marine transgression extended towards NE into the subalpine area before the folding of the Baronnies area.

— in Langhian times starts a continuous deformation process which ends only at the end of Late Pliocene. From Early Langhian to Middle Serravallian, vertical displacements of preexisting NE-SW faults create a subsiding basin filled up by detritals of distant alpine origin. These movements are followed by the Late Serravallian to Late Pliocene folding of the basin, and are coeval with its filling by thick detrital deposits of closer origin (subalpine) as shown by progressive unconformities. In a more general way, it is concluded that the main folding of the french subalpine chains should not be restricted to a single event, the so-called « Rhodanian phase » of Messinian age, but is a continuous process, taking place from Early Langhian to Late Pliocene.

1. Introduction (fig. 1)

Le bassin du Comtat Venaissin appartient au cortège de dépressions molassiques péri-alpines (Bas Dauphiné, Valréas, Carpentras et Valensole). Il se superpose au centre du bassin mésogéen du sud-est de la France (Beaudrimont et Dubois, 1977), en bordure de la chaîne

subalpine des Baronnies. Compte tenu de sa localisation, il a enregistré les événements sédimentaires mio-pliocènes qui permettent de dater les épisodes tectoniques.

Pendant la longue période d'émersion du Crétacé supérieur à la fin de l'Oligocène, le Comtat est structuré par une tectogenèse plicative discrète, contrecoups des tectogenèses pyrénéennes (crétacées supérieures à éocènes) particulièrement bien développées en Provence, dans le Languedoc et les Pyrénées (Arthaud et Séguret, 1981). Puis, au Ludien-Oligocène, un régime tectonique distensif provoque le rejeu en failles normales (Villéger et Andrieux, 1987 ; Casagrande *et al.*, 1989 ; Gidon, 1982) des principaux accidents qui ont individualisé le bassin durant le Mésozoïque (Beaudrimont et Dubois,

(1) Laboratoire de Géologie Historique, Structurale et Appliquée, Université Paris-Sud, bât. 504, 91405 Orsay Cedex (France).

* Manuscrit reçu le 5 octobre 1987, accepté le 3 janvier 1989.

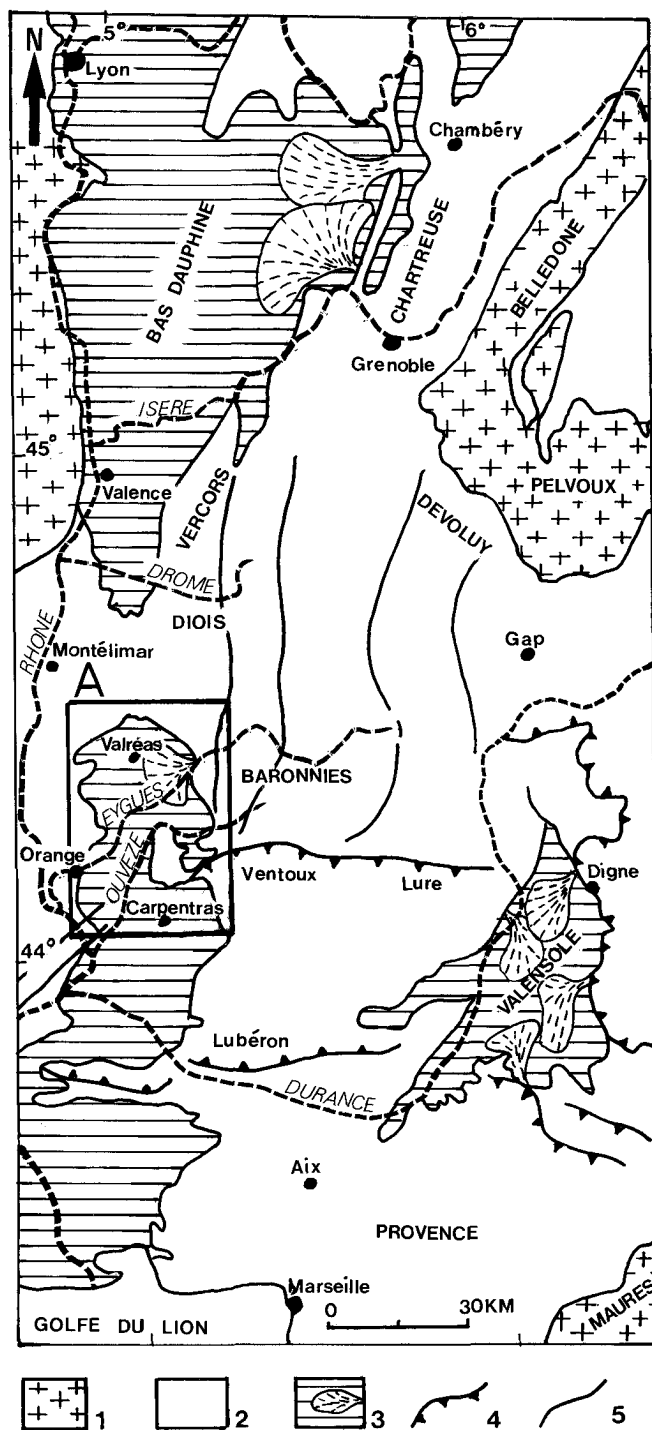


Fig. 1. - Localisation et contexte géologique du bassin molassique du Comtat Venaissin (A) :

1 : socle anté-triasique ; 2 : substratum triasique à fini-oligocène ; 3 : bassins molassiques mio-pliocènes et principaux épandages conglomératiques ; 4 : chevauchements alpins ; 5 : failles.

1977 ; Arthaud *et al.*, 1981). Au Burdigalien, une mer épicontinentale transgresse sur une paléo-morphologie en horsts et grabens, héritée de cette distension. La disposition des sédiments miocènes inférieurs permet de reconstituer, en l'absence de dépôts oligocènes, les grands traits de cette surface.

