

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

AUBENAS

par

S. ELMI, R. BUSNARDO, B. CLAVEL,
G. CAMUS, G. KIEFFER, P. BÉRARD,
B. MICHAËLY

AUBENAS

La carte géologique à 1/50 000
AUBENAS est recouverte
par les coupures suivantes de la
Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : LARGENTIÈRE (N° 197)
à l'est : PRIVAS (N° 198)

Burzet	Privas	Crest
Largentière	AUBENAS	Montélimar
Bessèges	Bourg- St-Andéol	Valréas



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
AUBENAS À 1/50 000**

par

**S. ELMI, R. BUSNARDO, B. CLAVEL, G.
CAMUS, G. KIEFFER, P. BÉRARD, B. MICHAËLY**

1996

**Éditions du BRGM Service
géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte* : KERRIEN Y. (coord.), ELMI S., BUSNARDO R., CAMUS G., KIEFFER G., MOINEREAU J., WEISBROD A. (1989) - Carte géol. France (1/50000), feuille Aubenas (865). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Elmi, R. Busnardo, B. Clavel, G. Camus, G. Kieffer, P. Bérard, B. Michaëly (1996), 170 p.

- *pour la notice*: ELMI S., BUSNARDO R., CLAVEL B., CAMUS G., KIEFFER G., BÉRARD P., MICHAËLY B. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Aubenas (865). Orléans : BRGM, 170 p. Carte géologique par Y. Kerrien (coord.), S. Elmi, R. Busnardo, G. Camus, G. Kieffer, J. Moineau, A. Weisbrod (1989).

© BRGM 1996. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1865-8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS</i>	19
<i>MIGMATITES ET GRANITES</i>	20
<i>VOLCANISME DES COIRONS</i>	22
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES</i>	24
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES SECONDAIRES</i>	27
TRIAS	29
JURASSIQUE INFÉRIEUR ET MOYEN	33
JURASSIQUE SUPÉRIEUR	67
CRÉTACÉ	73
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i>	127
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES-QUATERNAIRE</i>	132
SYNTHÈSE MORPHOSTRUCTURALE	137
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	144
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	144
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	155
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	157
<i>PRÉHISTOIRE ET CURIOSITÉS LOCALES</i>	157
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	158
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	158
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	170
AUTEURS	170
ENCART : SCHÉMA STRUCTURAL	

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de la feuille à 1/50 000 Aubenas, réalisés en plusieurs étapes, ont débuté dans les années 1960 sur les anciennes cartes topographiques en hachures, puis sur les stéréominutes avant que la carte en courbes ne soit disponible. La toponymie utilisée traduit parfois cet héritage de l'ancienne nomenclature cartographique et de la tradition orale. Ces travaux fournirent la base de schémas d'ensemble ou de cartes détaillées quoique partielles, publiées dans les thèses de S. Elmi (1967) et de A. Weisbrod (1970). Ils ont ensuite été complétés et synthétisés de façon échelonnée au cours du temps.

Les levés du socle hercynien sont issus des travaux de A. Weisbrod (1967, 1970) dans le prolongement de ceux utilisés pour la feuille Largentière à 1/50000 (Weisbrod *et al*, 1974). Ils n'ont pas été réactualisés.

Les terrains triasiques ont été cartographiés par S. Elmi (1976-1979) en utilisant la carte fournie par M. Garic, géologue à Cogéma.

Les levés concernant le Jurassique ont été réalisés, après les reconnaissances initiales (1963-64), par S. Elmi de 1969 à 1972 et complétés en 1976-1977. Les minutes concernant l'ensemble Trias-Jurassique ont été remises en 1979.

Les terrains crétacés ont été cartographiés par R. Busnardo. Il a été souvent accompagné sur le terrain soit par B. Combémoré, soit par B. Clavel, et occasionnellement par P. Donze, G. Le Hégarat et S. Ferry, surtout pour les études stratigraphiques. Des levés partiels, effectués par J. Sornay entre Mélas et Saint-Thomé ainsi que par B. Renaud (1978) et par C. Contensuzas (1980), ont été utilisés et révisés. Les minutes à 1/25 000 ont été remises en 1982. Y. Kerrien a effectué le report sur la feuille définitive à 1/50000 ainsi que l'harmonisation de la légende.

Les terrains volcaniques du Coiron ont été cartographiés par G. Camus et G. Kieffer (1977-1978).

Enfin, la cartographie et la description des alluvions pléistocènes ont utilisé les documents joints à la thèse de J. Moinereau, complétés par les données de S. Elmi et de R. Busnardo en ce qui concerne les vallées de l'Ardèche, de l'Auzon de Saint-Germain et de l'Ibie.

Le schéma structural de la carte, ainsi que les deux coupes transversales, ont été établis par R. Busnardo.

Les conditions d'impression ont fait que des distorsions se sont introduites entre les couleurs et symboles employés sur la carte et leur explication dans la légende. La plupart seront rectifiées dans cette notice qui a été rédigée plusieurs années après l'impression de la carte. Ce retard a cependant l'avantage de permettre la correction des principales confusions, erreurs ou oublis mineurs qui se sont glissés dans certains

contours et de fournir quelques indications sur les découvertes et recherches récentes : indications communiquées par J. Avias d'Aubenas-Ucel, par G. Naud de Privas et par Y. Cassel de Lille ; études structurales menées dans le cadre du programme Géologie profonde de la France et résultats des forages GPF Balazuc 1 (1990) et Morte-Mérie 1 (1993).

La notice est un essai de synthèse des données stratigraphiques, structurales, pétrographiques et sédimentologiques qui sont soit entièrement nouvelles, soit dispersées dans de nombreuses thèses, inédites pour la plupart (Carboni, 1984 ; Contensuzas, 1980 ; Cula, 1987 ; Darmedru, 1984 ; Dromart, 1986 ; Dupont, 1980 ; Finelle, 1981 ; Lafarge, 1978 ; Martin, 1984 ; Monteil, 1985 ; Naud, 1971 ; Renaud, 1978 ; Signolles, 1980) et publications. En complément, les données paléontologiques ont été révisées et actualisées par Y. Alméras, R. Busnardo, B. Clavel, Y. Cassel, R. Combémoré, L. Courel, S. Elmi, G. Le Hégarat. Les listes de microorganismes ont été établies en résumant les résultats obtenus dans le cadre des programmes Géologie profonde de la France (1984-1991) par B. Courtinat, F. Depêche, S. Gardin, G. Lachkar, H. Manivit, C. Ruget, J. Taugourdeau-Lantz, et de thèses inédites.

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

La carte géologique à 1/50000 Aubenas appartient à la bordure viva-rocévenole du Massif central et couvre une partie du Sud du département de l'Ardèche, avec la zone de transition entre bas Vivarais (« basse Ardèche ») et haut Vivarais (« haute Ardèche »). Vers l'Ouest, elle n'atteint pas le plateau vivarois. Vers l'Est, elle s'étend jusqu'à proximité de la vallée du Rhône vers laquelle descendent tous les cours d'eau. Les principales agglomérations sont Aubenas, le grand centre du bas Vivarais, Vogué, Lanas, Saint-Maurice et Balazuc le long des gorges de l'Ardèche, Villeneuve-de-Berg et Lavedieu sur le plateau, Alba, Valvignères et Saint-Thomé à l'Est.

La région représentée s'inscrit dans la partie marginale des Cévennes médianes où le socle antéstéphanien est constitué par des roches cristallophylliennes catazonales (série ardéchoise) au pied desquelles les terrains sédimentaires, essentiellement mésozoïques, forment une zone de transition géomorphologique et structurale vers la vallée du Rhône.

Le *relief* est assez contrasté. A l'Ouest, des arêtes rocheuses escarpées (les « serres ») découpent les terrains métamorphiques de la retombée du haut Vivarais dont elles sont séparées par la vallée du Lignon. Le secteur nord est occupé par les entablements basaltiques du plateau du Coiron qui se poursuit sur la feuille Privas. Des plateaux et des vallées se développent sur les terrains mésozoïques qui occupent la plus grande partie du territoire de la feuille. Ils se disposent en bandes orientées SW-NE : collines de la région d'Aubenas à substratum gréseux (Trias) ou calcaire (Lias), dépression marneuse (Bathonien à Oxfordien supérieur) s'allongeant d'Uzer à Saint-Privat, plateaux du

Gras de Vignobre et du Rocher de Jastre (Jurassique supérieur) séparés par la cluse de l'Ardèche à Vogué, dépression Ruoms-Balazuc-Laville-dieu s'élevant en s'élargissant vers l'ENE aux abords du Coiron (Saint-Laurent, Mirabel, Saint-Jean-le-Centenier) dans les marnes et les calcaires tendres du Crétacé inférieur (Berriasien-Valanginien), étroite terminaison NNE du fossé Alès-Lagorce (terrains du Crétacé supérieur) qui disparaît vers les Silhols. La partie centrale de la feuille est occupée par le massif de la montagne de Berg (Hauterivien), entaillé vers le Sud par la vallée de l'Ibie, où apparaissent les premières falaises urgoniennes du plateau de Rochedolombe. Plus à l'Est s'allonge la vaste dépression de Valvignères (Hauterivien basal) depuis la Fare jusqu'à Alba et le Coiron. Au-delà de la plaine de Valvignères réapparaissent des entablements marno-calcaires (Hauterivien et Barrémien présentant divers faciès pélagiques ou hémipélagiques), disséqués par les failles et entaillés par d'étroites vallées (Escoutay, la Nègue). Les derniers reliefs crétacés, avant la vallée du Rhône, forment des bandes étroites fortement plissées (synclinal de Bayne-Couij Janet ; anticlinaux du Serre des Parts et du massif de Viviers recoupés par la vallée de l'Escoutay).

Les altitudes atteignent plus de 700 m sur le plateau du Coiron et 566 m sur les contreforts du haut Vivarais (sur le serre rocheux séparant les vallées de la Lande et du Lignon). La montagne de Berg culmine à 552 m à la Croix-Juliau et à 529 m au Maubert. Les vallées descendent à 120 m (Ardèche) et 75 m (l'Escoutay à proximité de son confluent avec le Rhône dans l'angle sud-est).

Les plateaux calcaires sont souvent appelés « les Gras » dans tout le bas Vivarais, qu'ils soient développés sur le Crétacé inférieur (avec le hameau de Gras), sur le Jurassique supérieur (principalement sur les « Calcaires de la Louyre », parfois aussi appelés « Calcaires des Gras ») ou même sur le Lias (le Gras de Vesseaux, feuille Privas, par exemple). On a voulu y voir une dérivation du mot latin « gradus », selon une interprétation qui influence même certains panneaux de signalisation et qui évoque l'aspect en gradins de certaines falaises. Cette hypothèse ne peut être retenue car le terme « les Gras » ne s'applique ni aux vires, ni aux falaises mais bien aux plateaux, en particulier ceux dont le substratum admet quelques passées marneuses, comme c'est le cas des Calcaires de la Louyre ou de l'Hauterivien, ce qui permettait une culture, maintenant abandonnée, sur les terres « grasses » situées entre des bandes rocheuses. Ce mot dérive probablement d'une altération du latin « crassus » avec sa prononciation occitane et languedocienne « gras-sus », ce qui convient bien à la nature grossière et lourde de ces terres argileuses. De toute façon, le terme ne peut être réservé aux « petits causses » situés au pied des grands accidents de la Cézarenque (faille d'Orcières et de Bordezac ; feuille Bessèges à 1/50000) comme cela a parfois été suggéré.

Le *réseau hydrographique* dépend en totalité du bassin rhodanien ; l'Escoutay, le Frayol, le Lavézon et, surtout, l'Ardèche sont des affluents directs du Rhône. Jusqu'à Aubenas, le bassin-versant de l'Ardèche est drainé par des vallées profondes et ouvertes qui présentent

des profils longitudinaux réguliers et équilibrés (Weisbrod, 1967). Le parcours est NW-SE jusqu'à Saint-Didier-sous-Aubenas où la rivière reçoit le Luol et la Louyre. Ensuite, elle se dirige vers le Sud, le long de la falaise du Jurassique supérieur. Entre Saint-Didier et Saint-Sernin, elle suit une dépression orientée NNE-SSW sur les marnes du Jurassique moyen et reçoit, en rive droite, l'Auzon de Saint-Sernin qui draine les collines gréseuses et calcaires du secteur Fons-Ailhon. Entre Saint-Sernin et Vogué, le tracé de la vallée de l'Ardèche s'infléchit vers le Sud et coupe en une véritable cluse les plateaux jurassiques du Vignobre et du Rocher de Jastre à la faveur d'une faille profonde (faille Chastrenas-Vogué). Le cours reprend le tracé SSW-NNE entre Vogué et Balazuc où il reçoit en rive gauche l'Auzon de Lussas grossi de la Cla-duègne. Entre Balazuc et Ruoms, le tracé devient capricieux : il s'insinue dans un canyon qui emprunte le tracé d'un ancien méandre surim-posé dans les calcaires du Kimméridgien (Balazuc). A Chauzon, l'Ardèche dessine un nouveau méandre dans les marnes crétacées avant de creuser un autre canyon dans les calcaires jurassiques jusqu'à Ruoms. En rive droite, elle reçoit la Ligne dont le tracé sinueux traduit la complexité du réseau des failles de faible rejet dans les calcaires du Jurassique supérieur.

Presqu'au centre de la feuille, l'Ibie, et son éventail d'affluents, draine la montagne de Berg (Hauterivien) puis le plateau de Rochecolombe, avant de traverser en canyon les falaises urgoniennes.

La plus grande partie de l'Est de la feuille est irriguée par l'Escoutay et ses affluents (la Nègue, le Vernet, la Téoule), par le Frayol (Le Teil) et par le Lavézon (Saint-Martin).

Le régime de tous ces cours d'eau est très irrégulier, de type méditerranéen mais tempéré par les pluies océaniques. Il en résulte des inondations presque annuelles lors des grandes crues. La pluviométrie est très contrastée, allant de 1 600 mm sur le Tanargue à 600 mm à l'Est.

Au plan *structural*, le territoire de la feuille est recoupé par des failles et des accidents qui forment un réseau pluridirectionnel responsable du découpage des reliefs. Les principales directions sont : N110° à N140° (direction vellave et provençale), N160° à N170° (direction régordane), N20° à N30° (direction cévenole), N50° à N70° (direction varisque), N-S (direction rhodanienne). Afin de ne pas perpétuer les confusions, nous emploierons le terme «cévenol» seulement pour désigner les accidents N20° et N30° et nous éviterons d'utiliser des expressions courantes mais peu précises et porteuses de confusion, telle que « faille des Cévennes » (cf. Goguel, 1938).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Aubenas s'étend depuis les contreforts du voussoir oriental du Massif central (Cévennes médianes) jusqu'aux abords de la vallée du Rhône. Quelle que soit l'extension des affleurements, il a ainsi enregistré la presque totalité des événements qui ont

affecté le Sud-Est de la France ou, du moins, leurs contrecoups depuis les épisodes varisques jusqu'aux creusements néotectoniques récents.

Histoire antéstéphanienne : les séries cristallophyliennes et les granites

Le métamorphisme affecte tous les terrains antérieurs au Stéphanien. Il prend deux aspects bien différents. La *série ardéchoise* résulte d'un métamorphisme général, d'intensité catazonale (micaschistes, gneiss et quartzites) à biotite, sillimanite, cordiérite, orthose. Une importante mobilisation aboutit ensuite à la *granitisation vellave* (migmatites et granites) dont on observe ici la terminaison méridionale. La granitisation vellave affecte tous les types de roche de la série ardéchoise. Cette évolution métamorphique complexe doit être rattachée aux différentes étapes de l'orogénèse varisque. Elle s'accompagne d'un plissement intense et de la mise en place de charriages à vergence sud. Les accidents E-W de la Beaume et du Pioule (Weisbrod, 1967 ; Weisbrod *et al.*, 1974) joueront ensuite en linéaments mobiles.

Des granites (granite de Tanargue, granites de Rocles) recourent, avec des contacts francs, les séries métamorphiques.

Les molasses hercyniennes (Stéphanien et Permien)

Après les plissements violents de la phase sudète (et/ou asturienne), l'érosion affecte un paysage contrasté où des sillons instables et subsi-dents vont se créer probablement dans une dynamique de transtension. Ainsi apparaissent les bassins carbonifères de Prades (recoupé dans l'angle nord-ouest de la feuille) et de Malet (horst carbonifère de Lar-gentière, inconnu en surface mais recoupé par les travaux de reconnaissance des mines et par les sondages Balazuc 1 et Morte-Mérie 1). La région dessine un relais entre les directions structurales de type cévenol (allongement N-S du bassin de Malet-Largentière) et varisque (allongement E-W du bassin de Prades). Cette disposition aura ensuite une importance considérable car elle dictera le jeu de la mosaïque structurale pendant le Mésozoïque. Les dépôts résultent d'une accumulation irrégulière, contrôlée par une intense tectonique synsédimentaire et alimentée par la destruction des reliefs (épandages conglomératiques et sableux). Pendant les périodes de rémission s'installe une sédimentation lacustre et marécageuse (vases limniques). Quelques niveaux productifs de charbon ont été exploités dans le Stéphanien du bassin de Prades.

Le bassin permien de Largentière-la Lande se superpose, du moins en partie, au bassin carbonifère de Malet. Vers l'Est, il a été reconnu en sondage jusqu'à Fons. La sédimentation permienne (moulin de la Lande ; Becq-Giraudon, comm. orale) commence par des grès fluvia-tiles, qui peuvent reposer directement sur le socle hercynien, et des faciès plus fins (grès fins, psammites, pélites) indiquant un régime de plaine d'inondation.

Les évènements dynamiques et la reprise de sédimentation pendant le Trias : fracturation initiale, transgression carnienne et rifting rhétien

- Après la longue érosion post-hercynienne, génératrice d'une pénéplation poussée, la reprise de sédimentation est assez tardive au cours du Trias (fin du *Trias inférieur* au plus tôt).

Après le nivellement des faibles reliefs résiduels (Grès de base = Grès de Largentière), des variations de faciès témoignent d'une reprise de l'activité tectonique. Le domaine ardéchois se différencie alors en une cuvette évaporitique bordée à l'Ouest par une plaine littorale dominée par de fortes pentes. Les cartes isopaques (Courel et Cula, 1987 ; Giot et Elmi, 1987 ; Oujidi, 1988) montrent que la paléogéographie ardéchoise est distribuée, pendant le Trias, en rides NW-SE à sédimentation réduite et en gouttières qui permettent l'évacuation de matériaux très grossiers vers le Sud-Est. Dans ces zones de transit, les épaisseurs sont fortes et augmentent rapidement vers l'aval (en général le Sud-Est). Cette différenciation d'origine tectonique provoque, sur le territoire de la feuille Aubenas, l'apparition de deux structures orientées NW-SE (direction vellave) : un axe résistant Aubenas-Villeneuve-Val-vignères et une zone subsidente Largentière-Uzer, dont seule une partie se trouve sur la carte et dont le jeu est compliqué par l'existence du horst carbonifère de Malet.

- Au début du *Trias moyen* (*Anisien*), les épandages gréseux recouvrent toute la bordure et les influences marines évaporitiques commencent pendant le Ladinien.

- La transgression devient plus franche au début du *Trias supérieur* (*Carnien*) avec des dépôts carbonatés, mais elle est suivie très rapidement par un confinement puis par une régression qui débute dès le Carnien (argilites évaporitiques, argiles bariolées et grès). La régression amène une avancée vers l'Est du régime de plaine d'inondation littorale et de dépôt fluvatile. Ces conditions, sous climat aride à saisons contrastées, favorisent les altérations qui se développent sous forme de dolomitisation et de marmorisation liées à la dessiccation, à la pédogénèse et à la diagenèse phréatique. A la fin de l'intervalle *Carnien-Norien*, les faciès fluviatiles gréseux envahissent toute la région.

- Avec le *Rhétien* intervient un important changement structural, bien établi sur les feuilles Privas et Bessèges. Une montée eustatique amène une transgression pelliculaire. Des dépôts carbonatés s'accumulent dans un domaine moins protégé, passant à une zone intertidale accidentée par une barre sableuse et limitée vers l'Est par une barrière oolitique. Les variations brutales des épaisseurs prouvent le rôle d'une tectonique distensive contemporaine de type «rifting continental», ce qui se traduit par l'individualisation de blocs basculés, contrôlés par des paléofailles à jeu contraire. D'après les données palynologiques (Tau-gourdeau-Lantz et Lachkar, 1984) un bref changement des conditions climatiques aurait précédé l'Hettangien. Cet épisode d'aridité aurait

provoqué le déficit des apports terrigènes et facilité la sédimentation carbonatée.

L'épisode « marge étroite » de l'Hettangien au début du Callovien (zone à *Macrocephalus*)

La subsidence va subir des variations spectaculaires en liaison avec le jeu différentiel des blocs basculés apparus pendant le Rhétien. Ce contrôle contrarie ou exagère l'enregistrement local des grandes variations eustatiques.

- La transgression liasique atteint son maximum cartographique dès le début de ***l'Hettangien inférieur***. Une plate-forme interne se développe pendant une brève durée, avec des carbonates de milieu protégé passant à des calcaires oolitiques puis à une lumachelle à mytilidés, témoignages d'un approfondissement régulier. L'ouverture sur la mer franche intervient pendant l'Hettangien inférieur avec un enfoncement supérieur à une centaine de mètres : les ammonites pénètrent alors dans la région. Cet approfondissement n'est pas général, car il est contrarié par le jeu positif de certains seuils où les dépôts sont absents ou érodés, mais hors du territoire de la feuille Aubenas. Une bande occidentale, dans laquelle les faciès dénotent un isolement progressif, est limitée par des constructions coralliennes. Vers l'Est, une pente fait transition au bassin. Cette dynamique va se poursuivre et s'amplifier à partir de l'Hettangien moyen. Comme l'enfoncement différentiel n'est que localement compensé par la sédimentation, les différenciations bathymétriques et environnementales s'accroissent. La marge du bassin subalpin commence à se dessiner par la réduction de la largeur du domaine de transition avec le craton stable du Massif central.

- **De l'Hettangien moyen au Pliensbachien inférieur (Carixien)** se met en place un talus résultant du jeu de la mosaïque structurale. Sur-épaisseurs et réductions deviennent spectaculaires. La bande occidentale, étroite de quelques kilomètres, reçoit une sédimentation carbonatée mince et lacuneuse. Les épaisseurs atteignent des valeurs considérables au pied des accidents paléostratigraphiques, comme l'ont illustré les sondages de Rosières (situé au pied de la faille de Païolive, feuille Largen-tière) et de Balazuc (au pied de la paléofaille d'Uzer). À partir du milieu du Sinémurien inférieur (zone à *Semicostatum*), des apports terrigènes grossiers commencent à arriver sur l'étroite plate-forme ardéchoise. Ils transitent le long de pentes accusées. Les matériaux terri-gènes peuvent former soit des cônes, soit des tapis (*apron*) longeant les escarpements. Aux Tardieux, l'érosion qui affecte le Sinémurien inférieur et qui est cicatrisée par le Toarcien supérieur, fait apparaître des paléoreliefs dont la pente atteint 15° (Elmi, 1964a, 1990a ; Elmi *et al*, 1987). La largeur de la plate-forme se réduit progressivement à une étroite bande kilométrique, dominée à l'Ouest par des reliefs de plus en plus abrupts, alors qu'à l'Est un escarpement à valeur de talus assure le passage au bassin. Les dénivellations dépassent 200 m. La géomorphologie de la région devait alors ressembler à celle du littoral provençal ou algérois de l'actuelle Méditerranée (modèle «calanque»).

- La subsidence différentielle s'exagère le long du talus pendant ***l'intervalle Domérien-Bathonien***. Une discontinuité majeure, reconnaissable tout au long de la bordure, précède le dépôt des terrains domériens et toarciens, quand ils existent. La limite Domérien/Toarcien est, elle-aussi, soulignée par de fortes perturbations sédimentaires.

Sur l'étroit plateau bordier, la sédimentation est mince, irrégulière (calcaires quartzeux à entroques, minerais de fer oolitiques, dépôts littoraux à gros ovoïdes oncolitiques ferrugineux). Elle est perpétuellement perturbée par des arrivées de matériel silicoclastique grossier qui perturbent même le dépôt des schistes carton. Ces derniers marquent la reprise de la sédimentation toarcienne dans d'étroits ombilics protégés et subsidents. Dans le bassin, s'accumulent des centaines de mètres de sédiments marneux (sondage de Valvignères), alors qu'au pied des accidents paléostrucuraux des épaisissements considérables sont alimentés par l'érosion et le lessivage des blocs surélevés (compartiment oriental de la paléofaille d'Uzer). Entre Uzer et Lachapelle-sous-Aube-nas, l'érosion pénécontemporaine a enlevé les formations du Sinému-rien supérieur et du Carixien (couches du château d'Aubenas et de la Garenne).

Le télescopage des perturbations sédimentaires atteint un paroxysme à partir de l'Aalénien moyen et jusqu'à la fin du Bajocien. Les matériaux terrigènes sont lessivés et entraînés plus à l'Est vers le bassin. Un approfondissement affecte la marge au début du Bajocien supérieur : les lentilles conservées dans le secteur d'Uzer et d'Aubenas consistent en micrites à spongiaires et filaments (*Bositra*) témoignant d'un environnement pélagique ou hémipélagique de plate-forme distale. Dans le bassin, les marnes et calcaires argileux continuent de s'accumuler, prouvant la pérennité du jeu tectonique qui maintient l'existence du talus. Le sondage scientifique Balazuc 1 permet de situer très exactement un de ces secteurs de passage brutal. Les lambeaux du Bajocien supérieur tapissent une paléosurface d'érosion qui ne sera cicatrisée qu'au Bathonien supérieur à Uzer et à Lachapelle-sous-Aubenas, et dont la pente mesurée atteint 20° (Giot *et al.*, 1990) (les Tardieux, Morte-Mérie près de Lestrade, Uzer au-dessus de la Prade). Ce régime de subsidence différentielle se poursuit jusqu'au Bathonien moyen.

- ***La paléosurface anté-Retrocostatum***. Les sommets des axes résistants, situés le plus souvent sur des têtes de blocs basculés, subissent des érosions qui se succèdent et se télescopent depuis la fin du Sinému-rien jusqu'au Bathonien supérieur. Dans la bande d'affleurements, ces ravinements semblent s'arrêter approximativement à la limite Bathonien moyen/supérieur alors que, plus au Sud (Les Vans, feuille Bes-sèges), ils peuvent se prolonger jusqu'au début du Callovien. Ils ne cessent alors que consécutivement à l'enfoncement généralisé de la bordure vivaro-cévenole lors de l'événement Gracilis (voir ci-après).

Sur le territoire de la feuille, il semble que les marnes (Couches de Plat-Redon) directement superposées à la surface soient à rattacher à la zone à Retrocostatum (Bathonien supérieur). L'ennoyage a pu cependant commencer plus tôt, pendant la zone à Bremeri (fin du Bathonien

moyen) comme le suggère l'âge des Calcaires à *cancellophycus* qui, généralement, s'achèvent dans la zone à *Subcontractus*.

Les secteurs où les télescopages des surfaces d'érosion sont le mieux exposés, sont les suivants, du Sud au Nord :

- contreforts des Rochers d'Uzer au-dessus de la Prade : les marnes des Couches de Plat-Redon reposent sur des encroûtements ferrugineux du Bajocien supérieur qui, eux-mêmes, cicatrisent les ravinements affectant les Couches du Bosc (Sinémurien inférieur) ; des failles recoupant le Lias sont cicatrisées par les marnes bathoniennes ;
- ravinements du secteur de Morte-Mérie (près de Lestrade), recoupant la série très incomplète du Lias moyen et supérieur ;
- failles, ravinements et érosion en escalier des Tardieux (Lachapelle-sous-Aubenas) ;
- paléosurface recoupant l'Aalénien inférieur et montrant des grands mud cracks remplis par des pellicules de calcaires du Bathonien inférieur (l'Oulliès entre Lachapelle et Saint-Étienne-de-Fontbellon).

Lorsque l'on s'éloigne des axes structurellement positifs, les ravinements peuvent persister mais leur ampleur est moindre. Ainsi, aux Champs (près de Vinezac), les Couches du Bosc (Sinémurien inférieur) sont ravinées et surmontées par les Couches de la Garenne (Carixien).

- Pendant le ***Bathonien supérieur*** intervient un basculement tardif qui exagère les éléments de la mosaïque structurale héritée du rifting rhétien. Cet épisode marque la fin du stade « marge étroite et différenciée » initié à l'Hettangien.

Flexuration et uniformisation de la marge (Callovien-Tithonien)

- Avec la zone à *Gracilis* du ***Callovien inférieur***, la sédimentation devient pour la première fois homogène et continue tout au long de la bordure vivaro-cévenole malgré de faibles variations d'épaisseur. L'approfondissement est alors général dans la région. La dynamique passe à un stade de flexuration («sag»). Il se dépose des marnes et des marno-calcaires terminés par une surface durcie et encroûtée.
- Au cours du ***Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur*** intervient une réactivation du talus. Une lacune générale affecte la marge. L'ancien talus subit les effets d'une tectonique active alors que, vers l'Est, se déposent les faciès marneux des «Terres noires» qui marquent le maximum de l'approfondissement.
- Pendant la ***fin du Jurassique supérieur***, la bordure ardéchoise s'inscrit dans un domaine monotone de plate-forme calcaire profonde qui dessine une rampe descendant plus ou moins régulièrement vers l'Est. Des variations du niveau marin relatif pourraient suffire à expliquer les ravinements et les glissements connus dans le Kimméridgien (Atrops et Ferry, 1987), mais des rejeux tectoniques conformes interviennent encore pendant le Tithonien inférieur. Une diminution de profondeur se produit à la fin du Jurassique.

Subsidence différentielle du Berriasien au Barrémien inférieur

Au début du Crétacé, le jeu différentiel de la subsidence redevient prépondérant. Des brèches synsédimentaires, des slumps et des turbi-dites hémipélagiques se mettent en place dès le Berriasien, en liaison avec une reprise de l'instabilité géodynamique. Pendant le **Berriasien inférieur**, la sédimentation carbonatée micritique est essentiellement alimentée par le plancton dans un environnement pélagique relativement profond (Cotillon et Busnardo, 1984 ; Le Hégarat, 1973). Une légère transgression intervient à la base du Berriasien moyen. Un nouvel approfondissement est constaté pendant le **Berriasien supérieur**, suivi par des arrivées de matériel terrigène fin qui marquent le véritable début du cycle crétacé (Jan Du Chêne, 1993). L'actuelle bande des affleurements ardéchois se situait alors en bordure du bassin vocontien. Cette zone a subi ensuite un remblaiement saccadé qui a duré depuis le Valanginien jusqu'à l'Aptien inférieur. La subsidence, toujours active, est compensée par des taux d'accumulation quatre à six fois plus élevés que dans le centre du bassin vocontien (160m par million d'années pendant l'Hauterivien ; Cotillon et Busnardo, 1984). Les matériaux sédimentés sont des produits terrigènes fins (silts et argiles) et des bio-clastes dont la taille et la fréquence augmentent au cours du temps.

