La sédimentation miocène au nord des massifs de Ventoux-Lure Christian MONTENAT (1)** (chaînes subalpines méridionales)* Christian MONTENAT (1)** Pascal BARRIER (1) Loïc GARNIER (1)

Miocene sedimentation to the north of the Ventoux-Lure range (southern subalpine belts)

Géologie de la France, n° 3, 2000, pp. 3-32, 20 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Stratigraphie séquentielle, Miocène, Sédimentation marine, Sédimentation fluviatile, Paléogéographie, Tectonique compression, Drôme, Alpes-de-Haute-Provence, Chaînes Subalpines.

Key words: Sequence stratigraphy, Miocene, Marine sedimentation, Fluvial sedimentation, Paleogeography, Compression tectonics, Drôme, Alpes-de-Haute-Provence, Subalpine belts.

Résumé

Les dépôts miocènes marins affleurant au nord de l'axe Ventoux-Lure (chaînes subalpines méridionales) appartenaient à un golfe étroit allongé d'ouest en est, ouvert sur le Couloir rhodanien. Ce golfe s'est étendu vers l'ouest en plusieurs étapes, entre le Burdigalien et le début du Langhien sans se relier vers l'est au bassin de Digne.

Cinq unités lithologiques sont décrites (unités M1 à M5 de Montbrun-les-Bains), analysées en termes de séquences de dépôt et comparées à leurs homologues de la vallée du Rhône (bassin de Valréas).

Au début du Langhien, la mer abandonne ce golfe subalpin laissant la place à un réseau fluviatile originaire des Alpes internes (« paléo-Durance ») qui débouchait sur le littoral rhodanien à la hauteur de Vaison-la-Romaine.

L'avancée du front chevauchant Ventoux-Lure dans un contexte de compression N-S a eu pour conséquence l'oblitération du cours de la « paléo-Durance » qui se trouve alors détourné vers le sud en direction de l'aire fortement subsidente de Digne-Valensole, ainsi qu'une déformation très intense des terrains miocènes.

Abstract

Miocene marine sediments deposited in narrow intramontane depressions to the north of the Ventoux-Lure range (French southern subalpine belts) form sedimentary corridors connected with the Rhône valley marine domain. The sedimentation was influenced by the existence of contrasted morphostructures inherited from Paleogene tectonic episodes.

The depositional areas remained under tectonic control during the Early Miocene sedimentation and as a result of the N-S compressive tectonism, the marine domaine of the intramontane depression was uplifted and succeeded, during the early Langhian, by a fluvial domain running to the north of the Ventoux-Lure range. The river corresponded to a "paleo-Durance" drainage (clastic material originating from the Internal Alpine zone) which flowed into the sea that remained over the Rhône valley, close to Vaison-la-Romaine.

Due to continued folding and uplift along the Ventoux-Lure axis, this paleo-Durance channel was deserted and the fluvial system became diverted southward to flow into the Digne-Valensole basin.

Introduction

Les dépôts néogènes du Couloir rhodanien et du bassin durancien sont connus de longue date et ont donné lieu à des synthèses devenues classiques (Deperet, 1893, 1900 ; Fontannes, 1876, 1882 ; Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1962 ; Debelmas et Demarcq, 1980 ; etc.). Entre ces régions, les terrains miocènes affleurant de manière discontinue au nord des massifs Ventoux-Lure sont restés peu étudiés, n'ayant fait l'objet que d'observations parcellaires, le plus souvent à la faveur de la réalisation de monographies locales (Leendhardt, 1883; Killian, 1888, 1895 ; Lapparent, 1941 ; Flandrin, 1963 ; Blancherie, 1963; Delécolle, 1968; Montenat, 1968).

A partir d'une abondante documentation inédite (C.M. et P.B.), rassemblée lors des nombreux stages sur le terrain effectués dans la région par les élèves de l'IGAL et d'observations originales effectuées par Garnier (1999), il est présenté un essai de synthèse sur l'évolution de la sédimentation miocène dans la gouttière synforme complexe située au versant nord du mont Ventoux et de la montagne de Lure. Cette gouttière se place sur une ligne structurale majeure qui marque la limite des chaînons plissés des Baronnies

^{*} Manuscrit déposé le 6 juin 2000, accepté le 31 octobre 2000.

^{**} ESA7073

Institut Géologique Albert-de-Lapparent (IGAL) Institut Polytechnique Saint-Louis, 13, boulevard de l'Hautil, 95092 Cergy-Pontoise Cedex c.montenat@igal.fr



Fig. 1.- Place du secteur étudié dans le contexte paléogéographique du Miocène rhodanien (d'après Demarcq, 1962, modifié). *Fig. 1.- Location of the studied area in the paleogeographic framework of the Rhodanian Miocene (after Demarcq, 1962, modified).*

au nord, appartenant au domaine vocontien, et des puissantes dalles calcaires barrémo-bédouliennes de Ventoux-Lure au sud, qui forment le rebord septentrional de la plate-forme urgonienne provençale (fig.1 et 2). Cette limite que suivent à peu près les vallées du Jabron et du Toulourenc, correspond vraisemblablement à une faille du socle d'orientation sub- E-W (environ N100° à N110°), dont la mobilité est enregistrée dans la sédimentation au moins dès le Crétacé inférieur (Flandrin, 1963 ; les indices antérieurs font défaut). A l'Eocène, cet accident participe à l'édification d'un axe anticlinal Ventoux-Lure déjà bien esquissé à la suite des mouvements « pyrénéo-provençaux » intervenus entre les dépôts continentaux du Lutétien et de l'Eocène supérieur (Lapparent, 1941; Montenat, 1968). A l'Oligocène, la bordure nord du massif Ventoux-Lure est à nouveau le siège d'une sédimentation continentale : bassin lacustre fortement

subsident de Montbrun-les-Bains, dépôts limniques aquitaniens de la vallée du Jabron, tandis que, de l'Eocène supérieur au Stampien, s'ouvre et évolue le fossé lacustre subméridien de Sault-de-Vaucluse séparant le Mont-Ventoux de la montagne de Lure (Montenat, 1968; Saillard, 1991) (fig. 2).

Après de nouvelles déformations intervenues pendant et après l'Oligocène, le couloir tectonique nord Ventoux-Lure, déjà fortement structuré, fut à nouveau emprunté par la mer miocène, formant alors un étroit diverticule qui se détachait à l'est du bassin rhodanien à la hauteur de Vaison-la-Romaine (fig. 1).

L'aire de dépôt miocène a été, comme aux époques antérieures, étroitement contrôlée par la tectonique, ce que traduisent les variations de faciès, les taux de subsidence souvent élevés, et, plus généralement, la configuration d'ensemble du cadre paléogéographique. A la différence des dépôts néogènes du Couloir rhodanien généralement peu déformés, ceux de la bordure nord Ventoux-Lure ont été fortement affectés par une déformation compressive : plis serrés de Montbrun-les-Bains, Miocène de la vallée du Jabron largement impliqué dans le chevauchement de la montagne de Lure.

La présente étude donne une vue d'ensemble de ces dépôts peu connus, définit leur organisation et précise leur situation dans le cadre paléogéographique du Miocène rhodanien.

Localisation des dépôts miocènes

Les dépôts miocènes se répartissent en deux groupes principaux d'affleurements, l'un dans la région de Montbrun-les-Bains, entre Barret-de-Lioure et Savoillan, l'autre dans la vallée du Jabron entre Montfroc et



Fig. 2.- Localisation des affleurements de terrains miocènes au nord des massifs Ventoux-Lure.

Fig. 2.- Location of Miocene outcrops to the north of the Ventoux-Lure mountain range.

Saint-Vincent-sur-Jabron (fig. 2). Deux affleurements ponctuels, conservés au sud de Séderon : Macuègne-Bas et La Gourre sont des jalons entre les précédents. Enfin quelques témoins de dépôts miocènes se trouvent à l'écart des affleurements précités : au Rocher de Mévouillon au nord, dans le fossé de Sault-de-Vaucluse au sud, près d'Aurel.

La série miocène de Montbrun-les-Bains, la plus complète, servira de référence et les autres affleurements lui seront comparés. Les données biostratigraphiques étant particulièrement rares, la chronologie des dépôts a d'abord été établie à partir de critères lithostratigraphiques qui autorisent des corrélations fiables avec les séries mieux datées du Couloir rhodanien.

Le Miocène de Montbrun-les-Bains

Après les premières observations de Leenhardt (1883), Killian (1895) et Lapparent (1941), Blancherie (1963) a donné une description précise, accompagnée d'une cartographie détaillée, du Miocène de Montbrun-les-Bains qu'elle subdivise en quatre unités stratigraphiques. Les trois premières (M1, M2 a et b) sont rapportées au Burdigalien, la quatrième au « Vindobonien ».

Le découpage utilisé ici distingue cinq unités lithologiques notées M1 à M5

GÉOLOGIE DE LA FRANCE, N° 3, 2000

(Montenat *in* Saillard, 1991) (fig. 3). Le Miocène de Montbrun-les-Bains étant très vigoureusement structuré, le contact avec son substratum est rarement visible (fig. 4) ; il s'opère le plus souvent par faille avec les terrains du Barrémien et de l'Oligocène. Initialement, les couches de base du Miocène (M1) ont dû reposer en légère discordance sur l'Oligocène (calcaires en plaquettes et marnes lacustres), ou, localement (nord-est de Reilhanette), sur des paléoreliefs de calcaires barrémiens.

Les « calcaires sableux du Château » (unité M1) (fig. 3)

Il s'agit de calcaires bioclastiques (texture packstone) qui se signalent par leur richesse en grains de quartz souvent grossiers (millimétriques à pluri-millimétriques) et la présence de glauconie authigène logée dans les cavités de bioclastes (bryozoaires, foraminifères, balanes, etc.) ou enduisant des graviers et petits galets. Ces niveaux, en position subverticale, supportent l'ancienne agglomération de Montbrun et notamment le château qui domine le village.

Le conglomérat de base à galets bioperforés (*Gastrochenia* et *Lithodomus*), plus ou moins émoussés, occasionnellement verdis de glauconie, est généralement peu épais (quelques décimètres), à éléments de petite taille (centimétrique à pluricentimétrique). Localement (La Conche et Les Marignons, au nord-est de Reilhanette), il atteint plusieurs mètres de puissance (≥ 10 m au nord des Marignons) et comporte des galets bien émoussés de grande taille ($\leq 0,2$ m) au voisinage de paléoreliefs de calcaires barrémiens. Les galets sont d'origine locale : calcaires néocomiens, barrémiens et oligocènes, ces deux derniers abondants ; calcaires grésoglauconieux cénomaniens, chailles noires en petits galets peu arrondis empruntées à l'Oligocène (les plus fréquents), au Barrémo-Bédoulien ou exceptionnellement au Lutétien lacustre. La présence de galets de Tithonique, signalée par Blancherie (1963) laisserait supposer que l'épaisse couverture paléogène et crétacée (largement supérieure au millier de mètres) était déjà, au moins localement, affouillée par l'érosion lors de la transgression miocène.

Galets et graviers se retrouvent également dispersés dans les calcaires sableux sous la forme de coulées de débris occasionnelles.

La fraction détritique fine des calcaires sableux comporte des minéraux (feldspath, biotite, chlorite, tourmaline), originaires de régions plus internes des Alpes, témoignant d'apports fluviatiles. Ils peuvent aussi provenir du remaniement des couches lacustres oligocènes sous-jacentes dans lesquelles ces mêmes minéraux ont été signalés (Saillard, 1991). La fréquence des remaniements de





nannofossiles paléogènes est un autre indice d'apports terrigènes d'origine orientale où les dépôts nummulitiques marins sont présents.

Les calcaires sableux se présentent en bancs peu épais (0,2 à 0,5 m) vers la base, plus massifs vers le haut (0,5 à 1 m environ). Les bioclastes abondants sont variés : algues mélobésiées, serpulidés, balanes, térébratules, bryozoaires, échinodermes (échinides, ophiures), ostréidés et pectinidés, rares débris de madréporaires, dents de sélaciens, etc.. Les foraminifères comptent de nombreuses formes benthiques : Amphistegina, Cibicides, Bolivina, Elphidium crispum, Lenticulina, Cristellaria vortex, Discorbis, Orbitoides, Globulina, Osangulina, miliolidés, etc.. Les formes planctoniques sont rares et indéterminables. La macrofaune comporte des bryozoaires (nombreux Cellepora, Steginoporella rhodanica), des échinides (Echinolampas abondants comportant des formes juvéniles avec E. scutiformis et E. hemisphaerica, Echinus sp., Cyathocidaris aveniensis, Pericosmus cf. latus, Spatangus sp., Tripneuste planus ; voir révision des diagnoses in Philippe, 1996), des bivalves avec des pectinidés (Pecten pseudobeudanti, Chlamys davidi) et des Pycnodonta ainsi que des brachiopodes (Terebratula). Les pectinidés précités indiquent un âge burdigalien (Blancherie, 1963; Demarcq et Barbillat, 1971).

Les calcaires sableux montrent surtout des auges progradantes barkanoïdes de largeur métrique à décamétrique avec une puissance du remplissage métrique à plurimétrique. On observe aussi de nombreuses mégarides et rides progradantes de taille métrique à décimétrique ainsi que des chenaux. Les résultats de l'analyse courantologique (Garnier, 1999) sont cohérents et assez homogènes : le sens d'écoulement des chenaux sous-marins est très généralement dirigé vers l'ouest et l'WSW. C'est également le sens d'accrétion des rides et des auges barkanoïdes qui progradent dans le sens de la pente (fig. 5). On en déduit l'existence d'une pente sédimentaire inclinée vers l'ouestou l'WSW, c'est-à-dire vers le Couloir rhodanien.

Des rides de courant (ripples) de plus petite taille (cm) sont indicatives de régime tidal. Peu fréquentes, elles sont représentées par des feuillets progradants décimétriques très régulièrement dirigés



Fig. 4.- Carte géologique simplifiée du secteur de Montbrun-les-Bains (d'après Garnier, 1999), avec localisation des coupes de la figure 18. Fig. 4.- Geological sketch map of the Montbrun-les-Bains area (after Garnier, 1999), showing the location of the structural sections of Fig. 18.

vers l'est (fig. 5). Leur faible fréquence indiquerait une tranche d'eau relativement importante (plusieurs dizaines de mètres) et en conséquence un approfondissement assez rapide de l'aire de dépôt lors de la transgression miocène (voir plus loin les données paléoécologiques).

Un affleurement situé à l'est de Montbrun (en bord de la D542, cote 707, au nord du col d'Anraine), montre des chenaux entaillant sur plusieurs mètres de profondeur les calcaires détritiques stratifiés ou disposés en grands feuillets obliques. Ils peuvent aussi se recouper les uns les autres, prenant ainsi une disposition imbriquée (fig. 5). Certains chenaux sont remplis d'un matériel calcaréo-sableux similaire à celui qui est affecté par l'incision, mais enrichi en graviers et petits galets de calcaires ou de chailles (diamètre < 5 cm) d'origine locale. D'autres ont un remplissage bréchique constitué d'intraclasts anguleux et hétérométriques du même calcaire incisé, inclus dans une matrice peu abondante de faciès analogue, plus sableuse, faiblement indurée et riche en bioclastes. Il s'agit donc de coulées chenalisées de brèches intraformationnelles résultant du démantèlement et du remaniement de calcaires M1 ayant déjà subi un début de lithification (fragments plus ou moins anguleux). Les écoulements chenalisés de brèches s'opérant vers l'ouest, on en déduit l'existence d'une zone instable (seuil structural), soumise à des remaniements précoces de sédiments, située en amont vers l'extrémité orientale du secteur de Montbrun-les-Bains (environs de Barret-de-Lioure) (voir fig. 19 et 20).

Les informations paléoécologiques doivent être interprétées avec prudence, les restes d'organismes ayant été généralement déplacés par les courants ⁽¹⁾.