L'analyse des corps sédimentaires d'âge miocène moyen a permis de caractériser les mouvements verticaux du bassin, annonciateurs du serrage serravallien

supérieur à pliocène supérieur qui provoquera l'émer-sion progressive et le plissement des séries du bassin. Cette étude démontre que les déformations alpines ne doivent plus être attribuées à une courte phase tectonique d'âge messinien, mais, plutôt à un continuum de déformation daté du Langhien au Pliocène supérieur.

2. Au Burdigalien

2.1. Présentation

Les dépôts burdigaliens sont constitués de trois formations qui ennoient progressivement le substratum (Demarcq, 1962 et 1974). On note (fig. 2A et 2B) :

- 0 à 50 mètres de conglomérat de base à galets polygéniques présentant une patine verte (glauconie) ; il est toujours cantonné dans les dépressions de la surface fini-oligocène ;
- 0 à 100 mètres de sables marneux gris ;
- une formation calcarénitique (0 à 30 m) qui transgresse parfois jusqu'aux sommets des horsts. Elle passe latéralement, à une surface encroûtée, rubéfiée et perforée (hardground).

Ces variations d'épaisseur sont dues à l'ennoyage progressif de la paléotopographie anté-miocène ; ceci a permis de mieux cerner la répartition des horsts et des grabens hérités de la distension oligocène.

2.2. Paléogéographie du Burdigalien (fig. 2A, 2B et 3)

Les limites actuelles des dépôts miocènes du bassin du Comtat diffèrent nettement des rides et des sillons qui le préfiguraient à la fin de l'Oligocène. C'est notamment le cas pour le Massif de Suzette et la bordure ouest de la chaîne subalpine des Baronnies.

Les limites paléogéographiques proposées antérieurement (Demarcq, 1962 et 1984) étaient calquées sur les structurations tardives miocènes supérieures et la topographie récente qui en découlait. Ainsi, le massif de Suzette était toujours considéré comme un paléorelief anté-miocène à sédimentation burdigalienne réduite ou nulle. Or, nous avons démontré (Casagrande, 1985 ; Casagrande *et al.*, 1989) que ce massif n'était pas un dôme en cours d'érosion durant l'Oligocène (Brasseur, 1962 ; Emré, 1977), mais un fossé symétrique NE-SW qui se prolongeait vers l'est, par le bassin de Malaucène, jusqu'au front du chaînon Ventoux-Lure (Oligocène de Montbrun-Châteauneuf et du fossé d'Aurel, fig. 3). Vers le sud-ouest, il se raccordait (Arthaud *et al.*, 1981) au graben de Nîmes. Des épaulements (horsts), en cours de démantèlement et situés au nord et au sud, alimentaient partiellement ce graben.

Durant le Burdigalien, ce graben finit de se combler : la série est complète et épaisse (100 à 250 m) selon l'axe de subsidence principale du fossé oligocène ; elle se réduit progressivement sur les bordures pour disparaître totalement sur les épaulements où le miocène

AU NORD DE LA FAILLE VAISON-PROPIAC.
(Sillon de L'Eygues)

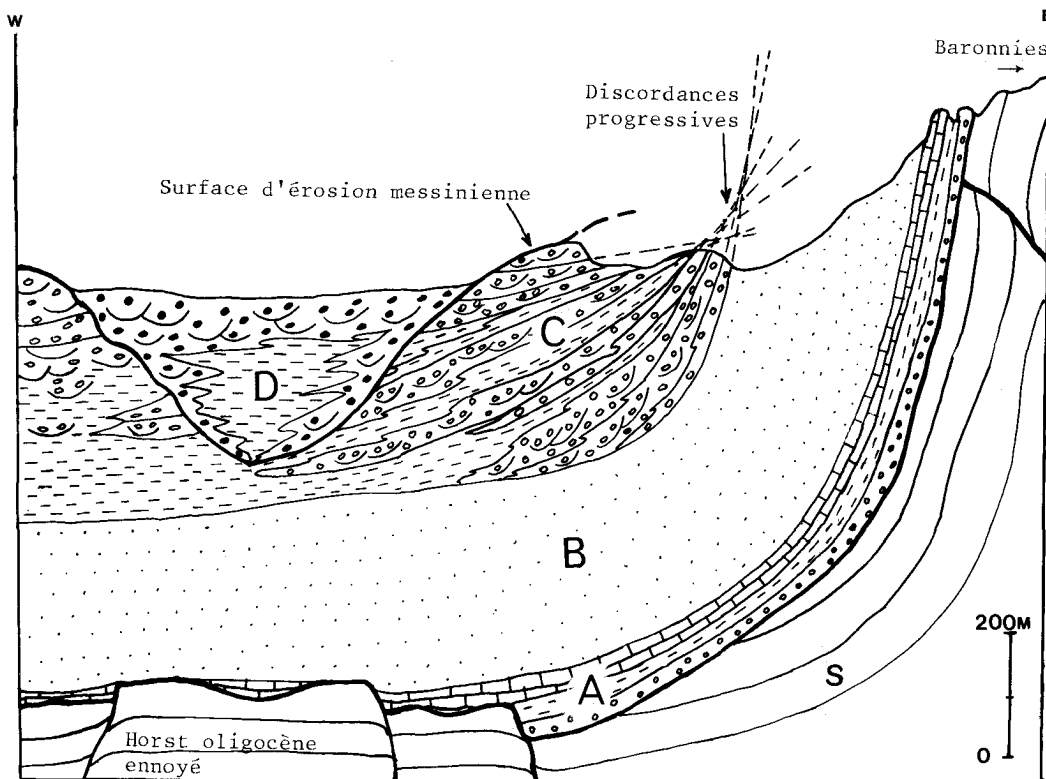
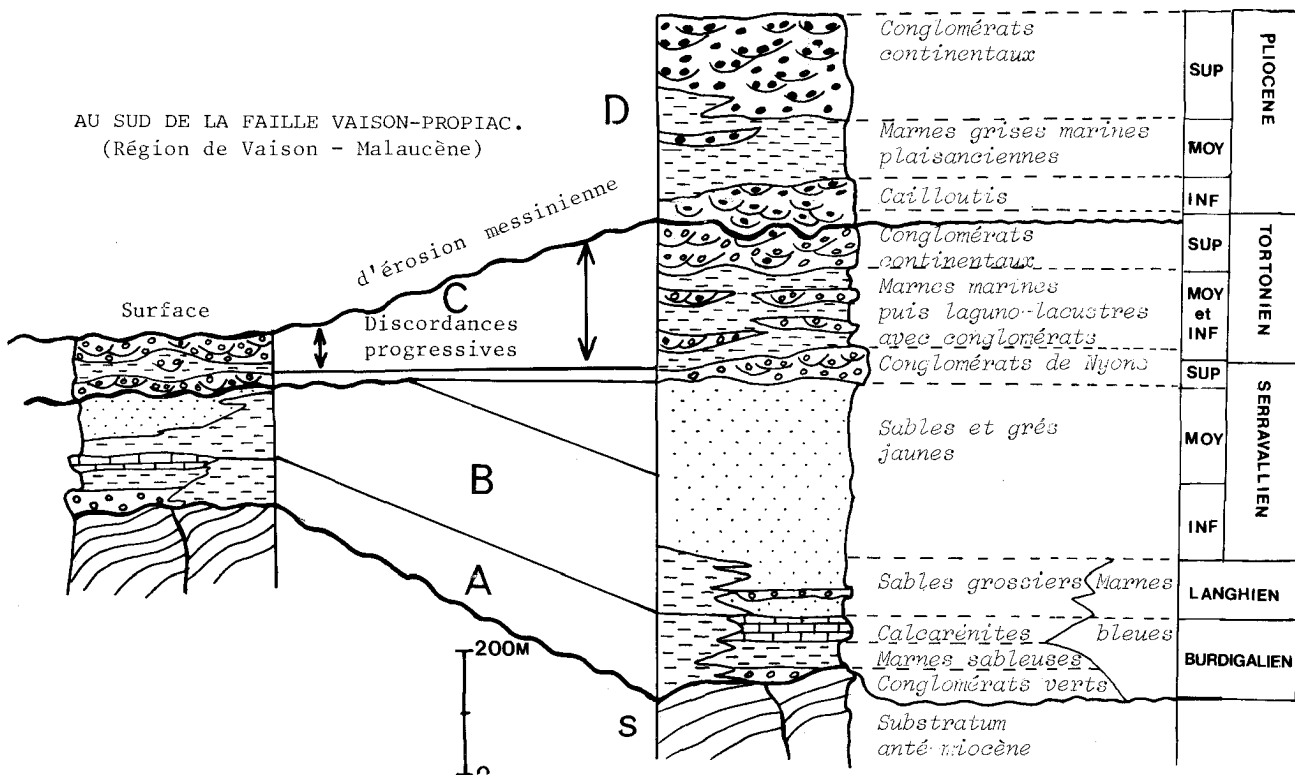