- Au cours du **Valanginien inférieur**, la subsidence reste active puisque plus de 700 m de sédiments se déposent. L'approfondissement est attesté par un faciès plus marneux (vocontien) et par le caractère pélagique de la faune ammonitique à la base du Valanginien. Le remplissage se fait ensuite d'une manière rythmique avec alternance de niveaux bioclastiques et de marnes. Pendant la zone à *Campylotoxum* se sédimentent les «Laminites de Mirabel» dont le matériel bioclastique provenait de la destruction d'une plate forme lointaine, située au Nord-Ouest de Mirabel, et dont il ne subsiste plus de témoin.

Un arrêt de sédimentation très net sépare le Valanginien de l'Hauterivien. Il est localement marqué par un épais horizon glauconieux, riche en céphalopodes.

- L'**Hauterivien inférieur** est constitué par des marnes hémipélagiques intercalées de nombreux faisceaux biodétritiques fins déposés pendant les zones à *Radiatus* et à *Loryi* ; la subsidence redevient très forte. Ensuite s'installe une plate-forme profonde avec le dépôt des « Calcaires à miches » si caractéristiques des zones à *Nodosoplicatum* et *Cruasense* sur tout le pourtour vocontien. La diminution bathymétrique (200-400m) est attestée par une macrofaune variée et parfois de grande taille : *Lyticoceras*, *Cruasiceras*, *Exogyra*, *Toxaster*.

- L'**Hauterivien supérieur** voit le taux de sédimentation diminuer et la profondeur augmenter. Au cours du **Barrémien inférieur**, des variations d'épaisseurs importantes et brutales soulignent la reprise, quoique en douceur, de l'action des failles profondes. Des faciès hémipéla-

giques épais se déposent au Sud des Salelles (Ibie), alors que des faciès presque vocontiens subsistent au Sud de Valvignères.

Installation et développement de la plate-forme carbonatée urgonienne

Elle marque, en fait, la fin du grand cycle de premier ordre commencé avec le Trias.

La plate-forme urgonienne s'est installée dès le Barrémien inférieur, sur des rides morphostructurales (Dent de Rez, Chames, Sud de Saint-Remèze, feuille Bourg-Saint-Andéol). Sur la feuille Aubenas, l'Urgo-nien, d'âge barrémien supérieur-bédoulien inférieur, ne s'est déposé qu'au Sud du plateau de Rochecolombe et sur celui de Viviers. On y retrouve la succession classique : sables bioclastiques épais et grossiers à la base, niveaux intermédiaires à récifs coralliens isolés, calcaires à rudistes au sommet, soulignant l'évolution régressive. Les trois ensembles urgoniens sont séparés par des discontinuités importantes parfois matérialisées par des vires marneuses qui ont valeur de surfaces d'approfondissement («intervalles transgressifs»). Dans la région de Saint-Thomé, et sur le plateau de Bayne, le Barrémien supérieur est de type paravocontien avec marnes, calcaires argileux et calcaires à fins bio-clastes.

Cycle transgression-régression de l'Aptien

Il succède à une émerision et à une faible érosion qui marquent la fin des épisodes urgoniens dans la région.

Des calcaires grésoglaucieux (Bédoulien supérieur) attestent la transgression d'un Aptien réduit et incomplet sur la bordure occidentale (feuille Bourg-Saint-Andéol) de la plate-forme urgonienne qui était probablement découpée en rides ou en blocs. En revanche, l'Aptien est épais et sous faciès marneux dans la région Saint-Alban-Mélas-Le Teil.

Le comblement final et l'émerision pendant le Crétacé supérieur

Les premiers mouvements compressifs N-S de l'orogénèse pyrénéo-provençale sont alors sensibles. La sédimentation post-urgonienne, fortement et grossièrement détritique, tributaire d'érosions liées à des émerisions et, sans doute, de mouvements tectoniques locaux, fut beaucoup moins uniforme dans sa répartition, ses épaisseurs et ses faciès. Les dépôts de l'Aptien ne sont attestés que par quelques ammonites remaniées dans le conglomérat du Teil ; ceux du Cénomaniens sont inconnus ou discutés dans la partie orientale de la feuille (Bayne).

Les tendances à l'émerision continuent au Turonien et s'affirment nettement au Santonien. En Ardèche, les dépôts sont alors représentés par des sables quartzeux, parfois altérés (faciès ucétien du Turonien) ou

mêlés à des argiles ligniteuses indiquant un milieu deltaïque margino-littoral (Santonien). La mer se retire complètement au Campanien.

Les contrecoups de la phase provençale

- Le *Paléogène* n'est représenté que par quelques lambeaux de terrains continentaux contemporains d'une phase régionale de pénéplanation. Des calcaires lacustres dans la région de Lagorce peuvent être rapportés à l'Éocène et comparés aux faciès qui accompagnent l'insubrication du fossé d'Alès. L'Oligocène affleure dans le coeur des synclinaux de Couijanet et de Rochemaure où il est sous forme de dépôts argilo-gréseux et de puissants conglomérats discordants sur les terrains plissés du Crétacé inférieur.

Au plan tectonique, cette période est perturbée tout d'abord par la phase pyrénéo-provençale qui culmine pendant le Bartonien supérieur (Fredet, 1987 ; Pascal *et al.*, 1989) et qui se traduit par une compression subméridienne, génératrice de plissements et de chevauchements le long de failles préexistantes et reprises en failles-plis. Ces déformations furent suivies par des décrochements senestres qui jouèrent depuis le Bartonien terminal jusqu'au Priabonien moyen.

La distension dite «oligocène» affecta largement le domaine viva-rais mais ses effets ne sont pas très évidents sur la feuille Aubenas. Du Priabonien supérieur à l'Oligocène supérieur, le talus cévenol s'effondra dans un contexte d'extension générale.

- Enfin, vers la fin du *Miocène*, une compression E-W affecta le bas Vivarais (« phase rhodanienne »). Elle se traduit essentiellement par des décrochements au voisinage du socle (nombreuses stries subhorizontales sur les miroirs N160° et N20°). Cette contrainte provoque aussi le bombement du « demi-synclinal » de la montagne de Berg et la déformation inverse d'anciennes failles distensives ou décrochantes. Les structures plicatives d'axe SSW-NNE deviennent de plus en plus nombreuses et marquées au voisinage de la vallée du Rhône (synclinal de Bayne, anticlinal du Serre des Parts, par exemple). La compression finimiocène est aussi enregistrée par la fracturation des galets repris dans les alluvions sous-basaltiques du secteur de Saint-Laurent-sous-Coiron (P. Thomas, comm. orale).

Les transgressions miocènes et pliocènes n'ont pas atteint le territoire de la feuille Aubenas.

Le volcanisme néogène

Cantonnées dans le quart nord-est de la feuille, les formations volcaniques correspondent à la partie sud du massif des Coirons.

Cet ensemble, de 22 km de long sur 16 environ dans sa plus grande largeur, affecte une disposition caractéristique en feuille de chêne avec un axe orienté N135° (direction «vellave») et des digitations vers l'Est ou le Sud. Il s'agit d'un plateau à surface plus ou moins ondulée, toujours nettement délimité par rapport au substratum sédimentaire par une

falaise plus ou moins accusée. L'axe de ce plateau s'abaisse assez régulièrement de la crête de Blandine (1 017 m) au Nord-Ouest (feuille Privas) à Courmel (592 m). Des buttes satellites, témoins de l'extension initiale du massif, en jalonnent le pourtour, du Truc de Gourdon au Nord au château de Rochemaure au Sud, en passant par Saint-Bauzile ou Alba.

Le découpage cartographique laisse la partie septentrionale du massif des Coirons (2/3 environ) sur la feuille Privas à 1/50 000 et quelques reliefs annexes sur les feuilles Crest et Montélimar. Sur Aubenas apparaissent des digitations descendant vers le Sud et l'extrémité méridionale de l'arête principale. Ici, la surface du plateau s'étend entre 700 et 560 m d'altitude, les falaises bordières atteignent fréquemment 50 à 100 m de hauteur.

• *Substratum et topographie anté-éruptive.* Sur la feuille Aubenas, le substratum du volcanisme est essentiellement marneux (Valangienien), passant à des marno-calcaires (Hauterivien) au Sud-Est. G. Naud (1971) indique qu'il convient de différencier topographie anté-éruptive et topographie sous-basaltique, la première étant susceptible de remonter au fur et à mesure des éruptions qui se sont déroulées dans un intervalle de temps qu'il estime très long.

Dans le secteur considéré, les laves se sont de toute évidence épanchées dans des vallées plus ou moins creusées, mais nulle part on note d'emboîtements de coulées.

Les vallées sous-basaltiques sont orientées soit N90° à N110° environ, soit approximativement N-S. À celles du premier type on peut rattacher celle qui est à la base du Serre de Boussy, côté Claduègne, une autre au Sud-Est de Saint-Gineys-en-Coiron, et celle qui s'étend au Sud-Est de Chazelles près Aubignas. Près du hameau des Avias, une paléovallée de même orientation est comblée par des projections. Mais la principale est la «vallée pliocène de l'Ardèche» (Grangeon, 1960) ; sans préjuger de l'âge proposé, on doit constater que l'extrémité méridionale de presque toutes les digitations cartographiées de Saint-Lau-rent-sous-Coiron aux Audouards, repose sur un niveau alluvial assez constant, en épaisseur comme en composition pétrographique. Avec P. Grangeon, nous interprétons ce fait comme la preuve de l'existence dans ce secteur, à une époque précoce dans l'histoire des Coirons, d'un cours d'eau important provenant des terrains cristallins et cristallophyl-liens plus à l'amont. Cette vallée principale admettait des affluents orientés N-S : en effet, des coulées très caractéristiques de lave sombre à entablement de faux prismes, émises par divers appareils (Montbrun, les Blaches, le Bosc, Serre de Lachamp, etc.), ont descendu leur cours pour rejoindre la vallée principale. La découverte de ces centres d'émission nous contraint à ne pas envisager, comme P. Grangeon, qu'une seule coulée a remblayé la vallée principale.

• *Structure et dynamisme.* Si la majorité des points de sortie se situe le long de l'axe des Coirons, il est très important de rappeler que

d'autres centres existent au niveau de chaque digitation. On n'est donc pas en présence d'une fissure éruptive unique.

Les centres stromboliens appartiennent soit au type classique à scories exclusives, comparable à ceux de la chaîne des Puys (Montbrun), soit à un type un peu particulier où de nombreuses bavures de lave massive alternent avec les scories, armant le cône qui reste ainsi en relief malgré l'érosion (Montredon).

Les centres phréatomagmatiques, caractérisés par un vaste cratère entaillé dans le substratum (maar) qui surmonte une colonne de brèches caractéristiques (pipe), sont largement représentés plus au Nord (Camus et Kieffer, 1987b). Sur la feuille Aubenas, seuls les pipes bréchiques de Mounier, à 3 km au Nord de Saint-Jean-le-Centenier, de Berguise et du Vernet sont visibles ; en revanche, des lacs de laves solidifiées dans ce qui fut probablement des cratères de maars, sont bien représentés (Scautres).

Il est fondamental de noter que l'existence de phases successives : explosive, effusive, filonienne, etc., suggérée par les anciens auteurs, doit être abandonnée. La lave monte par un mince filon (quelques décimètres) qui traverse les sédiments, s'élargit vers la surface, et engendre un volcan strombolien avec une ou plusieurs coulées ; le processus se renouvelant, un nouveau filon d'alimentation peut recouper à son tour les formations volcaniques antérieures, engendrant un autre volcan avec scories et coulées, etc. Sur un même filon peuvent s'ébaucher plusieurs cônes, certains avortent et l'un devient prépondérant.

Mais, fait important, si la lave ascendante rencontre une nappe phréatique ou toute autre source d'eau superficielle, l'activité devient phréatomagmatique avec projection de tufs très caractéristiques, faits d'un mélange de lapillis de basalte vitreux et d'éléments du substratum, dans lequel les enclaves de socle profond et les mégacristsaux intratelluriques sont fréquents. Le cratère du maar peut piéger des coulées postérieures ou se voir immédiatement comblé par des produits stromboliens ou par un lac de lave ; plus rarement s'y installe un lac d'eau avec sédimentation diatomifère.

Ainsi, vraisemblablement, le massif des Coirons s'est édifié par des éruptions répétées, à une cadence rapide que suggère l'absence de recusement et d'emboîtement des coulées.

• **Chronologie.** Depuis les premières datations obtenues en 1974 par Y. Bandet *et al.*, J.M. Cantagrel (univ. Clermont-Ferrand) et G. Féraud (univ. Nice) ont fourni de nouvelles données couvrant l'ensemble du massif des Coirons.

Les données analytiques s'étagent entre 9,7 Ma (Saint-Laurent-sous-Coiron) et 4,5 Ma (coulée supérieure de Mirabel), et couvrent donc la période Miocène supérieur (Tortonien)-Pliocène inférieur (Zancléen), le maximum d'activité volcanique se situant clairement vers 7 Ma (Messinien).

La néotectonique : structuration ultime

Elle provoque de spectaculaires inversions de relief avec le creusement des vallées actuelles de l'Ardèche et de l'Ouvèze alors que le cours ancien de l'Ardèche se trouve maintenant sous le plateau du Coi-ron. L'importance de ces mouvements, aussi bien verticaux qu'horizontaux, peut aussi être mise en évidence par l'existence d'alluvions anciennes à blocs de grès et de basaltes qui parsèment les plateaux du Jurassique supérieur bien au-dessus des vallées actuelles. Enfin, on admet un basculement d'ensemble du Coiron vers le Nord-Ouest. Ces derniers épisodes sont généralement bien inscrits sur les miroirs de faille (Soechting, 1996).

L'histoire quaternaire enregistre aussi l'importance des variations climatiques. La région subit les influences périglaciaires (dépôt de lœss bien souvent remaniés par cryoturbation, développement des grèzes sur les pentes). Les vallées actuelles s'encaissent et la karstification des calcaires se poursuit après avoir probablement débuté dès les émergences du Crétacé supérieur.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Depuis les années 1960, une nomenclature lithostratigraphique hiérarchisée s'est peu à peu dégagée mais elle n'a pas toujours été formalisée de façon coordonnée. La présente notice est une excellente occasion pour donner une liste des groupes (séries), formations et membres utilisés régionalement et qui sont la base du levé cartographique. Les localités de référence seront données ainsi que l'ouvrage dans lequel ont été décrites les coupes types et les affleurements significatifs, même si c'est en dehors du territoire de la feuille, ainsi que l'indication de la (ou des) publication qui en donne une bonne description.

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

Cette partie est adaptée d'après le texte de la notice de la feuille Largentière à 1/50000 et l'article de A. Weisbrod (1967).

Les terrains cristallophylliens affleurent dans le coin nord-ouest (Prades, les Fiagoux) de la carte, dans le prolongement des structures développées sur la feuille Largentière. Ils correspondent aux formations catazonales des Cévennes médianes, ici appelées «*série ardéchoise*».

o□. *Gneiss œillés* (unité inférieure). Ce sont des gneiss quartzo-feldspathiques, grossiers, souvent porphyroblastiques, passant progressivement aux leptynites sus-jacentes. Leur teinte est claire, rosée à jaunâtre. Ils sont formés de quartz, orthose, oligoclase, biotite, sillimanite, grenat (rare), apatite, zircon. L'orthose, très abondante, est remarquable par ses porphyroblastes maclés Carlsbad, de taille (1-10 cm) irrégulière comme celle, d'ailleurs, de tous les autres minéraux. La teneur en bioti-

te peut varier rapidement de façon sensible. De même, la sillimanite est parfois abondante, parfois totalement absente.

λ. *Leptynites* (unité moyenne). Des quartzites rubanés à minéraux existent localement. Ce sont des roches claires, compactes et dures lorsqu'elles sont saines. Elles forment souvent des éperons rocheux. La stratification n'y est pas toujours visible. Elles contiennent quartz, orthose perthitique et albite abondants, biotite, sillimanite en amas flexueux et almandin. Ce dernier peut-être disséminé dans la roche, rassemblé en nids ou former des alignements discontinus. Les cristaux (trapézoèdres) sont généralement millimétriques mais atteignent parfois le centimètre. La muscovite est fréquente dans les gisements tectonisés.

La structure des leptynites est très variable : rubanée, litée, œillée, granoïde... Aux environs du village de Borne, les leptynites passent à des roches rubanées dont la composition oscille entre celle d'un quart-zite pur et celle d'une albitite, voire d'une leptynite à orthose.

ζ. *Micaschistes, gneiss et quartzites* (unité supérieure ; = Cζ de la feuille Largentière ; affleurant à Prades, dans la vallée de la Lande et à la Chaberterie). Roches sombres, à reflet violacé dû à la biotite toujours abondante, elles prennent par altération une teinte rouille à ocre. Les faciès sont très variés : micaschistes alumineux, gneiss à grain fin, gneiss lités, gneiss rubanés, gneiss grossiers à lentille quartzo-feldspathiques, gneiss quartzeux, quartzites micacés, etc. Les minéraux sont: quartz, oligoclase, orthose, biotite, sillimanite, almandin, tourmaline, apatite et zircon accessoires.

La structure est également très variable : œillée, amygdalaire, grossièrement rubanée. De nombreux et petits bancs et lentilles leptynitiques, quartzo-leptynitiques, granitiques, aplitiques, contribuent par place à esquisser une vague stratification et ajoutent encore à l'hétérogénéité de l'ensemble.

MIGMATITES ET GRANITES

Granites divers

γ¹⁻². *Granites à biotite de Rocles*. On les trouve à l'affleurement dans le compartiment sud-est, chevauchant, de la faille d'Ailhon. Ils appartiennent à un vaste laccolite intercalé entre catazone et mésozone. C'est un granite alcalin à calco-alcalin, à grain très grossier, souvent porphyroïde et orienté. Ce dernier caractère est dû aussi bien à des particularités de texture (orientation coplanaire des porphyroblastes, par exemple) qu'aux conditions de gisement : nombreuses paraclases striées, grandes et abondantes enclaves très étirées, contacts généralement concordants avec la structure des schistes cristallins encaissants ou enclavés.

Au microscope, tous les minéraux présentent une déformation intense: quartz en cristaux très engrenés et allongés qui, contournant les

minéraux plus volumineux, donnent à la roche une apparence de fluidité responsable en partie de son orientation ; orthose, en grains xénomorphes ou en porphyroblastes à extinction onduleuse, plus frais que les autres minéraux ; oligoclase (An 10-25) en partie séricitisé ; biotite en lames ployées, souvent chloritisée ; muscovite, grenat, apatite et zircon. Des faciès non porphyroïdes, à grain plus fin (jusqu'à subaplique), apparaissent fréquemment en bordure du massif, à proximité des enclaves et dans les lentilles granitiques de taille réduite.

Le granite est enfin traversé par des filons d'aplite et de pegmatite à muscovite et tourmaline.

ρ². Granite de Tanargue. C'est un granite calco-alkalin à tendance porphyroïde, à deux micas. Il affleure seulement près des Firagoux sur la terminaison orientale du massif granitique du Tanargue. Le fond comprend quartz, orthose, plagioclase zoné (An 0-20), biotite, muscovite, cordiérite automorphe. Les phénoblastes d'orthose sont très allongés et maclés Carlsbad. Les contacts avec les terrains encaissants sont francs.

Granitisation vellave

Les migmatites et le granite du Velay occupent une extension considérable dans le Sud-Est et l'Est du Massif central. Si les divers termes qui constituent cet ensemble s'ordonnent à la périphérie du massif en zones concentriques, traduisant une évolution générale bien visible sur le terrain, ils restent par ailleurs souvent mêlés et passent toujours les uns aux autres de façon très progressive. On conçoit alors que les limites tracées entre les différents types de migmatites soient en réalité très floues et n'aient qu'une valeur statistique ; on ne peut espérer rencontrer de part et d'autre des roches bien distinctes. On peut suivre l'évolution de la granitisation vellave dans tous les types de roches de la série cristallophyllienne catazonale : c'est un phénomène relativement tardif, limité à la catazone, qui a affecté de façon discordante des formations déjà métamorphosées et en partie plissées. Il n'est pourtant pas complètement indépendant de ces dernières et apparaît plutôt comme la phase terminale d'une évolution métamorphique bien particulière.

Mc. Nébulites à cordiérite indifférenciées. Le type moyen est une roche dans laquelle des traînées discontinues, schlieren, bouffées nuageuses et tourbillonnaires de biotite, dessinent une vague structure gneissique. Dans d'autres échantillons, cette structure peut disparaître presque complètement (on passe alors au granite) ou, au contraire, conserver les caractères de la roche originelle. La détermination de la nature de cette dernière est par ailleurs très difficile, souvent même impossible.

Migmatites de gneiss (ζ), de leptynites (λ) et de gneiss œillés (οζ). On les rencontre surtout à la périphérie du massif auquel elles passent progressivement. La roche initiale, plus ou moins transformée,

tend à perdre sa schistosité mais sa nature reste identifiable. Les « mobilisats » sont formés de granite, nébulite avec aplite et cordiérite.

Nébulites et agmatites à cordiérite de micaschistes (ζ), de leptynites (λ). Elles représentent un stade plus évolué de la granitisation. Dans les *agmatites*, le constituant granitique ou nébulitique devient prépondérant. La roche originelle (roche basique, quartzite et gneiss quart-zitique le plus souvent) subsiste à l'état d'enclaves nombreuses, arrondies ou anguleuses, à bords francs ou diffus.

En ce qui concerne les *nébulites*, quelques indices permettent parfois d'avoir une idée de la roche originelle : présence de porphyroblastes d'orthose en voie de résorption dans les nébulites provenant des gneiss ceillés, faciès hololeucocrate à grenats des nébulites qui dérivent des leptynites, nébulites riches en biotite, cordiérite et enclaves gneissiques provenant de l'unité supérieure.

VOLCANISME DES COIRONS

Les divers « Coirons » (digitations) résultent de l'empilement de trois à sept coulées alternant avec des matériaux pyroclastiques en couches ou en amas. L'ensemble de ces formations plus ou moins tabulaires, repose sur le substratum sédimentaire, localement par l'intermédiaire d'un niveau alluvial ; des filons peuvent larder l'ensemble ; des culots ou des pipes peuvent être associés.

Le nombre des *coulées* augmente en général de l'extrémité d'une digitation à l'axe du plateau. Leurs centres d'émissions sont sans doute essentiellement au niveau de cet axe principal, mais de nombreux appareils satellites ont livré leurs produits. Si on note la présence assez habituelle, à la base des empilements, de basanites très caractéristiques par leur entablement de faux prismes surmontant une colonnade de prismes plus ou moins développée, les coulées supérieures sont de type plus banal, à colonnade plus ou moins régulière ou à débit en dalles témoignant des tensions liées, entre autres, aux conditions de mise en place et de refroidissement (écoulement, pente de versants, etc.). Certaines coulées sont épaisses de quelques mètres seulement, d'autres atteignent 60 à 70 m (Saint-Jean-le-Centenier). L'altération en « taches de soleil » (sonnenbrenner) est fréquente et s'accompagne généralement d'une désagrégation granulaire de la roche.

Sur la feuille Aubenas, les *pyroclastites* sont essentiellement représentées par des scories basaltiques stromboliennes. La plus grande densité d'appareils se situe le long de l'axe éruptif principal, avec des restes d'édifices qui supposent un volume original considérable. Mais chaque digitation comprend un ou deux centres éruptifs dont les coulées se mêlent à celles venues du Nord. Les projections stromboliennes apparaissent soit en niveaux continus (les Rochers) : il s'agit alors de produits de saupoudrage ; soit en lentilles entre les coulées : il s'agit

alors de bas de cônes ; soit enfin en amas très épais, visibles sur le flanc des digitations (Montbrun, Sud-Est de Saint-Gineys-en-Coiron) : il s'agit alors de cœurs de cônes (Baudry et Camus, 1969). À la surface des plateaux, les centres d'émission stromboliens (*s.l.*) se manifestent soit par de vastes dépressions plus ou moins circulaires, comme aux environs de Vacheresse, soit par des collines très surbaissées (mont Redon, le Fau) ; dans le premier cas les projections sont essentielles, dans le second elles sont interstratifiées avec des bavures de lave massive.

Mais il existe en outre un niveau remarquable très continu de projections de maars, liées à un volcanisme basaltique ayant subi une influence phréatomagmatique, qui s'étend depuis les Avias jusqu'aux environs d'Aubignas. Ces tufs lités, issus du double maar de Darbres (feuille Privas) ont une extension considérable, plus de 7 km. Il s'agit là de la seule «couche rouge» (Camus et Kieffer, 1978c) parfaitement facile à suivre dans le secteur. D'autres projections du même type, mais d'origine différente, existent dans les environs du Vernet ou des Audouards.

Les cheminées déchaussées par l'érosion, correspondant aux centres d'émission phréatomagmatiques, sont des *pipes bréchiques* (Berquise, le Vernet, les Vans ?). Ces pipes (diatrèmes) sont fréquemment associés à des cônelets de scories (spatter cones).

Localement, des cratères de maars qui surmontent des diatrèmes ont été remplis par des lacs de laves qui s'y sont figés (necks des Allignols, de Scautres ? des Blaches, des Freydières).

L'alimentation des appareils se fait par des filons : simples et orientés selon la tectonique régionale quand ils traversent le substratum ou les coulées préexistantes, multiples et ramifiés au sein des formations pyroclastiques stromboliennes.

tf. Tufs stratifiés à éléments volcaniques et du substratum. Ce sont des projections de maars. La plupart des affleurements dans le secteur occidental appartiennent à la même formation (« tufs des Avias ») ; des niveaux différents apparaissent dans les environs du Vernet ou des Vans.

br. Brèches litées à éléments du substratum, lapillis volcaniques et bombes en choux-fleurs. Ces produits remplissent des conduits cylindriques (pipes) qui recourent le substratum à l'emporte-pièce. Ces « diatrèmes » sont des racines de maars (Berquise, le Vernet, Saint-Lau-rent-sous-Coiron).

scßS. Scories basaltiques soudées (« *spatter cone* »). Il s'agit d'une variété des scories basaltiques *scß* (cf. *infra*), souvent associée aux projections de maars : des cônelets s'édifient fréquemment au voisinage de ces grands cratères dont les produits caractéristiques viennent parfois s'interstratifier dans les scories soudées.

scß. Scories basaltiques. Elles constituent la totalité des pyroclastites stromboliennes.

β ; $\beta\rho$; $\beta\pi$. **Basaltes aphyriques ; basaltes semi-porphyriques ; basaltes porphyriques.** Les travaux de P.S. Frain de la Gauleyrie (1973) ont montré que dans le secteur étudié les laves se situaient toutes au voisinage de la limite basalte/basanite. Seules l'analyse chimique et l'étude radiocristallographique de la phase leucocrate permettent de trancher. Nous avons préféré baser nos critères de distinction sur les faciès macroscopiques des laves, aphyriques (β), semi-porphyriques ($\beta\rho$) ou porphyriques, à tendance ankaramitique ($\beta\pi$). Localement, la pâte présente un faciès franchement doléritique, en particulier dans les coulées du secteur est.

β^1 . **Basanites noires.** Ces coulées présentent une morphologie caractéristique (Kieffer, 1969), avec une colonnade basale de prismes de lave gris bleuté, finement cristallisée, et un entablement de faux prismes fait d'une lave noire à verre brun. Le type de ces coulées est celui de Mira-bel-le-Baumier.

En règle générale ce faciès se rencontre à la base de chacune des digitations sur les alluvions, d'où l'idée d'une seule coulée épanchée dans la « vallée pliocène de l'Ardèche ». En réalité, il existe plusieurs centres d'émission certains de ce type de lave: Saint-Laurent-sous-Coiron, Montbrun, les Blaches, Scautres, etc. Certaines sont aphyriques, d'autres porphyriques (à pyroxènes ou amphiboles) ; localement, elles sont riches en nodules de péridotites ou en enclaves de socle superficiel.

En deux points (carrière à l'Ouest d'Aubignas, et carrière de Saint-Jean-le-Centenier), ces coulées se sont épanchées dans un milieu aqueux, d'où la présence à leur base de véritables *pillow lavas* ($\beta^1[2]$) ou de brèches à éléments d'aspect « pilloïde ».

D. Diatomites. Représentant une sédimentation lacustre dans des cratères de maars ou en arrière de barrages par des coulées, elles ont été reconnues à Berguise, à deux niveaux distincts, et aux Vans (le Charnier). Elles sont abondantes plus au Nord et à l'Est.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES

h5a-b. **Stéphanien inférieur et moyen. Grès à lits de houille.** Les terrains du petit bassin houiller de Prades-Jaujac n'affleurent que le long de deux bandes dans l'angle nord-ouest. Ce sont des grès, conglo-mératiques à la base, admettant des passées silteuses et quelques niveaux charbonneux (houille maigre). Les plantes fossiles indiquent un âge équivalent à celui des couches de Bessèges, sans autre précision (Grand-Eury, 1877).

En profondeur, le « horst carbonifère » de Malet a été reconnu grâce aux exploitations minières de Largentière. Il a été recoupé par les sondages Balazuc 1 et Morte-Mérie 1. À Largentière, les données palynologiques attribuent ces horizons au Stéphanien B (supérieur)-C (infé-

rier) (Doubinger, *in* Fogliereni *et al*, 1980). La découverte d'*Estheria cebennensis* à Balazuc 1 confirme l'âge stéphanien inférieur.

Au plan paléogéographique, les sondages scientifiques et miniers ont mis en évidence une polarité du proximal vers le distal. Alors que dans le bassin d'Alès, l'environnement appartient à un système fluvial méandrisant passant à un régime lacustre, le secteur de Largentière-Balazuc s'inscrit dans un secteur lacustre distal où les tapis algaires sont fréquents (Becq-Giraudon, 1993 ; Bonijoly *et al*, 1994, 1996).

r. **Permien. Grès fins, arkoses, silts.** Les terrains permien affleurent de Largentière et Luthe à l'Ouest jusqu'à la vallée de la Lande à l'Ouest, dans un étroit compartiment (4,5 km sur 2,5 km au maximum) compris entre failles ; le passage au Trias n'est connu que dans le secteur nord-est (Chaunes). Ils montrent des conglomérats, des grès et des silts de couleur pourpre, violette et grise. Dans la vallée de la Lande, on observe la superposition de séquences d'inondation fluviale, commençant par des conglomérats et des grès grossiers reposant sur le socle hercynien (contact normal localement visible près du château de Rochemure).

Les couches permien sont limitées par des surfaces de discordance et leur épaisseur, relevée entre Largentière et Luthe, dépasse 400 m mais elle dépasse probablement 500 m dans le centre du bassin. Il semble qu'elle soit nettement plus faible dans le secteur de la Lande. On note l'existence de quelques anomalies en Zn, Cu et U. Leur âge est mal défini (partie de l'Autunien et du Saxonien).

La succession lithostratigraphique et le contenu paléontologique viennent d'être précisés par G. Gand (1994) dans une synthèse régionale. Il reconnaît deux formations.

La première, Formation de Luthe-Montcoquiol, a été divisée en trois membres. Le premier, LM.M1, affleure seulement près de Luthe dans la vallée de la Ligne (feuille Largentière). Ce sont des conglomérats et des grès à veines de charbon, en bancs plurimétriques, et galets polygonaux. Ces sédiments résultent de dépôts de cônes alluviaux alimentés par l'érosion du socle varisque.