Un certain nombre de foraminifères benthiques, Miliolidae, Elphididae, Anomalinidae, Rotalidae, amphistégines et les balanes, caractérisent plutôt un milieu infralittoral. Par ailleurs, les Chlamys, térébratules, certains bryozoaires et des foraminifères benthiques Buliminidae et Lagenidae se rencontrent plutôt en milieu circalittoral supérieur. Il s'agit d'une paléobiocénose proche du « détritique côtier » (DC), située immédiatement en dessous de l'étage infralittoral, aux alentours de -50 à -80 m (Pérès et Picard, 1964; Barrier et Cauquil, 1996). La rareté des figures de courants de marée est en accord avec cette estimation; la fréquence des débris d'organismes issus de l'infralittoral, montre l'importance des déplacements sur la pente, sous l'action des courants.

La réduction des lithoclastes (en taille et en nombre) d'est en ouest, le développement des passées pélitiques, l'augmentation des Buliminidae et Lagenidae dans le même sens, traduisent un approfondissement du milieu de dépôt vers le secteur occidental. Cette disposition est conforme aux données de l'analyse courantologique (transit dominant sur une pente inclinée vers l'ouest).

Enfin, bien qu'il soit malaisé d'apprécier les variations de puissance du calcaire détritique M1 (le contact normal avec le substratum est rarement visible), on peut noter un épaississement de ces dépôts du nord vers le sud (de 30 à 60 m environ), l'aire la plus subsidente se situant au voisinage de l'accident bordier Ventoux-Lure (fig. 7 et 15).

Les « Marnes de Mercuès » (unité M2) (fig. 3)

Il s'agit de marnes sableuses ou silteuses, de teinte grise ou beige, bien exposées notamment dans le synclinal de Mercuès à l'est de Montbrun-les-Bains où leur épaisseur atteint au moins la centaine de mètres (voir plus loin variations de puissance). La transition avec les calcaires détritiques sous-jacents (M1) s'effectue par l'intermédiaire de calcaires marno-sableux. Les marnes M2 ont un faciès et un développement différents dans les parties nord et sud du secteur de Montbrun-les-Bains.

⁽¹⁾ Les interprétations paléoenvironnementales sont fondées sur le modèle de bionomie benthique de l'école d'Endoume (Pérès et Picard, 1964) dont la pertinence a été reconnue et dont l'application aux périodes miocènes a déjà été discutée (Masse, 1988 ; Barrier et Cauquil, 1996).



Fig. 5.- Affleurement des « Calcaires sableux du château » (M1) à l'est de Montbrun-les-Bains (bord de la route D 542, cote 707). La progradation des dépôts de calcaires sableux est interrompue par des arrêts de sédimentation (surface d'érosion) ou par des écoulements chenalisés de matériel sablo-conglomératique ou constitué de brèches intraformationnelles (remaniement précoce des calcaires sableux incomplètement lithifiés) (d'après Garnier, 1999). (Longueur de la coupe : environ 160 m).

Fig. 5.- Outcrop of the "Castle Sandy limestones" (M1) to the east of Montbrun-les-Bains (along the road D 542, altitude 707 m). Progradation of the sandy limestone was periodically interrupted by erosional surfaces and channel deposits including pebbly sandstones and sedimentary breccias (reworking of unlithified sandy limestones) (after Garnier, 1999). (Length of the section: about 160 m).

Dans la partie sud où elles sont les mieux développées (entre 100 et 150 m d'épaisseur, synclinaux de Mercuès et de Combe-Ferre), les marnes contiennent de nombreux foraminifères planctoniques et spicules de spongiaires. Il s'y intercale un ou deux niveaux de calcaires argilosableux (2 à 5 m d'épaisseur, texture wackestone/packstone) à graviers et bioclastes de milieu infralittoral (amphistégines, Miliolidae, Elphididae). Ces niveaux correspondent à des écoulements gravitaires (coulées sableuses sans granoclassement marqué) d'extension limitée (plurihectométrique à kilométrique) qui ne s'observent pas de manière constante dans les différents affleurements.

Les « Marnes de Mercuès » contiennent des septarias calcaires de grande taille (diamètre 0,5 à 1 m) dont Blancherie (1963) a donné une première description accompagnée d'une localisation cartographique (voir également Garnier, 1999). Les principaux groupements de septarias se rencontrent dans le synclinal de Mercuès, à la Citadelle et au sud de Combe-Ferre. Ce sont des corps calcaires ovoïdes (calcaire micritique gris à silt quartzeux, fines paillettes de muscovite, grains de glauconie et spicules de spongiaires). Une cavité de petite dimension peut en occuper le cœur, tapissée de calcites et de cristaux de pyrite. Les septarias sont parcourues de fentes rayonnantes, donnant en surface un réseau polygonal de fissures plus ou moins calcitisées. La genèse de ces corps calcaires, souvent regardés comme des « météorites » (*sic*) dans la tradition locale, n'est pas élucidée. L'intervention éventuelle de facteurs biologiques dans leur formation n'a pu être démontrée à l'échelle macroscopique ou microscopique.

En dehors de rares petits bioclastes (ostracodes, bryozoaires, pectinidés, fins radioles d'oursins limivores, etc.) la fraction biogène des marnes est essentiellement constituée de spicules de spongiaires et de foraminifères. Ces derniers comportent une forte proportion de formes planctoniques : petites globigérines (Globigerina bulloides, G. trilobus) et Heterohelicidae (Plectofrondicularia spp.). En dépit de leur abondance, les foraminifères planctoniques sont peu diversifiés et comptent peu d'espèces caractéristiques du point de vue biostratigraphique. Les foraminifères benthiques, en revanche, sont nombreux et variés avec un développement particulier des Buliminidae (Bolivina, Bulimina, Uvigerina, Brizalina, Stilostomella, etc.) et des Lagenidae (Dentalina, Fissurina, Lenticulina, Lagena, Marginula, etc.). Uvigérines et Lenticulines sont des formes caractéristiques d'environnement vasicole. L'association rencontrée correspond à un milieu circalittoral (Cauquil, 1992). La paléobiocénose est vraisemblablement de type « vases terrigènes côtières » (VTC) qui occupe la moitié inférieure de l'étage circalittoral (aux alentours de 100 m de fond). Les marnes prennent épisodiquement un aspect brunâtre, laminé, à petites écailles de poissons, qui trahit une tendance, au moins locale et périodique, au confinement.

L'association *G trilobus - G bulloides* indique le Burdigalien supérieur. Le nannoplancton est relativement pauvre en espèces caractéristiques. Cependant l'association *Helicosphaera amphiaperta -Sphenolithus heteromorphus* indique la NN4 du Burdigalien supérieur. L'examen du nannoplancton a révélé en outre la persistance d'un nombre important de formes remaniées du Nummulitique des régions plus orientales.

Dans la partie nord du secteur de Montbrun-les-Bains, les marnes M2 ont un faciès sensiblement différent. Les coupes levées au nord-ouest de Montbrun-les-Bains (sud de CombeAubert), partie nord de Combe-Ferre et à Combeau (Garnier, 1999) montrent une nette réduction des marnes M2 dont l'épaisseur ne dépasse pas une trentaine de mètres (fig. 7). On n'y observe ni intercalation gravitaire ni septaria. Plus au nord encore, au nord de Combe-Ferre (est du ravin d'Angros) et à la Roche-Guérin, l'intervalle sédimentaire correspondant à M2 ne dépasse pas une vingtaine de mètres de puissance. Il est constitué de calcaires argilo-sableux friables, beiges. Les foraminifères planctoniques y sont rares; les formes benthiques comportent davantage de représentant du milieu infralittoral (amphistégines, Miliolidae, Elphididae). La fraction détritique y est aussi plus abondante (graviers calcaires et de chailles).

Ces données indiquent que le net épaississement, du nord vers le sud, des dépôts M2 s'accompagnent d'un approfondissement de l'aire de dépôt dans la même direction. L'évolution bathymétrique s'effectue au sein de l'étage circalittoral (entre circalittoral supérieur et inférieur) et peut illustrer le passage du détritique côtier (DC) (nord de Combe-Ferre) aux vases terrigènes côtières (VTC), ces dernières recevant quelques écoulements gravitaires de faible extension (coulées sableuses).

Les « calcaires de Reilhanette » (unité M3)

Il s'agit de calcaires bioclastiques beiges, formant une barre bien marquée dans le paysage au nord de Reilhanette (Combeau, Combe-Ferre). Ils comportent des niveaux très riches en pectinidés (« dalle à Chlamys » visible en bordure de la route D72, de Reilhanette à Savoillan ; Blancherie, 1963). Dans ces différents endroits, le calcaire M3, très compact, se présente en bancs massifs, généralement dépourvus de figures sédimentaires. Il est toujours nettement plus pauvre en éléments détritiques (grains de quartz et graviers divers) et en glauconie que le calcaire M1. Le microfaciès, à texture packstone, montre une nette prédominance des débris d'algues mélobésiées, bryozoaires, échinides et ophiures, pectinidés et foraminifères benthiques (amphistégines, Anomalinidae, Miliolidae, Elphididae, etc.). Les Buliminidae sont peu représentés; les foraminifères planctoniques sont rares. De la glauconie authigène se

développe occasionnellement dans des loges de bryozoaires.

Les mélobésiées se présentent parfois en accumulations de rhodolithes (diamètre pluricentimétrique) proches du « faciès à pralines» de Pérès et Picard (1964). La macrofaune comporte de grosses colonies plus ou moins roulées de bryozoaires Retepora et Cellepora, des échinides (Echinolampas sp., Echinus sp.; voir réexamen des formes rapportées à ce genre in Philippe, 1996) et des pectinidés (Chlamys praescabriusculus, Chlamys pavonacea, Ch. macrotis). Périodiquement, des coquilles de Chlamys ont couvert le fond marin de manière quasi continue. La disposition des valves a convexité systématiquement tournée vers le haut indique l'action de courants de fond relativement forts (« dalle à Chlamys » mentionnée plus haut ; face nord-est du sommet de la Citadelle, etc.). L'environnement de dépôt se situe probablement dans l'infralittoral inférieur, entre 20 et 40 m et reçoit quelques apports de faunes remaniées de l'infralittoral supérieur (amphistégines par exemple).

Du point de vue biostratigraphique, la présence de Chlamys pavonacea et de Chlamys praescabriusculus indique encore le Burdigalien (Demarcq et Barbillat, 1971). Compte tenu de l'âge des « Marnes de Mercuès » (M2) sous-jacentes, ces calcaires doivent être placés dans le Burdigalien sommital. Comme les niveaux précédents, ils s'épaississent du nord vers le sud, la variation de puissance étant cependant ici de moindre ampleur (environ 30 m au nord de Combe-Ferre contre une cinquantaine au sud) (voir fig. 7). L'épaississement est bien visible, localement. Ainsi, le synclinal perché au sommet de la colline de la Citadelle (nord de Montbrun-les-Bains) montre des flancs asymétriques. Les premiers bancs de calcaire M3 visibles sur le flanc sud se biseautent et disparaissent les uns après les autres vers le nord, au contact des marnes M2 et ne se retrouvent pas sur le flanc nord (fig. 6). La variation de puissance observée est d'environ 4 m pour une distance N-S (après dépliage du synclinal) d'environ 15 m. Ceci correspondrait à une ouverture vers le sud de l'éventail sédimentaire M3 d'environ 15°, ce qui représente une forte pente sédimentaire, eu égard à la nature marneuse du substrat (M2). Il est peu probable que les calcaires M3 aient comblé en « onlap » une telle pente préexistante. La disposition en éventail du calcaire M3 résulte plus vraisemblablement d'une déformation synsédimentaire progressive se traduisant par un basculement vers le sud de l'aire de dépôt.

A l'est de Savoillan, entre la Roche-Guérin et les Marignons au sud, les calcaires M3 sont exceptionnellement minces (moins de 20 m d'épaisseur). Cette zone anomalique, déjà signalée par une forte réduction des termes sous-jacents (M1 et M2) semble correspondre à la formation, pendant la sédimentation miocène, d'un anticlinal d'axe sub-E-W, à peu près parallèle à l'accident bordier Ventoux-Lure (voir fig. 7).

La mobilité tectonique pendant le dépôt des calcaires M3 est également indiquée par la présence de « slumps » (Le Clos, à l'ouest de Montbrun-les-Bains) et de bréchifications synsédimentaires. De petites failles en ciseaux



Fig. 6.- Interprétation du biseau sédimentaire des « Calcaires de Reilhanette » (M3) dans le synclinal perché de La Citadelle (nord de Montbrun-les-Bains).

Fig. 6.- Schematic illustration of the pinch-out of the "Reilhanette limestones" (M3); La Citadelle syncline (north of Montbrun-les-Bains).



Les « sables marneux de Combe-Ferre » (unité M4)

Ces dépôts forment le remplissage des synclinaux de Combe-Ferre, ravin de Combe-Ferre et des Marignons, entre Montbrun-les-Bains et Savoillan (fig. 4).

La succession comporte trois termes principaux (fig. 3) :

- un calcaire argileux gris sombre lumachellique (épaisseur maximale 1 m) succède sans transition aux calcaires M3. Il est bien visible au sud de Combe-Ferre et dans le ravin de Combe-Ferre, tandis qu'à l'ouest (synclinal des Marignons) il se subdivise en plusieurs lits fossilifères au sein d'argiles grises. Le calcaire lumachellique contient des petits galets (< 2 cm) pour la plupart d'origine locale (calcaires barrémiens et oligocènes, grès calcaréo-glauconieux cénomaniens, chailles noires) ou plus lointaine (quartz



Fig. 7.- Variations de puissance et corrélations des unités lithostratigraphiques miocènes de la région de Montbrun-les-Bains.

Fig. 7.- Thickness variations and correlations of the Miocene lithostratigraphic units of the Montbrun-les-Bains area.

filonien), verdis de glauconie. La lumachelle est essentiellement constituée d'une faune de bryozoaires diversifiée (déterm. M. Moissette) (tabl. 1) associée à des *Echinus* sp., *Chlamys gentoni*, dents de sélaciens (*Odontaspis* sp., *Carcaias* sp., *Lamna* sp.). La faune de foraminifères comporte de rares formes planctoniques (*Globigerina*) et une association benthique plus variée : anomalinoïdes, *Cibicides, Brizalina, Stillostonella, Elphidium crispum, Operculina, Ammonia, Gyroidina, Textularia*, etc..

- des marnes sableuses ou silteuses gris bleu (environ 5 m) succèdent au calcaire lumachellique. La fraction détritique (< 0,5 mm) des marnes diminue d'est en ouest. A leur partie supérieure, ces marnes montrent (ravin de Combe-Ferre) des terriers rapportés aux types *Arthrophycus annulatus* (échinide ou polychète) et *Sabularia simplex* (annélide ; Ksiazkiewicz, 1977). Le contenu faunistique des marnes est pauvre (absence de bryozoaires) ; les foraminifères présents ne diffèrent pas de ceux répertoriés dans la lumachelle ;

- des sables marneux micacés gris bleuté ou jaunâtres, souvent massifs et irrégulièrement indurés, forment le reste de la série (\geq 70 m). Ils contiennent des graviers et de petits galets de roches locales (Barrémien, Cénomanien) ou d'origine lointaine (amphibolite, quartz filonien, radiolarite rouge). La faune, rare et mal conservée, constitue une association appauvrie (bryozoaires et foraminifères ; tabl. 1) par rapport à celle qui est contenue dans la lumachelle de base.

Les figures sédimentaires indicatives de courants (feuillets progradants, chenaux) ont été observées uniquement dans la partie occidentale (synclinal des Marignons). Elles indiquent des courants dirigés essentiellement vers le secteur ouest (Garnier, 1999). Les figures de battements de marées (flaser structures) sont peu fréquentes.