Fig. 2A. - Logs lithostratigraphiques de la série mio-pliocène du Comtat.

Fig. 2B. - Coupe schématique illustrant l'agencement des différents corps sédimentaires mio-pliocènes en bordure des Baronnies.

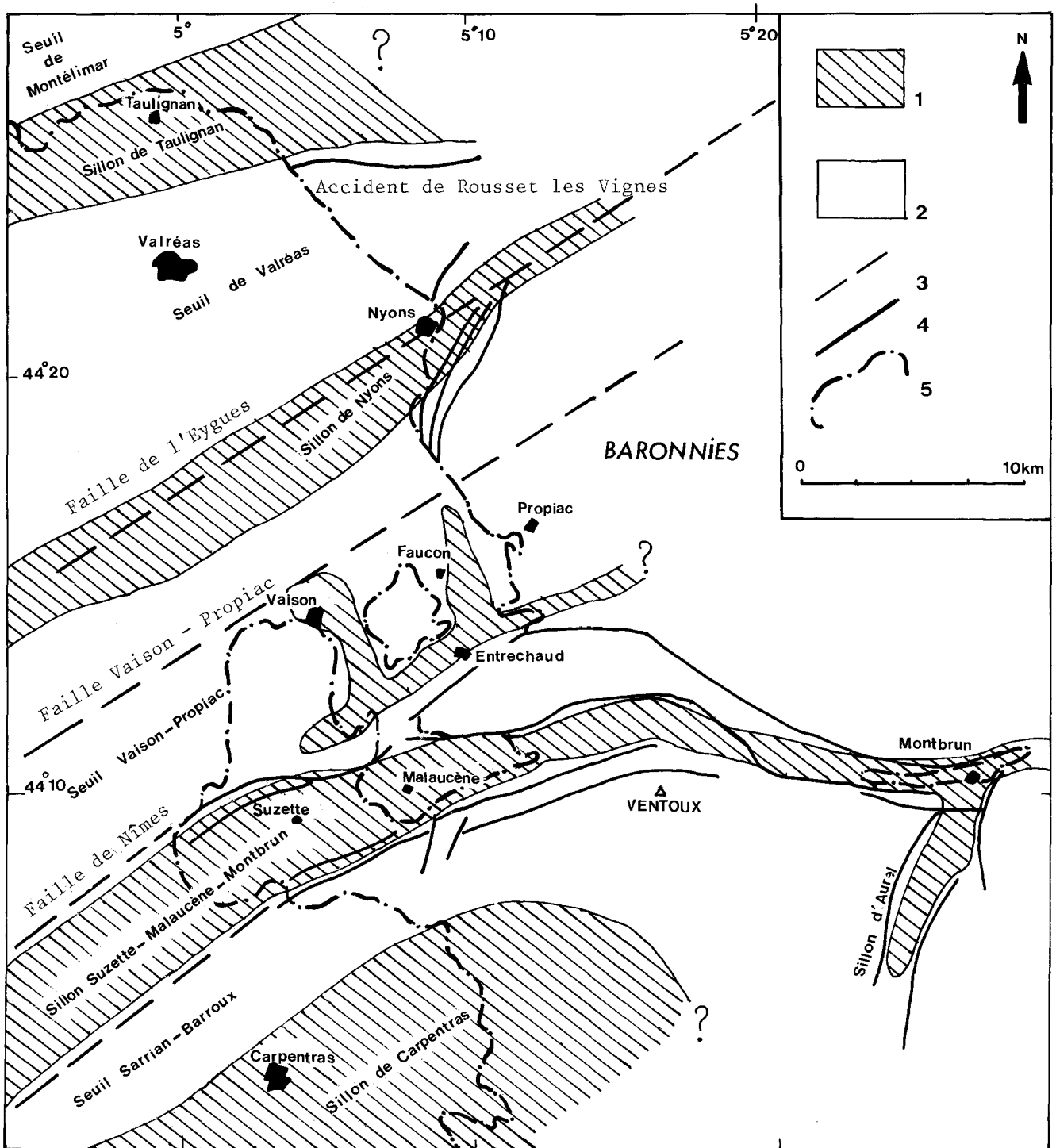


Fig. 3. - Esquisse paléogéographique du Comtat au Burdigalien :

1 : domaines à sédimentation épaisse (60 à 200 m) ; 2 : domaines à dépôts réduits ou absents ; 3 : failles pré-existantes profondes ; 4 : failles ; 5 : limites orientales actuelles du bassin miocène.

inférieur est réduit à un hardground perforé et érodé. Vers le sud-ouest, sous la plaine d'Orange, ces épaulements (seuil de Sarrian-Barroux et Vaison-Faucon) ont constitué un seuil important, lors de la transgression, entre le bassin de Valréas et le bassin de Carpentras (sondage de Violès : Demarcq, 1962 ; Triat et Truc, 1983). C'est donc un fossé qui a précédé le dôme de Suzette au Miocène inférieur et c'est seulement au cours du Miocène supérieur (Casagrande, 1985 ; Casagrande *et al.*, 1989) que ce graben s'est inversé tectoniquement en soulevant et basculant la série oligocène à miocène moyen, actuellement préservée en périphérie.

Les dômes de Vaison, Faucon-Entreachaud et la bordure ouest du diapir de Propiac, transgressés tardivement au Burdigalien (calcarénite) sont les vestiges de l'épaulement nord de ce sillon. Des petites dépressions comblées par du Burdigalien épais, parfois marneux, constituent les vestiges de grabens (Entreachaud, Vaison et Faucon) qui effondraient localement cet épaulement. Ce dernier est bordé au nord par un accident important (faille NE-SW Vaison-Propiac). Au nord de cette faille, la série miocène inférieure s'épaissit progressivement (sondage de Villedieu et bordure des Baronnies au sud de Nyons) et présente une puissance maximale à

l'aplomb d'un réseau de failles NE-SW qui individualisaient, à l'Oligocène, un graben au centre duquel des dépôts éocènes sont préservés (sillon de Nyons). Ces accidents matérialisent, dans la couverture, la présence d'une faille de socle déduite de la géophysique (Flandrin et Weber, 1966). Au nord de ce sillon, les dépôts burdigaliens ont ennoyé progressivement un paléomiroir (30 m) de faille normale à regard sud ; mais ils n'ont pas pu transgresser sur le horst bordier (hardground) qui s'étendait jusqu'à l'accident de Rousset-les-Vignes (Demarcq, 1962). Au nord de cet accident, le Burdigalien s'épaissit rapidement pour atteindre 150 mètres vers Taulignan (sillon de Taulignan).