Le membre LM.M2 affleure le long de la D. 223 de part et d'autre de la Lande, entre les Côtes, Rochemure et Vernet (où son épaisseur est évaluée à 135-140 m). Il s'agit surtout d'argiles et de silts rouges et violacés entrecoupés par des empilements de corps gréseux et conglomératiques. La sédimentation s'est effectuée dans un milieu lacustre peu profond et bien oxygéné dans lequel abondait des terriers d'arthropodes (*Scoyenia*). Des coulées boueuses et des dépôts torrentiels perturbent cet environnement en s'étalant du Nord vers le Sud ; ils sont alimentés par l'érosion des terrains métamorphiques affleurant immédiatement au Nord.

Le membre LM.M3 est un ensemble gréso-conglomératique massif de couleur beige qui n'admet que de rares passées de siltites et d'argi-lites rouges et violacées. Il atteint 140 m d'épaisseur dans la vallée de la Lande (les Côtes, Chaunes) où il se termine par une falaise d'une dizaine de mètres, surmontée par une couche de shales noirs dolomiti-sés. Le membre LM.M3 appartient à un «alluvionnaire qui s'est étalé vers le Sud-Est à partir de la marge nord du bassin» (Gand, 1994, p. 26).

La Formation de la Lande affleure dans la vallée depuis le Moulin jusqu'à la faille bordière près de Coudouysse. Elle contient des bancs de grès, visibles le long du CD. 223 où ils constituent des barres métriques chenalées. Il s'agit d'accumulations de grès fluviaux à stratifications obliques progressant vers le Sud (Becq-Giraudon, 1993 et comm. orale). Des grès fins, parfois micacés (psammites), des pélites violettes et des schistes bitumineux s'intercalent entre les barres gréseuses et indiquent des épisodes d'inondation. Ils sont suivis par des phases d'érosion et par le creusement de chenaux avant le dépôt de nouveaux grès. Des traces d'inondations soulignent les périodes de comblement : fentes de dessiccation et traces de gouttes d'eau, empreintes animales (terriers et pistes) et végétales (racines en place, tiges, feuillages). Des horizons à nodules carbonatés et à croûtes de cornaline y ont été également reconnus. Ce sont des dolocrètes (et même des silcrètes) indiquant des phases de pédogenèse et de battement de nappes, comme celles qui sont bien connues dans le Trias. On peut en déduire que l'environnement était de type plaine d'inondation sous climat à saisons contrastées.

Les données paléontologiques complètent cette reconstitution (gisements découverts par G. Gand, 1994, dans la vallée de la Lande entre le Moulin et Chaudebry). Vertébrés tétrapodes : empreintes de temnospondyles (*Antichnium salamandroides*, *Limnopus zeileri*), traces de pélyco-sauriens (*Dimetropus* spp.) et d'araeoscéolidiens (*Dromopsus lacertoides*). Ces ichnoespèces sont connues dans les bassins de Saint-Affrique et de Lodève. À partir de ces données, G. Gand (1994) propose hypothétiquement «un âge compris entre l'Assélien et le Sakmarien inférieur» (Permien inférieur). Végétaux : *Walchia hypnoides* (coniphérophyte) et cf. *Callipteris conferta*. Le caractère xérophyte de ces derniers confirme aussi que le bassin permien connaissait alors un climat aride.

Au plan structural (Bonijoly *et al*, 1994, 1996), pendant le Permien, des bassins d'extension se sont superposés aux bassins stéphaniens selon une géométrie légèrement différente. Ils ont été remplis par le matériel détritique résultant de l'érosion de la chaîne varisque. Le bassin permien de Largentière s'étend selon une orientation SSW-NNE et il est limité par la faille de Vernon à l'Ouest et celle d'Uzer à l'Est. À l'affleurement, il est limité par des failles bordières (FM de G. Gand, 1994) dont le tracé WSW-ENE (N70°E) sur la feuille Largentière est intercepté par la faille WNW-ESE (N10°E) de la Croix-Blanche.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES SECONDAIRES

L'évolution dynamique permet de définir un ensemble de « cycles transgression-régression » pour tout l'ensemble du Mésozoïque. Leur succession repose sur l'étude des lithoclines à l'affleurement et des données des sondages (Morte-Mérie 1, Balazuc 1, Villeneuve-de-Berg, Valvignères). Les interprétations des sondages ont été résumées par P. Razin *et al.* (1996) ; elles sont ici complétées pour la partie supérieure à partir du Kimméridgien (fig. 1, dépliant en fin de notice). Les évaluations des épaisseurs sont, pour la partie à l'affleurement, des estimations moyennes dans une région où les variations sont nombreuses et spectaculaires.

L'organisation de ces cycles dépend de la combinaison des facteurs tectoniques locaux et des facteurs globaux (eustatisme).

Depuis le Trias jusqu'au début du Berriasien, les dépôts s'organisent en huit cycles majeurs « transgression-régression » dont les caractères stratigraphiques et géométriques indiquent un contrôle essentiellement tectonique de l'évolution de cette bordure du bassin, avec de fortes variations du taux de subsidence aussi bien paléogéographique-ment qu'au cours du temps.

Les deux premiers cycles (1-2) se développent de l'Anisien au Sinémurien inférieur (zone à Bucklandi) et accompagnent la différenciation structurale initiale de la marge, avec une polarité sédimentaire de l'Ouest vers l'Est. Une tectonique en extension affecte le substratum paléozoïque et contrôle en partie la durée et l'intensité des phases transgressives, alors que les phases régressives enregistrent une diminution de la subsidence régionale ainsi que des effets d'uplift sur les affleurements de la bordure.

Les cycles 3 et 4 (du Sinémurien inférieur au Bathonien moyen) enregistrent de forts découplages tectoniques et des subsidences différentielles, que ce soit selon la polarité W-E en direction du bassin ou que ce soit du SSW au NNE, parallèlement à la marge. Les maximums d'approfondissement (« inondation maximum » au sens sédimentologique) interviennent au début du Toarcien et pendant le Bajocien selon les données des sondages, alors que ces épisodes sont le plus souvent mal enregistrés à l'affleurement par suite du découplage tectonique qui les place en position haute.

Les cycles 5 et 6 (fin du Bathonien moyen au début du Berriasien) ont été déposés pendant une période de subsidence généralisée de la marge contemporanément à l'expansion de type océanique de la Téthys liguro-piémontaise. Il en résulte des épisodes de subsidence accélérée qui sont accompagnés par des phases de transgression. L'approfondissement pendant le Bathonien supérieur reste encore largement contrôlé par le découplage tectonique mais il provoque l'engorgement des principaux axes structuraux observables sur la feuille, en particulier l'axe SSW-NNE qui était auparavant structuré par la faille d'Uzer qui est

alors cicatrisée. Le maximum transgressif du cycle 5 est atteint pendant le Callovien inférieur et il est synchrone tout au long de la marge. Au cours de l'Oxfordien, le découplage entre marge et bassin est encore très marqué puisque le maximum d'approfondissement est atteint dès l'Oxfordien inférieur dans le bassin (sondages de Villeneuve et de Val-vignères) avec le dépôt des «Terres noires». La tendance «régressive» s'amorce alors dès les alternances de l'Oxfordien moyen alors que, sur la marge, elles enregistrent l'inversion transgression-régression. Les approfondissements consécutifs sont marqués par des assises plus marno-calcaires qui, pendant le Kimméridgien inférieur et le Tithonien inférieur, soulignent des oscillations d'ordre mineur de l'évolution régressive générale qui conduit à des environnements de rampe peu profonde (Kimméridgien supérieur, Tithonien supérieur-Berriasien basai).

Sur le plan de l'évolution d'ensemble de la marge, le cycle 1 enregistre l'effondrement initial alors que le cycle 2 correspond à la phase principale de rifting, responsable de la différenciation en une mosaïque de sous-bassins probablement initiée par l'exagération d'une ou plusieurs failles de détachement. Cette dynamique, illustrée par un fort découplage tectonique, se maintient pendant une période de « rifting tardif » (cycles 3 et 4). Les cycles 5 et 6 correspondent à un contexte de « post-rift » et peuvent être corrélés avec des événements géodynamiques extérieurs au bassin. Ainsi, les cycles mineurs développés pendant l'Oxfordien moyen-Berriasien basal (de 6a jusqu'à 6d) peuvent être reconnus dans la majeure partie du bassin du Sud-Est.

Pendant le Crétacé (fig. 2, dépliant en fin de notice), on peut d'abord reconnaître un mégacycle (de l'approfondissement initial du Berriasien jusqu'à l'installation des barres à rudistes du Barrémien en faciès urgo-nien). Cette évolution est globalement transgressive jusqu'au début du Valanginien («Marnes de Lussas»), puis globalement régressive avec l'installation d'une plate-forme progradante vers l'axe d'un sillon orienté E-W qui est un prolongement vers l'Ouest du domaine vocon-tien. Trois cycles élémentaires peuvent être individualisés. Le premier (cycle 7, Berriasien-Valanginien) correspond à un nouvel enfoncement généralisé de la marge vivaroise avec un maximum au Valanginien basai. Cette marge constitue alors un «golfe» ouvert sur l'Est et qui va ensuite se combler sous l'influence de la progradation centrifuge de corps sédimentaires bioclastiques puis biogènes. Le cycle 8 débute à la fin du Valanginien par un nouvel approfondissement déclenchant un comblement qui dure jusqu'à la fin de l'Hauterivien inférieur. On notera la présence d'un important niveau glauconieux au passage Valangi-nien/Hauterivien. Le cycle se termine par l'installation d'une première plate-forme, celle des « Calcaires à miches »

Le cycle 9 débute dans l'Hauterivien supérieur et le maximum d'approfondissement est atteint au début du Barrémien. Le passage Hauterivien/Barrémien est souligné par un niveau glauconieux. La plate-forme urgonienne elle-même, très peu profonde, montre la succession de trois cycles mineurs. Le cycle 9 sera ensuite marqué par une série d'oscilla-

tions de la bathymétrie et des cycles mineurs de transgression-régression jusqu'à l'installation des récifs de la plate-forme urgonienne.

L'Aptien peut être individualisé comme un cycle indépendant (n° 10) avec une nette transgression initiale marquée par les grès glauconieux suivis par les marnes bleues détritiques.

Pendant le Crétacé supérieur, les premiers effets de la compression pyrénéo-provençale deviennent sensibles. La région subit une régression importante et seuls de rares témoins d'un cycle 11 (Turonien) subsistent dans les synclinaux. La phase transgressive est constituée par des conglomérats et des calcaires gréseux, alors que des sables et des marnes à lignite indiquent le passage à un milieu de plus en plus sau-mâtre.

TRIAS

ti. Anisien-Ladinien. Formation arkosique et conglomératique. Rapportée schématiquement au « Trias inférieur » dans la légende (Buntsandstein ou Muschelkalk) (= Grès inférieurs de la 1^{re} édition de Largentière au 80000^e ; pour la nomenclature, voir notices des feuilles Largentière et Bessèges au 50 000^e et les travaux de Samama 1969, Foglierini *et al*, 1980 ; Courel, 1984 ; Courel *et al*, 1980, 1987 ; Cula, 1987). Cette formation des Grès inférieurs comporte deux membres (Grès de base et Grès du Roubreau). Elle se rapporte au Trias moyen, à l'exception possible des Grès de base.

- Les *Grès de base (ou Grès de Largentière)* ont une épaisseur très variable (4 à 25 m, 15 m dans la coupe d'Ucel). Ce sont des grès grossiers arkosiques gris-vert, à galets de quartz et de feldspath («faciès buntsandstein»). Le matériel est mal classé et peu évolué. La matrice peut être localement argileuse ; les ciments, quartzeux en général, peuvent être aussi barytiques ou sulfurés.

- Les *Grès du Roubreau*, avec à leur sommet des argilites vertes. L'épaisseur d'ensemble varie de 20 à 47 m. La partie inférieure (10 à 20 m ; grès moyens médians de F. Foglierini *et al*, 1980 = Grès du Roubreau *sensu stricto* ; Cula, 1987) comporte des grès arkosiques fins à grossiers, des arkoses et des conglomérats en bancs métriques. Les ciments sont argileux et siliceux, localement sulfurés. La partie supérieure (grès et argilites vertes, 10 à 27 m) débute par un épais niveau d'argiles vertes et lie-de-vin. Au-dessus viennent des bancs gréseux, d'abord très grossiers, s'affinant ensuite ; ils sont en bancs décimétriques ou métriques séparés par des lits décimétriques d'argile verdâtre. On note l'abondance des fentes de dessiccation, des trémies de halite, des rides, des terriers et des pistes ainsi que des litages obliques en auge.

Entre le Meygris et Daüs (à 1,5 km d'Ailhon), ces niveaux ont livré une très belle ichnofaune reptilienne (Courel et Demathieu, 1973) avec des traces des groupes lacertoïdes (*Rhynchiosauroides*, *Phalangichnus*),

crocolidoïdes (*Chirotherium*, *Brachychotherium*, *Isochirotherium*, *Shingopus*), dinosauroïdes (*Cœlurosaurichnus*) et theromorphoïdes. J.C. Finelle (1981) rapporte cette unité lithostratigraphique à l'Aniso-Ladinien ou au Ladinien d'après les données palynologiques de J. Doubin-ger. E. Poli *et al.* (1994) placent hypothétiquement la limite entre l'Ani-sien et le Ladinien au sein des Grès du Roubreau *s.s.*

Au plan paléogéographique, les Grès inférieurs montrent une reprise de la sédimentation très localisée et fluvatile (Grès de Largentière). Puis, les Grès du Roubreau enregistrent les premières influences lagu-no-marines au sein d'un ensemble qui reste essentiellement fluvatile. La distribution des sédiments témoigne aussi d'un jeu tectonique synsédimentaire, créant des zones hautes et des gouttières pendant les dépôts fluviatiles.

De façon plus détaillée (Poli *et al.*, 1994), la sédimentation commence dans un régime fluvatile très proximal, illustré par des auges sableuses. L'hydrodynamisme reste irrégulier pendant tout le dépôt des Grès de base. Les Grès du Roubreau enregistrent le passage d'un système fluvatile distal, peu chenalisé, à un dépôt en domaine laguno-marin (partie médiane) avant un retour à un système fluvatile méandrisant. Ce régime persiste au début des grès et argilites vertes. Des conditions de type sebkha apparaissent ensuite avec des influences à la fois marines et lagunaires. Les ressources minières Pb-Zn de Largentière se situaient dans les Grès du Roubreau.

tm. Ladinien-Carnien. Formation argilo-carbonatée (= «Trias moyen, Muschelkalk et Keuper inférieur» de la légende). Cette formation est bien représentée sur toute la bordure cévenole. Elle se repère facilement dans le paysage car elle correspond à des zones de champs ou de prés développés au milieu des bois de pins qui recouvrent les Grès inférieurs et la Formation bariolée d'Ucel. Elle se divise en trois membres lithostratigraphiques.

- *Argilites noires inférieures* (= *Argilites des Brousses du Gard*), encore attribuées au Ladinien. Epaisseur : 8 à 30 m, 25 m à Ucel, 25 m à BAL 1. Dans le sondage Balazuc 1, elles débutent par un niveau de lamines gréseuses noires. Au-dessus, on passe à une alternance centi-métrique à décimétrique : siltites argileuses noires et grès fins bien triés. Des nodules phosphatés se développent vers le haut. À l'affleurement, les grès à pseudomorphes de halite sont fréquents (Ailhon). Les bancs de grès présentent des rides dissymétriques vers le Nord et orientées à N110° (le Juge, réservoir de Saint-Antoine).

- *Barre carbonatée médiane* (= *Carbonates du Mas-Dieu*). Elle est bien datée du Carnien. Epaisseur : 0 à 16 m, 8 à 9 m dans le sondage BAL 1. Les affleurements sont rares. À Veissac (entre la Chaberterie et le Crouzet), la barre carbonatée présente des bancs massifs de dolomite beige ou rose, laminée, avec figures de dessiccation. Elle est très recristallisée (doloparite) et ferrugineuse. La surface des bancs peut être soulignée par des pellicules gréseuses à pseudomorphes de halite.

- *Argilites sulfatées supérieures* (= *Argilites des Gardioles*) (*Argilites* noires supérieures ; Finelle et Courel, 1979). Épaisseur : 25 à 50 m, 48,50 m dans le sondage BAL 1. D'aspect comparable aux argilites inférieures, cette unité se caractérise par l'abondance de minces lits centimétriques, parfois lenticulaires, de dolomie, séparés par des niveaux argileux noirs. On peut y trouver des végétaux flottés ainsi que, à Largentière, de nombreux indices métallifères. Dans les zones subsidentes, apparaissent des sulfates qui peuvent devenir massifs. Ces argilites sulfatées supérieures marquent un changement dans la dynamique car elles indiquent le début d'un épisode régressif.

ts. *Carnien-Norien. Formation bariolée d'Ucel* (= « Trias supérieur, Keuper » de la légende). Les assises cartographiées sous le nom de « Formation bariolée d'Ucel » constituent un empilement de paraséquences qui, à l'affleurement, montrent une succession de grès arko-siques très grossiers, d'argilites sableuses, de siltites versicolores (grises, vertes, rouges) et de dolomies jaunes ou beiges. Ces dernières se présentent soit en bancs massifs mais irréguliers, soit en nodules isolés ou alignés ou, même, apparemment empilés. La formation est stratocroissante et granocroissante jusqu'à des bancs de grès grossiers (= « Grès supérieurs ») dont l'apparition marque le maximum des influences continentales et l'inversion vers une polarité stratodécroissante plus facile à observer dans les sondages qu'à l'affleurement (passage du cycle 1 au cycle 2).

Les observations effectuées dans le ruisseau de la Lande (secteur de Béthanie), dans les bois des collines d'Ailhon et en bordure de l'Ar-dèche (en amont du Pont-d'Ucel) sont discontinues. Les caractères sédimentologiques indiquent des environnements de plaines d'inondation fluviales épisodiquement envahies par des cônes de déjection.

Dans les sondages effectués dans la partie aval du dispositif, un découpage en trois unités (membres) lithostratigraphiques est possible. Ces trois membres se relaient en fait d'Ouest en Est (Oujidi, 1988 ; Poli *et al*, 1994). Ce sont :

- dans la partie inférieure, le membre grésodolomitique. Il n'est reconnu ni à l'affleurement ni dans les sondages de la zone amont au Nord-Ouest d'Uzer ; dans les forages, il atteint 15 m à Morte-Mérie (MM 1) le long de l'accident d'Uzer où, comme à Balazuc (BAL 1 ; 43 m) et à la Courèze d'Uzer (sondage SMMP 201), il ne contient pas d'évaporites. Il est représenté par un grès moyen à fin, admettant des passées argileuses gris-noir avec une tendance stratodécroissante et granodécroissante (Poli *et al*, 1994). Ce n'est que plus à l'Est (sondage de Valvignères), que se développe un épais ensemble évaporitique (halite, sulfates et argiles sulfatées) ;
- dans la partie principale (de 263 à 195 m de profondeur à MM 1, de 1 525 à 1 450 m à Uzer) se développent des séquences strato- et granocroissantes : argiles parfois sulfatées, grès moyens à fins, grès grossiers. C'est la partie la plus régressive de la séquence qui marque la fin du cycle 1 ; les horizons dolomités (pédogenèse et battements de

nappe aquifère) deviennent nombreux ; à Valvignères, le sondage montre des faciès de sebkha avec des dépôts d'argiles sulfatées et de dolomies ;

- la partie supérieure est l'équivalent des « Grès supérieurs » définis à l'affleurement sur la feuille Bessèges (environ 50 m à Morte-Mérie, et 70 m à Balazuc). À Balazuc, on dénombre trois séquences granodé-croissantes commençant avec des grès grossiers, déposés dans des chenaux fluviatiles, et passant à des siltites et à des argiles bariolées de plaine d'inondation avec lacs et marais. Les horizons de dolomies phréatiques ou pédogénétiques sont abondants. Mais l'enchaînement stratodécroissant des séquences indique que le niveau de base s'abaisse et que l'on entre dans la partie « transgressive » du cycle 2.

À l'affleurement, le membre principal présente un faciès plus gréseux dans les vallées de la Lande (Béthanie) et de l'Ardèche (en amont du Pont-d'Ucel), près du Chaylard (CD. 435) et dans les collines situées entre Ucel et Saint-Julien-du-Serre (feuille Privas). Les horizons de dolomie de substitution y donnent des alignements de nodules dont l'épaisseur peut atteindre 1 m (Ucel).

Les « Grès supérieurs » donnent de petites falaises (Gaude dans la vallée de l'Auzon au pied de la faille de Fons, par exemple). À Ucel, ils sont dédoublés par une faille de direction cévenole qui n'a pas été indiquée sur la carte et qui passe par le Lauzas où elle effondre vers le Nord-Ouest un petit compartiment de calcaires noduleux hettangiens (J. Avias, comm. orale).

Dans son ensemble, la Formation bariolée d'Ucel montre le passage entre des plaines d'inondation alluviales (et même des secteurs de pié-mont) avec des barres longitudinales fluviatiles en tresse dans les secteurs grossiers, passant à des systèmes méandrisés. Ces épisodes à dynamique élevée sont interrompus par des phases de décantation qui deviennent de plus en plus abondantes vers l'Est de la bande d'affleurement, ce qui constitue une transition au régime de sebkha évaporitique qui est la règle plus à l'Est («bassin salifère»).

Cette polarité se traduit aussi dans les épaisseurs qui augmentent vers le Sud-Est en subissant des variations souvent brutales au niveau des grands accidents. Les zones les plus en amont n'ont pas été préservées sur la feuille Aubenas alors qu'elles sont connues sur celles de Largentière et de Bessèges. Dans le secteur Largentière-Uzer-Vinezac, le panneau le plus proximal est conservé sur le compartiment occidental de la faille de Païolive-Malet. L'épaisseur semble y être de l'ordre de 50 à 60 m (sondage S 5-6 du Colombier). Dans le compartiment compris entre les failles de Malet et d'Uzer, l'épaisseur moyenne oscille entre 100 et 130 m (S 43 de la Lauze ; MM 1 de Morte-Mérie-Lestra-de ; S 201 de la Courèze). Au pied des paléofailles du faisceau d'Uzer, l'épaisseur atteint 190 m. Il est remarquable de constater que l'ordre de grandeur de ces variations est semblable à celui qui est connu plus au Sud dans la région des Vans (feuille Bessèges). La puissance de la formation bariolée dépasse 250 m à Valvignères. L'épandage des cônes

détritiques subit aussi l'influence de la structuration transverse (SSW-NNE ; axe Largentière-Uzer-Vallon souligné par la faille de la Madeleine ; « failles run » des mineurs entre Chassiers et Volpillaire).

t10. **Rhétien. Formation de la Croix-Blanche** (= « formation arko-sique gréseuse » de la légende ; = Formation des Grès et silts de la Croix-Blanche). Dans la coupe type de la Croix-Blanche (à l'Ouest de Lachapelle-sous-Aubenas ; Elmi *et al.*, 1987 ; Martin, 1984) on rapporte au Rhétien (épaisseur : 10 m) une succession de dolosparites laminées parfois riches en grains de quartz et d'oodolosparites à oolites rousses inframillimétriques. Les bivalves sont parfois abondants avec quelques empreintes frustes de *Rhaeticula* (= *Peria*) *contorta* (citée aussi à Mercuer ; 3^e édition de la feuille à 1/80 000 Privas). Les niveaux d'argi-lites et de siltites noires sont mal représentés à l'affleurement. Le litage veiné ou madré (« flaser bedding ») est, en revanche, bien développé à la Croix-Blanche où le Rhétien se termine par 2,80 m de grès fins et de dolosparites. D'autres affleurements existent au Nord de la faille de la Croix-Blanche, mais plus à l'Ouest (colline de Merzelet). Entre Ucel et Saint-Julien-du-Serre, la formation affleure sous forme de grès roux très altérés qui livrent quelques bivalves habituellement cités dans le Rhétien : « *Trigonia* » *postera*, « *Cardium* » *cloacinum* (Elmi et Mouter-de, 1965). Les mauvaises conditions d'observation ont empêché que la formation soit séparée du reste du Trias entre Nevissac et la côte de Fontbonne où l'on ne connaît que quelques affleurements de grès roux.

Dans les sondages, la Formation de la Croix-Blanche (17,3 m à Bala-zuc, 15 m à Morte-Mérie et à la Courèze, 12 m au Sau) se repère aisément grâce à ses passées d'argilites noires qui diffèrent nettement des niveaux vivement colorés de la Formation bariolée d'Ucel.

Les caractères sédimentologiques indiquent un environnement de lagon protégé par une barrière oolitique ou sableuse et passant à un système prodeltaïque de « fan delta ».

JURASSIQUE INFÉRIEUR ET MOYEN (LIAS ET DOGGER)

Depuis les travaux des années 1960 (Elmi, 1967 ; Elmi et Mouterde, 1965 ; Mouterde, 1961), les recherches biostratigraphiques, sédimentologiques et paléostratigraphiques se sont développées à l'occasion du levé de la carte géologique et du programme Géologie profonde de la France (GPF). Cette notice est l'occasion de donner une synthèse des découvertes, des données nouvelles et des interprétations actuellement proposées.

Les affleurements de la feuille Aubenas occupent une zone de transition entre la bordure du Massif central et le bassin du Sud-Est (ou bassin subalpin) dont les faciès sont connus grâce aux sondages de Ville-neuve-de-Berg et de Valvignères. Cette position est illustrée par les nombreuses et rapides variations qui affectent les terrains du Jurassique inférieur et moyen. Evidentes à l'affleurement, elles ont été particuliè-

rement bien illustrées et précisées par les sondages GPF (Balazuc 1 et Morte-Mérie 1 près d'Uzer) ainsi que par les campagnes géophysiques préparatoires à ce programme. Faciès et épaisseurs varient notablement en fonction du découpage paléostrucural en compartiments définis par de grands alignements paléostrucuraux.

Le Jurassique affleurant sur la feuille s'inscrit dans le sous-bassin d'Aubenas qui semble s'organiser selon un axe transversal (vellave) NW-SE qui se poursuit vers le Sud-Est par la « gouttière de Valvi-gnières » dont la présence est déduite des indications des sondages pétroliers réalisés dans ces localités au cours des années 1960-1963. Les limites de ce sous-bassin coïncident avec des axes paléogéographiques NW-SE (vellaves) dont l'existence est déduite de la polarité des variations de la sédimentation. Ce sont, au Sud, l'axe d'Uzer (Lar-gentière-Uzer-Vallon), et au Nord l'axe du Luol, du nom d'un affluent de l'Ardèche, qui coïncide avec les affleurements de la « dorsale de Saint-Julien-du-Serre » (Elmi, 1967 ; Mousterde, 1961) sur la feuille Privas, et qui se prolonge sur la feuille Aubenas jusqu'à Saint-Privat.

Le découpage paléostrucural est compliqué par des accidents (linéaments) longitudinaux ou cévenols (SSW-NNE) qui sont mis en évidence par des indications à la fois sédimentaires et tectoniques. Ce sont : (1) l'axe de Mialet plus ou moins superposé au prolongement de la faille de Païolive (feuille Bessèges) ; cet axe est structuré par un horst carbonifère dont la présence fut révélée par sondage (horst de Mialet) (Courel *et al*, 1980) ; et (2) l'axe longitudinal Uzer-Aubenas, aligné SSW-NNE selon le tracé de la paléofaille d'Uzer, cicatrisée par les marnes du Bathonien supérieur et qui se suit à l'affleurement entre Uzer et Lachapelle-sous-Aubenas (les Tardieux) ; elle est prolongée, entre Lachapelle et Aubenas, par les accidents en relais qui jalonnent le contact entre calcaires liasiques et marnes bathoniennes. Nous adopterons ici une nomenclature adaptée aux conditions paléostrucurales : faille d'Uzer (entre Uzer et les Tardieux), faille des Mazes pour les segments cartographiables entre Saint-Sernin et Aubenas (voir aussi « Synthèse morphostrucurale »).

La *description stratigraphique* sera exposée selon un découpage qui tient compte de cette mosaïque héritée de la paléogéographie et de la paléostrucure de la région au cours du Jurassique inférieur et moyen (Elmi, 1967, 1984a,b ; Elmi et Mousterde, 1965 ; Elmi *et al*, 1987, 1991, 1993 ; Haug, 1908 ; Ledoux, 1868 ; Martin, 1984 ; Mousterde, 1961 ; Razin *et al*, 1996 ; Roman, 1935, 1950 ; Roman *et al*, 1937 ; données inédites de Y. Cassel et S. Elmi).

• **Au Nord : la dorsale de Saint-Julien-du-Serre-Saint-Privat** (Elmi, 1967, 1990a,b). Elle comprend, sur la feuille Aubenas, les affleurements situés au Nord de la vallée de l'Ardèche, le long d'une colline séparant le ruisseau du Buis (se jetant dans l'Ardèche au Pont-d'Ucel) et la rivière du Luol. Les assises de l'ensemble Hettangien-Bathonien moyen y sont affectées de variations incessantes et spectaculaires. Avec le Bathonien moyen commence une période de sédimenta-

tion plus régulière avec le dépôt des «Calcaires à cancellophycus». Dans la vallée du Luol, les terrains liasiques sont recoupés par de nombreuses failles et seules des coupes partielles ont pu être relevées.

• **Dans la partie centrale, entre Aubenas et Saint-Sernin, l'Ardèche** s'étale largement dans la dépression qu'elle creuse dans les marnes et calcaires argileux du « groupe calcaréo-marneux ». Le Lias inférieur forme une première bande SSW-NNE dans le compartiment ouest effondré et légèrement chevauché de la faille d'Ailhon (= faille de la Bégude des rapports des sociétés pétrolières) à Mercuer, entre Mazan et la vallée de l'Ardèche dont les affleurements fournirent d'abondantes faunes hettangiennes le siècle dernier (Dumortier, 1864).

L'Hettangien et le Sinémurien, sont bien développés dans le secteur central. En revanche, les assises du Pliensbachien au Bathonien inférieur traduisent une extrême instabilité des conditions de dépôt. Bien que lenticulaires, les épisodes enregistrés sont plus nombreux que sur les bordures nord et sud. Les « Calcaires à cancellophycus » du Bathonien moyen sont bien développés à Aubenas et à Saint-Étienne-de-Fontbellon mais disparaissent au Sud.

Dans le secteur de Lachapelle-sous-Aubenas et de Vinezac, les changements de faciès et les perturbations synsédimentaires deviennent encore plus spectaculaires à l'approche du seuil d'Uzer.

• **Le seuil d'Uzer** montre des successions très incomplètes car il subit les influences conjuguées de deux axes : l'un NW-SE (Largentière-Uzer) et l'autre SW-NE (Uzer-Aubenas). Il en résulte des réductions d'épaisseur sensibles jusqu'au Callovien et des ravinements. Les faciès sont souvent moins profonds qu'au Nord.

Enfin, pour être complète, notre description donnera un aperçu des sondages implantés à l'Ouest de la faille d'Uzer et qui permettent d'avoir une image du passage au bassin du Sud-Est.

Les **divisions lithostratigraphiques** (fig. 3). Les formations décrites ci-après s'organisent en quatre « séries » ou, pour suivre le code de stratigraphie, en « groupes », selon leurs dominantes lithologiques et strato-nomiques. Au plan sédimentologique, elles s'organisent en grandes «séquences» selon un ancien découpage réalisé d'après la nomenclature de A. Lombard (1956) (SO à S10 ; voir Elmi, 1967, 1990a ; Elmi *et al.*, 1984). Ces « séquences » ne supposent pas d'interprétation chronologique. Ce sont des « lithoséquences » ou des «lithoclines» qu'il ne faut pas confondre avec les séquences (« chronoséquences ») de la stratigraphie séquentielle.