Des conglomérats lenticulaires épais d'environ 2 m correspondant à des remplissages de chenaux (imbrication des galets indiquant un courant dirigé vers l'ouest à Combe-Ferre) s'intercalent au sein des sables marneux. Les galets inclus dans une matrice sablo-marneuse jaunâtre indurée sont variés : matériaux d'origine locale (Crétacé, Oligocène);

	Vallée du Jabron			Montbrun	
	L1	L2	L3	Base M4	Milieu M4
Adeonella polystomella	+				
Alderina sp.	+				
Annectocyma sp.				+	
Aplousina bobiesi	+				
Berenicea striata				+	
Biflustra sawarti	+				+
Calpensia calpensis	+			+	
Cellaria fistulosa	+			+	+
Cellepora sp.				+	+
Celleporaria palmata	+	+		+	+
Celleporina costasi	+				
Chychocella angulosa			+		
Copidozoum tenuirostre	+				
Cribellopora latigastra	+				
Cribrilaria innominata	+				
Dakaria goniostoma	+				
Diplosolen obelium	+				
Escharella variolosa	+				
Escharella ventricosa	+				
Escharina dutertrei	+				
Echaroides coccinea	+			+	
Echaromea atlantica	+			,	
Examoned anamica Frondinora varrucosa	+			+	
Herentia latreillae	+				
Hincksing Jaronorg	+				
Hinnodintosia sp	,			+	
Hippoulpiosid sp.				+	
Hippopleurijeru sp.	+			1	
Hornara frondiculata	+			+	
Idmidronag coronopus				+	
Liehenoporg echimulata				-	
Lichenopora mediterranea	+			sp	
Lichenopora prolifera	- T - L				
Lichenopora prolijera Mambuaninova spininosta	- T				
Memoranipora magneting	т			+	
Mesenteripora meanarina Matuguahodotog aguui				т	
Mieropova eoviasea			т		
Micropord cortased	- T - L	T			
Microporella rhodanica	- T - L				
Microporella rhodanica	- T			1	
Myriapora iruncaia	- T				
	+				
Disciple angulosa demarcqi	+				
Plagloecia sarniensis	+			1	1
Porella cervicornis				+	+
Porella decorata	+			1	1
Releportaea coronopus				+	+
Rhamphonotus appenaiculata		+			
Schizobrachiella sanguinea	+				
Schizomavella auriculata	+				
Schizoporella dunkeri	+				
Sertella cellulosa	+				
Smittoidea reticulata			+		ļ
Steginoporella rhodanica	+				
Steraechmella buski	+				
Stromatopora sp.	+				
Thalamoporella neogenica	+				
Trectocycloecia dichotoma	+			+	+
Turbicellepora coronopus	L		+		
Turbicellepora tubigera			+		
Umbonula monoceros	+				
Umbonula paraboucheti	+				

L1 : lumachelle 1, L2 : lumachelle 2, L3 : lumachelle 3

Tabl. 1.- Distribution des bryozoaires dans les « Sables marneux de Combe Ferre » (M4, base et partie moyenne) et dans les horizons de lumachelle (L1 à L3 ; *cf. fig. 10*) des « Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail ».

Table 1.- Distribution of bryozoans in the "Sables marneux de Combe Ferre" (M4 of Montbrun-les-Bains; base and middle part) and in the lumachelle beds (L1 to L3; cf. Fig. 10) of the "Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail" [Jabron valley]. galets exotiques (≤ 5 cm de diamètre) originaires des Alpes internes (radiolarite, quartz filoniens, calcaire gréseux rouge), blocs anguleux (décimètre, jusqu'à environ 1 m) et galets plus ou moins arrondis de calcaire bioclastique du M3, dont le démantèlement est vraisemblablement consécutif à une structuration préalable, notamment dans le secteur de Combe-Ferre. Les chenaux conglomératiques remanient en outre de nombreuses *Crassostrea crassissima*.

D'un point de vue paléoenvironnemental, l'abondante faune de bryozoaires diversifiés présente dans la lumachelle de base (tabl. 1) fournit des indications paléoécologiques précises (Debourle, 1974; Pouyet, 1973; Harmelin, 1976). Les morphologies vinculariiformes et adéoniformes sont dominantes ; d'après Pouyet (1973), une telle association atteint un premier maximum de fréquence vers - 40 m. Debourle (1974) indique que les adéoniformes se rencontrent entre - 40 et - 50 m sur les fonds coralligènes de Méditerranée. Les vinculariiformes trahissent un milieu calme. La faune considérée comporte environ 65 % de formes érigées et 35 % de formes encroûtantes. Harmelin (1976) indique des pourcentages sensiblement identiques sur les fonds coralligènes actuels de Méditerranée vers - 40 m. Le niveau lumachellique de base correspond à une paléobiocénose proche de celle du type coralligène située vers la limite de l'infralittoral et du circalittoral supérieur entre 40 et 60 m. Mélobésiées, balanes et foraminifères Elphididae et Rotalidae se rencontrent de manière sporadique dans un tel milieu; les Buliminidae et Globigerinidae v sont rares.

Les marnes grises succédant à la lumachelle correspondent à un milieu appauvri, sans doute à cause d'un taux d'envasement trop élevé incompatible avec l'épanouissement des bryozoaires, mais aussi par réduction de la tranche d'eau.

Les sables marneux qui succèdent aux marnes renferment une association de bryozoaires proche de celle de la lumachelle mais beaucoup plus pauvre en individus (à l'exception de *Biflustra savarti*) (tabl. 1) ; il en va de même pour les foraminifères benthiques. La présence de strates obliques implique l'action de courants de fond. Ces sables indiquent de nouveau un approfondissement : la paléobiocénose est proche de celle des « sables grossiers sous courants de fond » (SGCF) en limite inférieure de l'infralittoral (30 - 40 m).

Les *Crassostrea crassissima* sont des organismes supportant une certaine dessalure. Leur remaniement dans les chenaux conglomératiques laisse supposer qu'elles se sont développées en milieu littoral envasé au voisinage de l'embouchure d'un cours d'eau déversant périodiquement des produits détritiques grossiers.

Blancherie (1963) attribue un âge « helvétien » à l'unité M4 succédant aux calcaires M3 d'âge burdigalien sommital. En fait, le nannoplancton contenu dans les marnes grises, au-dessus de la lumachelle à bryozoaires présente encore une association d'*Helicosphaera ampliaperta* et *Sphenolithus heteromorphus* (déterm. M.C. Janin) caractéristique de la NN4 définie par Martini et Müller (1986) comme étant d'âge burdigalien supérieur à langhien basal.

Les variations d'épaisseur de l'unité M4 ne peuvent être appréciées, cette dernière étant tronquée au sommet par l'érosion récente ou ancienne (miocène). La série la plus épaisse observée (environ 150 m) est située à l'extrémité occidentale du secteur, au voisinage de l'accident bordier Ventoux-Lure (Les Marignons), ce qui laisse supposer la persistance d'une subsistence active au voisinage de cet accident (fig. 7 et 15).

Les « conglomérats de Montfroc » (unité M5)

Des sables marneux et des marnes sableuses beiges ou rougeâtres, à passées conglomératiques (chenaux fluviatiles) reposent en discordance angulaire accusée sur les sables marneux M4 (discordance atteignant 45° au maximum), par l'intermédiaire d'une surface de ravinement, dans le synclinal de Combe-Ferre (puissance 20 à 30 m) (fig. 3, 4, 13 et 15). Il est à noter que le synclinal de Combe-Ferre était déjà asymétrique, avec un flanc nord plus redressé, lors du dépôt des conglomérats M5. L'appellation « Conglomérats de Montfroc » fait référence aux dépôts fluviatiles analogues mieux représentés dans la vallée du Jabron, notamment à Montfroc (Montenat, 1968) (voir plus loin).

La composition des galets est assez comparable à celle observée dans les conglomérats de l'unité M4 :

- nombreux galets d'origine locale de calcaires néocomiens, barrémiens, grès calcaires glauconieux du Cénomanien, calcaires et chailles lacustres du Lutétien et de l'Oligocène ; des galets de calcaire tithonique ont été signalés par Blancherie (1963) ; les remaniements de calcaire M3 sont abondants ;

- les galets d'origine lointaine sont plus variés : quartzite grossier rose (Trias), calcaire gréseux rouge (« Argovien » briançonnais ; Flandrin, 1961), granite à muscovite, gneiss riche en feldspaths, micaschiste, radiolarite, variolite, dolérite plus ou moins altérée, etc.. L'association radiolarite-variolite indique une origine interne (zone piémontaise).

Dans la vallée du Jabron, les niveaux similaires ont livré une faunule de gastéropodes pulmonés indiquant le « Vindobonien » (= post-Burdigalien ; Montenat, 1968). Ces dépôts continentaux clôturent la sédimentation miocène de la région de Montbrun-les-Bains.

Le Miocène du fossé d'Aurel - Sault-de-Vaucluse

Au sud de Montbrun-les-Bains, des témoins subtabulaires de Miocène reposent en discordance sur le Cénomanien (nord d'Aurel) ou le Paléogène (Éocéne supérieur au nord d'Aurel et Stampien au sud) (Blancherie, 1963 ; Saillard, 1991).

Les différents affleurements présentent un même faciès : calcirudites conglomératiques à la base à galets d'origine locale (calcaire à chailles du Barrémo-Bédoulien, grès cénomaniens), suivies de calcaires bioclastiques riches en mélobésiées et bioclastes variés (débris d'Halimeda, échinides, coraux, balanes, bryozoaires cellépores, ostréidés, pectinidés et foraminifères benthiques, amphistégines, Elphidium et Miliolidae). Ces calcaires contiennent une fraction notable de grains de quartz, de graviers (quartz chaille, calcaires mésozoïques) et de glauconie qui les rapprochent des « Calcaires sableux du Château» (unité M1 de Montbrun-les-Bains, voir fig. 13).

Les foraminifères, balanes, ainsi que l'algue *Halimeda*, sont caractéristiques

d'un milieu infralittoral. Au Richarneau (jalon le plus méridional des dépôts), la présence de vermets (Saillard, 1991) indique une très faible tranche d'eau (quelques mètres). Dans ce contexte général infralittoral, les vermets et la prolifération des algues calcaires caractérisent une biocénose proche de celle des « algues photophiles » (AP) (entre quelques mètres et une vingtaine de mètres de fond). Ces niveaux assimilés à ceux de M1 de Montbrun-les-Bains, se sont donc déposés à moindre profondeur que ces derniers, montrant ainsi une réduction de la tranche d'eau du nord vers le sud

Il est à noter que la mer miocène (M1) s'est avancée jusqu'ici dans une dépression tectonique préexistante (fossé oligocène de Sault-de-Vaucluse) profondément entaillée entre Mont-Ventoux et montagne de Lure (Saillard, 1991). Compte tenu de la faible importance de la tranche d'eau révélée par la nature des dépôts, on peut en déduire que les reliefs adjacents précités constituant les épaulements du fossé n'ont pas été atteints par la transgression miocène. D'autres arguments (voir plus loin) conduisent à admettre qu'une grande partie du massif Ventoux-Lure est restée émergée au Miocène.

Les calcaires affleurant au nord d'Aurel, relativement tendres, faciles d'accès et peu affectés par la tectonique (à la différence de leurs équivalents de Montbrun-les-Bains) ont été exploités dès l'époque romaine, les « molasses » (pierres tendres) à algues miocènes ayant été particulièrement prisés des bâtisseurs gallo-romains. Les anciennes carrières du Chassis conservent des traces d'exploitation et notamment des pierres de grand appareil dont l'extraction est restée inachevée.

Le Miocène du Rocher de Mévouillon

Le Rocher qui domine le village de Mévouillon-Gresse, au nord de Montbrunles-Bains supportait le fort de Mévouillon démantelé sous le règne de Louis XIV et dont il ne subsiste aucun vestige. Ce puissant entablement, de contour triangulaire, allongé sur environ 400 m du nord au sud est constitué de calcaires détritiques massifs du Miocène, exposés dans des falaises abruptes hautes d'une cinquantaine de



Fig. 8.- Coupe générale des dépôts miocènes progradants (M1) du Rocher de Mévouillon, fortement discordants sur le Crétacé supérieur du synclinal de la Méouge (d'après Garnier, 1999).

Fig. 8.- General field section of the Miocene prograding deposits (M1) in the "Rock of Mevouillon". Note the strong unconformity between the Miocene and the Late Cretaceous deposits (after Garnier, 1999).

mètres, sur ses faces nord, ouest et sud-est. Ces escarpements ne s'atténuent qu'à l'extrémité sud de l'affleurement qui en constitue aussi le point culminant (1119 m).

Le Miocène sub-horizontal repose en discordance angulaire accusée sur les couches du Cénomanien et du Turonien redressées entre 70° et 90° (fig. 8). Ces terrains appartenant au large synclinal E-W de la Méouge qui s'étend sur une quinzaine de kilomètres à l'est de Mévouillon, étaient donc déjà fortement structurés avant le dépôt du Miocène. Il en allait de même pour la structure anticlinale de la Montagne de Bouvrège située plus au nord, au droit de Mévouillon, qui a évolué en chevauchement à vergence sud (voir plus loin). Des failles affectant les niveaux cénomaniens et turoniens sont cachetées par les dépôts miocènes (Boussin, 1993). La présence de calcaires en plaquettes à empreintes végétales (roseaux) en éboulis, sur le flanc nord du rocher révèle la présence de l'Oligocène ponctuellement conservé là entre le Crétacé et le Miocène. L'organisation générale des dépôts apparaît de manière spectaculaire dans les falaises du rebord sud-est qui montrent une succession de grandes strates obliques longues d'environ 150 m en moyenne, progradant vers le sud ou le SSW avec une pente d'une vingtaine de degrés. La succession des dépôts est donc à examiner suivant le même sens, du nord au sud. Les stratifications (bancs épais de 1 à 2 m en moyenne), bien marquées dans les 2/3 septentrionaux de la falaise, s'estompent dans la partie sud, en relation avec une variation notable de faciès (fig. 8).

La base de la série (au nord) est un conglomérat à matrice calcaréo-sableuse, épais d'environ 2 m. Les galets (diamètre ≤ 5 cm, souvent de taille centimétrique) sont d'origine locale : débris de chailles du Barrémien et du Turonien, grès calcaire et calcaires gréseux glauconieux du Cénomanien et du Turonien, calcaires sublithographiques beiges (Berriasien probable).

Au-dessus se développe un ensemble calcaréo-détritique qui forme l'essentiel du dépôt. Les bioclastes : algues mélobésiées, coraux coloniaux, mais aussi ditrupes, bryozoaires (essentiellement des Celléporidés), débris d'échinides, brachiopodes, balanes, ostréidés, pectinidés et foraminifères (amphistégines, operculines, Elphidium sp., Textularia sp.) sont mêlés à des lithoclastes (grains de quartz, débris de chailles, graviers calcaires) et à des grains de glauconie authigène pour partie remaniée du substratum crétacé, dont l'abondance décroît vers le haut. Les passées conglomératiques d'épaisseurs décimétriques, dispersées sur toute l'épaisseur de la série ont la même composition d'ensemble que le conglomérat de base (persistance des apports de calcaire sublithographique, prédominance des calcaires gréso-glauconieux cénomano-turoniens) et traduisent la pérennité d'apports détritiques chenalisés. Par ailleurs, des remaniements précoces de calcarénite partiellement lithifiée, résultant de la déstabilisation de feuillets progradants, donnent lieu à des écoulements périodiques de brèches intraformationnelles (puissance \leq 50 cm).

L'épaisseur des bancs augmente vers le sud (de métrique à plurimétrique), tandis que la pente sédimentaire s'atténue (fig. 8). Les dépôts les plus méridionaux, correspondant à la partie distale (visible) du système progradant, sont des accumulations de rhodolithes qui se substituent latéralement aux calcarénites. La base de ces dépôts remanie des blocs de matériaux cénomano-turoniens et s'infiltre de façon spectaculaire entre les bancs subverticaux du Crétacé.