L'actuel seuil mésozoïque de Montélimar (fig. 1) a été transgressé par un Burdigalien pelliculaire (Demarcq, 1962). Il constituait alors un haut fond, difficile à franchir, entre le bassin de Valréas et le bassin de Valence. Ce seuil, situé dans le prolongement nord-est du faisceau des failles cévenoles, souligne encore l'influence des paléo-structures oligocènes NE-SW.

2.3. Conclusions

Les grands traits de la paléogéographie burdigalienne sont hérités de la tectogenèse distensive d'âge ludien-oligocène. Les différents domaines sont toujours limités par des failles NE-SW connues et actives durant la distension. Avant la genèse des chaînes subalpines (Baronnies et Diois) d'âge serravallien supérieur à pliocène (Casagrande, 1985), ces horsts et grabens devaient se prolonger vers l'est dans le domaine subalpin. En conséquence, la limite orientale de la mer burdigalienne pouvait comporter des indentations vers le nord-est (sillon de Nyons et de Taulignan en particulier) plus importantes que ce qui était admis, jusqu'à maintenant, dans les reconstitutions de Demarcq (1984).

L'accumulation de dépôts burdigaliens contre des miroirs de failles normales oligocènes a été souvent interprétée (Triat et Truc, 1983) comme la résultante d'une tectonique syn-burdigalienne sur certains profils sismiques ou sur le terrain. Or l'examen de ces paléofalaises ne révèle pas de glissement tectonique sur leur surface, perforée et rubéfiée. Cependant, l'absence de déformation cassante syn-sédimentaire ne s'oppose pas à l'existence de mouvements souples (flexures) à l'aplomb des grandes failles mobilisées durant la distension (réajustements ?).

Ainsi, au Burdigalien la mer transgresse sur un substratum relativement stable. Cette pause tectonique intervient entre le régime distensif oligocène et les futurs mouvements compressifs qui débiteront dès le Miocène moyen et transformeront progressivement la paléogéographie du bassin burdigalien.

3. Du Miocène moyen au Pliocène supérieur

3.1. Le Langhien (fig. 2A, 2B et 4A)

Dès le Langhien, le bassin acquiert une morphologie et une dynamique qu'il conservera jusqu'au Serravallien supérieur. Les dépôts langhiens traduisent un brusque

changement des conditions de sédimentation. La molasse calcaire burdigalienne et les paléoreliefs mésozoïques sont alors transgressés et ensevelis sous des décharges détritiques concordantes et épaisses de 50 à 100 mètres. Ces sédiments témoignent d'un mode de dépôt en régime marin côtier (chenaux et figures de courant). Quelques lentilles ravinantes de brèches polygéniques, *qui ne remanient pas de Burdigalien*, sont interstratifiées dans cette molasse.