• **Série calcaréo-noduleuse** (S1, S2, S3a-b ; Hettangien et début du Sinémurien). Elle débute avec le « complexe carbonaté de base » (S1) qui témoigne de la généralité de la transgression après les premières oscillations rhétiennes. Au-dessus, viennent des alternances de calcaires en bancs ondulés et de marnes, appelées « Calcaires noduleux » par les anciens auteurs. La partie inférieure, plus calcaire (S1 + S2) est

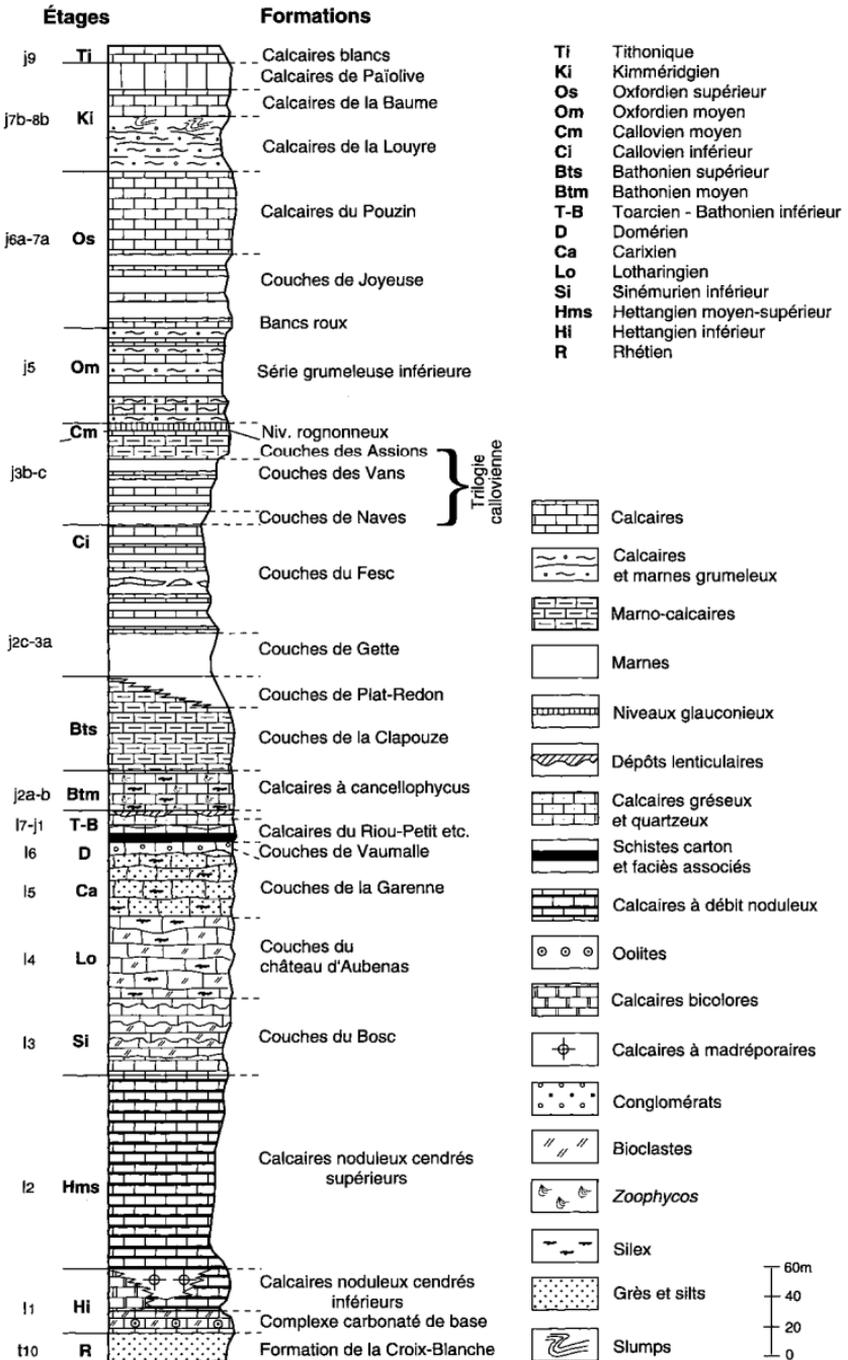


Fig. 3 - Colonne stratigraphique du Jurassique du sous-bassin d'Aubenas (données d'affleurement). Adapté d'après Elmi, 1984

parfois appelée, de façon un peu abusive, « Lias carbonaté » ; elle comprend le maximum d'approfondissement (inondation), l'inversion et la partie régressive d'un cycle mineur transgression-régression, inscrit dans la phase transgressive T2 (fig. 1).

Le maximum d'approfondissement se situe au début de l'Hettangien moyen ; la tendance régressive se développe ensuite (R2) jusque dans le Sinémurien (zone à Bucklandi). Cette série est souvent ravinée par des dépôts plus récents (début de la genèse de la paléosurface anté-Retrocostatum).

• **Série calcaréo-siliceuse** (S3b-c et S4 ; du Sinémurien à la fin du Domérien). Elle correspond à une sédimentation carbonatée de plus en plus perturbée par des apports détritiques quartzeux dont le caractère grossier s'accuse au cours du temps. La silicification, d'abord discrète (Sinémurien supérieur), devient spectaculaire pendant le Carixien (calcaires à silix des Couches de la Garenne). Au Domérien, ravinements et remaniements se combinent pour provoquer un premier paroxysme de l'irrégularité sédimentaire le long de la bande d'affleurements. Bien que ces assises subissent une forte influence silicoclastique, on ne peut en déduire un régime globalement régressif ; les brachiopodes et, sur tout, les ammonites et les organismes necto-benthiques deviennent plus abondants au cours du temps. Cette période doit donc être considérée comme un épisode transgressif composé de plusieurs cycles mineurs.

Le maximum d'approfondissement se place au début de l'ensemble suivant (série calcaréo-gréseuse). Le caractère silicoclastique semble être surtout en relation avec l'accentuation des paléoreliefs, ce qui dépend essentiellement du jeu tectonique de la marge. Les dépôts ne deviennent marneux que nettement plus à l'Est, comme l'indiquent les sondages situés à l'Est des failles de Lagorce (Villeneuve-de-Berg) et de la Fare (Valvignères).

• **Série calcaréo-gréseuse** (S5 et S6 ; Toarcien à Bathonien moyen). Les influences littorales et même continentales augmentent car les paléoreliefs s'accroissent. Des émergences localisées et brèves peuvent intervenir sur les hauts-fonds paléostratigraphiques, mais le milieu de sédimentation s'inscrit essentiellement dans une plate-forme plus ou moins profonde qui s'ouvre largement vers le large. Les perturbations sédimentaires connaissent un nouveau paroxysme.

Malgré la rareté des témoins conservés, la sédimentation pélagique apparaît à partir du Bajocien supérieur et marque le maximum d'inondation du cycle T3/R3. Cette disposition est particulièrement évidente au pied de la faille d'Uzer (sondage Balazuc 1 ; Razin *et al*, 1996) où les faciès marneux épais sont contemporains des érosions et des niveaux condensés connus sur les paléoreliefs. Dans le centre du sous-bassin d'Aubenas, on observe une transition assez progressive avec l'assise suivante par l'intermédiaire des Calcaires à *cancellophycus*, alors que les bordures et les axes structuraux subissent encore des ravinements (paléosurface anté-Retrocostatum).

• **Série calcaréo-marneuse** (S7 ; Bathonien supérieur à Callovien moyen). La sédimentation marneuse, connue jusqu'alors plus à l'Est dans le bassin, gagne la bande des affleurements actuels. La limite inférieure se place sous le Bathonien supérieur et, plus précisément, dans les secteurs subsidents, au-dessus des « Calcaires à cancellophytus » de la première partie du Bathonien moyen (zone à *Subcontractus*). La série calcaréo-marneuse se présente comme une succession de calcaires argileux, d'alternances marnes-calcaires argileux et de marnes. Ce sont les « Marnes à *Posidonomya alpina* » (= *Bositra buchi*) des notices des anciennes cartes géologiques. Notons que la forme voisine *P. dalmasi* (= *Silberlingia dalmasi*) semble cantonnée dans le Bathonien. Au sommet, la série calcaréo-marneuse médio-jurassique s'enrichit en calcaire et se termine par un repère glauconieux («niveau rognonneux») qui précède une lacune générale du Callovien supérieur et d'une partie de l'Oxfordien inférieur.

• **Les « Terres noires »** (Callovien supérieur-Oxfordien inférieur), au sens limité de marnes noires très argileuses n'admettant que quelques lits calcaires centimétriques, rares et espacés, n'existent pas à l'affleurement. On les connaît seulement dans les sondages orientaux (Villeneuve, Valvignères).

Série calcaréo-noduleuse

II. Hettangien basal. Complexe carbonaté de base (= « calcaires et dolomies » de la légende). Épaisseur : 3 à 10 m. Cet ensemble se distingue du Rhétien (Formation de la Croix-Blanche) par la disparition des siltites noires et des grès grossiers. L'absence de faune ou de microorganismes significatifs ne permet pas une datation rigoureuse de ce complexe. Il a été placé à la base de l'Hettangien (Elmi et Mouterde, 1965) car il succède à des assises qui ont livré des faunes, des microfaunes et des microflores rhétiennes et parce qu'il est surmonté par des niveaux à ammonites qui n'indiquent pas le début de l'Hettangien (absence de *Psiloceras planorbis*). Sur le plan sédimentologique, la disparition des siltites noires implique un changement du milieu qui s'ouvre plus franchement. En revanche, les faciès oolitiques peuvent exister aussi bien dans la Formation de la Croix-Blanche que dans le complexe de base. Une dolomitisation plus ou moins poussée intéresse tous les niveaux de ce complexe.

• **Dorsale de Saint-Julien** (épaisseur : 7 à 10 m). Les premières couches jurassiques affleurent dans le ruisseau du Buis et sur les pentes situées en contrebas du CD. 218 (coupe type du Sartre à la limite entre les feuilles Aubenas et Privas) ainsi que, plus à l'Est, dans les quartiers du Lauzac et des Plaines. La dolomitisation a presque complètement épargné ce secteur. On observe la superposition de trois termes lithologiques (n° 1 à 3 ; Elmi et Mouterde, 1965 ; Martin, 1984) :

- calcaires dolomitiques gris, roux en surface, en bancs décimétriques plus ou moins compacts, pouvant se déliter en plaquettes. Les bancs sont parfois boudinés par la compaction différentielle. On note des

rides de courant (ripple-marks et stratifications obliques). Microfaciès : microdolosparites à rares grains de quartz, radioles d'échinides ;

- calcaires oolitiques gris clair, en bancs décimétriques irréguliers ; oolites et bioclastes soulignent des laminations (figures de courant) ; les stylolites sont fréquents. Les bancs les plus épais (0,60 m) peuvent se terminer par des surfaces encroûtées par des oxydes de fer et modelées par des rides de courant. Présence de pyrite oxydée. Microfaciès : oomicrosparites passant, vers le haut, à des oobiosparites (packstone passant à un grainstone). Les oolites millimétriques (1 à 3 mm), souvent unicortiquées (cortex souvent ferrugineux) sont bien calibrées, souvent recristallisées. Les bioclastes (bivalves, gastéropodes, radioles d'échinides, entroques) deviennent abondants vers le haut où ils peuvent se substituer aux oolites ;

- lumachelle à mytilidés : calcaires argileux gris à patine rousse ou beige (biomicrite de type mudstone avec des passées de packstone), en plaquettes centimétriques séparées par des joints marneux. Les mollusques abondent, à l'exception des céphalopodes qui sont absents. Les bivalves dominent, en particulier les *Modiola* (*M. stoppanii*) associés à *Plagiostoma valoniensis*, *Lima pectinoides*, *Corbula ludovicae*, *Cardinia deshayesi*, *Plicatula hettangiensis*, *Liostrrea irregularis*, *L. hisingeri*, *L. gammalensis*, *L. dumortieri*, *Gryphea dumortieri*, *Pecten* cf. *valoniensis*. Les gastéropodes peuvent être abondants (moules internes de *Zygopleura* sp.). Les échinides (tests, radioles) sont rares. Ces faunes indiquent un milieu ouvert sur la haute mer, calme avec cependant des montées sporadiques de l'énergie.

• **Secteur d'Aubenas.** Le complexe carbonaté de base affleure dans la bande de Mercure (4 m à la Terrisse) où ses trois termes sont dolomiti-sés en dolomicrosparite et en oodolosparite (packstone-grainstone). Les oolites, de petites dimensions et bien calibrées, soulignent des laminations. La lumachelle n'est pas épargnée par la dolomitisation. Le complexe affleure aussi plus à l'Est (5 m aux Juillers). Au Sud de Fons (le Plantier, les Blaches, Luthe), les faciès ménagent une transition avec ceux du secteur de Lachapelle-Vinezac : dolomies « capucin » à bivalves et terriers, calcaires bioturbés, brèches polyédriques de dessiccation, lumachelle (10 m). La dolomitisation rend malaisée la séparation avec le Rhétien.

• **Secteur de Lachapelle.** Le complexe carbonate de base affleure largement près de la Croix-Blanche (Coustillon) et, plus sporadiquement, aux Crozes. Il est envahi par le « faciès capucin » qui indique une nette dolomitisation dans un milieu plus protégé des influences du large. Son épaisseur reste faible (4 à 7 m).

Il a été recoupé par le sondage Béthanie 108 (Pennaroya) implanté près du hameau des Crozes (1,5 km Sud-Ouest de Coustillon) sur des calcaires à *Diademopsis* sp. et *Plagiostoma valoniensis* (lumachelle à mytilidés ou base des Calcaires noduleux cendrés). L'épaisseur semble forte (14 m), avec, à la base, des dolosparites à barytine et à stratifications obliques, puis des biomicrites à bivalves partiellement dolomiti-sées qui correspondent à la lumachelle à mytilidés.

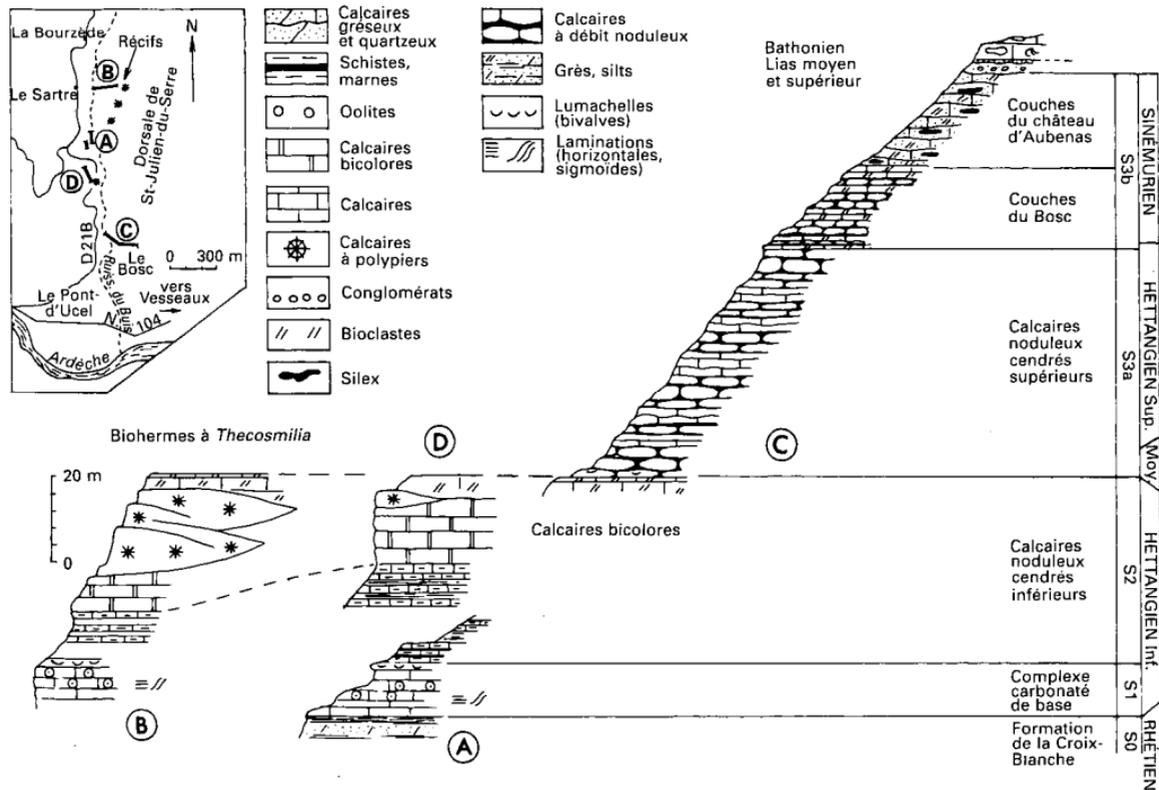


Fig. 4 - La succession lithostratigraphique du parastratotype de l'Hettangien entre le Pont-d'Ucel et St-Julien-du-Serre

Au-dessus du Rhétien viennent d'abord des calcaires dolomitiques et des dolomies rousses (biodolomicrites à pellets), à laminations entrecroisées et madrées («flaser-bedding»). Ensuite, des dolomies brunes en plaquettes correspondent à des calcaires bioclastiques et oolitiques intensément dolomités (biomicrites et oodolosparites à grains de quartz). Le complexe se termine par la lumachelle à mytilidés.

• **Seuil d'Uzer.** Les meilleurs affleurements se situent dans la vallée de la Lande près de la ferme de Toussaint. Le complexe carbonaté (environ 5 m), fortement dolomitisé, se distingue difficilement du Rhétien. La limite a été placée sous des dolomies quartzo-feldspathiques à éléments détritiques anguleux, ravinant le substratum (argilites silteuses noires). Au-dessus, les dolomies capucin, souvent quartzieuses, se poursuivent ; les bancs, épais et compacts dans la partie inférieure, se délitent en plaquettes au-dessus. On note la présence de polygones de dessiccation, de rides de courant et de chenaux. Des interbancs marneux contiennent des débris végétaux. Microfaciès des dolomies capucin : microdolosparite à dolosparite, grains de quartz corrodés par la dolomite, rares bioclastes. Ces faciès indiquent un milieu probablement protégé des influences de la mer ouverte et soumis à des émergences temporaires, encore plus littoral que celui connu plus au Nord.

• **Sondages GPF des environs d'Uzer.** Il n'y a pas de différence notable entre les deux sondages car les faciès rencontrés sont recristallisés et dolomités plus intensément qu'à l'affleurement, probablement en raison de la proximité de la paléofaïlle d'Uzer. Ce sont des calcaires en bancs centimétriques (0,05-0,10 m), à stratification très ondulée, se télescopant parfois, d'où un aspect lenticulaire souligné par des traînées marneuses. Les bancs les plus massifs sont largement stylolitisés. Quelques sections de bivalves apparaissent à la partie supérieure (équivalent de la lumachelle ?). Le microfaciès est une dolomicrosparite évoluant en dolosparite. Le matériel silicoclastique n'est représenté que de façon exceptionnelle. Des lamines ondulées, des fantômes d'éléments figurés (intraclastes ou oolites) rappellent les calcaires oolitiques. L'épaisseur a été estimée à 10 m (Morte-Méerie 1) et à 14 m (Balazuc 1).

12-3. **Hettangien-Sinémurien inférieur pro parte. Calcaires nodu-leux cendrés et Couches du Bosc** (= « alternance de calcaires spa-thiques et de calcaires noduleux cendrés » de la légende). Les coupes de référence se situent le long de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre (Elmi et Mouterde, 1965; Elmi *et al.*, 1987 ; Martin, 1984) (fig. 4). Ce sont des calcaires et des marnes hémipélagiques s'organisant en parasé-quences stratocroissantes dérivant vers un pôle calcaire. Ils enregistrent un approfondissement marqué : les premiers niveaux à ammonites marquent le « maximum d'inondation» («maximum flooding») au sens sédimentologique et succèdent à la lumachelle à mytilidés qui indique encore des conditions littorales («inondation initiale» ou «first flooding surface» au sens sédimentologique). Rappelons que les premières incursions marines commencent plus tôt : sporadiques pendant le Rhétien, générales au début de l'Hettangien avec le dépôt du complexe carbonaté de base.

La région d'Aubenas présente un beau développement des faciès récifaux et périrécifaux au cours de l'Hettangien inférieur (à la fin de la zone à Johnstoni), à la fin du terme inférieur des Calcaires noduleux cendrés. De petits récifs, décimétriques à hectométriques (« patch-reefs ») jalonnent les bords du sous-bassin d'Aubenas et séparent un domaine de plate-forme protégée et parfois isolée, à l'Ouest et au Sud, d'un domaine de plate-forme marine profonde et ouverte aux influences pélagiques qui se développent vers l'Est. Latéralement, ils passent à des faciès périrécifaux :

- calcaires stratifiés à madréporaires branchus de petite taille qui ne pouvaient constituer des biohermes (profondeur trop importante, abondance des apports argileux) ;
- calcaires bioclastiques (entroques, radioles, bivalves, gastéropodes et madréporaires solitaires). Ce sont des biomicrites et des biosparites indiquant un hydrodynamisme trop fort pour permettre l'installation des biohermes ; ils caractérisent le milieu d'avant-récif ;
- calcaires bicolores (calcaires bioturbés, dolomitisés, riches en myaires et en bioclastes). La bioturbation intense, introduit une différenciation entre la matrice calcaire (gris clair) et le bioturbat dolomitisé (ocre-jaune). La position de ces calcaires bicolores correspond à l'arrière-récif.

• **Dorsale de Saint-Julien.** Les Calcaires noduleux cendrés (I2) ont été cartographiquement individualisés alors que les Couches du Bosc ont été groupées (I3-4) avec le reste des assises sinémuriennes. Les coupes de la dorsale sont considérées comme parastratotype (ou coupe de référence) pour la biostratigraphie de l'Hettangien (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi *et al.*, 1984), essentiellement pour les zones inférieure à Planorbis et médiane à Liasicus. Les gisements ont été très exploités et ils ne se renouvellent que lentement.

- **Les Calcaires noduleux cendrés inférieurs** (n° 4 à 6 : Elmi et Mouterde, 1965 ; S2 : Elmi *et al.*, 1984. Epaisseur : 50 m en moyenne) commencent par une alternance décimétrique de bancs calcaires faiblement ondulés et de marnes noires. La couleur gris foncé à la cassure (esquilleuse) prend une patine terne et gris clair à l'affleurement (d'où le qualificatif « cendré » donné à cette formation lors de sa définition initiale par G. Fabre, 1894). Dans le premier mètre, *Psiloceras psilonotum striatulum* indique un âge légèrement plus récent que le début de l'Hettangien (sous-zone à Planorbis, horizon à Pylonotum) car la présence du vrai *P. planorbis* n'a pas été établie. Les ammonites sont associées à des bivalves (« *Pecten* » *pollux*, *Plagiostoma valoniensis*) et à des gastéropodes (moules internes de *Zygopleura*). *P. plicatum* et *P. reynesi* (horizon à Plicatum) apparaissent ensuite. Les *Cardinia* abondent sporadiquement dans cette partie basale. Au-dessus, les interbancs marneux sont de moins en moins épais. Ils contiennent *Caloceras johnstoni* (sous-zone à Johnstoni).

On passe ensuite à des calcaires en bancs à surfaces ondulées. Ils sont souvent bicolores à l'affleurement, ce qui est dû à une dolomitisation différentielle en rognons décimétriques qui correspondent à d'anciens terriers. Ce sont encore des biomicrites argileuses à rares bioclastes qui contiennent localement quelques madréporaires solitaires.

Quelques coprolites de crustacés (*Favreina*) ont été reconnus dans des intrabiomicrites. Ce faciès bicolore peut se poursuivre jusqu'au sommet de la formation (la Bourzède ; carrière du Bosc près du CD. 218) en se chargeant en bioclastes (radioles d'échinides, entroques, bivalves) et, parfois, en madréporaires. Localement, il peut passer à des récifs à madréporaires branchus (*Thecosmila*).

Les Calcaires noduleux cendrés inférieurs se terminent par des calcaires bioclastiques, riches en entroques. Ainsi, après un approfondissement initial et brutal amenant un régime de plate-forme externe distale et non agitée par les courants, la sédimentation devient plus calcaire, la profondeur diminue et la subsidence ralentit. L'espace disponible subit un comblement progressif favorable à l'installation d'un cortège récifal. Les calcaires bioclastiques qui scellent l'ensemble marquent le passage dans un milieu plus agité, alors que la profondeur diminue et que le taux de sédimentation se réduit. La bioturbation se traduit par l'existence de nombreux terriers horizontaux. Microfaciès : biomicrites à bivalves passant à des biomicroparites ; pelletoides ; entroques fréquents, roulés, usés ou brisés, perforés et entourés par des enveloppes micri-tiques ; quelques intraclastes micritisés ; oolitisation de quelques particules ; rares spicules de spongiaires ; silts quartzeux rares et corrodés. La texture est de type packstone. Ces caractères indiquent un milieu d'agitation moyenne et, périodiquement, forte, alors que la profondeur diminue et que le taux de sédimentation se réduit (biosparite à bivalves, spicules de spongiaires, entroques et nombreux terriers horizontaux).

Les Calcaires noduleux cendrés inférieurs sont scellés par une surface durcie, perforée, colonisée par des huîtres et parsemée de galets centimétriques, qui marque la fin de la lithocline S2 («Lias carbonaté») et d'un cycle mineur transgression-régression subordonné au grand cycle 2.

- **Les Calcaires noduleux cendrés supérieurs** (n° 7 à 12 : Elmi et Mouterde, 1965 ; S3a : Elmi *et al*, 1984. Épaisseur 50 à 55 m) débutent avec l'approfondissement maximum du cycle T2 qui se traduit par le dépôt d'assises marneuses et calcaréo-marneuses à caractère hémipélagique dénotant des conditions de plate-forme profonde ou de bassin ; en raison du morcellement paléostrucural s'installe un régime d'ombilic subsident, profond (probablement plus de 200 m) et relativement isolé. Dans la coupe type du Buis (méandre du Bosc, d'après la toponymie des anciennes cartes en hachures), les Calcaires noduleux cendrés supérieurs s'organisent en 7 ou 8 paraséquences stratocroissantes (un doute subsiste quant à la partie terminale qui affleure mal).

La paraséquence inférieure (paraséquence à *Wahneroceras*) commence par 4,50 m de calcaires argileux compacts, gris-noir, localement riches en bivalves et en crinoïdes, en bancs à surfaces irrégulières et ondulées, séparés par des marnes feuilletées noirâtres. Les niveaux les plus inférieurs (env. 1 m) sont les plus riches en bioclastes et se terminent par une surface perforée portant des huîtres fixées et des accumulations de galets calcaires. Ces niveaux de base montrent ainsi les caractères d'un «intervalle condensé» qui marque l'approfondissement initial succédant aux tendances régressives précédemment constatées au sommet du terme inférieur des Calcaires noduleux cendrés. Cette pre-

mière paraséquence s'achève par 1 m de calcaires argileux à débit noduleux et de passées marneuses centimétriques ; une riche faune d'ammonites y a été récoltée : **Storthisceras portlocki* (Elmi et Mouter-de, 1965, pl. 6, fig. 2 et 5), f. *extracostatum* (*ibid.*, pl. 6, fig. 3), f. *grammicum* (*ibid.*, pl. 6, fig. 4 ; pl. 7, fig. 1,2), **S. angerbachense*, (*ibid.*, pi. 5, fig. 2) ; **S. gottingense* (*ibid.*, pl. 7, fig. 3), *Megastomoce-ras latimontanum*, indiquant des influences paléobiogéographiques mixtes (germaniques et alpines = téthysiennes) (zone à Liasicus, sous-zone à Portlocki). Les bivalves abondent : *Cardinia* spp., *Plagiostoma valoniensis*, *Mactromya liasina*,... Au plan de la stratigraphie génétique, la paraséquence à *Waehneroceras* marque l'approfondissement maximum du cycle 2 (surface d'inondation maximum).

La deuxième paraséquence (7 m) comprend toujours des faisceaux de bancs ondulés («noduleux») séparés par des joints marneux qui s'amincissent progressivement. Les ammonites sont assez nombreuses : *Alsatites liasicus* (Elmi et Mouterde, 1965, pl. 5, fig. 1), *Alsatites pla-tystoma* (*ibid.*, pl. 3, fig. 2) (zone et sous-zone à Liasicus). *A. laqueus* semble se situer au-dessus mais n'a pas été récolté en place. Les bivalves comprennent des formes fouisseuses (*Mactromya liasina*, *Phola-domya prima*) et benthiques (*Liostrea rugata*) parfois associées à *Ser-pula socialis*. La fin de la paraséquence est soulignée par un banc (0,30 m) de calcaire biomicritique à entroques.

Au-dessus (n° 11-12a), les paraséquences évoluent selon un mode stratocroissant de plus en plus marqué ; elles deviennent plus calcaires mais les bancs restent minces (0,05-0,15 m), ondulés et irréguliers, souvent bioturbés. Le microfaciès est toujours une biomicrite (mudstone-wackestone) à bioclastes de bivalves et rares radiolaires, avec quelques passées contenant des entroques dispersés. Les ammonites deviennent rares ; elles indiquent la zone à Angulata :

- à la base de la paraséquence 3 (n° 11) : *Schlotheimia* sp. ;
- au sommet de la même unité : *Schlotheimia* aff. *lymensis* (Elmi et Mouterde, 1965, pl. 8, fig. 2), **S. polyptycha*, * *S. oxygonia* ;
- dans la paraséquence 4 : * *S. germanica* ;
- dans la paraséquence 5 : *S.* cf. *similis*.

Les bivalves sont fréquents, représentés par des fouisseurs (*Mactromya liasina*, **Pholadomya glabra*) et quelques cardinies.

• **Secteur d'Aubenas** (I2). Les affleurements, nombreux mais hachés par les failles, ne permettent pas d'établir de coupes continues. Les « patches » récifaux affleurent entre les Juillers et Nevissac (2 km à l'Ouest de Saint-Étienne-de-Fontbellon) où ils reposent sur les calcaires bicolores, riches en radioles, gastéropodes et bivalves. Les biohermes (5 m d'épaisseur au maximum sur 20 m de long) sont formés de biomicroparites à madréporaires coloniaux en dômes (*Thecosmilia*) ; ils se terminent par des biosparites à bivalves, madréporaires isolés et entroques, comparables aux calcaires bioclastiques du sommet de la lithocline S2 de la dorsale de Saint-Julien. Cette biosparite peut remanier les niveaux sous-jacents sous forme de clastes millimétriques. La base de S2 n'est pas exposée, la faille WNW-ESE de Nevissac la mettant en

* L'astérisque indique soit un changement significatif de l'attribution générique ou spécifique, soit une citation nouvelle et importante.

contact avec le complexe carbonaté qui n'a pas été cartographiquement individualisé sur ce point.