La progradation des dépôts vers le secteur sud ou SSW est confirmée par les imbrications de galets des chenaux qui indiquent aussi un transit vers le sud. Par ailleurs, les matériaux des grands corps progradants vers le sud sont repris (surtout dans leur partie inférieure) par de petites rides décimétriques à feuillets obliques inclinés vers l'est ou vers l'ouest. Ces figures bidirectionnelles correspondent à des courants de marée E-W (Boussin, 1993 ; Garnier, 1999) (fig. 8).

La géométrie des grands strates obliques montre que la sédimentation s'est opérée sous une tranche d'eau d'au moins une cinquantaine de mètres (circalittoral supérieur). La forte inclinaison des pentes sédimentaires atteignant la vingtaine de degrés favorise la remobilisation de faune infralittorale et les remaniements de dépôts incomplètement lithifiés. Dans cet intervalle circalittoral supérieur, la biocénose est de type « détritique côtier » (DC), passant à des « fonds à pralines » (rhodolithes) dans la partie distale où le taux de sédimentation est moins élevé.

En l'absence d'arguments déterminants, les similitudes de faciès et le contexte paléogéographique (courantologie des apports chenalisés dans la partie orientale du secteur de Montbrun-les-Bains, voir plus haut et fig. 8), conduisent à rapprocher les dépôts miocènes de Mévouillon de l'unité M1 de Montbrunles-Bains.

La présence de galets de calcaires lithographiques (Berriasien) originaires du secteur nord montre que la structure anticlinale de Bouvrège séparant les vastes cuvettes synclinales crétacées de la Méouge au sud, et de Saint-Auban au nord, était déjà profondément érodée au Miocène. La présence de cette structure antiforme mobile d'axe E-W (zone haute source d'apports détritiques) est cohérente avec la création et l'évolution du prisme sédimentaire de Mévouillon progradant vers le sud.

Les mouvements tardifs (Miocène supérieur ou plus récent) qui ont conduit à l'accentuation des structures (chevauchement vers le sud de la structure de Bouvrège) se traduisent essentiellement dans le Miocène demeuré subtabulaire par la formation de nombreux plans stylolithiques verticaux de taille exceptionnelle (hauteur des plans décamétriques, pics horizontaux décimétriques) bien visible dans la falaise occidentale. Les plans espacés de 20 à 50 cm ont des directions variant de N090° à N120°, les pics horizontaux indiquent une direction de raccourcissement comprise entre N00° et N30° (Garnier, 1999). Cette déformation est sans doute en relation avec la proximité du chevauchement de Bouvrège, dont le front est aujourd'hui à moins d'un kilomètre au nord du Rocher de Mévouillon.

Le Miocène de Macuègne-Bas

A l'extrémité orientale du secteur de Montbrun-les-Bains, les dépôts miocènes très fortement comprimés sont réduits à des témoins discontinus de calcaires détritiques du M1 (Le Moulin). Ils réapparaissent à l'est de Barret-de-Lioure, au nord de la D 542 au hameau de Macuègne-Bas (porcherie), 5 km avant d'atteindre Séderon. Les affleurements y sont de dimension réduite (une centaine de mètres). Les terrains intensément fracturés et fortement redressés sont impliqués dans un couloir de faille complexe qui constitue un segment de l'accident Ventoux-Lure. Deux ensembles lithologiques sont représentés (voir fig. 7).

Calcaires marneux

Il s'agit de calcaires plus ou moins marneux et sableux de teinte jaunâtre qui reposent sur le Cénomanien marno-gréseux ; le contact précis avec le Crétacé n'est pas visible : étiré par faille, ou plus probablement (sub) normal, en faible discordance (environ 5° de discordance angulaire). Des calcaires lacustres oligocènes en plaquettes associés à des marnes sableuses beiges et à des lentilles conglomératiques à galets de calcaires crétacés et de chaille (Berriasien à Barrémien) se trouvent en contact par faille contre le Miocène à quelques dizaines de mètres plus à l'ouest.

Les calcaires marno-sableux, épais de quelques mètres, à texture packstone, renferment des bioclastes et quelques fossiles correspondant à une faune relativement diversifiée : brachiopodes, bryozoaires, échinides, ostréidés et pectinidés, ditrupes, ostracodes et foraminifères planctoniques rares (Globigerinidae) et benthiques plus variés (*Anomalinoides* sp., *Cibicides* sp., *Elphidium crispum*, Miliolidae, Textularidae et autres agglutinants.

Par leur faciès, ces niveaux se rapprochent à l'évidence des « Marnes de Mercuès » (M2) de Montbrun-les-Bains ; ils sont cependant plus calcareux. Les données paléoécologiques assez pauvres n'apportent pas de données précises ; le milieu de dépôt se situe probablement vers la limite de l'infralittoral et du circalittoral supérieur, c'est-à-dire à une profondeur sensiblement plus faible que pour les marnes M2 de Montbrun-les-Bains. La présence de ditrupes suggère une certaine turbidité des eaux.

Calcaires bioclastiques massifs

Ces calcaires grisâtres ou gris-beige épais d'une vingtaine de mètres succèdent en continuité aux calcaires marno-sableux. Le contenu faunistique : serpulidés, ditrupes, bryozoaires, débris de balanes, échinides. brachiopodes, pectinidés (Chlamvs) et foraminifères (Elphidium, amphistégines, etc.) est accompagné de nombreuses algues mélobésiées, fréquemment sous forme de rhodolithes. La fraction détritique est réduite (grains de quartz, petits débris de chailles) associée à quelques grains de glauconie authigène. La texture originelle est de type packstone ; la micrite a été recristallisée en microsparite (influence de la fracturation ?). Ces niveaux peuvent être comparés aux « Calcaires de Reilhanette » (unité M3 de Montbrun-les-Bains). Le milieu est probablement proche de la limite infralittoral/circalittoral. L'affleurement de Macuègne-Bas appelle les remarques suivantes :

- les calcaires détritiques comparables à l'unité M1 de Montbrun-les-Bains n'ont pas été observés ; il est probable qu'ils ne se sont pas déposés ici ;

- les terrains miocènes représentés s'apparentent clairement aux unités M2 et M3 de Montbrun mais elles auraient été de moindre épaisseur et se seraient déposées sous une tranche d'eau plus réduite notamment en ce qui concerne les calcaires marneux (M2) qui sont ici très pauvres en foraminifères planctoniques (fig. 13);

- il n'a pas été observé d'affleurements correspondant aux unités M4 et M5.

Le Miocène de La Gourre

Situé à l'est de Macuègne-Bas, le lambeau miocène de La Gourre est impliqué dans la structuration complexe du flanc sud de l'anticlinal de Séderon, au voisinage de l'accident Ventoux-Lure. Il est vigoureusement déformé, abondamment fracturé et ses rapports avec les terrains encaissants notamment les marnes oxfordiennes, s'effectuent par failles. Un bloc de calcaire en plaquettes blanc (Oligocène) se trouve préservé dans le même secteur et ne peut être relié à aucun des terrains avoisinants.

Les calcaires miocènes de La Gourre avaient déjà été repérés par P. Termier (1927, *in* Lapparent, 1941) qui avait cru y voir du Nummulitique marin, probablement en raison de la détermination erronée d'amphistégines confondues avec des nummulites.

L'affleurement qui se présente sur environ 250 m de long suivant une direction ENE-WSW présente trois termes distincts (voir fig. 7).

Les calcaires (cf. unité M3 de Montbrun)

Il s'agit de calcaires bioclastiques gris à beiges très comparables à ceux de Macuègne-Bas (packstone à forte sparitisation de la matrice), visible sur une moindre épaisseur (environ 5 m). Les *Chlamys*, abondants et accumulés par niveaux, rendent évidentes les similitudes avec les « calcaires de Reilhanette » (M3) de Montbrun.

Les sables marneux (cf. unité M4 de Montbrun)

Des sables marneux grisâtres à passées grésifiées se superposent aux calcaires sans que le contact précis soit visible (environ 6 m d'épaisseur). Le faciès des sables, la nature des bioclastes (notamment la fréquence des bryozoaires) et des lithoclastes (éléments d'origine allochtone : feldspaths, biotite, radiolarite, quartz filonien, etc.) sont autant de points communs avec les « sables marneux de Combe-Ferre » (unité M4 de Montbrunles-Bains) d'une part, avec la série similaire de la vallée de Jabron « Alternances marnosableuses de Châteauneuf-Miravail », (voir plus loin), d'autre part.

Marnes rouges à galets

Des marnes sableuses marbrées de gris et de rouge-orangé, visibles sur environ 2 m d'épaisseur contiennent des galets généralement bien roulés dont la nature est comparable à celle des conglomérats de Monfroc (voir plus loin) ou des conglomérats M5 de Montbrun-les-Bains (prédominance de galets exotiques comportant notamment des calcaires roux sénoniens et des radiolarites).

On ne peut savoir s'il existait à La Gourre des niveaux miocènes antérieurs aux calcaires M3 ou si ces derniers étaient directement transgressifs ici sur le substratum. C'est en tout cas le dernier témoin vers l'est de ces calcaires M3 qui n'existent pratiquement plus dans la vallée du Jabron.

Les affleurements de Macuègne-Bas et de La Gourre semblent donc montrer un biseautage et une disparition progressive vers l'est des niveaux inférieurs représentés à Montbrun-les-Bains (unités M1 à M3 ; fig. 7). La déformation tectonique intense qui affecte les couches miocènes dans ces deux sites ne permet pas de donner une démonstration indiscutable d'une telle évolution qui apparaît cependant hautement probable.

Le Miocène de la vallée du Jabron

Les terrains miocènes de la vallée du Jabron s'étendent d'ouest en est sur une dizaine de kilomètres, de l'ouest de Montfroc jusqu'au sud de Saint-Vincentsur-Jabron. La quasi-totalité des dépôts est constituée d'alternances marnosableuses de milieu marin. Les dépôts fluviatiles sus-jacents sont localisés vers l'extrémité occidentale (Montfroc).

Les dépôts marins reposent, en discordance au nord, sur des terrains d'âges variés : le plus souvent les marnes sableuses bleu sombre du Cénomanien (20° à 30° de discordance angulaire), plus localement des niveaux paléogènes attribués au Lutétien, à l'Éocène supérieur et à l'Aquitanien lacustre (Lange, Le Passavour ; Montenat, 1968) (10° à 20° de discordance angulaire avec l'Éocène, accordance observée localement avec l'Aquitanien) (fig. 9).

Au sud, les dépôts miocènes sont impliqués dans des écaillages de terrains cénomaniens : sud de Saint-Vincent-sur-Jabron, sud-ouest des Brochiers (Châteauneuf-Miravail), sud-ouest de Curel (La Bégue), situés au front du chevauchement de la Montagne de Lure (chevauchement vers le nord de la barre Tithonique, ou localement des niveaux oxfordiens sous-jacents) (Delécolle, 1968).

Les conglomérats miocènes fluviatiles surmontent en continuité, sans discordance visible, les dépôts marins sous-jacents (sud-est de la Bégue). A Montfroc et les Anières, ils sont faillés de toute part contre les terrains crétacés.

La série marine « Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail »

La série marine miocène de la vallée du Jabron dénommée ici « Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail » affleure particulièrement bien sur le territoire de cette ancienne commune aujourd'hui désertée (colline Philibert, l'Orme, le Cimetière, etc.). Elle a été étudiée notamment par Killian (1888) et Delécolle (1968) qui ont recueilli des faunes abondantes (scutelles, pectinidés, dents de sélaciens, etc.) attestant un âge burdigalien.

Il s'agit d'alternances irrégulières de marnes bleutées plus ou moins sableuses et micacées et de sables calcareux plus ou moins indurés, de teinte grise à jaunâtre. L'ensemble a une épaisseur d'environ 500 m et tend à s'amenuiser vers l'est



Fig. 9.- Carte géologique simplifiée de la vallée du Jabron (d'après Garnier, 1999).

Fig. 9.- Geological sketch map of the Jabron valley area (after Garnier, 1999).

(voir plus loin). Les principaux ensembles lithologiques sont les suivants (fig. 10 ; niveau a à f)).

a. La lumachelle de base

Succédant à un lit de galets d'origine locale enduits de glauconie, irrégulièrement distribué (partie orientale : colline de Philibert, sud des Curniers), la série débute généralement par un niveau de calcaire argilo-sableux à lumachelle (≤ 1 m) très riche en bryozoaires (environ 45 espèces recensées ; tabl. 1), balanes (*Balanus tintinabulum, B. concavus*), ostracodes (*Basslerites* sp., *Cytherella orthezensis*), mollusques (turritelles, débris d'ostréidés et de pectinidés), et foraminifères benthiques peu diversifiés (*Stillostomella* sp., *Elphidium* spp.).

Le dépôt et son contenu faunique sont très comparables à ceux de la lumachelle de base de l'unité M4 de Montbrun-les-Bains. Toutefois, les bryozoaires membraniporiformes dominent ici sur les vinculariiformes et adéoniformes ce qui laisserait deviner une tranche d'eau un peu moins importante (milieu infralittoral compris entre 20 et 40 m d'eau). Les balanes s'accordent bien de cette profondeur. Les bryozoaires sont particulièrement abondants là où existent les graviers et galets verdis (colline de Philibert ; sud des Curniers), les petits substrats durs constituant probablement un support de prédilection pour ces organismes. Le rapport entre formes branchues (60 %) et encroûtantes (30 %) est comparable à ce que l'on observe actuellement en Méditerranée sur les fonds à petits substrats durs (Harmelin, 1976).

Les marnes (≤ 10 m) qui succèdent à la lumachelle sont pauvres en bryozoaires (envasement). La microfaune de foraminifères benthiques (nombreux Elphididae, Rotalidae et Anomalinidae) semble caractéristique d'un milieu infralittoral. La fréquence des Buliminidae, généralement bien représentés à partir du milieu circalittoral, ne contredit pas cette interprétation. On sait que ces derniers peuvent se trouver dans les petits fonds si le milieu est turbide, riche en fines particules restant en suspension (Cauquil, 1992). Ceci illustre ce qu'est, dans son ensemble, la sédimentation des « Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail » : des fonds soumis alternativement à l'envasement ou aux courants, en milieu infralittoral inférieur.

A l'est du méridien des Curniers (sud des Clausas), la lumachelle de base et la dizaine de mètres de marnes qui la surmonte s'amenuisent et disparaissent, premier indice d'un phénomène plus général de biseautage du Miocène vers l'est, en « onlap » sur son substratum crétacé.

b. Unité sableuse inférieure

Les sables marneux jaunâtres, coupés d'intercalations marneuses inframétriques comportent des passées plus ou moins indurées dont une barre gréseuse (environ 6 m; sud des Clausas et de Curel) marquée dans la topographie. Cette unité sableuse atteint environ 135 m d'épaisseur. Elle est bien exposée dans la colline de Philibert et au sud de Lange. Des éléments d'origine exotique, tels que feldspaths (orthoclases, plagioclases et microclines), biotite, épidote, quartz automorphes rougeâtres (« quartz de Compostelle » originaires du Trias), graviers de radiolarites, etc., apparaissent dans la fraction détritique. La faune peu abondante ne montre pas de variations notables sur toute l'épaisseur de la série : débris de balanes, pectinidés, ostréidés (dont Crassostrea crassissima), quelques bryozoaires et foraminifères benthiques et des échinides (Parascutella paulensis, Amphiope bioculata, Schizaster sp., Déterm. H. Soudet). A noter la présence d'une passée (0,5 m) marno-sableuse bioconstruite à vermets au sud de Lange.

Dans le même secteur, les sables montrent un ichnofaciès à *Arthrophycus annulatus* et *Sabularia simplex* déjà observé dans l'unité sédimentaire M4 de Montbrun-les-Bains. On y récolte aussi des fragments de bois flottés ainsi que de nombreuses dents de sélaciens déjà signalées en ces lieux par Kilian (1888) et Flandrin (1963) (voir également Garnier, 1999).