L'absence de discordance angulaire ou progressive montre que la bordure actuelle du bassin n'a pas été plissée durant cette période. Le bassin subit simplement des mouvements verticaux qui influencent la répartition des corps sédimentaires. Au nord de la flexure Vaison-Propiac et au sud du seuil de Montélimar, le bassin subsident de Valréas s'initie et se comble de sables zoogènes (molasse de Grignan - Demarcq, 1962). Au sud de cette flexure, la subsidence est moins forte et les dépôts sont marneux. Ces mouvements pourraient être le contrecoup d'une phase tectonique compressive E-W (Villéger et Andrieux, 1987) d'âge langhien, discrète dans l'avant pays, mais qui aurait pu provoquer, dans les zones plus internes la formation de mégasstructures. La masse de matériel détritique accumulée dans le bassin proviendrait du démantèlement de ces dernières.

3.2. Au Serravallien (fig. 2A, 2B et 4A)

La série serravallienne, souvent azoïque, est constituée par de puissants épandages monotones de sables fins et jaunes qui recouvrent en concordance les dépôts miocènes sous-jacents et ennoient totalement les derniers paléoreliefs mésozoïques du bassin. Ces épandages attestent de la poursuite des instabilités tectoniques éloignées (sources alpines) ; l'absence de discordance progressive sur les bordures du bassin ainsi que les faciès montrent que les déformations proches n'ont pas encore débuté. On note simplement l'accentuation des mouvements verticaux amples. Les deux grands domaines, initiés au début du Langhien, et séparés par la flexure Vaison-Propiac continuent à se différencier (fig. 4A) :

— au nord, le bassin de Valréas où se sédimentent 300 à 500 mètres de sables ; on note un sillon particulièrement subsident à l'aplomb de l'accident de l'Eygues (500 m dans le sondage de Villedieu et dans la région de Nyons - Demarcq, 1962).

— au sud, une série peu épaisse (100 m) se sédimente sur les futurs dômes de Vaison-Faucon et dans le bassin de Malaucène. Ce domaine, moins subsident, est le prolongement nord-est d'un seuil miocène moyen (Sondage de Violès - Demarcq, 1962 et 1984), superposé au Haut fond burdigalien, qui séparait les bassins de Valréas et Carpentras (Triat et Truc, 1983).

3.3. Le Serravallien supérieur (fig. 2)

La sédimentation grossière du Serravallien supérieur traduit une nouvelle rupture paléogéographique ; la nature des sédiments et l'agencement des corps sédimentaires attestent du début de l'individualisation de la bordure actuelle du bassin molassique. L'hétérogénéité des directions structurales des plis (*cf.* contours du bassin) engendrés lors de ce continuum résulte de perturbations locales du champ de contraintes régional (Casagrande, 1985). Durant ce continuum, qui s'achève

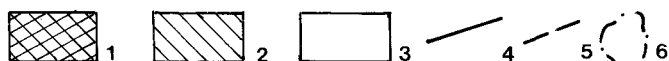
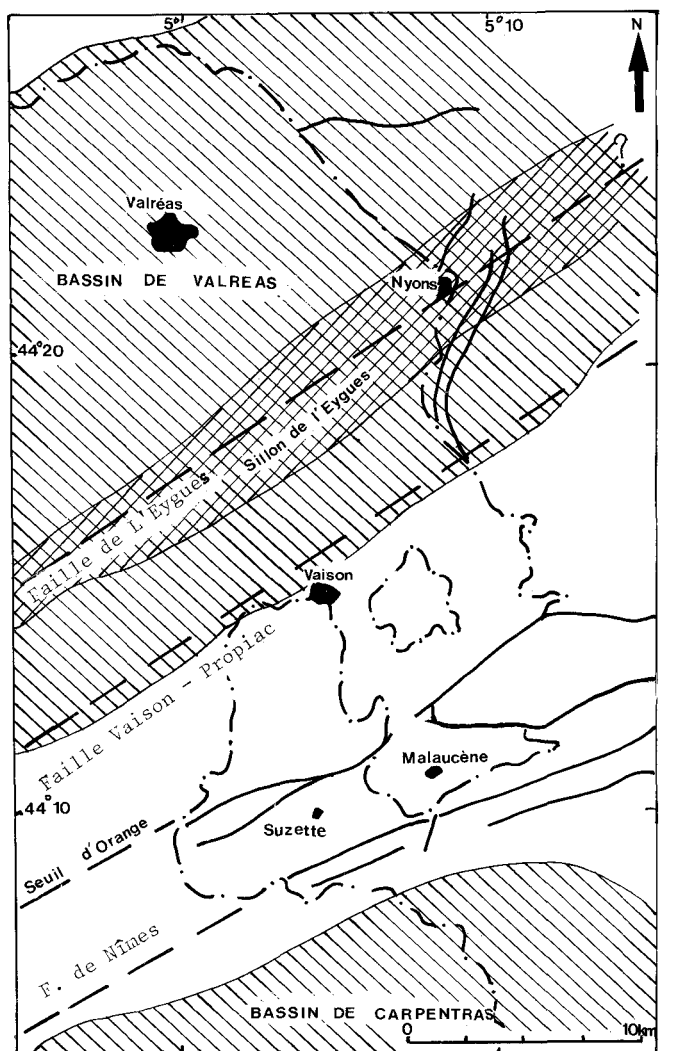


Fig. 4A. - Esquisse paléogéographique du Comtat du Langhien au Serravallien moyen :
 1 : sillon très subsident (300 à 500 m de dépôts) ; 2 : bassins subsidents (100 à 300 m de dépôts) ; 3 : domaines peu subsidents avec dépôts langhiens marneux et sables serravalliens peu épais (< 100 m) ; 4 : failles ; 5 : failles profondes ; 6 : limites actuelles du bassin.

vera au Pliocène supérieur, la subsidence du bassin est régie par une double influence (fig. 4B) :

— la pérennité des mouvements de flexure qui ont débuté au Langhien.