De petits récifs à *Thecosmilia* existent aussi à Mercuer (Mazan, Lachamp) où les calcaires bicolores envahissent la plus grande partie du membre inférieur des Calcaires noduleux cendrés. Leur partie inférieure est une alternance décimétrique marnes-calcaires qui contient *Psiloceras plicatulun* (Elmi et Mouterde, 1965, pl. 1, fig. 2) et *Caloce-ras johnstoni* (*ibid.*, pl. 2, fig. 12). Les brachiopodes abondent dans quelques niveaux plus délités : « *Terebratula psilonoti* » qui doit être rapportée à **Lobothyris ovatissimaeformis* (Almérás et Elmi, 1987, pl. 1, fig. 6), **Zeilleria perforata* (*ibid.*, pl. 1, fig. 2 à 5) et *Calcirhynchia calcarea* (*ibid.* pl. 1, fig. 7-8). Ces brachiopodes trouvaient un biotope à leur convenance dans des milieux riches en spongiaires, à la limite inférieure de la zone photique, avant l'installation des faciès bicolores et des organismes constructeurs.

Les récifs n'ont pas été reconnus à Aubenas sur le flanc sud de la vallée de l'Ardèche (Pont-d'Aubenas). Les travaux du nouvel embranchement de la route de Vals-les-Bains (carrefour N. 104-N. 102) ont dégagé de beaux affleurements de calcaires bicolores. Ils se présentent en bancs compacts (0,10-0,20 m), gris clair flammés de roux ; la bioturbation donne un aspect bosselé aux surfaces de bancs. Le membre inférieur se termine par des calcaires dolomitiques à grains de quartz, débris de bivalves et mytilidés (équivalent des calcaires bioclastiques du Bosc et de la lumachelle à ostréidés de Lachapelle-sous-Aubenas). Il n'a pas toujours été possible de séparer avec précision le membre supérieur des Calcaires noduleux cendrés et les Couches du Bosc, bien qu'ils affleurent largement entre Aubenas et Saint-Sernin mais sans offrir une bonne coupe.

• **Secteur de Lachapelle-sous-Aubenas** (I2-3). De nombreux affleurements sèment les collines et les vallons situés entre Vinezac et le CD. 103 (la Croix-Blanche). Les coupes continues sont cependant rares, ce qui rend difficile le suivi cartographique des failles sur le terrain. L'épaisseur des assises est moindre qu'au Nord. Cette réduction est due à la fois à des érosions synsédimentaires et à la baisse du taux de sédimentation. Les milieux de dépôt subissent plus nettement l'influence du domaine littoral et les conditions d'isolement s'accroissent (tendance au régime de plate-forme interne).

- Près de la Croix-Blanche (Latour, Coustillon), les **Calcaires noduleux cendrés inférieurs** ne dépassent guère 20 m d'épaisseur. L'alternance marnes-calcaires de la base livre de rares *Psiloceras* cf. *psilonotum* (sous-zone à Planorbis, horizon à *Psilonotum*). Quelques récifs décimétriques se développent au sein des calcaires bicolores. Ce membre inférieur (S2) comporte aussi des calcaires souvent dolomitisés à coprolites de crustacés (*Favreina*) qui constituent un repère régional fréquemment utilisé. Vers l'Est, à Soudournas, on note l'existence d'une oobiomicroite faiblement dolomitisée : oolites remaniées, radioles, entroques, spicules et stromas d'éponges triaxones, débris de bivalves. L'ensemble se termine par la lumachelle à ostréidés (*Liostrea hisingeri*) et à *Diademopsis serialis*. Microfaciès : pelmicrite à biopelmicrite

(wackestone à packstone) légèrement dolomitique et ferrugineuse (ankérite), irrégulièrement quartzeuse ; *Favreina*, débris de bivalves, gastéropodes (rares), entroques (rares), spicules d'éponges, intraclaste ; exceptionnellement : oolites recristallisées.

- D. Martin (1984) a daté les **Calcaires noduleux cendrés supérieurs** grâce à la découverte d'ammonites dans la coupe de Latour (cf. Elmi *et al.*, 1984) :

- à environ 10 m au-dessus de la lumachelle à ostréidés : *Alsatites* gr. *laqueus* (zone à Liasicus, horizon à Laqueus) ;

- immédiatement au-dessus : *Alstatites platystoma* et *A. liasicus* f. *laqueolus* (zone et sous-zone à Liasicus) ;

- 1 m au-dessus : *Schlotheimia amblygonia rectangularis* (zone à Angulata).

Les faunes à *Alsatites* ont aussi été trouvées près de Vinezac (Colo, *in* Mouterde, 1961). Un **Sunrisites hadroptychum*, provenant de la même localité, est conservé dans la collection Dumortier (muséum d'histoire naturelle de Lyon) mais on ne connaît pas son origine exacte. La présence de la zone à Angulata est aussi indiquée par la découverte d'un **Schlotheimia* sp. (Y. Cassel, inédit) à la Sauzède-le Serre (1,5 km au Nord-Est de Vinezac).

L'ensemble de cette unité contient de nombreux bivalves *Cardinia* spp., *Plesiocyprina breoni*, *Pholadomya glabra*, *Mactromya liasina*. L'ondulation des bancs donne une allure noduleuse marquée, encore accentuée par la bioturbation due à des terriers horizontaux du type *Chondrites* de dimensions décimétriques. Les marnes sont réduites à de minces joints centimétriques.

- Les **Couches du Bosc** se présentent sous leur aspect habituel d'alternance métrique de calcaires fins en bancs ondulés de 5 à 8 cm séparés par des joints marneux, et de calcaires plus ou moins bioclastiques en bancs plus compacts épais de 0,20-0,30 m. Le repère bioclastique et les bancs compacts sont des biomicrites et des micrites à bioclastes (bivalves, échinodermes) et à pellets (wackestones), contenant quelques grains de quartz (100 µm) et des exoclastes atteignant 1 cm. La silicification est modeste mais s'accroît vers le haut (gryphées revêtues d'orbicules de silicification). Terriers et pistes décimétriques. Rares nautilus et ammonites : *Coroniceras* aux Tardieux près de Lachapelle. La partie supérieure est le plus souvent tronquée par la paléosurface anté-Toarcien supérieur (les Tardieux et la station de la Croisette ; entre Veyras et le Servidal ; l'Hôpital, Boude). Microfaciès des bancs ondulés : micrite argileuse d'apparence nébuleuse (bioturbation), présence exceptionnelle de silts quartzeux.

• **Seuil d'Uzer** (I2-3). Les variations s'amplifient à Uzer où elles sont bien exposées de part et d'autre du cours inférieur de la rivière de la Lande entre le Moulin, Lestrade et la Croisette. Les faciès montrent un caractère nettement plus proximal qu'au Nord et à l'Est. L'Hettangien inférieur présente une succession qui évoque les faciès caussenards (faciès Parlatgé ; Bourbon, 1978) ; l'Hettangien moyen et supérieur, nettement plus carbonaté et bioturbé que plus au Nord, accuse cette évolution particulière.

- Les *Calcaires noduleux cendrés inférieurs* commencent par un ensemble à dominante marneuse (environ 6 m) et de teinte sombre. Celui-ci comprend plusieurs paraséquences qui débutent par une argile noire, puis passent à une marne gris sombre puis à une dolomicrite sombre à patine ocre. On y récolte des bivalves, des madréporaires, des entroques. D. Martin (1984) a trouvé *Caloceras langei* (zone à Planor-bis, sous-zone à Johnstoni) ainsi que *Chlamys thiollierei*. Au-dessus, des bancs compacts de dolosparite jaunâtre ou ocre (capucin), correspondant à la recristallisation d'une biomicrite, contiennent des bivalves et des entroques. Le sommet passe à la lumachelle à ostréidés (*Liostrea hisingeri*, *Alectryonia rhodani*, *Plagiostoma valoniensis*).

- Les *Calcaires noduleux cendrés supérieurs* montrent une alternance de calcaires noduleux et de calcaires bicolores ; l'ensemble est intensément bioturbé (tranchée d'Uzer). C'est à proximité immédiate que se situe le gisement fossilifère de la Croisette illustré par E. Dumortier (1864).

- Les *Couches du Bosc* sont largement amputées par l'érosion postérieure (du Domérien supérieur au Bathonien inférieur) et tronquées par la paléosurface. La faune comprend des pentacrines et des gryphées souvent silicifiées. De très rares ammonites (*Arietites* sp.) ont été récoltées dans le talus qui domine la rive droite de la Lande (quartier de la Courèze, au pied de la falaise rocheuse des Calcaires du Pouzin de l'Oxfordien terminal qui domine Uzer vers l'Est).

• **Sondages des environs d'Uzer.** Le sondage GPF Morte-Mérie MM 1 (près de Lestrade) a recoupé environ 100 m d'assises présentant le faciès de la série calcaréo-noduleuse (Calcaires noduleux cendrés et Couches du Bosc). À Balazuc 1 (1 km à l'Est de MM 1), le terme inférieur («Lias calcaire») débute avec des marnes gris-noir et des bancs minces et très ondulés de carbonates fins dont les limites sont rendues nébuleuses par la compaction différentielle, la striction et la bioturbation. C'est le «faciès Partlage» de type caussenard, connu à l'affleurement près de la Lande. Quelques bivalves (*Mactromya*). Microfaciès : dolomicrosparite admettant des «nuages argileux» résultant de la perturbation d'une lamination originelle (à la base). Puis des micrites sombres à filaments (bivalves), brachiopodes, spicules de spongiaires témoignent de l'installation timide d'un milieu hémipélagique dans lequel viennent se déposer de très rares bioclastes (bivalves, entroques). La partie supérieure forme une barre carbonatée très dolomitisée (dolomicrosparite).

Seule la base des Calcaires noduleux cendrés supérieurs (S3a) a été carottée. Ce sont des calcaires en bancs centimétriques ondulés et nodularisés (bioturbation et striction), séparés par de minces lits argileux. Le microfaciès indique un milieu hémipélagique, de bas de pente : micrite argileuse à bioclastes (fragments d'entroques et de radioles ne dépassant pas quelques centaines de microns) et à pellesoïdes. Les clastes sont parfois alignés. Les spicules de spongiaires sont assez abondants. La présence de radiolaires ne peut être confirmée en raison de la recristallisation et de la dolomitisation tardives. Ces caractéristiques confirment l'approfondissement notable qui intervint au début de la S3a (« maximum flooding surface »).

À Morte-Mérie, les Couches du Bosc sont ravinées par la paléosurface. À Balazuc, leur caractérisation a été établie sur les déblais de forage.

Remarque. La nature hémipélagique des dépôts de l'Hettangien et du Sinémurien a offert de bonnes perspectives pour l'établissement d'une biostratigraphie des nannofossiles calcaires (Lozar, 1992). L'étude a porté sur les coupes du Bosc et des Tardieux, complétées par celles de Gammal (feuille Alès) et de Chou (feuille Privas). La succession des événements biostratigraphiques peut être utilisée comme référence :

- zone à Planorbis : première apparition (FAD) des petits *Crepidolithus* ;
- zone à Liasicus : première apparition de *Crepidolithus crassus* ;
- zone à Angulata : première apparition de *Tubirhabdus patulus* ;
- zone à Angulata ou zone à Bucklandi : première apparition de *Mitrolithus elegans* ;
- zone à Bucklandi : première apparition de *M. jansae*.

Série calcaréo-siliceuse

I3-4. Sinémurien. Couches du Bosc (I3) et du château d'Aubenas (I4) (= « calcaires micritiques à silex » de la légende). La sédimentation carbonatée est de plus en plus perturbée par des apports quartzeux progressivement grossiers ; la silicification se développe. Les Couches du château d'Aubenas manquent souvent dans les secteurs de Lachapelle et d'Uzer. Aussi, le groupement I3-4 n'a-t-il été utilisé que dans les secteurs de Saint-Julien et d'Aubenas.

• **Dorsale de Saint-Julien** (n° 12c-17 : Elmi et Mouterde, 1965 ; S3b : Elmi et al, 1984). Epaisseurs : 15 m en moyenne pour les Couches du Bosc ; très variable, 3 à 15 m, pour les Couches du château d'Aubenas.

- Les *Couches du Bosc* présentent une succession de paraséquences constituée par l'alternance métrique de niveaux tendres formés de calcaires micritiques en bancs ondulés semblables à ceux des Calcaires noduleux cendrés, et de bancs plus compacts, plus épais (0,30-0,60 m), à surfaces relativement planes, et riches en éléments bioclastiques aux quels s'ajoutent des grains de quartz. La limite inférieure est placée sous une barre repère (le « repère bioclastique » roux) qui se suit dans toute la région et qui est particulièrement bien exposée dans la coupe du Bosc (méandre du ruisseau du Buis). Il s'agit de deux bancs (0,40 et 0,20 m) séparés par une surface encroûtée et ferrugineuse ; ils contiennent quelques articles silicifiés de pentacrines. Microfaciès : biomicrite à biomicrosparite. Immédiatement au Nord (Gras de Vesseaux, feuille Privas), la formation commence avec un banc encroûté par des oncoïdes et par une pellicule bioclastique riche en entroques et autres bioclastes (bivalves, gastéropodes, radioles) et en organismes tubulaires ramifiés et de position systématique encore incertaine, les *Neuropora socialis*. Des niveaux semblables sont aussi communs sur le seuil d'Uzer : ruisseau de Boude en amont de Morte-Mérie (Lestrade). Ces observations

indiquent un ralentissement de la sédimentation et une diminution de la profondeur, au moins sur les bordures du sous-bassin d'Aubenas.

Au-dessus, les niveaux ondulés contiennent encore *Mactromya* et *Cardinia*. Des gryphées (*G. arcuata*) existent de façon sporadique dans les bancs compacts. Latéralement (Serre des Champs, feuille Privas), elles sont souvent revêtues par des orbicules de silicification qui affecte aussi les pentacrines. Les entroques et les apports quartzeux s'accroissent vers le haut dans les bancs compacts (biomicrosparites à gros entroques, pellets, radioles, spicules, radiolaires) tandis que les niveaux ondulés n'admettent presque plus de passées marneuses.

Les ammonites sont très rares, mais permettent de reconnaître le sommet de l'Hettangien (*Schlotheimia* sp.) dans les calcaires ondulés qui surmontent le «repère bioclastique». L'essentiel de la formation doit être rapporté au début du Sinémurien inférieur (zone à Bucklandi, sous-zone à Rotiforme) grâce à *Coroniceras rotiforme*.

- Les **Couches du château d'Aubenas** sont très irrégulières car elles ont subi un ravinement important. Elles sont ici représentées par des calcaires à silex qui suivent en continuité les Couches du Bosc. Ils occupent une position semblable aux assises datées du Sinémurien supérieur près de Privas (calcaires à silex inférieurs des Calcaires à entroques de Privas). Le détritisme quartzeux devient très fort. À la base, des gryphées silicifiées (*Gryphaea arcuata incurva*) indiquent que la formation débute dans le Sinémurien inférieur. Dans la masse, *Asteroceras* cf. *obtusum* signe le Sinémurien supérieur (« Lotharingien » des auteurs français).

• Secteur d'Aubenas (I3-4)

- Les **Couches du Bosc** présentent leur alternance métrique habituelle de calcaires fins en bancs décimétriques ondulés et de calcaires plus compacts, dont le contenu bioclastique et quartzeux augmente vers le haut. L'épaisseur moyenne dépasse 30 m (Nevissac) quand ils n'ont pas subi d'érosion. *Mactromya liasina* abonde souvent dans les niveaux ondulés. *Gryphaea arcuata* est présente de façon sporadique ; elle ne donne jamais de véritable lumachelle. Ces coquilles sont de plus en plus souvent silicifiées. Quelques *Arietites* (*s.l.*) et *Coroniceras* sp. (les Tardieux, Lespine) confirment l'âge sinémurien inférieur (zone à Bucklandi). Les ravinements ont commencé, le plus souvent, dès la fin du Sinémurien.

- Les **Couches du château d'Aubenas** se présentent sous un faciès très changeant de calcaire à entroques gris à taches rousses admettant des passées gréseuses et des silicifications souvent diffuses. Les affleurements sont discontinus (végétation, failles). La coupe type peut être établie sous le château d'Aubenas, le long de la R.N. 102 (direction Vals) et sous le Dôme de la même ville. L'épaisseur ne semble pas dépasser une vingtaine de mètres. Ce sont des calcaires à entroques quartzeux ou gréseux, en bancs décimétriques (0,30 à 0,50 m) parfois subdivisés par des surfaces ondulées, rubéfiées mais sans perforation. Des grès (moyens à grossiers) s'intercalent en lentilles anastomosées d'épaisseur centimétrique, modelées par des rides de courant dissymétriques. Ils doivent être interprétés comme des tempestites. Le matériel

quartzeux existe presque toujours dans les calcaires, mais sa disposition tourbillonnaire, due à la bioturbation par des organismes fousseurs, ne permet pas d'établir les conditions de mise en place. Le rôle des courants gravitaires a dû aussi intervenir dans la distribution des matériaux terrigènes (quartzeux) ou carbonatés (divers lithoclastes de carbonates présentant le faciès de la « série calcaréo-noduleuse ») et des bioclastes. Il est évident que la bordure ardéchoise se place alors dans le domaine infratidal soumis à l'action des vagues, des tempêtes et des courants. Des « mass-flows » (écoulement sous-marin en masse) ont pu intervenir mais ils ne sont pas sensibles à Aubenas, alors que l'on peut leur faire jouer un rôle dans la mise en place des accumulations connues par sondage (BAL 1) au pied de la paléofaïlle d'Uzer, ou dans la distribution de bioclastes et fragments grossiers (> 1 cm) dans des micrites fines (Lestrade et le Sau près d'Uzer).

Les gryphées peuvent être abondantes dans certains bancs, mais sans former de lumachelle ; elles sont disposées en désordre ce qui témoigne d'une agitation notable et, parfois, d'un transport. La profondeur de dépôt semble ainsi supérieure à celle à laquelle se sont accumulées les classiques « lumachelles à gryphées » de la plate-forme (du Lyonnais au bassin de Paris). Le microfaciès varie d'une micrite à une biosparite à grains de quartz et à un grès à ciment biomicritique ou biosparitique (texture packstone à grainstone). Deux caractéristiques pétrographiques doivent être soulignées : (1) l'abondance des liserés argileux inframilli-métriques, dans lesquels les grains de quartz polycristallins sont dissociés (liserés de compaction) ; et (2) l'abondance des exoclastes de micrite rousse. Les pellesoïdes peuvent occasionnellement abonder. Les bioclastes, essentiellement des entroques, présentent parfois une enveloppe micritique résultant de l'activité microbienne. La silicification est présente dans toute la formation, d'abord diffuse puis affectant les lentilles gréseuses et les terriers. Les éléments de datation sont rares. À la base, *Gryphea arcuata incurva* est une forme généralement associée à la faune de la zone à *Semicostatium*, et il est logique de faire débiter l'âge de la formation à la fin du Sinémurien inférieur.

Au Sud d'Aubenas, la distribution de la formation devient très irrégulière (lacunes d'érosion). A Chastrenas (Nord de Lachapelle), elle se présente sous forme d'une vingtaine de mètres de calcaires plus ou moins bioclastiques, à taches rouges. La texture passe d'un wackestone à un packstone au sommet. Il y a aussi accroissement de la fraction quartzeuse selon la même polarité. La silicification est notable et peut donner des silex mal délimités. Les bancs, irréguliers, se terminent par des surfaces ondulées ; certaines sont perforées, indiquant que la profondeur moyenne fut probablement plus faible qu'à Aubenas. Ces calcaires se terminent par une passée de grès grossier à ciment crinoïdique localement glauconieux. En lame mince, ce sont des biomicrites (wacke-stone-packstone) à grains de quartz passant à des grès calcaires (plus de 50 % de quartz), avec rares feldspaths. Légère dolomitisation. La silicification diffuse suit le tracé d'anciens terriers. Macrofaune rare : gryphées éparses, bélemnites, *Lytoceras* sp., *Asteroceras* sp.

• **Secteur de Lachapelle et seuil d'Uzer. Seuls de rares témoins de calcaires bio- et silicoclastiques ont été préservés sous forme de len-**

tilles qui ravinent parfois les Couches du Bosc (Morte-Mérie). Dans le sondage Balazuc 1, les niveaux du Sinémurien et du Carixien sont mal individualisés dans un ensemble épais de 140 m qui enregistre une accélération de la subsidence.

Les Couches du château d'Aubenas peuvent être interprétées comme l'enregistrement de l'inversion entre la partie régressive du cycle 2 et la partie transgressive du cycle 3. Il faut aussi remarquer qu'elles sont contemporaines des premiers ravinements importants et d'un jeu distensif important des paléostructures.

15-6a. **Carixien. Couches de la Garenne** (= « calcaires noirs à silex » de la légende). Le faciès des Couches de la Garenne peut monter à la base du Domérien. La coupe type se trouve à la Garenne de Laurac sur la feuille Largentière

Ce sont des calcaires à entroques, quartzeux ou gréseux, riches en silex de contours irréguliers (silicification d'anciens terriers et de lentilles gréseuses). Cette formation montre un enrichissement massif en matériel silicoclastique dont le modelé continental n'a pas été modifié par le transit en milieu marin. Les feldspaths deviennent abondants. La texture est le plus souvent une biosparite mais le nourrissage syntaxial des entroques masque les relations initiales entre les grains. Sur les bordures du sous-bassin d'Aubenas, la formation s'amincit et peut disparaître.

• **Dorsale de Saint-Julien.** On rapporte au Carixien des niveaux lenticulaires de brèches à bélemnites.

• **Secteurs d'Aubenas et de Lachapelle.** Les faciès changent incessamment dans le détail, par suite des arrivées silicoclastiques (quartz remanié à partir du Trias), auquel s'ajoutent irrégulièrement des feldspaths et des gravelles calcaires provenant du Lias inférieur. Les lacunes par non-dépôt et par érosion sont fréquentes. L'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres. À Chastrenas, des calcaires gréseux à entroques (5 à 8 m) constituent des bancs à surfaces ondulées, ferrugineuses, perforées et glauconieuses. Ils contiennent des bélemnites et quelques grands moules internes, criblés de grains de quartz centimétriques qui indiquent le sommet du Carixien et, peut-être, le passage au Domérien : *Liparoceras* sp. (macroconques) et *L. (Becheiceras) gr. bechei-nautiliforme*. À Veyras (Elmi, 1964a), les Couches de la Garenne (5 m) débutent par une brèche à ciment de calcaire quartzeux à entroques qui contient des galets de micrites remaniés à partir des Couches du Bosc sous-jacentes ; les calcaires à entroques superposés ont livré *Oistoceras figulinum* (Alméras et Elmi, 1987, pl. 5, fig. 5) qui est une des rares ammonites du Carixien supérieur (zone à Davoei) actuellement connues en Ardèche. Il semble ainsi que le Carixien ait connu plusieurs phases d'érosion-incision en bas niveau marin relatif. Microfaciès : biomicrite glauconieuse (wackestone-packstone) à éléments finement broyés (entroques, bivalves, ooïdes), à grains de quartz hétérométriques pouvant dépasser 2 mm ; rares feldspaths corrodés.

• **Sur le seuil d'Uzer**, le Carixien se présente sous forme de lentilles ravinant les Couches du Bosc. Ainsi, au Sau (colline dominant la Lande et Lestrade), ils forment un empilement de bancs métriques remplissant un chenal avec débordement (onlap) vers le Sud-Est sur une épaisseur atteignant 8 m. Ce sont des calcaires gréseux à entroques, à grands rostrés de bélemnites. Ils avaient d'abord été rapportés au Toar-cien (Elmi, 1967, fig. 34, p. 186) mais ils ont livré **Uptonia jamesoni* (récolte Y. Cassel) et des **Cuersithyris radstockensis* qui indiquent le Carixien inférieur (zone à Jamesoni). À Morte-Mérie (Lestrade), des calcaires comparables contiennent des oncolites, des pectinidés, des limidés et des brachiopodes (*Spiriferina praeostrata*, rhynchonelles).

16b. **Domérien. Couches de Vaumalle** (= « calcaires gréseux » de la légende) (= n° 20 : Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi, 1967 ; = S4 : Elmi *et al.*, 1984). Il est aussi indiqué « marnes micacées » par suite d'une erreur d'impression : le faciès marneux du Domérien n'affleure pas sur la feuille Aubenas, il est seulement connu dans les sondages de Ville-neuve-de-Berg et de Valvignères. La coupe type de cette unité lithostratigraphique se trouve sur la feuille Privas (le Béal et ravin de Vaumalle, le long de la N. 104 à 5 km à l'Ouest de Privas ; Elmi et Mouterde, 1965). Ce sont des calcaires à entroques, bioclastiques, souvent riches en brachiopodes et bélemnites et de couleur fréquemment rougeâtre (d'Aubenas à Lachapelle) ou blanchâtre (dorsale de Saint-Julien et seuil d'Uzer). Les très rares lentilles, témoins du Domérien inférieur, n'ont pu être cartographiées séparément. Elles seront traitées avec le reste du Domérien.

Des lacunes de dépôt et des érosions affectent plus particulièrement un alignement SSW-NNE entre Uzer et Aubenas et qui coïncide avec la paléofaïlle d'Uzer et son prolongement vers le Nord-Est. À l'Ouest se dessine une étroite gouttière formant une « baie » (Almérás et Elmi, 1987) relativement protégée mais communiquant avec la mer ouverte (ammonites, bélemnites, bivalves, brachiopodes, crinoïdes). Cette « baie » de Lachapelle-sous-Aubenas » est limitée au Nord par la dorsale de Saint-Julien et, au Sud, par le seuil d'Uzer. Cette disposition est probablement la conséquence d'un basculement provoqué par la faille d'Uzer. Le compartiment occidental s'enfoncé vers l'Ouest et forme une gouttière limitée par les accidents de bordure du Massif central. La crête orientale de ce compartiment subit d'intenses ravinements. À l'Est, dans le compartiment effondré, le sondage BAL 1 a rencontré des faciès à spongiaires et à brachiopodes, probablement contemporains, sur une épaisseur considérable, évaluée à 114 m car seule la base a été carottée (Elmi *et al.*, 1991). On y reconnaît des brèches à brachiopodes, à bélemnites et à stromas de spongiaires, ravinant des calcaires siliceux rapportés au Carixien. La fraction quartzreuse varie notablement en pourcentage (jusqu'à 20 %) et en dimension (jusqu'à plusieurs centimètres). Les traces de bioturbation abondent (tubulures, texture nébuleuse, résidus de bancs démantelés). Le niveau d'énergie est généralement fort (lamines obliques). Microfaciès : biomicrite de texture wac-kestone à packstone.

Les Couches de Vaumalle (0 à 7 m), comprennent deux termes, nettement distincts. Le terme inférieur comprend des «calcaires bréchi-ques à fossiles phosphatés» (0 à 4,50 m) (Elmi, 1964a). La faune est localement très riche et variée (Chastrenas, les Tardieux), sous forme de moules internes phosphatés : brachiopodes, gastéropodes (« *Cerithium* » *reticulatum*, in Dumortier, 1864), bivalves (cardinies, limes, *Amussium hehli*), nautilus, bélemnites. Les ammonites sont localement abondantes (Delcey-Leduc, 1961 ; Mouterde, 1961 ; Elmi, 1964b): *Amaltheus stokesi* (les côtes de Lachamp à Vinezac ; Alméras et Elmi, 1987, pi. 5, fig. 1 ; Chastrenas), *A. gr. stokesi-bifurcus* (les Tardieux, la Combe de Lachapelle près de Gauthier), *Fucinieras* spp., « *Protogram-moceras* » *celebratum* et *P. isseli* aux Tardieux. *Lytoceras fimbriatum* ou de grands moules internes interminables de *Lytoceras* existent dans tous les gisements. La présence d'*Atractites* et de * *Nautilus* gr. *araris* (dét. Tintant) est à souligner. Les brachiopodes (Alméras et Elmi, 1987) sont nombreux : *Lobothyris subpunctata*, *Quadratirhynchia crassimedia*, *Spiriferina oppeli* (Tardieux). Ces faunes indiquent la zone à Stokesi (Domérien inférieur), dont plusieurs horizons sont probablement condensés. Aucun témoin de la zone à Margaritatus (Domérien moyen) n'a été trouvé. Microfaciès : micrite à gros grains de quartz et de feld-spaths, souvent centimétriques ; spongiaires (spicules et stromas), fora-minifères : ataxophragmiidés et lenticulines. À Morte-Mérie, lentilles de calcaires à entroques et à bélemnites gris ou blanchâtres (0,20 m au maximum). Les grès blanchâtres à ciment de calcaire à entroques qui forment des lentilles sous les Rochers d'Uzer, sont probablement de même âge ainsi que les faciès semblables à *Aequipecten* de la dorsale de Saint-Julien.

Le terme supérieur est un «calcaire à gros entroques, brachiopodes et bélemnites» (Elmi, 1964a) (0 à 5 m) de couleur souvent vive : rose, beige ou verdâtre. Il fut exploité comme marbre décoratif pour les colonnes du château d'Alba. Riche faune de brachiopodes : *Homæo-rhynchia acuta*, *Prionorhynchia quinqueplicata* (Alméras et Elmi, 1987, pl. 2, fig. 1-8), *Quadratirhynchia quadrata*, *Cirpa briseis*, *Zeille-ria subnumismalis*, (*ibid.*, pl. 3, fig. 9-17), *Lobothyris punctata*, *L. subpunctata*, *Spiriferina oppeli*, *Liospiriferina rostrata*. Abondantes bélemnites (*B. bruguierianus*). Les ammonites semblent indiquer des condensations, au moins aux Tardieux : *Pleuroceras salebrosum* (la Combe à l'Ouest de Lachapelle, près de Gautier), *P. solare* (la Combe, les Tardieux) (Alméras et Elmi, 1987, pl. 5, fig. 6), *P. spinatum* (les Tardieux) (horizons à Salebrosum et à Solare ; aucune ammonite n'indique le sommet de l'étage, l'horizon à Hawskerense semble manquer). Les éponges abondent partout (spicules et stromas). Microfaciès variable : micrites bioclastiques à spongiaires (wackestones et packs-ones ; grainstones épitaxiques au sommet), glauconie fréquente. Outre les éléments silicoclastiques qui atteignent plusieurs centimètres, le matériel transporté comprend des galets centimétriques de calcaires perforés, remaniés aussi bien à partir d'assises anté-domériennes que domériennes.

Les couches domériennes subissent divers types d'érosion. Ainsi, au Servidal (au Sud des Tardieux), les Couches de Vaumalle, ravinant les Couches du Bosc, consistent en entroquites grises très irrégulièrement érodées par un réseau de fissures d'origine tectonique, agrandies par l'action des courants sous-marins et des vagues. Les cavités qui en résultent (1 m d'amplitude) sont remplies par des calcaires rougeâtres dont l'allure pseudonoduleuse est aussi le résultat de la bioturbation.

Sur la dorsale de Saint-Julien-du-Serre, la faune de brachiopodes du Domérien supérieur existe dans des lambeaux métriques de calcaires blanchâtre à gros entroques, riches en grains et cailloux anguleux de quartz (n° 20 : Elmi et Mouterde, 1965, p. 160) : *Homæorhynchia acuta*, *Quadratirhynchia *quadrata*, *Prionorhynchia *quinqueplicata*, **Liospiriferina rostrata*.

Toutes ces observations indiquent que les ravinelements amorcés au début du Pliensbachien (Carixien) se sont ensuite accentués en jouant un rôle prépondérant dans le modelage de la paléosurface anté-Retro-costatum.