Au-dessus des cinquante premiers mètres dépourvus de figures sédimentaires particulières, les sables présentent, tant dans la colline de Philibert qu'au sud de Lange, de nombreuses structures sédimentaires : feuillets obliques progradants, auges barkanoïdes, chenaux, ripple-marks, flaser-structures et imbrications de galets. L'analyse sédimentologique (Garnier, 1999) met en évidence trois unités de dépôt à l'intérieur d'un corps deltaïque d'échelle kilométrique progradant vers le sud, puis vers le SSE et à nouveau vers le sud (fig. 10 et 11). Cette progradation est alimentée par des apports fluviatiles dont témoigne la présence de bois flottés, mollusques continentaux (hélicidés, mélanidés), galets et graviers d'origine lointaine. Les nombreuses Crassostrea crassissima observées dans ces niveaux peuvent indiquer un milieu dessalé par des apports d'eau douce.

Le cours d'eau alimentant le corps deltaïque a pu être guidé par un couloir d'accident N 20 actif dès le Lutétien (Garnier, 1999), qui correspond à la vallée de la Druigne actuelle.

Ces apports terrigènes étaient soumis à des courants de marée (flaser-structures, ripples, petits feuillets obliques, témoins de courants bidirectionnels). Les courants résultant des battements de marées sont orientés ENE-WSW à WNW-ESE. Les auges indiquent un transit sur le fond dirigé systématiquement vers l'ouest : c'est dans ce sens que s'opère l'approfondissement du milieu de dépôt. Ainsi, l'alimentation en produits terrigènes originaires du secteur nord (apports latéraux) se combine avec une redistribution longitudinale des sédiments vers l'ouest (courants de fonds dominants) (fig. 11).

Le milieu de dépôt est infralittoral supérieur à en juger par le caractère littoral de la faune et les figures sédimentaires (quelques mètres à une dizaine de mètres d'eau).

Des figures de liquéfaction de sédiments marno-sableux et marno-silteux et des indices d'expulsions de fluides sont visibles dans la colline de Philibert (environ 84 m de la base ; Garnier, 1999). Ces structures liées à la nature tixotropique du sédiment sont peut-être engendrées par des chocs séismiques (séismites).

c. La deuxième lumachelle (fig. 10)

D'épaisseur modeste (≤ 1 m), elle n'a été observée que dans la moitié orientale de la zone d'affleurement (est de la vallée



Fig. 10.- Coupe synthétique des dépôts miocènes de la vallée du Jabron (d'après Garnier, 1999) (a à f : description dans le texte).

Fig. 10.- General section of the Miocene deposits in the Jabron valley area (after Garnier, 1999) (a to f: see description in the text).



Fig. 11.- Reconstitution schématique de l'éventail deltaïque miocène de la vallée du Jabron (secteur de Lange) (d'après Garnier, 1999) (stades 1 à 4, voir dans le texte).

Fig. 11.- Schematic reconstitution of the Miocene fan-delta of the Jabron valley (Lange area) (after Garnier, 1999) (stages 1 to 4, see in the text).

de la Druigne). A la différence de la lumachelle de base, elle compte peu de bryozoaires (tabl. 1). Les échinides sont surtout des *Psammechinus* (*P. dubius* ; *P. dubius var. microphinus*, *P. delphinus*) associés à *Schizaster lovisatoi* (déterm. H. Soudet). La malacofaune est assez variée : *Chlamys* sp., *Ostrea lamellosa, Anomia ephipium, Clavatula* sp., *Natica* sp., *Turritella* sp., *Strombus* sp, *Voluta* sp., *Pirula condita* (déterm. D. Merle).

L'ensemble se place dans l'étage infralittoral (10 à 20 m) ; quelques formes (bryozoaires, échinide *Psammechinus*) indiquent un milieu d'herbier bénéficiant d'un taux de sédimentation réduit.

A l'extrémité orientale de la zone d'affleurement (sud de « Sous-les-Baumes » au droit de Saint-Vincent-sur-Jabron), la lumachelle est remplacée latéralement par un calcaire blond rugueux (packstone/ grainstone) épais d'environ deux mètres, à rares grains de quartz et de glauconie, foraminifères benthiques littoraux abondants et nombreux Chlamvs praescabriusculus (Delécolle, 1968). Ce calcaire surmonte environ six mètres de marnes bioclastiques miocènes reposant, elles-mêmes, en discordance sur le Cénomanien. Ainsi, entre les « Clausas » où se biseaute la première lumachelle (voir plus haut) et l'affleurement des calcaires de « Sous les Baumes » équivalent latéral de la deuxième lumachelle (sites distants d'environ 1500 m), la partie inférieure de la série miocène s'est amenuisée d'ouest en est, d'environ 150 m de puissance (fig. 9 et 13). Ce dispositif en onlap traduit la transgression progressive vers l'est de la mer miocène, qui recouvre progressivement un substrat crétacé plus ou moins profondément érodé.

d. Les deuxième et troisième unités sableuses

Sur une épaisseur moyenne de 160 m, deux corps sableux, épais respectivement de 35 et 80 m d'épaisseur alternent avec des épisodes marneux épais de 15 à 25 m (colline de Philibert notamment). Les corps sableux montrent la persistance d'apports continentaux venus du secteur nord, dont témoignent les remaniements de gastéropodes continentaux et d'otolites de poissons d'eau douce (Siluriforme Arius sp. et Saccula sp.; déterm. H. Lapierre). La présence des Crassostrea crassissima peut signaler, comme précédemment, une dilution de l'eau de mer par des apports fluviatiles. Les associations fauniques des marnes comme des sables (balanes, bryozoaires, scutelles, foraminifères benthiques) se placent dans l'étage infralittoral supérieur (quelques mètres à 10 m d'eau).

Le premier corps sableux montre un ichnofaciès à *Tuberculichnus meandrinis* et *Helmintohopsis temis* correspondant à des traces d'annélides (Ksiazkiewicz, 1977). Delécolle y a recueilli *Gigantopecten restitutensis* (= *Chlamys latissima* var. *restitutensis*) indiquant un âge burdigalien (Demarcq et Barbillat, 1971).

e. La troisième lumachelle

Elle affleure uniquement dans la partie médiane des affleurements au sud des Brochiers (est de la Druigne). Son épaisseur est de l'ordre de 0,5 m. La faune de bryozoaire est abondante mais peu diversifiée (tabl. 1), associée à des *Parascutella paulensis, Ostrea lamellosa* et *Anomia ephippium.* Cette faune montre un mélange d'élément de l'infralittoral supérieur et de l'infralittoral inférieur.

f. Marnes et grès supérieurs (fig. 10)

La partie supérieure de la série $(\leq 200 \text{ m})$ est à dominance de marnes sablo-micacées bleutées, comportant deux intercalations gréseuses épaisses (10 à 15 m) dans leur moitié inférieure et des bancs gréseux (0,2 m) échelonnés dans la moitié supérieure.

Les marnes comportent plusieurs niveaux riches en échinides (*Parascutella*

paulensis, P. paulensis morphe lorioli, Schizaster sp.), les épisodes gréseux contiennent également des Parascutella paulensis et des Schizaster lovisatoi et S. eurynotus. Les marnes sablo-micacées sommitales affleurant à l'est de la Bègue sont fossilifères (Boussin 1993) : mollusques (Chlamys sp., Ostrea lamellosa, Thracia sp., Anomia sp., vénéridés, lucinidé, pinidés, Cardium burdigalinum, Tapes sp., Meretrix sp., Turitella sp., Pvrula sp., vermets en position physiologique, échinides (Parascutella paulensis), balanes (Balamus concavus, B. tintinabulum), bryozoaires dont Biflustra savarti, ostracodes (Aurila sp., Miocyprideis fortisensis, Pokornyella deformis, Basslerites bosqueti, Hemicyprideis villandrautentis, Cytheretta orthezensis, Cytheromorpha sp.). La microfaune benthique est peu variée (Ammonia, Elphidium, Rotalia, Cibicides). Le milieu est clairement infralittoral (sables infralittoraux) en domaine abrité.

La microfaune planctonique est peu abondante : *Globorotalia* cf. *mayeri*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. trilobus sacculifer*, *G. bisphaericus*, cette dernière espèce indiquant un âge burdigalien supérieur à langhien basal (déterm. M. Toumarkine).

Le nannoplancton (déterm. M.C. Janin) compte surtout des formes remaniées du Crétacé et du Paléogène ; cf. Montbrun-les-Bains). D'après M.C. Janin, *Sphenolithus heteromorphus* pourrait être présent dans la partie sommitale des marnes mais l'état de conservation des échantillons ne permet pas une détermination certaine ; cette espèce indiquerait l'intervalle NN4-NN5 (Burdigalien terminal-Langhien) en accord avec la présence de *G bisphaericus*. Il est vraisemblable que le sommet de la série marine miocène du Jabron atteigne le début du Langhien (cf. Unité M4 de Montbrun-les-Bains).

Les « conglomérats de Montfroc »

Les conglomérats continentaux de Montfroc ont d'abord été signalés par Flandrin (1961) qui les attribua à l'Oligocène, considérant que la succession visible à l'est de la Bègue (fig. 9) est en série inverse et en se fondant sur des comparaisons avec les «molasses rouges» de la région de Barrème qui contiennent aussi des galets exotiques, originaires des Alpes internes. Montenat (1968) met en évidence la position stratigraphique des conglomérats de Montfroc, superposés aux couches du Miocène marin non renversées. La superposition s'observe à l'est de Montfroc, au lieu-dit « Le Grand » et à l'ouest de Montfroc en allant au hameau des Anières (fig. 9).

Au Grand, la transition avec les marnes sablo-micacées bleutées est graduelle, par l'intermédiaire de marnes sableuses grises (environ 4 m), suivies d'un banc (0,5 m) de grès jaunâtre supportant un cordon de gros galets bien roulés d'origine non locale (calcaires jaunes du Crétacé supérieur de régions plus orientales) (fig. 10); le conglomérat présente des galets perforés (lithodomes) et des Ostrea lamellosa roulées. Succèdent à ce niveau des marnes sableuses marbrées de gris et de rouge-saumon (≤ 40 m) à pédotubules et nodules calcaires pédogénétiques. Dans les premiers mètres, les marnes rougeâtres ont livré des hélicidés (Helix sylvana, H. orbignii) d'âge postburdigalien (« Vindobonien » auct., probablement Miocène moven : Montenat. 1968). L'environnement de dépôt de cette série est de type plaine d'inondation deltaïque à l'arrière d'un dispositif d'estuaire ou de baie.

Des lits de galets et des chenaux conglomératiques à matrice sableuse, s'intercalent dans les marnes rougeâtres (chenaux et dépôts de plaine d'inondation). La taille des galets varie de 2 à 20 cm. Ils sont pour la plupart au moins décimétriques, bien roulés, présentant souvent des cupules d'impressions, ou découpés en segments décalés les uns par rapport aux autres, les fragments restant soudés entre eux. Ces déformations sont en relation avec les fortes compressions subies par les conglomérats (front chevauchant de Lure). Les galets d'origine locale, nettement minoritaires sont empruntés aux calcaires crétacés : Berriasien et plus souvent Barrémien. Flandrin (1961) avait reconnu la nature exotique de nombreux galets : diabase, radiolarite, quartzite, « marbre de Guillestre », calcaire brun de «l'Argovien» briançonnais, etc. S'y ajoutent des galets de conglomérats roses à quartz filoniens (Permo-Trias), des serpentinites et des roches volcaniques; la variolite indique clairement des apports originaires de la zone piémontaise (Montenat, 1968).

Les mesures d'imbrications de galets dans les chenaux (Boussin, 1993; Garnier, 1999) indiquent, après débasculement et déduction du pendage tectonique, un sens de courant dirigé systématiquement vers le secteur sud (entre N 140 et N 210, pour la plupart entre N 170 et N 210).

On a noté que les apports fluviatiles originaires des Alpes internes se sont manifestés tôt dans la sédimentation marine de la vallée du Jabron. Le réseau fluviatile apportant ces matériaux à la mer s'est installé sur le couloir du Jabron, accompagnant ainsi le retrait de la mer.

Corrélations stratigraphiques

Lithostratigraphie

Le Miocène de Montbrun-les-Bains comporte cinq unités lithologiques, bien individualisées par leurs caractéristiques faciologiques, dont on retrouve les équivalents dans d'autres parties de la région étudiée (fig. 3 et 13).

Les calcaires détritiques miocènes du fossé d'Aurel-Sault-de-Vaucluse et du rocher de Mévouillon se rattachent aisément aux « Calcaires sableux du Château » (unité M1). Ainsi, les calcaires M1 paraissent être cantonnés dans la moitié occidentale de la région considérée (fig. 13).

Les « Marnes de Mercuès » (unité M2 de Montbrun) ne se rencontrent, à l'est de Montbrun-les-Bains, qu'à Macuègne-Bas, où elles présentent un faciès plus calcareux et un contenu faunistique qui laissent deviner une moindre profondeur de dépôt, probablement liée à une position plus marginale.

Les « Calcaires de Reilhanette » (unité M3) sont présents, avec une épaisseur modeste, à Macuègne-Bas et La Gourre. Dans cette dernière localité, les similitudes de faciès avec les calcaires de Reilhanette sont particulièrement étroites (dalles à *Chlamys*). Les calcaires M3 ne sont pas représentés plus à l'est dans la vallée du Jabron.

Les « Sables marneux de Combe-Ferre » (unité M4 de Montbrun) ont un faciès similaire à celui des « Alternances



Fig. 12.- Composition de la fraction argileuse des dépôts miocènes - a. M1 (Montbrun-les-Bains) - b. M2 (Montbrun-les-Bains) évolution d'est (droite) en ouest (gauche) - c. M4 (Montbrun-les-Bains) évolution d'est (droite) en ouest (Gauche) - d. M4 (Jabron) évolution de bas (droite) en haut (gauche) - e. M5 (Jabron, La Gourre et Montbrun-les-Bains).

Fig. 12.- Clay minerals of the Miocene deposits - a. M1 (Montbrun-les-Bains) - b. M2 (Montbrun-les-Bains) Evolution of clay minerals from east (right) to west (left) - c. M4 (Montbrun-les-Bains) Evolution of clay minerals from east (right) to west (left) - d. M4 (Jabron) Evolution of clay minerals from the base (right) to the top (left) - e. M5 (Jabron, La Gourre and Montbrun-les-Bains).

marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail » dans la vallée du Jabron, similitude renforcée par la présence, dans les deux séries, de lumachelle à bryozoaires. Dans la vallée du Jabron, ces niveaux sont directement transgressifs sur le substrat anté-miocène et se biseautent en onlap vers l'est.

Les « conglomérats continentaux de Montfroc » et de La Bègue (vallée du Jabron) se retrouvent vers l'ouest à La Gourre et dans le secteur de Montbrunles-Bains (M5), caractérisés dans tous les cas par la présence de galets exotiques originaires des Alpes internes.

La distribution des minéraux argileux (Garnier, 1999) apporte des compléments utiles aux corrélations lithologiques (fig. 12). Les « Sables marneux de CombeFerre » (M4) et les « Alternances marnosableux de Château-Miravail» (Jabron) ont les mêmes assemblages de minéraux argileux caractérisés par la présence de chlorite en quantité appréciable (10 à 20 %). Les marnes associées aux conglomérats fluviatiles de Montfroc (M5) ont une composition similaire. En revanche, les « Marnes de Mercuès » (M2) montrent une association différente : la chlorite y est peu représentée, voire absente. Ainsi, les deux épisodes marneux principaux de la série miocène (M2 et M4) ont des caractères minéralogiques distincts. La proportion notable de chlorite dans les niveaux M4 et M5 est à mettre en relation avec les apports de matériaux exotiques (reconnus à l'échelle macroscopiques) originaires des Alpes internes (schistes lustrés et chloritoschistes du domaine piémontais).