— des gouttières subsidentes, parallèles aux bordures du bassin en cours de plissement, ou dans le cœur des synclinaux (synclinal de Faucon).

Au nord de l'Eygues, se sédimentent des conglomérats et des brèches polygéniques et hétérométriques (30 à 50 m) d'origine subalpine et transportés par un puissant torrent, ancêtre miocène de l'Eygues (delta des conglomérats de Nyons - Demarcq, 1962). Les remaniements intraformationnels (brèche de galets mous, plis syn-sédimentaires), liés au basculement de la bordure du bassin en cours de plissement, s'indentent dans ces conglomérats. Cette formation présente une épaisseur maximale à l'aplomb de l'accident de l'Eygues (poursuite de la subsidence) et au pied du flanc sud-ouest de l'anticlinal de la Lance en cours de plissement. Vers l'ouest, elle déborde légèrement la région de Villedieu

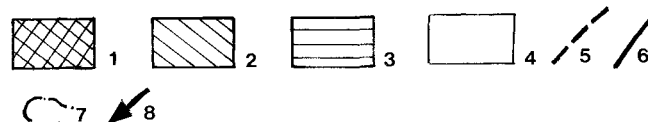
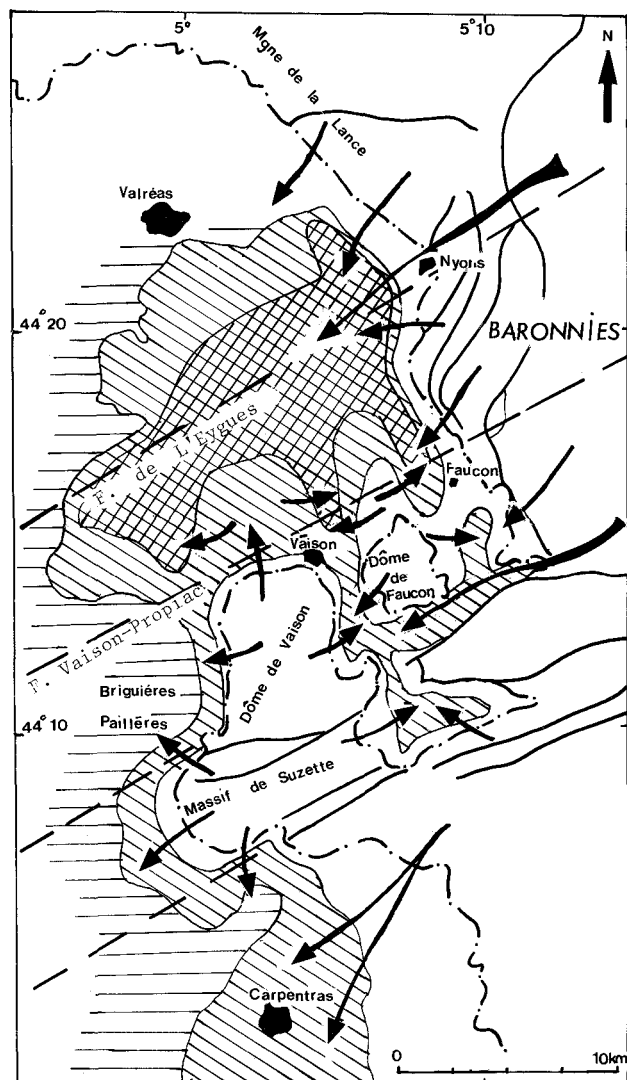


Fig. 4B. - Esquisse paléogéographique du Comtat du Serravallien supérieur au Tortonien supérieur :
 1 : domaine subsident à dépôts grossiers épais (100 à 250 m) ; 2 : ceinture peu épaisse de dépôts détritiques autour des structures en cours de plissement ; 3 : domaines sans dépôt grossier ; 4 : domaines émergés ou sans dépôt ; 5 : failles profondes ; 6 : failles ; 7 : contours actuels du bassin ; 8 : sens des apports détritiques.

où un sondage la recoupe entre - 205 m et - 173 m (Demarcq, 1962).

Au sud de l'Eygues, ce conglomérat passe latéralement à des faciès où prédominent les remaniements intraformationnels (coulées à blocs, coulées boueuses, slumps, brèches) associés à des lentilles de poudingues à éléments subalpins, moins grossiers qu'au nord.

Au nord du bassin, des discordances progressives (Riba, 1976) témoignent d'une sédimentation continue durant le plissement. Au sud de la flexure Vaison-Propiac, l'exhaussement relatif du bassin s'est amplifié pour aboutir à l'émergence et à l'érosion partielle des sables serravallien supérieur. Ces derniers sont transgressés avec discordance angulaire forte par des conglomérats