Série calcaréo-gréseuse

17-j1. **Toarcien-Bajocien Calcaires du Riou-Petit, calcaires ooliti-ques et bioclastiques, schistes carton, etc.** (n° 21 à 35 : Elmi, 1967 ; S5-6 : Elmi *et al.*, 1984) (= « calcaires à entroques, calcaires bré-chiques, marnes » de la légende). Les événements sédimentaires se télescopent le long de la bordure ardéchoise. Les successions (et les coupes) varient continuellement, horizontalement et verticalement, et présentent des faciès diversifiés. Pour la lithocline S5 (Toarcien-Aalé-nien inférieur) : calcaires feuilletés et laminés, noirâtres (schistes carton), alternances marnes-calcaires, calcaires bioclastiques riches en sili-coclastiques (du calcaire à grains de quartz au grès calcaire), calcaires roses à entroques, calcaires oolitiques (ooïdes) ferrugineux, phosphatés ou silicatés, brèches hétérogènes à éléments silicoclastiques et calcaires, etc. Les interruptions de sédimentation sont fréquemment soulignées par des accumulations d'ovoïdes stromatolitiques ferruginisés (oxydes, hydroxydes) de dimensions fréquemment décimétriques. La notable baisse de la profondeur qu'ils impliquent peut aboutir à des émerSIONS au cours de la zone à Bifrons du Toarcien moyen (brèche de dessiccation à la fin des épisodes oolitiques et ferrugineux près de Saint-Étienne-de-Fontbellon : n° 22c, Elmi, 1967, p. 170 ; fissures tapissées par de la calcite palissadique sous les Rochers d'Uzer).

La lithocline S6 (Aalénien supérieur-Bajocien) est en fait représentée seulement par de rares lentilles dont l'épaisseur dépasse rarement un mètre et dont la longueur est, au maximum, hectométrique. Elle consiste en calcaires souvent grossièrement silicoclastiques, parfois ferrugineux ou glauconieux.

La présente notice ne peut donner qu'un aperçu de ces multiples variations. Le cadre biostratigraphique, généralement bien documenté, permet de retracer l'essentiel des données intéressantes pour reconstituer l'histoire dynamique.

• **Dorsale de Saint-Julien-du-Serre.** Les faciès grossiers et ferrugineux ainsi que les très importantes lacunes soulignent le rôle de seuil joué par ce secteur.

Au Chambon de Saint-Privat (D. 256, le long de la vallée du Luol à la limite des feuilles Privas et Aubenas ; Elmi, 1967, p. 158), les niveaux lenticulaires enregistrent de nombreuses petites saccades de sédimentation dans un contexte de récession des dépôts. De nouvelles récoltes (essentiellement réalisées par Y. Cassel), justifient une description détaillée, illustrant aussi les faciès :

- calcaires quartzeux à entroques, noirâtres, tachés de roux et marnes calcaires à grains de quartz, calcaires quartzeux noirs à oolites blanchâtres (n° 22 : Elmi, 1967). Microfaciès : biomicrite (packstone) à entroques bien calibrés et grains de quartz monocristallins. Zone à Bifrons (Toarcien moyen) : *Hildoceras lusitanicum*, *Harpoceras*, *Dac-tylioceras*, *Zugodactylites*, *Lytoceras*, nautilus (*Nautilus jourdani*) et bélemnites (*Acrocoelites tripartitus*). C'est l'équivalent des « Calcaires noirs de Vesseaux », réduits ici à une épaisseur inférieure à 1 m ; ils peuvent manquer ;

- calcaires quartzeux à entroques, gris ou beiges, ponctués de roux (2 m). Bélemnites et gravelles phosphatées, blanchâtres. Assez délités à la base, de plus en plus compacts vers le sommet couronné par une surface durcie (n° 27: Elmi, 1967). Microfaciès : microbiosparite à grains de quartz millimétriques, polycristallins et frais ; entroques usés, fora-minifères, dolomitisation partielle. C'est un témoin des « Calcaires du Riu-Petit ». Zone à Thouarsense (sous-zone à Fallaciosum) : **Pseudo-grammoceras fallaciosum*. Zone à Dispansum (sous-zone à Insigne) : **Hammatoceras speciosum*. Zone à Pseudoradiosa (sous-zone à Leves-quei) : **Dumortieria gr. metita*. Zone à Aalensis (sous-zone à Mactra) : **Pleydellia celtica*. Il existe un niveau très discontinu de calcaire à éléments phosphatés dans lequel des *Pleydellia (Walkericeras) lugdunensis* sont condensés avec des *Leioceras gr. opalinum* (zone et sous-zone à Opalinum du début de l'Aalénien). L'instabilité sédimentaire s'accroît et les dépôts ne peuvent se former que lors de brèves périodes (montées relatives du niveau marin accompagnées par une diminution de l'énergie du milieu). Les ammonites indiquent que, malgré son caractère littoral, le milieu restait toujours largement influencé par la mer ouverte. Comme les indices de proximité littorale abondent, on doit admettre qu'il n'y avait pas de véritable plate-forme proximale et que la pente était forte (topographie de type « calanque ») ;

- croûte calcaire, rougeâtre, veinée de noir et de roux, à gros *Balanocidaris roysi* (n° 29: Elmi, 1967). Microfaciès : biomicrite à biosparite gréseuse, ferrugineuse ; grains de quartz polycristallins dépassant souvent 1 cm et se dissociant en grains monocristallins ; entroques, radioles, spicules siliceux, bivalves. L'attribution à la zone à Opalinum (sous-zone à Comptum) a été confirmée par la récolte de grands **Leioceras gr.*

comptum. La présence de *Tmetoceras* indique que le début de la zone à Murchisonae est peut-être représenté (sous-zone à Opalinoides). Cette croûte calcaire matérialise la discontinuité terminale de S6 ;

- calcaires ferrugineux et glauconieux, fortement quartzeux et riches en ovoïdes oncolitiques (5 cm). Ces derniers, globuleux à la base, allongés au sommet, comportent un nucléus de forte taille (3-4 cm) fait de quartzite métamorphique (provenant des migmatites vellaves) ou de galets de brèche calcaire. Des passées bréchiques accusent encore le caractère grossièrement détritique (cailloux quartzitiques). Le sédiment encaissant est une biomicrite gréseuse à nombreux entroques, rares radioles, quelques bivalves et spicules de spongiaires. Le matériel quartzeux est hétérométrique et mal calibré. Les caractères indiquent une montée du niveau marin brutale et de brève durée au début de la zone à Concavum (Aalénien supérieur : *Ludwigella arcitenens*, *L. subrudis*). Rares bélemnites, bivalves et brachiopodes (*Globirhynchia prava*). Il s'agit du seul témoin de l'Aalénien supérieur connu à l'affleurement sur la feuille Aubenas avec celui, moins bien daté, de Ferrières. Il se termine par une passée d'argile calcaire bariolée de noir et de rouge. Au-dessus viennent les « Calcaires à cancellophycus » (j2a-b).

Au-dessus du méandre du Bosc et jusqu'au Sartre (vallée du Buis), les témoins du Toarcien-Bajocien se présentent comme des lentilles discontinues :

- calcaires gris à passées rougeâtres et verdâtres. Ammonites revêtues d'un enduit vert (hydroxydes de fer) : * *Harpoceras* gr. *falcifer*, * *Hil-doceras tethysi*, *H. sublevisoni*, **Pseudolioceras lythense*, **Frechiella subcarinata* (zone à Bifrons, sous-zone à Sublevisoni). C'est un des horizons les plus fréquemment représentés sur les seuils de la bordure ardéchoise (Crussol, Rosières, les Avelas) ;

- calcaire noir à passées ferrugineuses. Microfaciès : biomicrite à biosparite ferrugineuse (wackestone à packstone) à grains de quartz anguleux (< 1 mm), feldspaths corrodés, gravelles et galets de calcaire, foraminifères (nodosariidés). Nombre d'éléments sont revêtus par des croûtes microbiennes ; dans la masse : ovoïdes oncolitiques ; au sommet : tapis stromatolitiques. Ces derniers peuvent être démantelés et remaniés dans des cavités revêtues de calcite palissadique (dessiccation) ; ils sont aussi traversés par des fentes de dessiccation (sheet-cracks). La faune comprend d'abondantes *Dumortieria* fortement cos-tées (zone à Pseudoradosa, sous-zone à Levesquei) : *D. levesquei*, *D. signata*, *D. prisca*, *D. exigua*, *D. metita*. Il s'agit d'un véritable intervalle condensé (transgressif), contemporain de la reprise de sédimentation et de la transgression observée plus au Sud ;

- calcaires noirs à **Pleydellia* sp. (zone à Aalensis) ;

- calcaires à entroques ou autres bioclastes (bivalves). La fraction quartzreuse est granocroissante ; la surface supérieure, irrégulière, est tapissée de grains de quartz centimétriques. C'est l'enregistrement local d'une nouvelle reprise de sédimentation liée à la remontée du niveau marin relatif pendant la zone à Opalinum (sous-zone à Comptum) : *Leioceras lineatum*, **Pseudammatoceras subinsigne* (= *dumortieri*), grands bivalves ;

- calcaires gréseux ou quartzeux à « cailloux noirs ». Microfaciès : micrites gréseuses à gros bioclastes (bivalves et entroques souvent recristallisés) ; quartz (250 à 750 µm) à contours irréguliers ; liserés de compaction passant à des stylolites. Exoclastes et galets calcaires témoignent de l'agitation du milieu. Les « cailloux noirs » sont des galets de micrite plus finement gréseuse, entourés par un encroûtement ferrugineux d'origine microbienne ; les enveloppes peuvent être décollées (dessiccation). Ces calcaires témoignent d'une reprise de sédimentation consécutive à une érosion de longue durée et à des émergences. Ils contiennent les seuls témoins connus de la zone à *Humphriesianum* grâce à des ammonites transformées en galets revêtus : *Dorsetensia edouardiana*, *Stephanoceras* sp. juv. cf. *humphriesianum* ;
- calcaires glauconieux. Microfaciès : biomicrites à filaments, grains de quartz, radioles, foraminifères encroûtants, spicules (Bajocien supérieur ou Bathonien inférieur).

• **Entre Aubenas et Saint Sernin**, l'instabilité des dépôts est toujours très marquée, bien que la sédimentation soit plus continue qu'à Saint-Julien.

- Le Toarcien inférieur se présente sous forme d'alternances décimé-triques (0,10-0,15 m) de calcaires micritiques noirs et de calcaires plus argileux ou de marnes feuilletées passant à des schistes carton (ravin des Chiffraux à l'Ouest de Saint-Etienne-de-Fontbellon, en amont du viaduc de l'ancienne voie ferrée ; ravin des Mazes, anciennement connu sous le nom « le Chamblard » ; Elmi, 1967 ; Roman, 1935). Les bancs calcaires se chargent en grains de quartz à l'approche des paléoreliefs (la Croisette de Lachapelle). La base de l'étage (zone à *Tenuicostatum*) n'a pas été reconnue. La faune récoltée indique la zone à *Serpentinum* (sous-zone à *Strangewaysi*) : *Harpoceratoides alternatus*, *H.* aff. *strangewaysi*, **Hildaites* gr. *boreale*, *Dactylioceras crassoides*. Des calcaires sombres plus bioclastiques terminent cet épisode (zone à *Serpentinum*, sous-zone à *Falciferum*, avec *Harpoceras* cf. *falciferum*). Microfaciès : biomicrite, wackestone à passées de packstones qui semblent être des décharges du type tempestite distale. Aux Tardieux, un lambeau centi-métrique à **Harpoceras falciferum* a été découvert entre les Couches du Bosc et les grès calcaires du Toarcien supérieur.

- Le Toarcien moyen commence par des calcaires oolitiques ou bioclastiques (1,20 m au maximum), avec plusieurs niveaux de minerai de fer qui ont fait l'objet de reconnaissances minières au cours du xIx^e siècle (cf. «Ressources minérales, mines et carrières»). Aux Chiffraux, ils contiennent de gros ovoïdes à encroûtement bactérien (10 cm) et le banc à *Hildoceras bifrons* (n° 22c: Elmi, 1967) se termine par une croûte stromatolitique rouge (hématisée) dont les feuilletés sont dissociés (brèche de dessiccation) et qui présente des «mud-cracks». Ces minerais se rapportent à la zone à *Bifrons* : *Hildoceras lusitanicum*, *H. bifrons*, *Harpoceras subplanatum*, *Lytoceras cornucopiae*.

Les zones à *Variabilis*, à *Thouarsense* et à *Insigne* manquent le plus souvent. En revanche, la reprise de sédimentation est presque générale au cours de la zone à *Pseudoradiosa* (épaisseur : 4,50 m au maximum) :

c'est le faciès de calcaires à entroques quartzeux ou gréseux caractéristique des Calcaires du Riou-Petit. La sous-zone inférieure est souvent fossilifère (*Dumortieria metita*, *D. prisca*, *D. signata*, avec des térébra-tules et *Globirhynchia buckmani*). Des *Dumortieria* du groupe *moorei* prouvent l'existence de témoins très locaux de la sous-zone à *Pseudora-diosa* ou le passage à la zone à *Aalensis*.

La zone à *Aalensis* (sous-zone à *Lugdunensis*) est bien représentée dans ce secteur par des calcaires bioclastiques, souvent quartzeux (1 m au maximum) : *Pleydellia buckmani*, *P. *(Walkericeras) gr. burtonen-sis-lugdunensis*, *P. (Cotteswoldia) spathi*, **Pseudammatoceras gr. lotharingicum* ; à ces ammonites (abondantes à Ferrières près d'Aube-nas), s'ajoutent des bivalves (pectinidés et *Hinnites*), des gastéropodes (*Pleurotomaria cf. crussoliensis*) et des brachiopodes (**Globirhynchia sp.*).

- L'Aalénien est représenté par des calcaires noirs à entroques, à pas sées gréseuses ou glauconieuses, en lentilles discontinues généralement mal datées de la zone à *Opalinum* et formant le sommet des Calcaires du Riou-Petit. Ce sont des calcaires à entroques et à grains de quartz (biomicrites de type packstone), gris-beige tachés de roux, en bancs à surfaces ondulées et stratifications obliques. Au Moulin-de-Serret (= l'Oullier ; Elmi, 1967), ils se terminent sous une croûte stromatolitique ferrugineuse et sont modelés par la paléosurface anté-bathonienne, qui dessine des cuvettes de dimension métrique sur une profondeur de 0,30m et qui montre la trace de phénomènes de dessiccation. L'âge de cette couche, épaisse d'environ 4 m, est mal établi car elle n'a livré que des fragments phosphatés de *Pleydellia ?* ou de *Leioceras*.

Dans le ravin de Ferrières, ces calcaires sont relativement épais (plus de 1 m) avec *Leioceras bifidatum*, *L. opalinum* et **Pseudammatoceras sp. juv. cf. subinsigne* à la base, dans une passée délitée. Au-dessus, les ammonites sont des moules internes phosphatés, disposés en désordre dans un calcaire à entroques grossièrement quartzeux : *L. striatum*, **L. comptum*, avec des nautilus, des brachiopodes et des pectinidés usés. L'Aalénien supérieur est peut-être indiqué par un fragment d'*Abbasites* récolté dans un calcaire bioclastique à ovoïdes stromatolitiques ferrugineux.

- Le Bajocien inférieur n'a pas été caractérisé à l'affleurement. En revanche, la zone à *Subfurcatum* du début du Bajocien supérieur est connue par quelques lambeaux, parfois relativement épais (Tartary à Aubenas : 5 à 7m), de calcaires bioclastiques à gros ovoïdes disposés en désordre (remaniement de croûtes stromatolitiques) : *Vermispkinctes*, *Cadomites*, *Oecotraustes genicularis*.

j2a-b. Bathonien inférieur et moyen. Calcaires à *cancellophycus* (n° 36-37 : Elmi, 1967 ; = S7a : Elmi *et al.*, 1984) (= « calcaires », de la légende). L'unité j2a-b disparaît vers le Sud-Ouest à partir du Moulin-de-Serret (lacune de sédimentation et, peut-être, passage à des faciès marno-calcaires).

Au cours du Bathonien, on passe, brutalement ou progressivement selon les secteurs, de la série (groupe) calcaréo-gréseuse à la série cal-

caréo-marneuse et l'ensemble des assises bathoniennes peut globalement être rapporté à une seule grande unité lithostratigraphique, les Couches de la Clapouze, qui regroupe des membres d'extension plus limitée. Cet aménagement de la nomenclature lithostratigraphique tient compte des corrélations permises par la récolte de nouvelles faunes (principalement entre Vesseaux et le col de l'Escrinet, feuille Privas ; Elmi *et al*, 1993) et des modifications du référentiel biostratigraphique zonal (tabl. 1).

Le Bathonien inférieur est seulement connu par de rares témoins décimétriques de faible extension horizontale. Il a été cartographiquement groupé avec les Calcaires à cancellophycus.

Au Moulin-de-Serret (= l'Oullier ou l'Oulliès *in* Elmi, 1967, n° 36) situé à 2,5 km au Sud-Ouest de Saint-Étienne-de-Fontbellon le long du CD. 904, les flaques de la paléosurface anté-bathonienne sont cicatrisées par des lentilles (0,30 m au maximum) de calcaires gris blanchâtre, glauconieux, criblés de grains de quartz atteignant 2 cm. Ils remanient des ovoïdes stromatolitiques.

Le microfaciès est une biomicrite à filaments, entroques et autres échinodermes, bivalves, gastéropodes et rares spicules. L'influence pélagique est sensible dans ces sédiments qui remanient des matériaux néritiques (oolites, intraclastes, bioclastes) et même littoraux comme les ovoïdes dont les nucléus sont constitués de cailloux probablement arrachés au substratum aalénien (biomicrite gréseuse à petits oncolites). Riche faune d'ammonites phosphatées en désordre : *Oxycerites aspi-doïdes* (stades *limosus* et *posterus*), *O. fallax*, *Oecotraustes* sp., *Nodiferrites* cf. *angustoides*, *N. vedeli*, *Siemiradzka procera*, *Procerites* sp., *Procerozigzag* sp., « *Asphinctites* » *transylvanicus*, *Partschiceras* sp. *Holcophylloceras mediterraneum*. La présence des phylloceratidés confirme les influences pélagiques alors que des cidaridés (*Plegiocidaris* sp.) et des pleurotomaires, peut être transportés, rappellent la proximité de la plate-forme littorale. On note aussi de rares nautilés et quelques brachiopodes : **Cymatorhynchia reynesi* (= *Formosarhynchia dumortieri*) avec son morphe *haugi*, *Wattonithyris parva*, et des rhynchonelles transformées en galets. Ces lentilles, évidemment condensées, se rapportent à la zone à Zigzag ; la base (sous-zone à Convergents) de l'étage ne semble pas représentée. Au Chamblard (les Mazes), des ammonites du Bathonien inférieur, condensées avec des formes du Bathonien moyen, ont été récoltées par F. Roman dans des calcaires oolitiques ferrugineux, de couleur rouge brique : *Siemiradzka aurigera* est associé à *Treptoceras* (= **Sphaeropychus*). La présence de cette dernière espèce dans un secteur où les Calcaires à cancellophycus ont disparu, permet de supposer que cette disposition est due à une lacune de sédimentation et que, sur ce point, il n'y a probablement pas passage latéral à des faciès marneux, alors que cette hypothèse ne peut être exclue au Moulin-de-Serret.

Ainsi, les Calcaires à cancellophycus se développent seulement dans le centre du sous-bassin d'Aubenas ; sur la feuille, ils sont connus de

CRUSSOL (NE)	ST-PIRIEST	COL DE L'ARÉNIER	LA CLAPOUZE L'ENGOIGNE	LA GETTE LE FESC VESSEAU	AUBENAS (BARZA)	LACHAPPELLE	UZER (SW)	ZONES ET SOUS-ZONES	
1ère couche marneuse épaisse *	Couches de Gette	Couches de l'Arénier (alternances)	Couches de Gette				CALLOV.	Bullatus (+Discus ?)	41
Alternance inférieure à <i>Epistrenoceras</i>	▲ Couches de Saint-Priest		Couches de Plat-Redon	?	Clapouze, 1967	Couches de Plat-Redon (Elmi et al. 1991)	BATHON. SUP.	Angulicostatum	40
Calcaires argileux à <i>Protractoceras</i>	●	Couches de la Clapouze sensu Elmi, 1967	Calcaires à cancellophycus	?		lacune	BATHON. MOY.	Histicroides	
Couche ocreuse	⊕ Couches d'Argevillières			?	?			39	
Calc. à cancello- phycus	Calc. à cancello- phycus	Calc. * glauconieux	Membre inférieur siliceux ⊗	Témoins (brèches), oolites ferrugineuses, etc.	lacune	BATHON. INF.	Bremeri	38	
Lentilles	Minerai feuilleté inférieur					Subcontractus (+ "Progracilis"?)	37-38		
								BATHONNIEN INFÉRIEUR	36

* *M. macrocephalus*
au sommet

* Gonolites

▲ *Proh. angulicostatum*

● *Hem. julii*

⊕ 38 b *Siemiradzka matisonensis* (faune de la Couche ocreuse)

⊗ rapporté aux Calcaires à cancellophycus en 1967 (37-38 → faune de la Pouza)