Biostratigraphie

Les données biostratigraphiques sont rares et peu précises. La biozonation des pectinidés (Demarcq et Barbillat, 1971) place les unités sédimentaires M1, M2, M3 dans le Burdigalien. Les organismes planctoniques rencontrés dans l'unité M2 : (biozone à *Globigerinoides trilobus* et nannoplancton NN4 à *H. amphiaperta* et *S. heteromorphus*) sont en accord avec cette attribution.

A Montbrun-les-Bains comme dans la vallée du Jabron, la partie inférieure de l'unité M4 appartient encore au Burdigalien. Dans ses termes plus élevés, elle atteindrait le Miocène moyen (Langhien) d'après les quelques données recueillies dans la vallée du Jabron (est de la Bègue). Les Conglomérats de Montfroc



Fig. 13.- Corrélations des dépôts miocènes entre la vallée du Rhône et la vallée du Jabron. *Fig. 13.- Correlations of Miocene deposits from the Rhône valley to the Jabron valley.*

(M5) sont attribuables au Miocène moyen, sans plus de précisions.

Comparaisons avec les domaines adjacents

a. Couloir rhodanien

A l'ouest de Montbrun-les-Bains, des témoins de Miocène attribuables à l'unité M1 existent encore à l'ouest de Savoillan, impliqués dans le chevauchement à vergence nord de Mont-Ventoux. Au-delà, vers l'ouest, des placages de calcaires organogènes et détritiques (similaires à l'unité M1) transgressifs sur des reliefs irréguliers entaillés dans les calcaires barrémo-bédouliens de la retombée nord du Ventoux annoncent, dans le secteur de Pas-du-Ventoux, les séries miocènes du Couloir rhodanien qui affleurent largement à partir d'Entrechaux et de Vaisonla-Romaine (fig. 2). La succession stratigraphique miocène de cette dernière région se compare aisément à celle précédemment décrite au nord des massifs Ventoux-Lure (voir plus loin corrélations séquentielles, fig. 14). Le Burdigalien y est constitué d'une trilogie faciologique, soit de bas en haut :

- grès et calcaires sableux glauconieux, comportant à la base un niveau irrégulièrement développé de galets d'origine locale verdis de glauconie ;

- marnes sableuses ;
- calcaires bioclastiques.

Ces niveaux dans lesquels on reconnaît facilement les faciès des unités M1, M2 et M3 se superposent ou passent latéralement de l'un à l'autre, plus ou moins largement.

Au-dessus se développe l'épaisse série (environ 500 m) de sables et grès marneux micacés, de teinte gris bleu ou jaunâtre (connus localement sous le nom de « safre ») à chenaux et grandes stratifications obliques, formant les « Sables et grès de Valréas », rapportés à la fin du Langhien et au Serravallien (Cavelier et al., 1991). La partie inférieure de ces alternances marno-sableuses surmontant les calcaires burdigaliens, non datée dans la région d'Entrechaux-Vaison, serait l'équivalent des « Grès de Grignan » ou des « Grès roux du Comtat » (Demarcq, 1962; Philippe, 1987; Cavelier et al., op. cit.) attribués au Langhien. De fait, la limite Burdigalien-Langhien n'est pas fixée avec plus de précisions ici que dans les régions de Montbrun-les-Bains ou du Jabron (M4).

Trois niveaux conglomératiques principaux sont intercalés dans les « Sables et Grès de Valréas ». Le premier, affleurant au nord et à l'ouest d'Entrechaux (« Conglomérat de la Roche-Galière »), est situé dans la partie inférieure, sur des niveaux considérés comme langhiens par comparaison avec les « Grès de Grignan » (cf. supra). Il contient des galets originaires des Alpes internes (voir plus loin). Les deux autres niveaux, « Conglomérats de Puyméras » et « conglomérats de Nyons », situés respectivement aux deuxtiers et au sommet des Sables de Valréas sont rapportés au Serravallien. Les galets sont constitués de roches d'origine subalpine proche.

b. Bassin de Digne

Les dépôts marins du Miocène inférieur et moyen du bassin de Digne sont constitués essentiellement de dépôts terrigènes (marnes, grès et conglomérats) de milieu infralittoral voire intertidal (niveaux classiques du Burdigalien à ripple marks et empreintes de pas d'oiseaux; Tessier, 1990). Les apports de galets originaires des Alpes internes sont importants à plusieurs reprises (niveaux rapportés au Burdigalien et formation des poudingues de Valensole). La sédimentation y est beaucoup plus puissante que dans la vallée du Rhône (environ 1500 m dans la partie nord-est du bassin pour le Miocène inférieur et le début du Miocène moyen et 2000 m pour les poudingues de Valensole, débutant au Serravallien et se poursuivant jusqu'au Pliocène). Cette forte puissance est la conséquence d'une



Fig. 14.- Corrélations des séquences de dépôts du Miocène de la vallée du Rhône (d'après Parize *et al.*, 1999) et de la région de Montbun-les-Bains (unités sédimentaires M1 à M5).

Fig. 14.- Correlations of Miocene depositional sequences in the Rhône valley (after Parize et al., 1999) and the Montbrun-les-Bains area (sedimentary units M1 to M5).

subsidence active du bassin situé au front de l'arc de Digne (Rousset, 1981). Les limites d'étages, notamment la limite Burdigalien/Langhien ne sont pas fixées avec précision, faute de données biostratigraphiques fiables (Demarcq, 1962 ; Gigot *et al.*, 1982 ; Graciansky *et al.*, 1982).

A la différence de ce qu'a été constaté précédemment à propos du Couloir rhodanien, la succession miocène du bassin de Digne ne montre pas de similitudes lithostratigraphiques avec les séries étudiées au nord de Ventoux-Lure. Aucun argument ne permet d'ailleurs d'envisager l'existence éventuelle d'un bras de mer reliant le bassin de Digne à la vallée du Jabron (Tessier, 1990).

Corrélations séquentielles

Le découpage séquentiel est établi à partir des données d'environnements de dépôts (paléoprofondeurs, géométrie des corps sédimentaires) présentées dans la première partie de ce travail et synthétisées sur les courbes paléobathymétriques des figures 3 et 10.

Les séquences de dépôt de Montbrun-les-Bains

L'analyse de la coupe du Miocène de Montbrun-les-Bains montre une succession de quatre séquences de dépôt qui, compte tenu de l'intervalle de temps en question, peuvent être considérées comme des séquences d'ordre 3 (fig. 3) :

- la séquence S1 comprend un cortège transgressif composé du conglomérat de base, des « Calcaires sableux du Château » (M1) et de la base des « Marnes de Mercuès » (M2). Le maximum d'inondation est atteint au niveau du premier banc carbonaté dans les marnes en milieu circalittoral inférieur. Le cortège de haut niveau est constitué par le reste des Marnes de Mercuès ;

- la séquence S2 comprend un cortège transgressif représenté par l'ensemble des « Calcaires de Reilhanette » (M3). Le maximum d'inondation est atteint dans les calcaires marneux fossilifères (lumachelle) à la base de la formation des « Sables marneux de Combe Ferre » (M4) en milieu circalittoral supérieur. Le cortège de haut niveau se développe dans les marnes sableuses puis, dans les sables marneux de la formation de Combe Ferre ;

- la séquence S3 s'inscrit dans le reste de la formation de Combe Ferre avec un cortège transgressif marqué par l'apparition de détritique grossier conglomératique. Le maximum d'inondation est réalisé dans les sables en milieu infralittoral inférieur. Le cortège de haut niveau, sableux de milieu littoral est tronqué par la séquence suivante ;

- la séquence S4 n'est représentée que par les restes du cortège de haut niveau de milieu continental. La base de cette séquence, montre une incision marquée dans la séquence précédente.

Les séquences de dépôt de la Vallée du Jabron

La coupe du Miocène de la vallée du Jabron montre également quatre séquences de dépôt (fig. 10) :

- la séquence S1 n'est pas complète en raison du diachronisme de la transgression (fig. 13). Le cortège transgressif est tronqué et la séquence débute par un niveau lumachellique qui représente le maximum d'inondation en milieu infralittoral inférieur. Le cortège de haut niveau s'inscrit dans les sables massifs de l'unité sableuse inférieure. Le maximum régressif est attesté par l'apparition des faciès progradants d'influence deltaïque ;

- la séquence S2 comprend un cortège transgressif illustré par les faciès tidaux de la fin de l'unité sableuse inférieure. Le maximum d'inondation est atteint dans la deuxième lumachelle en milieu infralittoral inférieur. Le cortège de haut niveau s'inscrit dans la deuxième unité sableuse dans laquelle les apports d'origine continentale sont de plus en plus présents ;

- la séquence S3 débute avec un cortège transgressif développé dans les sables de la troisième unité sableuse. Son maximum d'inondation est atteint avec la troisième lumachelle en limite des milieux infralittoral inférieur et supérieur. Le cortège de haut niveau est particulièrement développé dans les marnes et grès supérieurs ;

- la séquence S4 n'est représentée que par la base du cortège transgressif, montrant des faciès de plaine d'inondation deltaïque et de fond de baie. Il faut noter que le passage entre les séquences 3 et 4 est progressif, sans incision, à la différence de ce que l'on observe à Montbrun-les-Bains.

Les corrélations à l'échelle des bassins au nord du massif Ventoux-Lure

Le découpage séquentiel réalisé sur les coupes de Montbrun-les-Bains et de la vallée du Jabron permet de proposer les corrélations régionales suivantes sur un profil globalement W-E (fig. 13), contrôlées par les données biostratigraphiques disponibles.

a. Le cortège transgressif de la séquence S1 est enregistré sur presque toutes les coupes à l'exception de celle située le plus à l'est (coupe de Jabron Est). La transgression marine n'atteindra ce secteur que durant le maximum d'inondation de la séquence S2.

Entre la vallée du Rhône et Montbrun-les-Bains, ce cortège transgressif est surtout constitué par les faciès bioclastiques de l'unité M1 et par une partie des faciès argilo-silteux de l'unité M2. Un ombilic de subsidence est bien marqué entre Mévouillon et Montbrun.

Les coupes de Macuègne-Bas et de La Gourre montrent un cortège transgressif réduit marqué exclusivement par des faciès calcaires bioclastiques (M3).

b. Le cortège de haut niveau de S1 se développe essentiellement dans les argiles et argiles silteuses entre la vallée du Rhône et Montbrun en contexte subsident. A l'est, entre Macuègne-Bas et la vallée du Jabron, les faciès restent carbonatés et d'épaisseur réduite. c. Le cortège transgressif de S2 ramène une sédimentation carbonatée bioclastique sur l'ensemble du profil. La subsidence demeure plus active à l'ouest. Le maximum d'inondation de cette séquence amène un recouvrement marin complet, en faciès carbonaté, avec les premiers dépôts transgressifs sur la coupe du Jabron Est. A cette époque, les dépressions subsidentes sont comblées. Les faciès de type calcaires bioclastiques recouvrent l'ensemble de la zone étudiée.

d. Le cortège de haut niveau de S2 est peu développé sur l'ensemble des coupes avec des faciès détritiques sableux ou silto-argilo-sableux.

e. La séquence S3 est bien enregistrée sur l'ensemble des coupes. Elle s'exprime dans les sables et les sables argileux de l'unité M4. La séquence est complète à l'est avec un maximum d'inondation bien marqué par un niveau lumachellique à faune diversifiée de l'infralittoral inférieur et un cortège de haut niveau qui évolue progressivement vers l'émersion.

A l'ouest, à partir de Montbrun, le toit de la séquence S3 est tronqué par les faciès du cortège de haut niveau de la séquence S4, particulièrement érosifs.

f. La séquence S4 montre à l'est les premiers dépôts d'un cortège transgressif. A l'ouest, seule une partie du cortège de haut niveau est préservée. Le toit de S3 et le cortège transgressif de S4 ayant été érodés par la progradation particulièrement forcée des faciès continentaux du cortège de haut niveau de S4.

Comparaison avec le bassin de Valréas

La série miocène du Bassin de Valréas, d'un millier de mètres d'épaisseur, a fait l'objet d'études stratigraphiques détaillées (Lesueur *et al.* 1990 ; Parize *et al.* 1999). D'après ces auteurs, elle s'organise en sept séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, du Burdigalien au Tortonien (fig. 14 ; seules les cinq premières séquences sont représentées).

Le découpage séquentiel de la base de la série de Valréas s'avère très comparable à celui des bassins situés au nord du Massif Ventoux-Lure (fig. 14).Les quatre premières séquences (S1 à S4) montrent la même organisation. Les épaisseurs de



Fig. 15.- Evolution transverse (N-S) des dépôts miocènes du secteur de Montbrun-les-Bains (d'après Garnier, 1999).

Fig. 15.- Evolution of the Miocene deposits in the Monbrun-les-Bains area (north-south section; after Garnier, 1999).

dépôt sont semblables à l'exception de la séquence S1 plus épaisse, de 50 m, dans la région de Montbrun-les-Bains montrant ainsi l'activité de la gouttière subsidente située au front de l'accident Ventoux-Lure.

Une grande différence entre ces deux régions apparaît à la base de la séquence S4 car à cette époque (Langhien supérieur ou Serravallien basal ?) la gouttière Ventoux-Lure émerge alors que le bassin de Valréas connaît son maximum de subsidence et reste actif jusqu'au Tortonien.

Implications stratigraphiques

Le découpage séquentiel en quatre séquences de 3^{ème} ordre, reconnu tant dans le bassin de Valréas (Parize et al., 1999) que dans les bassins au nord du Massif Ventoux-Lure (ce travail), est classiquement reconnu pour la période allant de l'Aquitanien supérieur au Langhien inférieur (Haq et al., 1988). Les corrélations chronostratigraphiques attribuées aux limites de ces séquences sont cependant très variables d'un auteur à l'autre (voir synthèse in Hardenbol et al., 1998). La base de la première séquence est le plus souvent attribuée à l'Aquitanien supérieur (Haq et al., 1988; Gnaccolini et al., 1998). Ce n'est le cas ni dans le bassin de Valréas ni dans les bassins au nord de Ventoux-Lure, où les dépôts sont burdigaliens dès la base. Les corrélations chronostratigraphiques proposées par Parize et al. 1999 pour les autres limites de séquences sont comparables à celles proposées dans ce travail (fig. 14). Ce

découpage est beaucoup plus proche de celui publié dernièrement par Gnaccolini *et al.* (1998), dans la région stratotypique de Langhe, que celui établi antérieurement par Haq *et al.* (1988).

Évolution paléogéographique et structurale

Évolution de la sédimentation marine

L'évolution de la sédimentation marine miocène peut être examinée selon deux directions principales : d'ouest en est (fig. 13) et dans le sens N-S (fig. 15).

a. Évolution d'ouest en est

La mer miocène s'est avancée au nord des massifs Ventoux-Lure à partir du Couloir rhodanien, envahissant progressivement une gouttière synforme d'orientation générale E-W qui est le résultat d'une structuration polyphasée : tectonique provençale éocène et déformations oligocènes. La sédimentation marine a gagné progressivement d'ouest en est, la pente sédimentaire étant inclinée vers l'ouest. A l'est de Montbrun-les-Bains, les remaniements de dépôts précocement lithifiés, sous forme de coulées de « brèches intraformationnelles » chenalisées (fig. 5) et les apports conglomératiques signalent la proximité d'une marge instable sous contrôle tectonique, qui peut correspondre au tracé de la faille de Chavoul (fig. 19 et 20). Ce seuil tectonique se placerait au voisinage de Barret-de-Lioure.