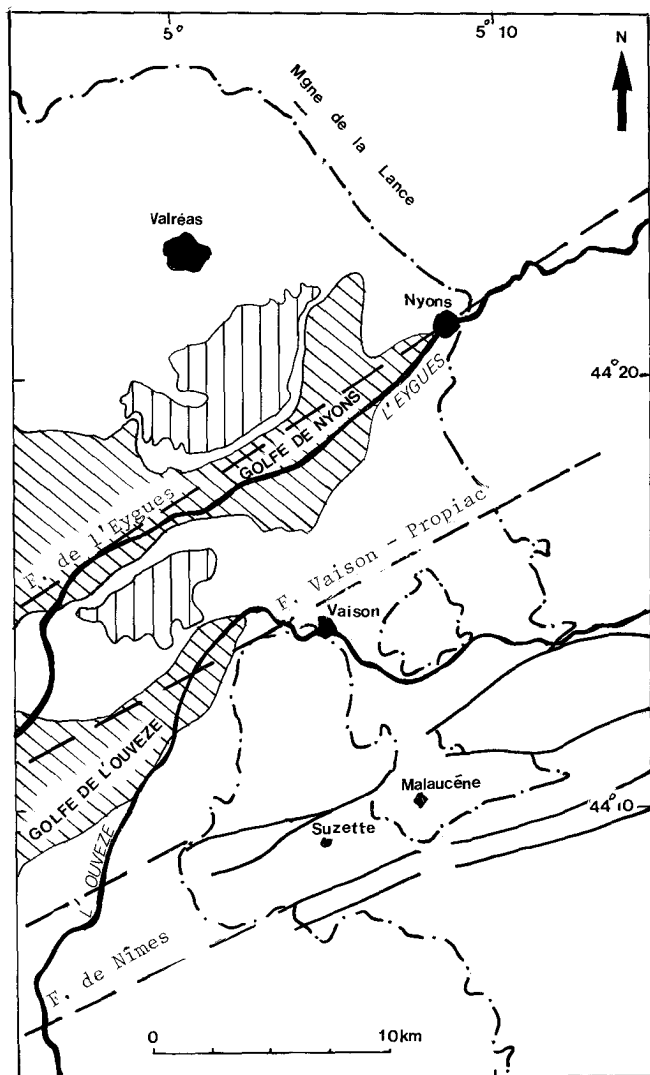


Fig. 4C. - Esquisse paléogéographique du Comtat au Pliocène : 1 : vallées messiniennes remblayées au Pliocène ; 2 : plateaux finimiocènes ; 3 : failles profondes ; 4 : failles ; 5 : contours actuels du bassin.

mérats attribués au Serravallien supérieur (synclinaux de Crestet, Entrechaud et Malaucène).

Ces dépôts syn-tectoniques ceinturent les structures plicatives du bassin et datent le début de son plissement (fig. 4B).

3.4. Au Tortonien (fig. 2A, B et 4B)

La disposition des dépôts tortoniens et les faciès (remaniements intraformationnels et discordances progressives) témoignent de la poursuite des instabilités tectoniques proches initiées au Serravallien supérieur. La subsidence importante du bassin de Valréas, au nord de la flexure Vaison-Propiac se poursuit. Des dépôts marins (30 à 40 m) puis lagunolacustres (30 m) sont surmontés par une puissante formation de conglomérats continentaux à matrice limoneuse rouge (50 à 100 m) d'âge tortonien moyen à supérieur (Ballésio et Truc, 1967 ; Demarcq, 1962 et 1984). Ces dépôts se superposent à l'épandage conglomératique de Nyons en le

débordant largement vers l'ouest (sillon particulièrement épais centré sur l'Eygues et au pied du flanc sud-ouest de l'anticlinal de la Lance).

Au sud de la flexure Vaison-Propiac, les dépôts tortoniens sont rarement préservés. Seuls deux affleurements à l'ouest du Dôme de Vaison (synclinaux des Paillères - Demarcq et Truc, 1966 et des Briguières - Casagrande, 1985) montrent une série tortonienne nettement réduite par rapport à celle observée au nord de la flexure. Ces dépôts sont basculés et montrent des discordances progressives (Briguières).

Ainsi, la sédimentation tortonienne traduit d'une part, la pérennité des déformations (mouvements verticaux et plissements) et d'autre part, la régression du bras de mer miocène. Cette régression est provoquée par le soulèvement global du domaine rhodanien couplé à l'abaissement eustatique de la Méditerranée ; ces deux phénomènes atteindront leur paroxysme au cours du Messinien (Rouchy, 1982 ; Demarcq *et al.*, 1984). Notons que ce soulèvement régional n'a pas fait disparaître les aires de subsidence dans le bassin : durant le Tortonien, on constate simplement le passage d'un régime marin à un régime continental lacustre avec préservation des aires de sédimentation (Ballésio et Truc, 1967).

3.5. Au Messinien et au Pliocène (fig. 2A, 2B et 4C)

Le cycle sédimentaire miocène s'achève dans le Comtat par des dépôts argileux rouges à lentilles conglomératiques datées du Messinien inférieur (Demarcq *et al.*, 1984). Puis durant le Messinien, le soulèvement régional, couplé à l'abaissement eustatique de la Méditerranée, entraîne un déséquilibre hydrographique qui induit l'érosion régressive des principaux cours d'eau et le creusement de vallées profondes. Dans le Comtat, ce réseau hydrographique est guidé par la poursuite des mouvements tectoniques décrits antérieurement. Les rivières s'écoulent dans les zones subsidentes qu'elles ravinent (sillon de l'Eygues, versant NW de l'anticlinal de la Lance, paléo-vallée de l'Ouvèze à l'aplomb de la flexure Vaison-Propiac).

Durant le Pliocène, un bras de mer transgresse dans la vallée du paléo-Rhône et aboutit dans le Comtat par les paléo-vallées de l'Eygues et de l'Ouvèze (golfs de l'Ouvèze et de Nyons, fig. 4C). Ces dépressions sont alors très vite comblées par des dépôts discordants pouvant atteindre 300 mètres d'épaisseur ; on distingue de la base au sommet (fig. 2A et 2B) :

- une formation de pente continentale marno-sableuse avec des lentilles de cailloutis hétérométriques ;
- la série des marnes marines plaisanciennes ; bien représentée au centre des rias, elles passent à des faciès côtiers à lentilles de galets sur les bordures.
- des faciès laguno-lacustres qui se chargent progressivement en lentilles conglomératiques. Ces faciès, qui traduisent la régression de la mer pliocène, sont surmontés par un puissant épandage de conglomérat continental dont les éléments proviennent pour l'essentiel du remaniement des assises bordières du Miocène supérieur.

Ces remaniements, l'épaisseur importante du Pliocène et le pendage (20°W) des dépôts à l'ouest du pli de

la Lance indiquent que la subsidence associée à ce plissement persiste au moins jusqu'au Pliocène supérieur. Cela est d'ailleurs confirmé par la présence de microstructures (galets striés) dans le Pliocène terminal qui témoignent de la poursuite du serrage NE-SW responsable du plissement de la Lance (Casagrande, 1985 et 1987). De même, l'accumulation de Pliocène le long de la faille de l'Eygues, atteste de la poursuite de la subsidence à l'aplomb de cet accident.