au sommet : *Ebrayoceras* + faune de la Pouza

⊙ *Pr. gr. retrocostatum*

----- passage progressif

~~~~~ discontinuité

? incertitude biostratigraphique

▨ lacune

▨ Couches de la Clapouze

Tabl. 1 - Corrélations lithostratigraphiques et chronostratigraphiques du Bathonien et de la base du Callovien entre Crussol et Uzer (les numéros renvoient au texte et sont conformes à la numérotation adoptée par Elmi, 1967)

Saint-Etienne-de-Fontbellon jusqu'à la limite nord et ils se poursuivent sur la feuille Privas jusqu'à Auriolles et la Gette. Leur épaisseur atteint au maximum 20 m. Ce sont des calcaires fins, de plus en plus argileux vers le sommet, riches en *Zoophycos* (= cancellophycus, nom mis en synonymie mais conservé dans la nomenclature lithostratigraphique ; Olivero, 1993). Ils présentent une stratonomie stratodécroissante en bancs de 0,20-0,40 m, séparés par des lits marneux dont l'épaisseur augmente de la base où ils peuvent manquer, jusqu'au sommet. Les silex constituent des nodules souvent mis en relief par l'érosion ; de dimensions décimétriques et de forme rognonneuse, ils correspondent à la silicification incomplète de terriers de type *Thalassinoides* ; le cortex très siliceux est souvent mis en relief par rapport à la partie centrale moins silicifiée. Des laminations horizontales millimétriques sont souvent perturbées par la bioturbation ; elles peuvent rarement se disposer en mamelons (HCS) ; comme le matériel intéressé est inframillimétrique et peu dense, on peut en déduire qu'il s'agit de l'influence très distale des courants de tempête dans un milieu pélagique ou hémipélagique relativement profond, comme le confirme aussi la présence des posidonomes (*Bositra buchi*, *Silberlingia dalmasi*). Le microfaciès est une pelmicrite à filaments (*Bositra*), et rares bioclastes. Les *Zoophycos* sont interprétés comme des terriers en lames qui s'enroulent selon une spire hélicoïdale ( Olivero, 1993). Ils se développent préférentiellement sur des pentes, près du raccord avec la plate-forme.

A Aubenas, (quartier de Baza près de Moulon), le passage à la « série calcaréo-marneuse » est progressif. Dans cette succession stratodécroissante la limite supérieure a été placée au-dessus des derniers niveaux à silex, ce qui coïncide avec une nette accélération de la dérive vers le pôle marneux de la sédimentation.

Les éléments de datation sont rares ; ils ont surtout été recueillis sur la feuille Privas. Les Calcaires à cancellophycus furent d'abord rapportés au Bajocien (Haug, 1908). Leur superposition à des lentilles de calcaires à ammonites bajociennes (et bathoniennes) nous avait conduit à les attribuer au Bathonien (Busnardo et Elmi, 1961). La présence de grand moules internes de *Procerites*, proche des *Gracilisphinctes*, permettait un rapprochement avec la zone anglaise à *Progracilis*, mal définie et rangée dans le Bathonien inférieur. La découverte en place d'un *Tulites* dans les Calcaires à cancellophycus de Crussol (près de Valence) a permis par la suite d'établir que les *Tulites* présents dans la couche superposée (couche ocreuse) étaient remaniés et que la zone à *Subcontractus* était représentée dans les Calcaires à cancellophycus, ce qui a été confirmé par la découverte d'un *Tulites subcontractus* près du réservoir d'eau de Vesseaux (au Nord d'Aubenas) (Elmi *et al.*, 1993).

### Série calcaréo-marneuse

j2c-3a. *Bathonien supérieur et Callovien basal. Couches de la Clapouze, de Plat-Redon, de Gette et du Fesc* (n° 38-42: Elmi, 1967 ; = S7b-a *pars*, S7b : Elmi *et al.*, 1984) (= « calcaires marneux et

marnes » de la légende). La sédimentation argilo-calcaire se généralise, cicatrisant les paléoreliefs et les paléostructures (anté-Retrocostatum ou anté-Bremeri) ; en conséquence, les différences paléogéographiques s'atténuent sans cependant disparaître : la série est probablement incomplète à sa base sur le seuil d'Uzer alors qu'il y a passage continu avec les Calcaires à cancellophycus dans la dépression d'Aubenas-Saint-Sernin ; corrélativement, les épaisseurs augmentent du Sud vers le Nord (50 m à Uzer, 150 m à Saint-Sernin).

De manière générale, on a classé lithostratigraphiquement les assises marneuses du Bathonien dans les Couches de la Clapouze, au sommet desquelles on individualise un terme marneux, les Couches de Plat-Redon (fig. 3). Ces unités n'ont pas été cartographiquement distinguées, de même que les unités de base du Callovien (couches de Gette et du Fesc). Les posidonomies (*Bositra* et, dans le Bathonien, *Silberlingia*) abondent. En lames minces, elles apparaissent sous forme de « filaments » caractéristiques.

- La base des *Couches de la Clapouze* est souvent marquée par la végétation ou par les failles. À Aubenas (Baza, Moulon), elles commencent par des calcaires contenant encore des *Zoophycos*, mais dans lesquels les silex ont disparu ; ils sont stratodécroissants et les marnes feuilletées forment des interlits de plus en plus épais et marqués ; enfin, les *Zoophycos* disparaissent. Les ammonites (*Procerites*, *Choffatia*, *Homæoplanulites*, *Bullatimorphites*) sont rares, déformées et ne permettent pas une attribution biostratigraphique précise. Le microfaciès est altéré par une recristallisation notable (microsparite silteuse à pellets, pyrite, nombreux filaments enchevêtrés et quelques radiolaires calcifiés). Par comparaison avec les coupes mieux datées de la région de Vesseaux-Saint-Etienne-de-Boulogne (feuille Privas), on peut les attribuer, hypothétiquement, à la fin du Bathonien moyen dans le sens habituellement accepté par les auteurs français (zone à Bremeri) et au début du Bathonien supérieur (zone à Retrocostatum, sous-zone à Julii).

Plus au Sud, le contact entre la base des faciès marneux et leur substratum n'est que rarement exposé. Ainsi, à Lachapelle-sous-Aubenas (Pissevieille), les Couches de la Clapouze reposent sur les calcaires quartzeux lenticulaires du Bajocien supérieur par une surface de discordance angulaire (environ 10 à 15°). Ce sont des calcaires argileux (marne-calcaires) gris noir, feuilletés qui représentent probablement le début du Bathonien supérieur (Couches de Plat-Redon ?).

- A Uzer (sous les falaises du Jurassique supérieur), la série calcaréomarneuse commence par des marnes noires délitables et feuilletées qui fossilisent la paléosurface. Elles admettent des passées plus calcaires qui disparaissent ensuite. Cet ensemble à dominante marneuse (16 m) peut être attribué aux *Couches de Plat-Redon* et aux *Couches de Gette* définies sur la feuille Privas où les premières sont bien datées de la sous-zone à Histricoides (zone à Retrocostatum) par une abondante faune d'ammonites pyriteuses contenant, en particulier, *Epistrenoceras histricoides*. Il constitue ainsi une transition progressive entre le Batho-

nien et le Callovien (une telle transition a aussi été rencontrée dans le sondage BAL 1).

- Au-dessus de marnes toujours mal datées (*Choffatia* sp., *Holcophyl-Ioceras mediterraneum*) (Couches de Gette), la succession continue par une alternance marnes-calcaires argileux, riches en *Bositra* : Couches du Fesc. Les calcaires sont en bancs décimétriques séparés par des intervalles marneux (0,10 à 2,50 m), formant plusieurs paraséquences mineures qui s'organisent globalement selon un cycle d'abord stratocroissant puis stratodécroissant. La sédimentation alternante peut commencer à la fin de la sous-zone à Bullatus ; elle se développe dans la sous-zone à Kamptus et peut se prolonger au début de la zone à Gracilis. Elle se poursuit ainsi plus tardivement que plus au Sud (Rosières) et plus au Nord (Prat-Neuf à Saint-Privat). Ce pourrait être un effet tardif des paléostrucures du secteur d'Uzer (paléofaïlle d'Uzer et axe Uzer-Aubenas). Les ammonoïdes peuvent être abondantes dans les bancs calcaires mais elles sont le plus souvent aplaties par la compaction ; elles peuvent être disposées en désordre par suite de la bioturbation : *Oxycerites* (\**Alcidellus*) cf. *calloviensis*, *P.* (*Paræcotraustes*) *bronni*, *Jeanneticeras* nov. sp. A (Elmi, 1967, pl. 15, fig. 13), *M.* (*Macrocephalites*) cf. *compressus*, *M.* (*Kamptokephalites*) cf. *cosman-ni*, *M.* (*K.*) *intermedius*, *M.* (*K.*) *grantanus*, *Reineckeia* (\**Rehmannia*) sp., \**Collotia* sp., *Choffatia* sp., *Grossouvria* sp., *Parapatoceras tuberculatum*, *P. calloviense*, *Ptychophylloceras hommairei*. Cette faune indique la partie inférieure de la sous-zone à Kamptus de la province subboréale, c'est-à-dire les horizons supérieurs de la zone subméditerranéenne à Bullatus (ancienne zone à Macrocephalus).

Les derniers bancs indiquent le passage à la zone à Gracilis (= zone à Koenigi ; Elmi, 1967) car ils contiennent *M.* (*Dolikephalites*) *gracilis* ; c'est peut-être l'équivalent de la sous-zone à Prahecquense (Thierry *et al.*, 1995), unité subméditerranéenne corrélée avec le sommet de la zone à Kamptus du domaine subboréal. On note la présence de pectini-dés à test mince (*Camptonectes* sp.). Les bélemnites sont rarement bien conservés.

j3b. **Callovien inférieur (partie supérieure). Marnes à fossiles pyriteux (Couches de Naves) à la base, alternance marnes et calcaires (Couches des Vans) au sommet** (= n° 43-44, Elmi : 1967 ; S7c *pars* inf., Elmi *et al.*, 1984). Épaisseur : 18 m à Lachapelle, 27 m à Uzer, environ 35 m à Prat-Neuf. Ces unités lithologiques forment la base de la « trilogie callovienne » qui se poursuit dans le terme superposé. Elles marquent l'homogénéisation des conditions d'environnement et de régime paléotectonique qui régnaient sur la région vivaro-cévenole. Les marnes (Couches de Naves) correspondent à l'approfondissement maximum du cycle transgressif n° 5 (inondation maximale aux sens cartographique et sédimentologique). Le régime structural change : la marge passe d'un stade compartimenté en mosaïque kilométrique, à une phase de flexuration (« sag »). À l'échelle de la bordure (voir feuille Bessèges), la trilogie callovienne scelle les irrégularités de la topographie antérieure. C'est donc la phase finale d'ennoyage des paléostruc-

tures à échelle régionale, alors que sur la feuille Aubenas cette cicatrisation intervient dès la fin du Bathonien.

Au plan paléontologique, les *Bositra buchi* abondent. Il faut noter l'abondance des bélemnites : *Belemnopsis semihastatus*, *B. hastatus*, *Rhopaloteuthis gillieronii*, etc. (dét. Combémoré, voir notice Bessèges : Elmi *et al.*, 1989, p. 43).

• **Secteur d'Aubenas.** Le Callovien est recoupé, à partir de Saint-Privat, par l'Ardèche qui dessine un coude au pied du Rocher de Jastre. Des gisements richement fossilifères se trouvent au pied de cette falaise (Chanabier : talus au-dessus du pont de l'Ardèche, Chastenier à Lavilledieu) ; d'autres affleurent dans le ravin de Prat-Neuf (Praneuf) et aux Bouchets près de Saint-Privat.

- **Couches de Naves** (10 m à Prat-Neuf). Elles reposent sur le dernier banc, compact, des Couches du Fesc. Ce sont des marnes calcaires, légèrement micacées et silteuses. Compactes en profondeur, elles se débitent en minces feuillets à l'affleurement. La pyrite est diffuse sous forme de vermiculations et de nodules centimétriques. Quelques horizons plus compacts déterminent de légères ruptures de pente. La limite supérieure est placée sous le premier niveau continu de calcaire argileux marquant le début des Couches des Vans. La faune d'ammonoides se compose surtout de moules internes pyriteux ou limoniteux, épais de quelques centimètres ; les tours internes pyriteux sont parfois entourés par le reste du moule conservé sous forme d'une pellicule marneuse très aplatie par compaction. La faune indique la partie inférieure de la zone à *Gracilis* (= partie inférieure de la zone à *Koenigi* : Elmi, 1967 ; = horizon à *Folliformis* : Elmi, 1971 ; = sous-zone à *Pictava*? : Thierry *et al.*, 1995) : *Oxycerites* (\**Alcidellus*) *subcostarius* (f. *subcostarius* et f. *fuscoïdes*), *Eulunulites* \**assionense*, *Phlycticeras pustulatum*, *Jeaneticeras eugenei*, *J. meridionale*, *M. (Dolikephalites) gracilis*, *M. (Pleurocephalites)* sp., \**R. (Rehmannia)* gr. \**revili*, *Proplanulites teisyeyrei*, *P.* sp. juv. gr. *koenigi*, *Grossouvria* cf. *pseudoscopinensis*, *Parapatoceras tuberculatum*, *Phylloceras*, *Ptychophylloceras*, *Holcophylloceras*.

Les caractères sédimentologiques et fauniques indiquent un net approfondissement du milieu marin et un décroisement favorisant un peuplement d'ammonites dans lequel les influences septentrionales (*Proplanulites*) sont sensibles dans un ensemble dominé par les éléments téthysiens.

- **Couches des Vans** (épaisseur : 25 à 30 m aux Bouchets). Alternances de marnes feuilletées (décimétriques à métriques) et de calcaires argileux (0,05-0,20 m).

Dans la partie inférieure, les calcaires sont très argileux et mal délimités : *O. (A.) subcostarius*, *P. (Paræotraustes) bronni*, *M. (D.) gracilis*, \**R. (Rehmannia)* sp. *Grossouvria arcicosta*, *Parapatoceras tuberculatum*. La faune permet à l'échelle régionale, de caractériser le sommet de la zone à *Koenigi* (Elmi 1967 ; = horizon à *Pseudochanaziense* : Elmi 1971 ; = sous-zone à *Laugieri* de la zone à *Gracilis* : Thierry *et al.*, 1995).

Dans la partie supérieure, les bancs calcaires sont plus compacts et plus rapprochés : *O. (A.) gr. subcostarius*, *Prohcticoceras* (= *\*Zieteni-ceras*) sp., *Hecticoceras (Chanasia) navense*, *Jeanneticeras prahec-quense*, *J. zeissi*, *M. (D.) gracilis*, *R. (Reineckeia) spinosa*, *R. (Rehman-nia) cf. \*rehmanni*, *Collotia*, *Grossouvria*. L'apparition des *Chanasia* fortement ornés marque le début de la zone à *Ardescicum* (Elmi, 1967) qui est actuellement considérée comme la sous-zone à *Michalskii* et qui est placée dans la zone à *Gracilis*.

Par leur faciès (micrite argileuse à silt quartzeux, pelletoides, radiolaires et spicules de spongiaires), leur stratonomie et leur faune, les Couches des Vans indiquent une sédimentation hémipélagique dans une mer largement ouverte (partie distale d'une plate-forme externe, passage au bassin).

### • Secteur Lachapelle-sous-Aubenas-Uzer

- Les *Couches de Naves* n'ont qu'une épaisseur relativement faible (environ 10 m) et les fossiles sont rares (la Baume-Giraud le long de la voie ferrée à la sortie nord-est d'Uzer ; dans le talus marneux du Serre de Vignobre où ont été récoltés des restes de vertébrés).

- La puissance des *Couches des Vans* est également faible (9 à 16 m). La limite entre les zones à *Bullatus* et à *Gracilis* passe probablement à quelques mètres au-dessus de leur base. La partie principale correspond aux sous-zones à *Laugieri* et à *Michalskii*. Un grand reptile a été découvert par G. Naud dans le talus qui affleure au Sud de Lachapelle, au flanc du Serre de Vignobre.

### j3c. Sommet du Callovien inférieur et Callovien moyen. Barre calcaire : Couches des Assions, niveau carié et niveau rognonneux

(n° 45 à 47: Elmi, 1967 ; *S7c pars sup.* : Elmi *et al*, 1984). C'est le sommet de la « trilogie callovienne ». Il donne une petite falaise ou un escarpement que l'on suit facilement dans le paysage tout le long de la bordure ardéchoise. Sur la feuille Aubenas, l'épaisseur des Couches des Assions diminue du Nord-Est vers le Sud-Ouest (20 m à Prat-Neuf et Chastanier, 5 à 10 m entre Lachapelle et Uzer), alors que le niveau carié et le niveau rognonneux du Callovien moyen s'épaississent (moins de 1,50 m à Prat-Neuf, 2,20 m à Chastanier, 2,60 m à Uzer).

- *Couches des Assions* (n° 45 : Elmi, 1967). Ce sont des calcaires argileux gris clair à patine grise ou brune. Des nodules de pyrite sont irrégulièrement répartis. Les bancs, décimétriques, sont habituellement mal délimités et irréguliers. Ils présentent une texture feuilletée (laminée) qui facilite le délitage sous l'action des agents d'érosion. Les *Bositra buchi* restent fréquents mais ils sont associées à des bivalves benthiques : pectinidés et *Parvamussium*. Les ammonoïdes se présentent sous forme de moules internes, irrégulièrement écrasés sous l'effet de la compaction et disposés en désordre dans les bancs par suite de la bioturbation. Cette dernière interrompt les faisceaux de lamines en donnant des « miches » décimétriques ; de telles figures résultent probablement de l'action fouisseuse de crustacés. Microfaciès : micrite (mudstone) plus ou moins riche en bioclastes (« filaments ») et en pelle-

toïdes ; faible quantité de silt quartzeux. Les foraminifères sont très rares (textulariidés et nodosariidés).

La faune d'ammonoides, riche à Prat-Neuf et à Chastanier, permet de reconnaître les deux derniers horizons de la sous-zone à *Posterium* (= sous-zone à *Patina*). Dans les cinq premiers mètres : *Oxycerites* \*(*Alcidellus*) sp., *H. (Hecticoceras) hecticum proximum*, *H. (H.) boginense*, *H. (Chanasia) navense*, *Prohecticoceras* (= \**Zieteniceras*) *lemoinei*, *Jeanneticeras pleurospanium*, \**Collotia paronai*. C'est l'horizon à Boginense. Au-dessus, on remarque l'apparition de *H. (H.) posterium*, associé à *Zugokosmoceras enodatium*, qui définit l'horizon à *Posterium*. Les gisements de la région d'Uzer ont livré des faunes de l'horizon à Boginense : *Oxycerites* \*(*Alcidellus*) cf. *mamertensis*, *Eulunulites* sp., *Prohecticoceras* \*(*Zieteniceras*) *striatulum*, *Hecticoceras (Chanasia) michalskii* (f. *ardescicum* et f. *navense*), *Jeanneticeras pleurospanium*, *J. girodi*, *J. pauper*, *J. praheacquense*. L'espèce-indice de l'horizon supérieur (*H. (H.) posterium*) a été récoltée à Lachapelle-sous-Aubenas (le Vignoble).

Le faciès des Couches des Assions indique encore un environnement de plate-forme distale, probablement légèrement moins profonde que le milieu de dépôt des Couches des Vans (existence des pectinidés, des *Variamussium*, rareté et même disparition des *Bositra*, irrégularité de la stratification).

- *Niveau carié* (n° 46 : Elmi, 1967) C'est un calcaire gris à grain fin avec nodules de pyrite oxydée en limonite pulvérulente, ce qui confère à la roche un aspect vacolaire ou carié. Une patine rose ou rousse recouvre fréquemment les fossiles généralement aplatis. Les pistes d'annélides sont nombreuses. Le microfaciès est une micrite (mudstone) ou biomicrite (wackestone) à bioclastes et à « filaments », contenant quelques grains de glauconie et de la pyrite ; on note la présence de protoglobigérines, de radiolaires et d'entrouques. L'épaisseur est de l'ordre de un mètre à Prat-Neuf et à Chastanier où le niveau se débite en dalles de quelques centimètres. A Uzer, on observe 2,35 m de calcaires en bancs mal délimités de 0,15-0,25 m, compacts ou délités. Les ammonites caractérisent le début du Callovien moyen (zone à *Anceps* = zone à *Jason* ; probablement, sous-zone à *Tyranniformis* de la province subméditerranéenne, avec possibilité de condensation) : *L. (Lunuloce-ras) svevum*, *L. (L.) metomphalum*, *L. (L.) fallax*, *Putealicerias arkelli*, *R. (Reineckeia) anceps*, *Kosmoceras (Zugokosmoceras) jason*, *Ptychophylloceras hommairei*. Très rares brachiopodes : *Ptyctothyris dorsopli-cata*.

Les nombreuses pistes, la glauconie et la réduction du taux d'accumulation, ainsi que la réapparition, même timide, des brachiopodes, indiquent que la profondeur diminue par comparaison avec les Couches des Assions. Cependant, l'abondance locale des ammonites peut indiquer un approfondissement épisodique dans une dynamique générale de diminution de la tranche d'eau. Le milieu de dépôt s'inscrit dans un domaine de plate-forme externe (plateau continental).

- *Niveau rognonneux* (n° 47 : Elmi, 1967). Il couronne la petite falaise qui termine la « trilogie callovienne ». Il consiste en un banc (0,20-0,35 m) unique mais continu et repéré dans toutes les coupes. Calcaire à grain fin, compact, glauconieux, riche en nodules de pyrite qui soulignent des perforations. Les « rognons » (fragments de calcaires remaniés) sont rares. La surface supérieure, durcie, rubéfiée et parfois perforée, souligne une discontinuité régionale qui se suit sur toute la bordure vivaro-cévenole. Elle porte des encroûtements stromatolitiques d'origine bactérienne. Les fossiles sont rares dans les affleurements de la feuille Aubenas. Les gisements voisins (Joyeuse, Naves, Gette) livrent une faune de la partie inférieure de la zone à *Coronatum* (sous-zone à *Baylei*, horizon à *Villanyensis*).

Le microfaciès est une biomicrite (wackestone) glauconieuse et pyriteuse à filaments. La glauconie se présente en grains frais, non transportés. On note la présence de spicules de spongiaires, de radiolaires calcitisés, de protoglobigérines (Dromart, 1986), d'entroques très fragmentés (Uzer) et, exceptionnellement, de grains de quartz (100µm) (Uzer).

Au plan séquentiel, le niveau rognonneux marque une reprise de sédimentation après une lacune à la fin de la zone à Jason. Il a donc valeur d'intervalle condensé et « transgressif ». Cependant, il s'inscrit dans une diminution générale de la profondeur qui annonce la lacune totale du Callovien supérieur, alors que dans le bassin se déposaient les marnes (« Terres noires ») qui marquaient le maximum de profondeur atteint au cours du Jurassique.

Le sondage de Balazuc 1 a rencontré des niveaux glauconieux qui forment un repère important pour reconnaître le Callovien moyen ce qui, en liaison avec l'interprétation des diagraphies, permet de conclure à la lacune des « Terres noires » à l'Est de la paléofaille, alors cicatrisée, d'Uzer. En revanche, les « Terres noires » ont été traversées par les sondages plus orientaux de Villeneuve-de-Berg et de Valvignères.

## JURASSIQUE SUPERIEUR (MALM)

Le *niveau bleu* (n° 50 : Elmi, 1967 ; Dromart, 1986), n'a pas été caractérisé sur le territoire de la feuille Aubenas. Les premiers lambeaux de bancs calcaires, qui marquent la reprise de sédimentation et qui surmontent la surface de discontinuité terminant le niveau rognonneux (Chanabier), présentent cependant un faciès très voisin (fig. 3).

j5. *Oxfordien moyen et début de l'Oxfordien supérieur. Série grumuleuse inférieure* (= n° 51 : Elmi, 1967 ; n° 51 à 53 : Dromart, 1986) (= « Argovien à prédominance de faciès grumelleux » de la légende). Épaisseur moyenne : 35 m.

- *Cordon grumelleux* (3 à 5 m) (n° 51 : Elmi, 1967 ; Dromart, 1986). Calcaires grumelleux en minces bancs noduleux ou ondulés, séparés par de fines passées marneuses. Ce niveau tendre donne un talus, parfois même un abri-sous-roche, entre la falaise callovienne et le surplomb

des Calcaires grumeleux compacts. Les bancs calcaires sont irréguliers à la base où ils présentent un aspect « pseudo-bréchtique » dû à des démantèlements et à des biseautages. Ils deviennent plus réguliers au-dessus tout en restant ondulés. Les joints marneux sont pincés et montrent des figures de bourrage. Dans la partie médiane, des masses carbonatées contiennent des coupoles lenticulaires qui s'apparentent aux monticules boueux (« mud-mounds»). Le cordon affleure très bien à Chanabier où il est à dominante marneuse, ce qui entraîne un fort démantèlement (Dromart, 1986, p. 19). Les grumeaux sont des intra-clastes de calcaire plus foncé, plus ou moins roulés, constitués par une micrite (mudstone-wackestone) à bioclastes : protoglobigérines, radiolaires, *Globochaete*, ostracodes, foraminifères benthiques, spicules de spongiaires et entroques. En outre : grains de glauconie, silts quartzeux, pelloïdes. La matrice contient les mêmes éléments mais en moindre quantité. Les grumeaux sont souvent recouverts par des concrétions lamellaires d'origine bactérienne, formant de véritables encroûtements oncolitiques passant à des colonnettes et à des surfaces mamelonnées (stromatolites).

L'abondante faune (Roman et Brun, 1924 ; Atrops, 1984), permet de reconnaître que la plus grande partie du cordon grumeleux appartient à la zone à *Plicatilis* (Oxfordien moyen), riche en *Subvertebriceras sowerbyi* et *Cawtoniceras* à la base ; *Gregoryceras riasi* est limité au mètre supérieur où il est rare (passage à la zone à *Transversarium*) ; *Sowerbyceras tortisulcatum* est assez abondant. Le cordon grumeleux a enregistré un intervalle condensé lors d'un épisode de montée du niveau marin relatif (Dromart, 1992).

- **Calcaires grumeleux compacts à *Ochetoceras canaliculatum*** (6,50 m) (n°52 : Dromart, 1986, 1989). Ils dessinent un encoorbement bien marqué dans la topographie. La limite supérieure a été placée sous un faisceau de trois bancs qui forment un bon repère (Dromart, 1986). Alternance de calcaires gris-noir, légèrement tachetés, de marnes grumeleuses et de calcaires grumeleux, souvent pyriteux. Les grumeaux sont abondants aussi bien dans les calcaires que dans les marnes. Il s'agit d'encroûtements « cryptalgaires » (bactériens) qui donnent également des stromatolites étalés et peu saillants. Deux principaux types de grumeaux sont reconnaissables (Dromart, 1986) : éléments micritiques à valeur d'intraclastes et grumeaux granulaires à structure oncolitique.

Faune à *Ochetoceras canaliculatum*, *Trimarginites*, *Tarantelliceras*, *Perisphinctes* s. s., *Dichotomoceras*, *Euaspidoceras*, *Sowerbyceras tortisulcatum* et bélemnites (*Hibolites* cf. *diceratina*). La liste de fossiles donnée par F. Roman et P. de Brun (1924) pour la coupe de Naves (feuille Bessèges) comprend du matériel provenant de tout l'Oxfordien moyen et non seulement de cet horizon (n° 16). Le microfaciès est un mudstone à radiolaires, protoglobigérines, *Globochaete*, débris d'échi-nodernes, ostracodes et pelloïdes. Les radiolaires sont plus abondants dans les bancs les plus carbonatés. Les Calcaires grumeleux compacts se placent entièrement dans la zone à *Transversarium*.

- *Couches de Chanabier* (25 m) (n° 53 et 60 à 62 : Dromart, 1986, 1989). L'alternance devient plus régulière avec des limites assez franches entre les niveaux marneux et les bancs calcaires d'épaisseur décimétrique. Le microfaciès est une micrite à rares bioclastes (mudstone à protoglobigérines, *Globochaete*, filaments courbes, spicules de spongiaires, ostracodes et radiolaires). Au tiers inférieur de ce terme lithologique, un niveau plus tendre, d'aspect noduleux, riche en ammo-noïdes, forme le cordon noduleux bien exposé à Chanabier, le long de la N. 104 au flanc du Rocher de Jastre. Les grumeaux et structures associées correspondent encore à des encroûtements bactériens. La partie supérieure (n° 61-62) se compose d'une alternance équilibrée s'enrichissant en calcaire vers le haut. Les niveaux terminaux (n° 62) sont bien exposés le long de la route de l'aérodrome de Lanas (le Vignobre) ; ils se caractérisent par l'enrichissement en marnes.

Les Couches de Chanabier fournissent de riches gisements d'ammo-noïdes où dominent les *Dichotomosphinctes* (*D. divisus*) et les *Sowerbyceras* (zone à *Bifurcatus*, Oxfordien moyen). Parmi les bélemnites, G. Dromart (comm. orale) a récolté *Duvalia monsalvensis* et *D. dumor-tieri* (dét. Combémorrel). Dans les niveaux terminaux, les marnes deviennent prépondérantes et sont datées du début de la zone à *Bimammatum* (Oxfordien supérieur ; Atrops, 1984). Parmi les bélemnites, on note *Duvalia veyrisensis*.

L'ensemble des caractères sédimentologiques de la série grumeleuse inférieure indique un dépôt profond de zone de transition entre plateforme et bassin, les zones de charnière étant soulignées par l'édification des mud-mounds (Dromart et Elmi, 1986).

j6a. *Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum). Couches de Joyeuse.* (= « calcaires à grain fin, alternant avec des marnes noires » de la légende). L'épaisseur varie selon la position paléogéographique : de 20 m dans les affleurements du secteur d'Uzer à 60 m dans la mon-tée des Echelettes le long du CD. 259 à l'Ouest de Lussas. Elles débutent par les bancs roux (1,50 à 3 m) qui donnent un ressaut topographique et constituent un bon repère cartographique tout le long de la bordure ardéchoise. Ce sont trois bancs compacts de calcaires fins (mudstones) à nodules pyriteux. Ils contiennent des coccolites. Ils livrent *Epipeltoceras semimammatum* de la sous-zone à *Hypselum* (Elmi, 1975 ; Atrops, 1984). Au-dessus : alternance de calcaires micri-tiques gris-noir à patine rousse séparés par des marnes noires, parfois feuilletées en niveaux stratodécroissants. Les grumeaux ont pratiquement disparu mais on trouve quelques intraclastes. La faune est moins abondante qu'en dessous : *Sowerbyceras*, *Phylloceras*, *Glochiceras*, *Orthosphinctes*, *Epipeltoceras semimammatum* (partie inférieure), *E. bimammatum*, *Preataxioceras virgulianum*, *Euaspidoceras* sp. (partie supérieure).

j6b-7a. *Oxfordien terminal et base du Kimméridgien basal. Calcaires lités du Pouzin* (50 m d'épaisseur en moyenne). Calcaires gris-noir, à patine blanchâtre, grain fin (micrites), cassure esquilleuse et