La transgression et la «mise en eau» semblent avoir été rapides : après le conglomérat de base, localement développé à l'approche de paléorelief (Reilhanette), le milieu atteint rapidement le circalittoral supérieur. Une tranche d'eau de même importance (environ 50 m de fond) s'est étendue vers le nord jusque dans le synclinal de La Méouge pour atteindre le secteur de Mévouillon (fig. 8, 19 et 20). Vers le sud, la mer s'est avancée sur la partie septentrionale du fossé d'Aurel-Sault-de-Vaucluse. La faible tranche d'eau (étage infralittoral) oblige à admettre que les reliefs de Ventoux et de Lure encadrant le fossé étaient émergés et que, par conséquent, l'essentiel du massif Ventoux-Lure était alors émergé (fig. 20).

L'influence des marées est peu sensible sur l'aire de dépôt (Montbrun, Mévouillon) ; les courants de fond dominants s'écoulent vers l'ouest. Au nord-est de Montbrun-les-Bains un lobe deltaïque, peut être canalisé par un couloir tectonique (failles de Chavoul et de Buc ; fig. 19 et 20) depuis le secteur de Mévouillon, prograde vers le sud et le sud-ouest. Les remaniements de nannoplanctons marins paléogènes laissent deviner l'influence d'apports fluviatiles venus de régions alpines plus orientales.

Les Marnes de Mercuès (unité M2) signalent un approfondissement du milieu de dépôt qui atteint l'étage circalittoral inférieur ou la limite de l'épibathyal sur Montbrun. La microfaune planctonique abondante bien que peu diversifiée, traduit une relative ouverture sur la haute mer, ce qui n'exclut pas une tendance locale au confinement sur le fond.

La relative homogénéité des dépôts carbonatés M3, de l'ouest de Montbrun jusqu'à La Gourre, traduit une certaine uniformisation du milieu de sédimentation (infralittoral/circalittoral) et une raréfaction des apports terrigènes.

Vers la fin du Burdigalien, la mer miocène transgresse rapidement et largement vers l'est atteignant le secteur de la vallée du Jabron. Les dépôts se biseautent vers l'est en onlap sur le substrat crétacé, laissant supposer que le couloir marin du Jabron se fermait à l'est avant d'atteindre l'actuelle vallée de la Durance et le bassin de Digne. Ceci est confirmé par les données courantologiques indiquant la permanence d'une pente sédimentaire inclinée vers l'ouest.

Les dépôts de l'unité sédimentaire M4 (« Sables marneux de Combe-Ferre ») présentent un faciès homogène de Savoillan-Montbrun jusque dans la vallée du Jabron (« Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail ») et sont comparables par ailleurs aux « Sables de Valréas » (*sensu lato*) de la vallée du Rhône. Dans tous les cas, il s'agit de dépôts de milieu infralittoral (20 à 40 m d'eau, quelquefois moins) montrant une influence surtout marquée des courants de marée.

Le rôle des apports fluviatiles s'est manifesté par l'édification d'un lobe deltaïque sableux qui envahit la partie orientale de la vallée du Jabron (apports détritiques originaires des Alpes internes, remaniement de faunes d'eau douce, indices de dessalure marqués par la prolifération des *Crassostrea crassissima*) (fig. 11).

Dans la vallée du Rhône, les « Sables de Valréas » et leurs équivalents succèdent en discordance cartographique aux dépôts burdigaliens qu'ils débordent fréquemment pour reposer directement sur le substrat anté-miocène (régions de Vaison-la-Romaine et de Nyons par exemple ; Cavelier et al., 1991). De même, les dépôts de l'unité M4 manifestent une certaine indépendance par rapport aux unités burdigaliennes sous-jacentes. A Montbrun-les-Bains (Combe-Ferre), les «Calcaires de Reilhanette » (M3) sont remaniés dans des lentilles conglomératiques incluses dans les « Sables marneux de Combe-Ferre » (M4) ; le démantèlement est probablement consécutif à une phase de déformation intervenue à la limite entre ces deux unités

b. Évolution N-S

La comparaison des coupes levées dans le secteur de Montbrun-les-Bains montre un épaississement sensible des dépôts, du nord vers le sud (fig. 15), en direction de l'accident bordier Ventoux-Lure. Ce dernier manifeste ainsi une activité qui retentit sur la sédimentation miocène. Aux environs de Savoillan, les variations d'épaisseur des niveaux M1 à M3 (net amincissement au sud du Rocher-Guérin) sont vraisemblablement en relation avec la surrection progres-



Fig. 16.- Esquisse du réseau de la « paléo-Durance » miocène.

Fig. 16.- Sketch map of the Miocene "paleo-Durance" network.

sive d'un pli-faille d'axe sub E-W, situé en avant du chevauchement du Ventoux (fig. 18, coupes 6 et 7).

Le site de Mévouillon fournit une illustration de la relation existant entre la sédimentation miocène et la structuration du domaine subalpin des Baronnies. Le dépôt du M1 s'est opéré au creux d'une gouttière synclinale déjà fortement structurée (synclinal de la Méouge) notamment sur son flanc nord (fig. 8) et apparaît clairement influencé par le jeu du pli-faille sub E-W à vergence sud de la montagne de Bouvrège (grands feuillets sédimentaires progradant vers le sud, apports conglomératiques venus du nord remaniant les calcaires berriasiens-tithoniques arrachés au pli érodé de Bouvrège) (fig. 20).

Dans la vallée du Jabron, la disposition des affleurements ne permet pas de statuer sur une évolution d'épaisseur des dépôts du M4 dans le sens N-S. D'une manière globale, les dépôts du Jabron montrent une forte puissance (environ 500 m), supérieure au cumul des épaisseurs des niveaux M1 à M5 de Montbrun-les-Bains. Ceci suppose une subsidence particulièrement active au front du chevauchement de Lure, bien que la sédimentation se soit effectuée constamment sous une faible tranche d'eau.

Compte tenu de l'absence de variations de faciès et d'épaisseur significatives vers le nord et de l'engagement du Miocène sous le chevauchement de Lure, la largeur (N-S) du bras de mer situé initialement sur le Jabron ne peut être valablement estimée (cf. fig. 19).

Esquisse d'une paléo-Durance miocène

Les conglomérats fluviatiles de Montfroc (M5) sont caractérisés par la présence de galets originaires des Alpes internes. L'association radiolarites, ultrabasites serpentinisées, variolite, caractérise une aire de provenance correspondant aux régions drainées actuellement par le haut cours de la Durance et de ses affluents (Ubaye, Queyras, Guillestre, Mont-Genèvre) dans les domaines briançonnais et piémontais. Les affleurements de Montfroc, la Bègue, La Goure et Montbrun-les-Bains jalonnent le tracé d'un paléo-cours d'eau s'écoulant au Miocène moyen au nord de l'axe Ventoux-Lure après le retrait de la mer miocène. A Montfroc, les données courantologiques indiquent un sens de transport fluviatile s'opérant du nord vers le sud ou du NNE vers le SSW. Ce sens de transport est compatible avec la source d'approvisionnement évoquée plus haut. Le tracé amont de ce cours d'eau aurait pu être comparable à celui de l'actuelle Durance au nord de Sisteron (N020) (fig. 16).



Fig. 17.- Débouché probable de la « paléo-Durance » miocène dans le bassin marin rhodanien (comparer avec fig. 16) (adapté de Casagrande, 1989). Fig. 17.- Probable outlet of the Miocene "paleo-Durance" into the Rhône marine basin (to compare with Fig. 16) (adapted from Casagrande, 1989).

Le régime d'écoulement de cette « paléo-Durance » était de type torrentiel : chenaux de petite dimension, profondément incisés dans les dépôts marnosableux de la plaine d'inondation soumis à l'altération pédogénétique (rubéfaction, pédogenèse à nodules et pédotubules calcaires) témoignant de phases climatiques assez sèches. Le réseau s'écoulait vers l'ouest atteignant le Couloir rhodanien à la hauteur d'Entrechaux, à l'est de Vaison-la-Romaine. La paléo-Durance débouchait là dans un milieu marin peu profond qui se maintenait alors sur le Couloir rhodanien, et dans lequel se sont déposés les « Sables de Valréas » (fig. 17). Les matériaux apportés par ce cours d'eau forment les « Conglomérats de la Roche Galière », répandus en chenaux sous-marins alternant avec les dépôts sableux littoraux sur une épaisseur de 15 à 20 mètres.

Les affleurements de ces conglomérats déterminent des petites collines disposées

d'est en ouest sur un peu moins de 5 km, du nord d'Entrechaux jusqu'au sud de Vaison-la-Romaine. Les indications courantologiques (imbrications de galets, auges) montrent un transit sous-marin d'abord dirigé vers l'ouest, dans le prolongement direct de l'écoulement fluviatile, puis s'infléchissent vers le nord-ouest et le nord en direction de Vaison-la-Romaine. Cette inflexion peut s'expliquer par l'influence d'une paléostructure sous-marine, le « dôme de Vaison » (Casagrande, 1989), allongée suivant une direction subméridienne entre Vaison-la-Romaine et le diapir de Suzette (fig. 17).

A leur débouché en mer, les apports fluviatiles d'origine alpine interne sont dispersés au milieu de galets d'origine locale, largement dominants et de plus grande taille (dcm à pluridcm), collectés dans la partie aval du cours d'eau : calcaires sublithographiques (Berriasien/Tithonique), calcaires barrémo-bédouliens issus de reliefs proches, calcaires et chailles du Paléogène lacustre, nombreux galets de calcaires détritiques burdigaliens. Ces derniers témoignent d'une érosion importante du Burdigalien déjà structuré avant le Miocène moyen (cf. supra).

Le cours de la paléo-Durance passant au nord de Ventoux-Lure ne fut sans doute actif que pendant une période relativement courte (Langhien pro parte, d'après l'âge attribué aux « Conglomérats de la Roche Galière »). Les autres niveaux conglomératiques intercalés dans les « Sables de Valréas » (Conglomérat de Puyméras) ou situés au sommet de ceux-ci (Conglomérat de Nyons) sont sensiblement plus récents (Serravallien) et correspondent à des cônes deltaïques alimentés uniquement en galets d'origine subalpine proche par un cours d'eau local préfigurant l'Evgues qui traverse Nyons. L'évolution de la « paléo-Durance » peut être résumée comme suit (fig. 16 et 17) :

- dans un premier temps, au début du Burdigalien, une « paléo-Durance » se jette dans le golfe marin de Digne où elle répand les matériaux détritiques d'origine alpine interne ;

- l'extension du golfe marin des Baronnies progressant vers l'est et la subsidence s'accélérant sur le secteur du Jabron, le même cours d'eau aurait progressivement été détourné vers ce bras de mer nord Ventoux-Lure ;

- l'apport de matériaux alpins y est sensible dès le dépôt des « Alternances marno-sableuses de Châteauneuf-Miravail » (M4 ; Burdigalien élevé début du Langhien) ;

- l'installation du réseau fluviatile de la « paléo-Durance » au nord de Ventoux-Lure (Conglomérats de Montfroc, M5) s'effectue à mesure que la mer se retire pour se cantonner plus à l'ouest, sur le Couloir rhodanien ; la « paléo-Durance » débouche sur le littoral à la hauteur d'Entrechaux où l'épandage des matériaux fluviatiles (alpins et subalpins) est relayé par un écoulement sous-marin chenalisé (Conglomérats de la Roche Galière) ;

- cet épisode fluviatile fut de courte durée (Langhien *pro parte* ?) ; la poursuite de l'avancée vers le nord du front chevauchant Ventoux-Lure (régime de compression à N170° ou à N020°, voir plus loin) oblitère le cours de la « paléo-Durance ». Cette dernière est alors détournée vers le sud ou le SSE, à nouveau en direction du golfe marin de Digne, siège d'une subsidence très active et d'une sédimentation détritique puissante, où le régime marin a perduré jusqu'au début du Miocène supérieur.

Le cours actuel de la Durance fournit une image de ce qu'a pu être cette évolution miocène (sans que l'on puisse affirmer que cette configuration soit effectivement héritée de l'histoire miocène précitée) (fig. 16). Le tracé NNE-SSW de la Durance au sud de Gap rappelerait celui de la « paléo-Durance» rejoignant le couloir nord Ventoux-Lure entre Montfroc et Lange. Le cours actuel NNW-SSE passant pas Sisteron illustrerait le détournement ultérieur du cours d'eau vers le bassin de Digne-Valensole. Au sud de Châteaux-Arnoux, le cours dirigé à nouveau du NNE vers le SSW traduit le contrôle tectonique opéré par « la faille de la Durance ».

Évolution structurale

a. Le cadre structural

Les aires de sédimentation miocènes au nord des massifs Ventoux-Lure sont conditionnées par un cadre structural polyphasé, déjà vigoureusement modelé à l'aube du Miocène, la pile sédimentaire étant déjà en partie érodée au moins localement, jusqu'au Berriasien-Tithonien.

Sur le bord sud du couloir sédimentaire, le rôle de l'accident bordant au nord les massifs Ventoux-Lure a déjà été souligné (cf. supra). Lorsqu'il est visible à l'affleurement cet accident apparaît alors subvertical. Le meilleur exemple actuellement visible est exposé au sud de Montbrun-les-Bains, au voisinage de la route de Ferrassières, où l'exploitation d'une carrière d'éboulis cryoclastiques quaternaires l'a exhumé ces dernières années. C'est un très grand escarpement subvertical à regard nord, entaillé dans les calcaires barrémobédouliens, visible sur une vingtaine de mètres de haut et plusieurs dizaines de mètres de long. Il porte des placages de brèches sédimentaires variées qui traduisent une évolution polyphasée : manifestations précoces possibles dès le Crétacé (post-Aptien; Montenat et al., 1986); jeux importants probables à l'Oligocène (Saillard, 1991). L'influence de cet accident sur la sédimentation miocène a été notée plus haut. Flandrin (1963) a montré que l'accident Ventoux-Lure, subvertical en surface, est nettement plus incliné en profondeur et à vergence nord, d'après les indications fournies par le forage profond de Valbelle situé au front septentrional de Lure (sud-ouest de Sisteron).

Sur son bord nord, le couloir miocène n'était pas limité par une autre ligne de failles (à regard sud) mais par une succession d'ondulations anticlinales d'axe E-W, déjà nettement esquissées : prolongement oriental au nord de Montbrun-les-Bains de l'anticlinal de Bluye-Fontaube, anticlinal de Séderon, anticlinaux passant au nord de Montfroc et de Saint-Vincent-sur-Jabron. Il en résulte un profil transverse asymétrique de la gouttière sédimentaire (amincissement au nord, épaississement maximum au sud) bien illustré dans le secteur de Montbrun-les-Bains (fig. 15 et 20).

Le rôle des accidents transverses, essentiellement NNE-SSW, dans la paléo-

graphie miocène est également important, bien que leur identification soit plus ou moins précise. Nombre d'accidents subméridiens (NNE-SSW à NNW-SSE) présents dans ces régions sont hérités de phases de fracturation crétacée et/ou paléogène. C'est le cas du fossé d'Aurel-Sault, dans lequel la mer miocène a fait une incursion peu poussée (fig. 19 et 20). L'installation du corps deltaïque du secteur du Jabron (Châteauneuf-Miravail) a été induite par la présence d'un couloir d'accident N20 (La Druigne) dont l'activité est attestée dès l'Eocène moyen (Lange ; Garnier, 1999) (fig. 9).