4. Conclusions

On peut distinguer deux grandes périodes dans l'évolution tectono-sédimentaire du bassin du Haut Comtat Venaissin :

— au Burdigalien, la transgression marine s'effectue sur un substratum stable (pause tectonique) ; la paléogéographie est alors guidée par des hauts fonds et des sillons NE-SW, hérités de la tectogenèse distensive oligocène en horsts et grabens. Ces reliefs constituaient de puissantes barrières naturelles dans le domaine rhodanien. Les limites orientales jusqu'alors admises (Demarcq, 1984) pour cette transgression étaient calquées sur le front de déformation subalpin qui s'initie seulement au Serravallien supérieur. En fait, ces paléoreliefs NE-SW devaient se prolonger davantage vers l'est, dans le domaine subalpin, avant d'être plissés lors des compressions alpines. Ils pouvaient ainsi, comme le sillon au front du chaînon Ventoux-Lure, guider la mer burdigalienne bien au-delà de l'actuel front de déformation subalpin (Sillon de Nyons par exemple).

— au Langhien débute un cycle tectono-sédimentaire qui s'achèvera au Pliocène supérieur. Du Langhien au Serravallien moyen, le Comtat subit les premiers effets du serrage alpin qui se traduisent par l'individualisation de domaines à subsidence variable limités par des accidents NE-SW ; ces domaines sont ensevelis sous un abondant matériel détritique d'origine distale qui provient de zones internes en cours de structuration et d'exhaussement. Au Serravallien supérieur, débute un continuum de déformation durant lequel s'individualisent les Baronnies, le Massif de Suzette et les dômes de Vaison et de Faucon ceinturés par des épandages détritiques syn-bascullements. Au centre du bassin, les mouvements verticaux réglés par les accidents NE-SW se poursuivent également jusqu'au Pliocène supérieur. Cette évolution langhienne à pliocène supérieur pourrait traduire l'arrivée progressive d'une « onde orogénique » de la zone interne vers l'avant pays subalpin.

Les formations détritiques du Haut Comtat, les conglomérats de Valensole datés du Serravallien moyen à Pliocène au front de la nappe de Digne (Clauzon *et al.*, 1987) et les conglomérats de Voreppe et de Chamoux (bassin du Bas Dauphiné) datés Langhien à Pliocène au front des chaînes subalpines septentrionales (Demarcq *et al.*, 1984) montrent que ce continuum de déformation concerne l'ensemble des chaînes subalpines. Ces nouvelles données remettent en question l'hypothèse d'une phase messinienne « instantanée » (phase Rhodanienne des auteurs) pour la genèse de ces montagnes et montre qu'il s'agit plutôt d'un continuum de déformation mio-

cène moyen à pliocène supérieur dont les effets tendent à migrer de l'est vers l'ouest. Ce travail souligne l'importante contribution de l'analyse sédimentologique pour la compréhension de la durée des phénomènes tectoniques. Et, il est clair qu'en l'absence de sédiments syn-orogéniques, qui scellent les déformations progressives, un épisode tectonique durable peut-être assimilé à une phase rapide (catastrophique à l'échelle des temps géologiques).

Références bibliographiques

- ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M. (1981). - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM Fr.*, (2), Section I, n° 3, pp. 115-193.
- ARTHAUD F., SÉGURET M. (1981). - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 23, pp. 51-63.
- BALLÉSIO R., TRUC G. (1967). - Contribution à la connaissance du Néogène de la moyenne vallée du Rhône - Le Miocène supérieur et le Pliocène du Haut Comtat Venaissin. *Trav. lab. géol. Fac. Sci. Lyon, N.S.* n° 14, pp. 79-101.
- BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du Néogène de la moyenne vallée du Rhône - le sud-est de la France. *Bull. centre rech. et explor. prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 1, 1, pp. 261-308.
- BRASSEUR R. (1962). - Étude géologique du Massif de Suzette (Vaucluse). Thèse 3^e cycle, Lyon, 195 p.
- CASAGRANDE L. (1985). - Évolution tectonosédimentaire post-éocène de la bordure ouest des Baronnies et du Massif de Suzette (Chaîne subalpine des Baronnies). *Thèse doctorat Sci. Univ. Paris XI*, 378 p.
- CASAGRANDE L., ANDRIEU J., MOREL J.L. (1989). - Le Massif de Suzette : l'inversion tectonique d'un graben oligocène. *Géologie de la France*, n° 3 (ce volume).
- CASAGRANDE L. (1987). - Sur la genèse de la structure arquée de Nyons : Chaînes subalpines. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 305, 2, pp. 1115-1120.
- CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1987). — Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 305, 2, pp. 133-137.
- DEMARCO G. (1962-1970). — Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Sci. Paris et Mém. BRGM Fr., n° 61, 258 p., 4 pl., 3 tabl.
- DEMARCO G. *et al.* (27 auteurs) (1984). — Néogène. Mém. BRGM Fr., n° 125, pp. 469-519.
- DEMARCO G., TRUC G. (1966). — L'accident de Gigondas (Vaucluse). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 8, pp. 359-362.
- FLANDRIN J., WEBER C. (1966). - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 8, pp. 387-392.
- 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.
- RIBA O. (1976). - Tectogenèse et sédimentation : modèles de discordances. - *Bull. BRGM Fr.*, (2), 1, 4, pp. 385-401.
- ROUCHY J.M. (1982). - La crise évaporitique messinienne de méditerranée : nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 4, 4, pp. 107-136.
- TRIAI J.M., TRUC G. (1983). - Le rôle des failles N 050 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïque et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). *Bull. centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, pp. 425-432.
- VILLÉGER M., ANDRIEU J. (1987). - Phases tectoniques post-éocènes et structures polyphasées du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, n° 1, pp. 147-156.