Le prolongement septentrional des failles bordières du fossé d'Aurel-Saultde-Vaucluse, au nord du bassin oligomiocène de Montbrun-les-Bains, a déjà été mis en évidence par Blancherie (1963) et discuté par Flandrin (1963). Le dispositif en graben prolongeant ce fossé au nord de Montbrun-les-Bains est plus ou moins apparent dans la structure actuelle, du fait de l'intensité des déformations postmiocènes. Le prolongement de la faille orientale à regard ouest (faille de Chavoul) est ténu, jalonné de segments discontinus (Boussin, 1993) ; le prolongement de l'accident occidental (faille de Laurence) est plus fortement imprimé (faille du Buc à regard est). Ce couloir tectonique subméridien (fig. 19) a été emprunté par la mer miocène (Mévouillon) et a favorisé la canalisation vers le sud ou le SSW d'un éventail détritique débouchant dans la partie orientale du secteur détritique de Montbrun-les-Bains.

b. Evolution du régime de déformation

Les données de l'analyse structurale et microstructurale ont été recueillies principalement dans les secteurs de Montbrunles-Bains et de Mévouillon, les dépôts du Jabron se prêtant mal à l'enregistrement de la fracturation. Trois stades principaux de structuration ont été reconnus (Garnier, 1999), qui peuvent être comparés avec les données bibliographiques.

Les dépôts miocènes ont d'abord été affectés par une phase compressive correspondant à une direction de raccourcissement subméridienne (N160° à N170°) qui apparaît clairement dans la disposition du train de plis serrés du secteur de Montbrun (fig. 4) (orientation moyenne des axes de plis à N75°) et les jeux de failles (N130° à



Fig. 18.- Structural sections of the Miocene series in the Montbrun-les-Bains area, (location of sections on Fig. 4) (after Garnier, 1999).

150° dextre, N20° à N40° senestre, N60° à N85° inverse). Les plans stylolithiques mesurés dans les calcaires du M1 (Montbrun village et Le Casse, synclinal de Mercuès) indiquent une direction de compression à N160°. Les pics stylolithiques étant replacés à l'horizontale et les plans stylolithiques à la verticale, les couches du M1 apparaissent alors déjà affectées d'ondulations atteignant une vingtaine de degrés de pendages. Les mégastylolithes du Rocher de Mévouillon (cf. supra) indiquent une direction de compression subméridienne cohérent avec l'accentuation des mégastructures d'axe E-W (pli chevauchant de la montagne de Bouvrège à cœur jurassique et synclinal crétacé de la Méouge).

Ce régime compressif a dû exister dès le Burdigalien : pli synsédimentaire de Rocher-Guérin-Les Marignons ; mobilité de la structure de Bouvrège évoquée plus haut ; flexuration vers le sud de l'aire de



Fig. 19.- Esquisse paléogéographique miocène au nord de Ventoux-Lure. Relations possibles avec le cadre structural. La largeur (N-S) du couloir marin Miocène est hypothétique.

Fig. 19.- Miocene paleogeographic sketch map to the north of the Ventoux-Lure mountain range. Possible relationship with the structural framework. The N-S width of the Miocene marine corridor is hypothetical.

sédimentation de Montbrun (failles gravitaires, slumps, épaisseur des dépôts) sans doute associée à une déformation synforme au voisinage de l'accident bordier Ventoux-Lure (fig. 15 et 18).

A Montbrun-les-Bains, une accentuation de la déformation se manifeste entre les unités sédimentaires M3 et M4, les « Calcaires de Reilhanette » (M3) étant démantelés et remaniés en quantité notable dans les sables marneux M4. De même les dépôts fluviatiles M5 de Montbrun reposent en discordance angulaire accusée sur les couches M3 et M4 déjà plissées du synclinal de Combe-Ferre. Ces observations n'apportent malheureusement aucune indication précise concernant la chronologie des stades successifs de déformation. La même direction de compression subméridienne est reconnue par d'autres auteurs (N163°, Casagrande, 1989, bordure occidentale des Baronnies, N170°, Villeger et Andrieux, 1987, bassin d'Apt-Forcalquier). Les avis divergent quant à l'âge et à la durée de cet épisode compressif (au moins Miocène moyen, voire plus récent), aucune chronologie précise n'ayant encore été établie.

Un deuxième épisode compressif (direction de raccourcissement à N020°), plus discret et se distinguant mal du précédent, peut être déduit du jeu polyphasé de failles (Combe-Ferre, la Conche, les Faysses, dans la partie occidentale du secteur de Montbrun). Cet événement n'est pas daté ici. D'après Villeger et Andrieux (*op. cit.*), il se placerait dans le Miocène supérieur-Pliocène.

Un dernier épisode compressif (direction de raccourcissement à N50°) est mis en évidence par des jeux de failles et par la mesure de pics stylolithiques horizontaux de direction NE-SW. Il est surtout sensible au niveau de la petite déformation, les structures majeures, plis et chevauchement de direction sub-E-W, ayant été profondément imprimées lors des phases antérieures. Les témoins plus ou moins discrets de cette compression NE-SW (N45° à N50°) ont été reconnus également par Kandel (1986), Casagrande (1989), Saillard (1991). Casagrande date cette déformation comme étant postérieure au Pliocène supérieur dans la vallée du Rhône.



Fig. 20.- Représentation schématique de l'extension du domaine marin miocène (M1) dans son cadre morphostructural.

Fig. 20.- Illustration of the Early Miocene marine domain (M1) related to the morphostructural framework.

Conclusions

Les dépôts miocènes présents sur la marge méridionale des Baronnies au nord de Ventoux-Lure appartenaient à un golfe marin relativement étroit allongé d'ouest en est, ouvert sur le Couloir rhodanien. Le golfe s'est étendu vers l'est en plusieurs étapes, entre le Burdigalien et le début du Langhien sans jamais se relier au bassin de Digne. Ainsi les massifs « urgoniens » de Ventoux-Lure et des Monts du Vaucluse n'ont pas constitué une véritable île ou un haut-fond isolé mais plutôt une presqu'île, durablement reliée au continent par le nord-est, baignée au nord par le golfe étroit des Baronnies et au sud-est par le bras de mer beaucoup plus vaste d'Apt-Forcalquier - Digne (fig. 1).

La série représentée pour cinq unités sédimentaires (M1 à M5 de Montbrunles-Bains) s'organise en séquences de dépôts, corrélables sur l'ensemble du secteur étudié et avec les dépôts du Couloir rhodanien (fig. 13 et 14).

Dans le Couloir rhodanien comme au nord de Ventoux-Lure, les dépôts litto-

raux (fin Burdigalien ; M4 et « sables de Valréas ») remanient et débordent largement les niveaux miocènes sous-jacents.

Bien que d'affinités rhodaniennes, les dépôts du couloir nord Ventoux-Lure ont subi une structuration beaucoup plus vigoureuse que dans la vallée du Rhône, conforme à leur position à l'intérieur du domaine subalpin. Ce dernier était déjà notablement structuré avant le dépôt du Miocène. Les structures (plis et failles) héritées de phases tectoniques antérieures jouent un rôle important dans la sédimentation miocène (accentuation de la subsidence au voisinage de l'accident bordier Ventoux-Lure ; influence des accidents transverses, dans le transit des matériaux détritiques).

La sédimentation s'est opérée en régime de déformation compressive subméridienne (direction de raccourcissement N165°-N170°). Dans ce contexte tectonique, la mobilité du front chevauchant Ventoux-Lure vers le nord a pour conséquence une émersion précoce du couloir sédimentaire des Baronnies, dès le Langhien, tandis que le milieu marin se maintient plus durablement tant à l'ouest (vallée du Rhône) qu'à l'est (bassin de Digne).

De même le réseau fluviatile originaire des Alpes internes (« paléo-Durance ») qui s'établit un temps (Langhien) au nord de Ventoux-Lure pour déboucher sur le littoral rhodanien ne s'y maintient pas durablement en raison de la poursuite du mouvement chevauchant. La « paléo-Durance » se trouve alors « captée » par l'aire fortement subsidente de Digne-Valensole, elle-même « découplée » par le jeu de la faille de la Durance, des massifs Ventoux-Lure et des Monts du Vaucluse, en voie de surrection et de translation vers le nord.

L'avancée du front chevauchant Ventoux-Lure a eu enfin pour conséquence une déformation très intense des terrains miocènes (plis serrés du secteur de Montbrun-les-Bains ; chevauchement du synclinal miocène du Jabron à flanc sud fortement tectonisé) qui s'est poursuivie jusqu'à une période récente plio-quaternaire.

Références

Barrier P., Cauquil E. (1996) - Environnements et biocénoses de Méditerranée : un modèle paléoécologique. Géochronique, 58, 42.

Blancherie F. (1963) - Étude géologique détaillée de la région de Montbrun-les-Bains (Drôme). DES, Univ. Lyon, 72 p.

Boussin J.M. (1993) - Le Miocène de la région de Montfroc et du Mévouillon (Baronnies, Drôme, France). Mém. Apt. Géol., IGAL, 86, 54 p.

Casagrande L. (1989) - Évolution tectono-sédimentaire mio-pliocène du bassin du Comptat Venaissin (Vallée du Rhône). Géologie de la France, nº 3, 13-20.

Cauquil E. (1992) - Écobiostratigraphie des séries plio-pléistocènes de la marge apenninique entre Parma et Piacenza (Emilia Romagna, Italie). Relation avec le cadre naturel. Thèse, Univ. Paris VI, 265 p.

Cavelier C. et al. (1991) - Notice explicative de la feuille de Vaison-la-Romaine, nº 915. Carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM, 55 p.

Combaluzier C. (1932) - Le Miocène de la Basse-Provence. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 182 p.

Debelmas J., Demarcq G. (1980) - Le Bassin rhodanien (de Lyon à la Méditerrannée) in C. Lorenz (coord.). Géologie des pays européens. France, 315-318. Dunod édit.

Debourle A. (1974) - Les bryozoaires du Nummulitique d'Aquitaine sud-occidentale, systématique, paléoécologie. Thèse, Univ. Bordeaux I, 264 p.

Delécolle M. (1968) - Recherches géologiques dans la région de Saint-Vincent et Noyers-sur-Jabron (Basses Alpes). DES, Univ. Orléans, 64 p.

Demarcq G., Barbillat R. (1971) - Les pectinidés néogènes du Bassin rhodanien. Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, h.s., 45-49.

Demarcq G. (1962) - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mém. BRGM, Fr., 61, 257 p.

Depéret M. (1893) - La classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. Fr., 3, 31, 170-266.

Depéret M. (1900) - Les bassins tertiaires du Rhône. Livret-guide. Excursion VIIIe Congrès Géologique International, Paris, 32 p.

Flandrin J. (1961) - Les conglomérats sannoisiens de Montfroc au Nord de la chaîne de Lure (Drôme) C.R. Acad. Sci., Fr., Paris, 252, 764-766.

Flandrin J. (1963) - Remarques stratigraphiques paléontologiques et structurales sur la région de Séderon. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 272, 815-844.

Fontannes F. (1876) - Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône : sur les terrains tertiaires supérieurs du Haut-Comtat Venaissin. *Soc. Agr. Hist. Nat. Arts utiles*, Lyon, **2**, 7 p.

Fontannes F. (1882) - Nouvelles observations sur les terrains tertiaires et quaternaires des départements de l'Isère, de la Drôme et de l'Ardèche, Imp. Pitrat Ainé, Lyon, 20 p.

Garnier L. (1999) - Le Miocène au Nord de Ventoux-Lure. Évolution paléogéographique et structurale (Vaucluse, Drôme, Alpes de Haute-Provence, France). *Mém. Géol., IGAL*, **124**, 222 p.

Gigot P., Colomb E., Damiani L., Dubar M., Durozoy G., Thomel G. (1982) - Notice explicative de la feuille de Forcalquier, n° 943. Carte Géologique de la France à 1/50 000, BRGM, 27 p.

Gnaccolini M., Gelat R., Falleti P., Catrullo D. (1998) - Sequence stratigraphy of the « Langhe » Oligo-Miocene succession, Tertiary piedmont Basin, Northern Italiy. *In*: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins, *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 233-244.

Graciansky P.C. de, Durozoy G., Gigot P. (1982) - Notice explicative de la feuille de Digne, 944. Carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM, 35 p.

Haq B.U., Hardenbol J.E., Vail P.R. (1998) - Mesozoic and Cenozoic chroniostratigraphy and cycles of sea-level changes *In*: Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 71-108.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M., Jacquin Th., Graciansky P.C. de, Vail P.R. (1998) - Cenozoic biochronostratigraphy *In:* Graciansky P.C. de *et al.* edits « Menozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Bassins » *SEPM Spec. Publ.*, **60**.

Harmelin J.G. (1976) - Le sous-ordre des Tubuliporina (bryozoaires cyclostomes) en Méditerranée. Ecologie et systématique. Mém. Inst. océano. Monaco, 10, 1-326.

Harmelin J.G. (1988) - Les Bryozoaires, de bons indicateurs bathymétriques en paléoécologie. Géologie Méditerranéenne, 15, 1, 49-63.

Kandel D. (1986) - Étude préliminaire tectono-sédimentaire du diapir de Propiac. Mém. Apt. Géol., IGAL, 36, 125 p.

Killian W. (1888) - Description géologique de la Montagne de Lure. Thèse, Univ. Paris, 458 p.

Killian W. (1895) - Note sur la structure de la Montagne de Lure et des environs de Sisteron (Basses Alpes). Bull. Soc. géol. Fr., 3, 33-35.

Ksiazkiewicz M. (1977) - Trace fossils in the flysch of the polish Carpathians. Polska akademia Nauk zaklad paleobiologii, 36, 208 p.

Lapparent (de) A.F. (1941) - Les phases de plissements tertiaires dans la région du Mont-Ventoux et de la Montagne de Lure. Bull. Soc. géol. Fr., 5, 6, 75-85.

Leenhardt F. (1883) - Étude géologique de la région du Mont-Ventoux. Thèse, Univ. Montpellier, 278 p.

Lesueur J.L., Rubino J.L., Giraudmaillet M. (1990) - Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. Bull. Soc. géol. Fr., 1, 49-65.

Martini E., Muller C. (1986) - Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy. Newsl. stratigr., 16/2, 99-112.

Masse J.P. (1988) - L'étagement bionomique des milieux bentiques néritiques actuels : signification bathymétrique et implications paléobathymétriques. *Géologie Méditerranéenne*, **15**, 1, 91-102.

Montenat C. (1968) - Contribution à l'étude des formations continentales des Baronnies. Bull. BRGM, Fr., 2, 1-18.

Montenat C., Ott d'Estevou P., Saillard M. (1986) - Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales). C.R. Acad. Sci., Fr., Paris, **303**, (2), 7, 609-612.

Parize O., Callec Y., Rubino J.L. (1999) - Le Miocène moyen et supérieur du bassin de Valréas (SE France) : faciès et organisation stratigraphique. Congrès ASF, Nancy, 1999. *Publ. ASF*, **33**, 249-250.

Pérès J. M., Picard J. (1964) - Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. Trav. Stat. Mar. Endoume, 23, 14, 122 p.

Philippe M. (1987) - Le Mont-Ventoux et son auréole de terrains miocènes ; les principaux faciès et leurs utilisations par l'Homme. Actes Colloque « Voyages autour du Ventoux ». Études vauclusiennes, n° spéc. **3**, 21-33.

Philippe M. (1996) - Les échinides miocènes du bassin du Rhône (Révision systématique), Thèse, Univ. Lyon 1, 2 tomes, 513 p.

Pouyet S. (1973) - Révision systématique des Cellépores (*Bryozoa, Cheilostomata*) et des espèces fossiles européennes. Analyse de quelques populations à Cellépores dans le Néogène du Bassin rhodanien. *Doc. Lab. Fac. Sci. Lyon*, **55**, 266 p.

Rousset C. (1981) - Chronologie et géodynamique du bassin néogène de Digne. C.R. Acad. Sci., Fr., Paris, 292, 1213-1216.

Saillard M. (1991) - Évolution tectono-sédimentaire du fossé de Sault et du bassin de Montbrun-les-Bains durant l'Oligocène (Vaucluse-Drôme), Thèse, Univ. Provence (Aix-Marseille 1), 286 p.

Tessier B. (1990) - Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Thèse, Univ. Caen, 227 p.

Villeger M., Andrieux J. (1987) - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-provençal (Alpes externes méridionales). Bull. Soc. géol. Fr., 1,3, 147-156.