nodules centimétriques de pyrite. Ils constituent le premier escarpement des calcaires du Jurassique supérieur (Rocher de Jastre) ou le rebord des plateaux (Vinezac, Lachapelle). Ils se présentent en bancs réguliers d'épaisseur stratocroissante (0,30-0,50 m dans la partie inférieure ; 0,50-2 m vers le sommet). Cette diversification stratonomique donne une division géomorphologique en deux falaises, la supérieure étant plus marquée. F. Atrops (1984) a montré que la partie inférieure se rattache encore à la zone à Bimammatum (sous-zones à Bimammatum puis à Hauffianum : *Ochetoceras marantianum*, *Biplices* sp., *Orthos-phinctes tiziani*, *Tarantelliceras callicerum*, *Epipeltoceras bimammatum*). La falaise supérieure correspond à la zone à Planula avec de rares *Idoceras planula*. Au sommet, des bancs plus minces et plus délités forment passage à la vire kimméridgienne. Ils livrent *Sutneria galar* et *O. (Orthosphinctes) polygyralis*.

Dans la masse, le microfaciès est une micrite (mudstone) contenant quelques intraclastes de teinte plus foncée. La microfaune est extrêmement rare et réduite à de rares radiolaires qui sont un peu plus fréquents dans les intraclastes. Les bancs du sommet (à *S. galar*) montrent des surfaces sculptées par la bioturbation ; ils sont formés de calcaires gris, fins, légèrement grumeleux. Il s'agit de micrites à intraclastes qui sont, en fait, des grumeaux résiduels résultant du démantèlement de boues indurées par l'action des organismes (bioturbation). Les rares bioclastes sont plus concentrés dans les grumeaux (filaments courts, spicules de spongiaires, radiolaires).

Les réseaux karstiques commencent à être développés : lapiez de diaclases et de joints de stratification, dolines en « assiettes », végétation d'arbustes (buis, genévrier) (Vinot, 1977).

j7b. *Kimméridgien (partie inférieure). Série grumeleuse supérieure : Calcaires de la Louyre* (= « alternances de calcaires et de niveaux grumeleux » de la légende). Epaisseur : 40 à 50 m. Calcaires gris clair, mouchetés de sombre, en bancs (0,20-0,60 m) séparés par de minces niveaux délités de calcaires plus argileux ou de marnes. L'ensemble est encore largement grumeleux à la base. Les mouchetures correspondent à des fragments (intraclastes) souvent revêtus par des encroûtements bactériens. Le microfaciès est une micrite (mudstone) contenant de nombreux filaments allongés, courbes ou flexueux (Dromart et Atrops, 1988). Le reste de la microfaune est peu abondant : *Saccocoma*, *Globo-chaete*, protoglobigérines, lenticulines, radiolaires (rares).

F. Atrops (1982, 1984) distingue une partie inférieure coupée par un ressaut calcaire (3 m) formant un bon repère : *Sutneria platynota*, *O. (Orthosphinctes) polygyralis*, *O. (Ardescia) desmoides*, *O. (S.) debel-masi*, *Ataxioceras (Schneidia) guilherandense* (zone à Platynota). Au-dessus, des niveaux plus tendres livrent des ammonites de la sous-zone à Hippolytense (zone à Hypselocyclum) : *Ataxioceras (Schneidia) lus-sassense*, *A. (Parataxioceras) hippolytense*. Dans les niveaux plus mas-

sifs superposés : *Taramelliceras (Metahaploceras) strombecki*, *Ataxioceras (Parataxio-ceras) lothari*, *A. (A.) hypselocyclum* (sous-zone à Lothari).

L'ensemble se termine par la vire à *Crussoliceras* formée par des calcaires et des marno-calcaires grumeleux en bancs délimités. Ils sont souvent fossilifères (gisements dispersés sur le plateau des Gras entre Balazuc, Chauzon et Uzer ; bord de l'ancienne route à la sortie sud de Vogué ; vallée de la Louyre et sommet de la montée des Échelettes). Les genres *Crussoliceras* et *Garnierisphinctes* permettent de reconnaître la zone à Divisum qui correspond globalement à un cortège transgressif. La sédimentation est souvent perturbée par des glissements et des contournements synsédimentaires (« slumps » bien exposés sous les falaises qui dominent la rive droite de l'Ardèche face au vieux village de Balazuc ; sortie sud de Vogué ; les Échelettes). Microfaciès : micrite à protoglobigérines, radiolaires, *Globochaete alpina*, *Saccocoma alpina*, *Tolypamma* et nubéculaires encroûtant les grumeaux.

C'est sur les Calcaires de la Louyre que se développent les plateaux des Gras à forêt claire, constituée de chênes et d'arbustes. Le karst est moyennement développé avec des figures aux contours atténués (rigoles, méandres, cannelures). Les collines ont une forme d'auge à versants aplatis (Vinet, 1977).

**j8a. Kimméridgien (partie moyenne). Calcaires de la Beaume** (« calcaires à passées grumeleuses » de la légende). Épaisseur : 30 à 35 m. Ensemble de calcaires massifs, mouchetés, compacts, à patine blanche, à cassure conchoïdale, en bancs relativement épais (0,80-1 m) parfois séparés par de minces lits marneux légèrement grumeleux. Des silex peuvent localement exister. Les bancs présentent des surfaces sculptées par bioturbation. Ce sont des micrites à intraclastes et à bio-clastes : filaments, radiolaires, *Globochaete* et *Saccocoma* rares. Nombreuses ammonites des zones à *Acanthicum* et à *Eudoxus* (partie inférieure). F. Atrops (1984) cite, pour l'ensemble de la bordure ardéchoise: *Taramelliceras compsum*, *Streblites leviplectus*, *Creniceras dentatum*, *Sutneria cyclodorsata*, *Nebrodités*, *Aulacostephanus phorcus*, *A. peregrinus*.

Le karst est fortement développé mais sans donner de relief uniforme. Les figures de lapiez sont des rigoles, des méandres et des cannelures. Les dolines ont une forme d'auge à versants aplatis. La forêt à chêne pubescent (dominant) et à chêne vert se développe (Vinet, 1977).

**j8b. Kimméridgien (partie terminale). Calcaires ruiniformes de Païolive** (épaisseur : 15 à 20 m). Calcaires gris mouchetés de taches centimétriques plus sombres, à patine blanchâtre ou jaunâtre, très compacts, contenant souvent des silex dans la partie inférieure. Les bancs, épais (2 à 3 m) sont mal délimités. La dolomitisation est irrégulière. Cette formation livre des faunes de la partie supérieure de la zone à *Eudoxus* et de celle à *Beckeri* (Atrops, 1982). Le microfaciès est de type intrabiomicrite à filaments. Les grumeaux ou intraclastes dérivent

de l'action de la bioturbation ; cette dernière peut être intense et les cavités présentent des remplissages géotropes. Les grumeaux résiduels sont généralement revêtus d'un encroûtement dû aux bactéries et aux foraminifères. Microfaune : rares *Saccocoma*, nombreux *Globochaete*, radiolaires, abondants filaments. Quelques aptychus. Des slumps peuvent exister au sommet de la formation (Dromart *et al.*, 1993).

L'altération de ces calcaires donne de beaux modelés karstiques entre Chauzon et Lanas, ainsi que de Vogué aux falaises qui dominent la vallée de la Louyre. La karstification est facilitée par un intense dia-clasage. Les figures de lapiez sont très développées et diversifiées : rigoles, méandres, cannelures, cupules, vasques. Les dolines sont en forme d'auge, plus ou moins anastomosées. Le chêne vert est l'élément dominant de la forêt.

j9. **Tithonien. Calcaires blancs** (épaisseur : 30 m environ). À la base se trouvent des calcaires micritiques d'aspect écailleux à l'affleurement, passant aux «calcaires pseudobréchiques» des anciens auteurs («Marbre» ou «Calcaires de Chauzon»). Ce sont des calcaires grumeleux à grumeaux hémioncolitiques et mamelons stromatolitiques liés à l'activité « cryptalgair » (bactérienne). Ils contiennent des silex dans leur partie inférieure. En lame mince, on reconnaît des micrites et des bio-micrites de texture mudstone, parfois wackestone ; elles contiennent des intraclastes, des *Saccocoma*, des *Globochaete*, d'assez nombreux radiolaires et de très rares foraminifères (lenticulines). Rares ammonites usées et encroûtées : *Hybonotoceras*, *Glochiceras*, *Subplanites*, *Aspidoceras*, *Semiformiceras* ; aptychus abondants. Ces Calcaires de Chauzon appartiennent au Tithonien inférieur et se terminent par un niveau irrégulier, souvent absent, de brèches à éléments remaniés et encroûtés (oncolites microbiennes).

La zone basale à *Hybonotum* est fossilifère à Champ-Blanc près du col de Valaurie sur la feuille Privas (Cecca, 1988). F. Cecca (*ibid.*) a bien caractérisé la zone à *Semiforme* à Chauzon où il cite, dans des niveaux noduleux : *Semiformiceras semiforme*, *Haploceras carachteis* f. *carachteis* et f. *elimatum*, *H. (Volanites) verruciferum*, *Ptychophylloceras ptychoicum* et *Phylloceras* sp. La zone à Fallauxi (sous-zone à *Richteri*) a pu être reconnue au Sévénier près de Lussas (*ibid.*) avec : *Ptychophylloceras ptychoicum*, *Calliphylloceras kochi*, *Neochetoceras* sp., *H. carachteis*, *Parapallasiceras toucasi*, *Danubisphinctes* sp., «*Pseudodiscosphinctes* » *chalmasi*, *Richterella richteri* f. *praerichteri*. La présence de *Pygope* cf. *janitor* est occasionnelle.

Le Tithonien supérieur est représenté par les Calcaires blancs, en bancs métriques et assez massifs. Des passées conglomératiques existent dans la partie nord de la feuille (Saint-Laurent-sous-Coiron) (Le Hégarat, 1973 ; Cecca, 1988). Ils contiennent les premières calpio-nelles : *Crassicolaria* de la zone A (Le Hégarat, 1973; Atrops, 1984). Des niveaux grumeleux peuvent encore exister mais il s'agit alors surtout de grumeaux résiduels, résultant de la bioturbation. Le microfaciès

(Le Hégarat, 1973) est une micrite à bioclastes (ostracodes, fibro-sphères, *Saccocoma*, *Globochaete alpina*).

La karstification est intense. Le modelé superficiel ouvre sur des réseaux souterrains développés dans les calcaires tithoniens et kimmé-ridgiens. Pour L. Vinet (1977), le karst se caractérise par des lapiez en rigoles, cannelures et cupules, par des tables de lapiez et par des collines en auge. La forêt est moins dense que sur les Calcaires ruini-formes de Païolive (chênes et micocouliers).

## CRÉTACÉ

### Berriasien

m. *Calcaires argileux gris, marnes et brèches* (= cvi, «Calcaires de Berrias», Largentière à 1/80000 et marno-calcaires du Berriasien, Privas à 1/80000). Épaisseur : 30 à 35 m. Cet étage affleure sporadiquement au Sud de Chauzon, au Sud de Balazuc, autour de Vogué-Gare, à Lavilledieu et d'une manière continue entre Eyriac et l'Ouest de Saint-Laurent-sous-Coiron. Il est séparé du Valanginien par contact tectonique à Balazuc et à Vogué-Gare. Dans cette dernière localité, G. Le Hégarat (1973, t.I, p. 242, fig. 3, tabl. 18, et t. 2, p. 324, fig. 8-9) a relevé trois éléments de coupe représentant environ 32 m d'épaisseur, auxquels sont empruntés les détails suivants (fig. 5).

• **Berriasien inférieur.** Sur les calcaires micritiques presque blancs, de la zone à Jacobi (zone B des calpionelles) à *Berriasella moreti*, *B. (Picteticeras) enayi*, et après une petite discontinuité, viennent des alternances de calcaires argileux et marnes de la zone à Grandis, avec une faune abondante et variée : *Pseudosubplanites combesi*, *Berriasella paramacilenta*, *B. subcallisto*, *B. (Picteticeras) chômeracensis*, *B. (P.) enayi*, *Malbosiceras nikolovi*, *Delphinella berthei*, *Fauriella shipkoven-sis*.

• **Berriasien moyen.** Le même faciès, quoique un peu plus marneux, se poursuit dans la sous-zone à Subalpina avec *Berriasella paramacilenta*, *B. subcallisto*, *Delphinella ellenica*, *D. auzonensis*, *Tirnovella subalpina*. Le dernier banc (VG 499) est érodé et les calpionelles indiquent une faible lacune.

La partie médiane du Berriasien moyen (sous-zone à Privasensis) est représentée par 1,50 m de «brèche à ciment marneux» avec galets et ammonites remaniées ou non : *Berriasella privasensis*, *B. jacobi*, *Delphinella delphinensis*, *Pseudosubplanites lorioli*, *P. combesi*, *Hima-layites* sp. Au sommet, deux minces bancs calcarénitiques roux scellent cette coulée marneuse. Ce niveau est bien exposé à 500 m au SSW de Vogué-Gare au bord de l'Auzon. Il peut être corrélé avec la brèche compacte de Berrias (banc n°150).

Le sommet du Berriasien moyen (sous-zone à Dalmasi) retrouve le faciès alternant de calcaires argileux gris et de marnes sur 4,50 m ; il est

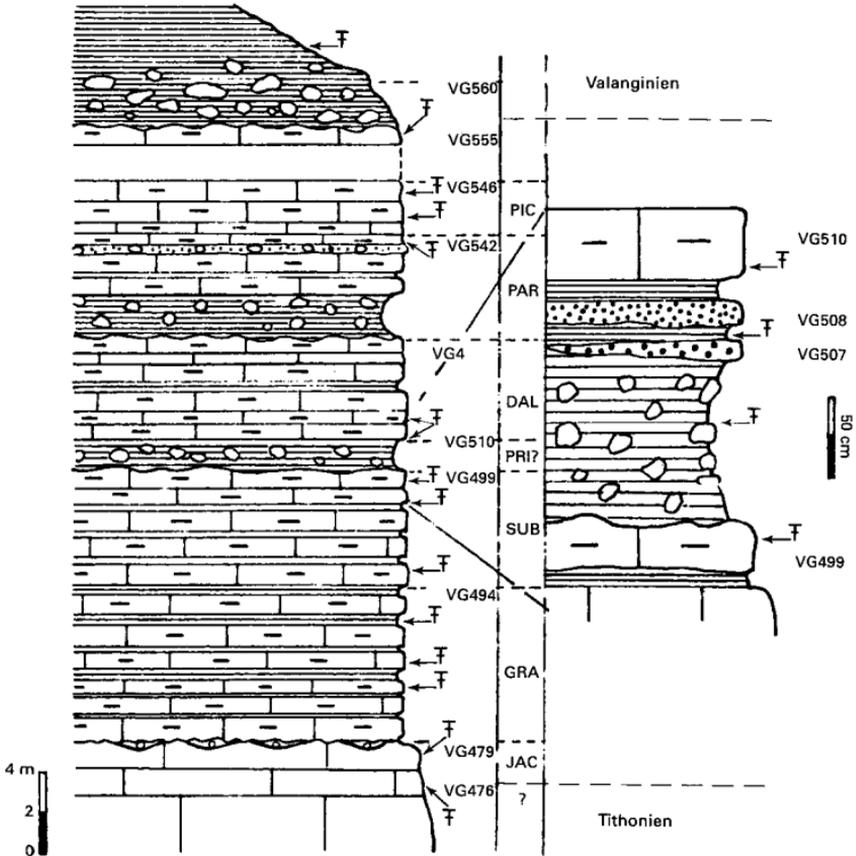


Fig. 5 - Coupe du Berriasien de Vogué-Gare (d'après Le Hégarat, 1973)

riche en *Dalmaniceras dalmasi*, *D. punctatum*, *Haploceras carachteis*, *Holcophylloceras calypso*, etc.

• **Berriasien supérieur.** La sous-zone à Paramimounum débute par une « brèche à ciment marneux » comparable à celle de la sous-zone à Privasensis, mais elle se termine par un niveau compact de brèche à ciment spathique. Faune variée : *Jabronella isaris*, *Terebratula mouto-niana*, *Rhynchonella contracta*,...

Dans la sous-zone à Picteti, on retrouve les alternances de calcaires argileux et de marnes (3,50 m), avec ammonites à patine rouille : *Fau-riella gallica*, *F. rarefurcata*, *Dalmaniceras panini*, *Haploceras carach-theis*.

Après une lacune de visibilité de 3 m, on retrouve un calcaire argileux gris appartenant à la sous-zone à Callisto avec des brachiopodes et *Berriasella callisto*. Le sommet, rubéfié, est suivi d'une troisième «brèche à ciment marneux» avec galets remaniés du Berriasien inférieur et arrivée de quartz détritique. Ce faciès rappelle celui des bancs 198-199 de Berrias, attribués au Valanginien.

La succession de Vogué est particulièrement intéressante par ses niveaux bréchiques, si fréquents sur toute la bordure cévenole. L'affleurement berriasien situé au Sud-Ouest de Saint-Laurent-sous-Coiron, également étudié par G. Le Hégarat (1973, t. 2, p. 327 et fig. 10 : coupe du Sévenier), montre aussi la légère discontinuité entre les zones à Jacobi et Grandis et la brèche caractéristique de la base de la sous-zone à Privasensis. Le Berriasien terminal est presque entièrement érodé et remplacé par une brèche. Il est intéressant de comparer cette série à celle du stratotype de Berrias, située à 24 km plus au Sud et récemment révisée (Jan Du Chêne, 1993).

A ces affleurements, il faut ajouter de nouveaux gisements, non cartographiés, situés autour de Chauzon, conservés en petits grabens. On y retrouve des marnes à ammonites du Berriasien inférieur et des brèches à gros blocs avec *Neocosmoceras* sp., et des alternances à dominante marneuse avec *Fauriella* sp.

## Valanginien

Les formations valanginiennes, essentiellement marneuses, couvrent une vaste surface autour des villages de Saint-Maurice-d'Ardèche, de Lussas, et de Saint-Jean-le-Centenier ; vers le Nord, elles s'enfoncent sous les Coirons. Les couches ont un léger pendage vers le Sud-Est (6° à 8°), permettant ainsi d'établir la totalité de la succession stratigraphique (voir coupe BB' de la carte) en allant du Nord-Ouest vers le Sud-Est. C'est en effet dans cette région que l'on peut étudier la meilleure succession de tout le Valanginien, dont l'épaisseur approche les 1000 m, en milieu hémipélagique. Cette succession a pu être étudiée grâce à dix coupes élémentaires levées à 1/100 ou à 1/200. Le résultat global (Busnardo *et al.*, 1977, fig. 5 A,B,C ; Busnardo, *in* Monteil,

1985, fig. 4) est ici complété (fig. 6). Les faunes d'ammonites sont très dispersées en raison de la dilatation de la série. Leur répartition, sur dix niveaux, et la présence de formes caractéristiques sont cependant suffisantes pour retrouver 5 des 6 zones définies dans l'hypostratotype vocontien (Busnardo, 1979). En outre, cinq formations lithologiques sont différenciées. Rappelons que les travaux antérieurs (Sayn et Roman, 1904 ; Faber 1965 ; carte géol. 1/80000 Privas, 3<sup>e</sup> éd., 1967, etc.) ne distinguaient que le Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur.

**n2a. Valanginien inférieur, zone V2 à Pertransiens. Marnes de Lussas** (environ 440 m). Les marnes basales du Valanginien affleurent à l'Est du village de Sévenier et du col coté 404. Le contact avec le Berriasien terminal n'est pas visible (Le Hégarat, 1973). La zone à Callisto est réduite, bréchique et peut-être érodée. La zone à Otopeta n'a pas été mise en évidence. Les marnes basales du Valanginien, visibles sur 10 m d'épaisseur environ, (coupe de Sévenier), sont assez riches en petites ammonites ferretisées : *Phylloceras tethys*, *Ptycho-phylloceras semisulcatum*, *Neolissoceras grasianum*, *Kilianella rou-baudi*, *Simoceras diense*. Elles indiquent la zone à Pertransiens, sous un faciès presque pélagique. Sur ces marnes repose localement une énorme lentille de glissement à blocs roulés ou slumpés dont certains proviennent du Berriasien.

La suite de la coupe se voit en totalité dans le ravin situé immédiatement à l'Est de la ferme Pommiers (500 m au Sud de Saint-Laurent-sous-Goiron). La succession montre une alternance rythmique remarquable de marnes silteuses grises à jaunâtres, et de faisceaux de bancs de calcarénites fines, brunes ou bicolores, dessinant des ressauts ou des entablements. Les épaisseurs sont variables. Biohermes et nodules barytiques sont assez fréquents. Absence de macrofaune, excepté un *Berriasibelus extinatorius* (niveau P05) (dét. Combémorél).

Cette alternance de marnes et de faisceaux de calcarénites fines se poursuit jusqu'aux « Laminites de Mirabel ». On la voit à l'affleurement du Pigeonnier (SSW de Lussas) avec *Neolissoceras salinarium* et dans celui de la ferme Mézanton (Nord-Est de Lussas). La suite de la série sous le même faciès est observable rive gauche de l'Auzon dans le ravin de Roudoulin. Au niveau R05, un petit slump et, dans le faisceau R07, les premiers bancs de calcarénites brunes apparaissent. Les quatre coupes élémentaires précédentes présentent le même faciès rythmé de marnes plus ou moins silteuses et de faisceaux à multiples petits bancs calcaires, mal consolidés et riches en microbioclastes. Ce sont les « Marnes de Lussas » dont l'épaisseur est de l'ordre de 440 m. Le taux de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  est de l'ordre de 50 % dans les marnes et de 60-70 % dans les faisceaux calcaires.

Dans les marnes basales du Sévenier, les calpionelles sont abondantes (Darmedru, 1982) ; les ostracodes berriasiens et valanginiens, parfois mélangés (Donze, *in* Busnardo *et al.*, 1977), indiquent un milieu relativement profond (*Tethysia* sp., etc.). Dès la base de la série de

Cette formation des Marnes de Lussas s'étale assez largement à l'Est de Vogué, vers Rochecolombe et Saint-Maurice-d'Ardèche. On y retrouve, à la base, comme au Sévenier, le niveau à ammonites hémati-sées en plusieurs gisements à l'Est de Vogué-Gare, avec *Neolissoceras grasianum*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Phylloceras tethys*, *Thurmanniceras* sp. et *Platylenticeras* sp. juv.

Dans la partie supérieure de ces marnes s'intercalent des faisceaux de calcarénites dont le dernier forme un niveau repère indiqué en liseré bleu sur la carte. Cette succession est bien visible dans les ravins de Fouasse (1,5 km au Nord-Est de Saint-Maurice) d'où proviennent de nombreuses bélemnites déterminées par R. Combémoré : *Berriasibelus extintorius*, *Duvalia conica*, *D. lata*, *Castellanibellus orbignyanus*, *Pseudobelus bipartitus*, *Hibolites* sp. Dans ce secteur, l'épaisseur des Marnes de Lussas est d'environ 250 m.

n2b. **Valanginien inférieur, partie inférieure de la zone V3 à Campyloxum. Laminites ocre de Mirabel** (épaisseur: 90 m). La limite cartographique correspond approximativement à la base de la zone à Campyloxum car un *Thurmanniceras* cf. *campyloxum* a été trouvé bien au-dessous des laminites. C'est dans la colline de Coste-Raste, au Sud de Mirabel, que ces laminites ont leur aspect le plus caractéristique. Ce sont des bancs de calcarénites fines ocre, parfois bicolores (5-15 cm) alternant avec des marnes jaunâtres (2-5 cm). Une fine lamina-tion s'observe partout. Les niveaux marneux s'épaississent en allant vers l'Est ou vers le Sud. L'ensemble des laminites représente un vaste cône de déjection sous-marin, de bas de talus. Les bioclastes proviennent d'une plate-forme située au Nord-Ouest. Un « *Distoloceras* » sp. de la zone à Campyloxum, a été trouvé dans le tiers inférieur. La limite supérieure est mal définie.

Vers le Nord, les Laminites de Mirabel s'enfoncent sous le Coiron de Saint-Gineis. Vers le Sud, elles affleurent largement autour de Rochecolombe et de Saint-Maurice-d'Ardèche, mais leur épaisseur se réduit de moitié. Sur la feuille Bessèges, cette formation n'est plus individualisable, les bancs restant diffus au sein des marnes (le Rouret).

n2c. **Valanginien inférieur, partie supérieure de la zone V3 à Campyloxum. Marnes de Rambouillet** («marnes et faisceaux de fines calcarénites argileuses» de la légende) (120 m). C'est au Sud de la digitation coironique de Saint-Gineis, dans le ravin de Rambouillet, que l'on suit parfaitement le détail de la série, au-dessus des laminites. Le faciès reste identique à celui de la série n2a, avec marnes et faisceaux de fines calcarénites. Quelques ammonites ont été récoltées à différents niveaux: *Neolissoceras grasi*, *Thurmanniceras campyloxum*, *T. gr. campyloxum*, *Bochianites neocomiensis*. On retrouve ces marnes dans la haute vallée au Vernet, autour de Roche-Chérie, où elles ont donné « *Distoloceras* » sp.

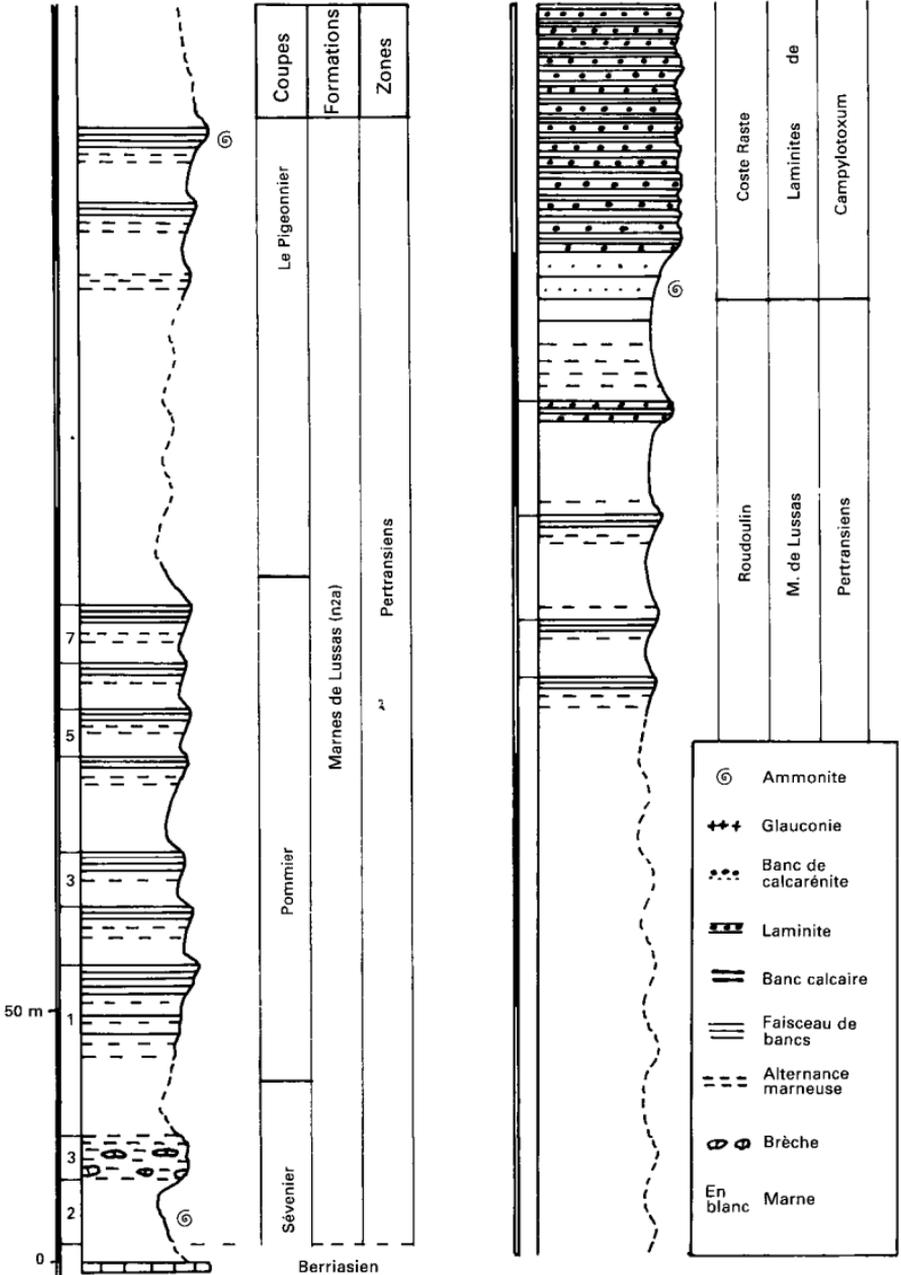
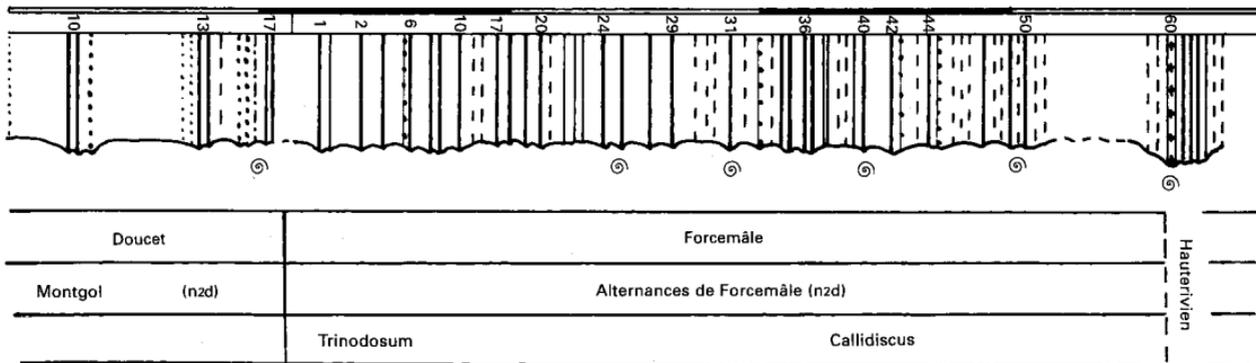
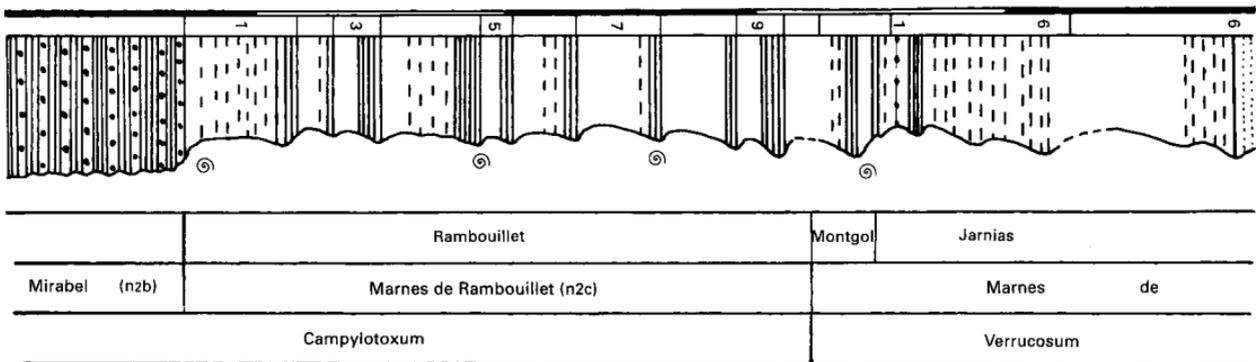


Fig. 6 - Série stratigraphique du Valanginien de la région de Lussas



n2d. *Valanginien supérieur, zones V4 à V6. Marnes de Mongol et Alternances de Forcemâle* (« marnes et bancs calcaires en alternance » de la légende). Sur le terrain, la limite entre ces deux ensembles n'a pu être suivie, faute d'un niveau suffisamment repérable.

- *Marnes de Montgol*. Zone à *Verrucosum* (V4) (150 m). Cette formation est observable sur trois coupes élémentaires : ferme Montgol (1 500 m Ouest de Saint-Jean-le-Centenier), Jarnias (1 250 m au NNW de Saint-Jean et Doucet (ravine à 1000 m NNE de Saint-Jean). Ces marnes montrent à la base des faisceaux de calcarénites identiques à ceux des Marnes de Rambouillet, mais les premiers bancs isolés de calcarénites rouges apparaissent.

Parmi les ammonites, assez abondantes dans un seul niveau, on notera *Erisiavites platycostatus* caractéristique de la base de la zone à *Verrucosum*. Les marnes, toujours silteuses, admettent ensuite de petits bancs calcarénitiques diffus, puis vers le haut de la coupe Doucet, quelques rares bancs calcaires mais surtout d'assez fréquents bancs calcarénitiques roux. Au sommet : *Teschenites* sp. et *Neohoploceras* sp.

- *Alternances de Forcemâle*. Zones à *Trinodosum* (V5) et à *Callidiscus* (V6) (180 m). Elles affleurent au fond du ravin de Forcemâle (dans le terrain de camping). Ce sont des marnes pélagiques (20-25 % de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , selon Darmedru, 1984) comportant une cinquantaine de bancs de calcaires argileux (70% de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ), pour une épaisseur visible d'environ 140 m. Cet aspect rappelle les alternances vocontiennes, bien que les bancs soient ici très espacés et qu'apparaissent quelques rares pas sées de calcarénites rouges.

Les ammonites sont exceptionnelles dans la partie inférieure : *Olcostephanus* sp., *Bochianites*, *Criosarasinella* sp. *Teschenites* sp. En conséquence, les limites de la zone à *Trinodosum* (V5) sont impossibles à déterminer. Par contre, dans la partie supérieure abondent les *Teschenites* gr. *callidiscus*, *T. neocomiensiformis*, etc., indiquant la dernière zone valanginienne (V6) à *Callidiscus*.

**Variations.** Dans la région de Saint-Maurice-d'Ardèche, les marnes n2c et n2d représentent environ 400 m d'épaisseur au lieu de 450 m au Nord de Villeneuve-de-Berg. Le niveau à calcarénites du sommet des Marnes de Montgol est repérable sur le terrain. Les Alternances de Forcemâle sur le plateau de Chaussy, bien que moins épaisses, ont le même aspect avec quelques ammonites : *Neolissoceras grasi*, *Olcostephanus* sp., *Teschenites* sp., *Bochianites* sp.

Dans l'ensemble, le Valanginien de Saint-Maurice est moins épais au Sud (740 m environ) que celui de la région de Lussas (980 m), alors que le Valanginien vocontien (hypostratotype) atteint seulement 250 m dans le centre du bassin.

La répartition de la microfaune diffère fortement de celle qui est connue dans le domaine vocontien. Les calpionelles sont présentes jusqu'au sommet des Marnes de Lussas. Les radiolaires (50 % de la micro-

faune) sont plus abondants dans les bancs calcaires que dans les marnes. Pour les foraminifères, dans le Valanginien inférieur, les *Pseudotextulariella* dominent alors que, dans le Valanginien supérieur, ce sont les lenticulines qui abondent (Darmedru, 1985).

Les dinokystes ont été étudiés par E. Monteil (1985). Près d'une centaine d'espèces sont inventoriées et décrites, mais on retiendra surtout la mise en évidence de la microévolution du complexe *Muderongia-Phoberocysta*, ce qui permet des subdivisions stratigraphiques. Deux « dinozones » sont définies par leurs assemblages : *Biorbifera johnwin-gii* et *Diacanthum hollisteri* pour le Valanginien inférieur ; *Cassiculus-phaeridia magna* et *Heslertonia heslertonensis* pour le Valanginien supérieur.

Dans le sondage de Villeneuve-de-Berg (1960), le Valanginien a été traversé dans sa totalité, soit sur une épaisseur d'environ 890 m. Les Laminites de Mirabel ont été rencontrées sur 80 m. Dans le sondage de Valvignères, le Valanginien est incomplet pour des raisons tectoniques.

### Hauterivien

Les formations de cet étage atteignent une épaisseur mesurée de 840 m dans la montagne de Berg. Elles représentent près d'un tiers de la surface des affleurements de la feuille Aubenas. On les trouve dans quatre régions morphologiquement et tectoniquement séparées :

- au Sud-Ouest, c'est le Serre de Rimbaud avec son soubassement de Pradons et de Leyris ;
- au centre, c'est l'immense demi-synclinal de la montagne de Berg, coïncé entre la faille de Lagorce et celle de la Fare. Il est entouré par le plateau de Villeneuve-de-Berg et la dépression de Valvignères. Cette structure se poursuit au Nord-Est par les affleurements sous-coiro-niques de Sceautres, Aubignas et Saint-Martin ;
- au Sud-Est, l'amygdale du Serre Court entre le ruisseau d'Artige et la Nègue ;
- au Nord-Est, l'amygdale de Montaigut délimitée par les failles d'Al-ba et du Pontet-de-Couloubre.

Il n'existe sur la feuille Aubenas aucune coupe montrant la totalité des subdivisions stratigraphiques de l'étage. Mais on retrouve la succession définie dans la coupe type de l'Hauterivien hémipélagique des Buissières (Busnardo, *in* Elmi *et al*, 1989, p. 71 et fig. 8, p. 58-59) tant pour les formations lithostratigraphiques que pour les subdivisions zonales. Toutefois les indices cartographiques ont été utilisés différemment.

Il n'est pas inutile de rappeler que, dès 1904, G. Sayn et F. Roman avaient reconnu cinq subdivisions zonales qui sont de bas en haut : zones à *Breistrofferella castellanensis*, à *Crioceratites duvali* (avec *Cruasicerus cruasense* en haut) pour l'Hauterivien inférieur ; zones à

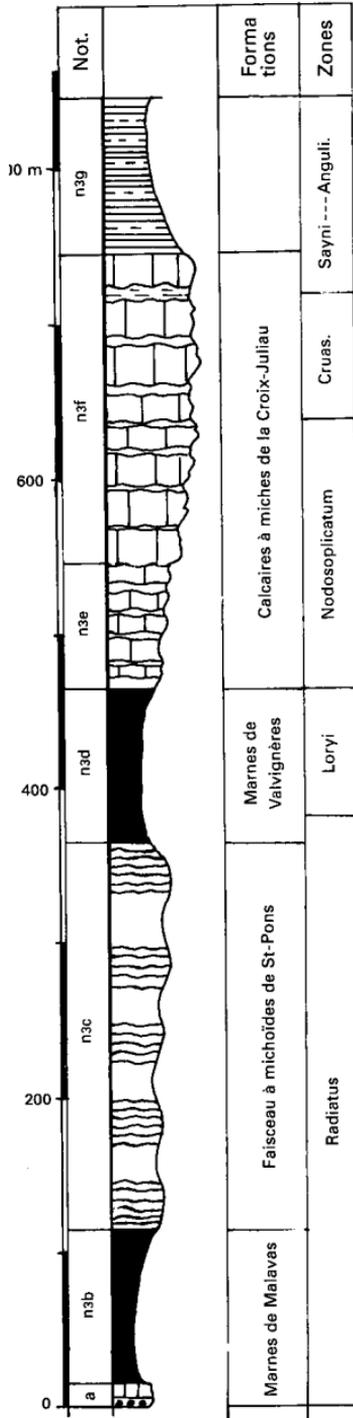


Fig. 7 - Série stratigraphique schématisée de l'Hauteriviens de la montagne de Berg

*Subsavnella sayni* et à *Pseudothurmannia angulicostata* pour l'Hauterivien supérieur. Ces subdivisions restaient toutefois difficiles à appliquer en Ardèche, en raison de la rareté d'ammonites. En effet, la puissante sédimentation hémipélagique entraîne une particulière raréfaction des niveaux fossilifères caractéristiques. La carte géologique Privas à 1/80000 (1967) ne distinguait d'ailleurs que deux seules divisions dans cet étage : civa et civb.

Les subdivisions actuellement utilisées ont été sommairement présentées (Busnardo *et al.*, 1977, fig. 8) puis ensuite précisées (Busnardo, *in* Londeix, 1990 ; Busnardo, *in* Elmi *et al.*, 1989, fig. 8 p. 58-59). La figure 7 en schématise les principales formations ainsi que leur biostratigraphie.

Les coupes détaillées ont été relevées surtout autour de la montagne de Berg là où les séries sont les plus épaisses (840 m au total) et les mieux affleurantes.

n3a. **Hauterivien inférieur, zone HI à Radiatus. Faisceau glauco-nieux basal de Forcemâle.** («faisceau de bancs et niveau glauco-nieux» de la légende). C'est un faisceau d'alternance calcaires-marnes de 12 m d'épaisseur visible. À la base, un épais horizon glauconieux visible au camping de Forcemâle, riche en ammonites : *Teschenites neo-comiensiformis*, *T. flucticulus*, *T. pachydicranus*, *Crioceratites* sp., *Acanthodiscus radiatus*, *Eleniceras tchetchitevi*, *Leopoldia* cf. *leopoldi*, etc. La faune contient aussi des brachiopodes (*Pygope diphyoides*). Présence de quartz grossiers, quelquefois bipyramidés.

C'est un remarquable niveau repère de la base de l'Hauterivien, toujours riche en *Teschenites*. Ce faisceau calcaire n3a limite tout le plateau de Villeneuve-de-Berg depuis le Serre Leroux au Nord-Est jusqu'aux abords de Saint-Germain. On le retrouve au Serre Bouchet (WNW du Serre de Rimbaud) au Sud-Est de Balazuc où il a 13,20 m, avec *Teschenites* divers et *Eleniceras*. Au Nord-Est, en bordure Sud de la cuvette de Saint-Martin-le-Supérieur, le faisceau forme une falaise de 17 m de haut, avec de nombreux *T. flucticulus* à la base. À 500 m au Nord de la ferme Chadeyron (Nord de Lagorce), ce niveau basal a livré *Acanthodiscus rebouli*.

n3b. **Hauterivien inférieur, zone HI à Radiatus. Marnes inférieures de Malavas.** («marnes» de la légende). Épaisseur de l'ordre de 100 m. Marnes grises finement silteuses admettant quelques faisceaux diffus de calcarénites et quelques minces bancs de calcarénites brunes. Bien visibles dans les ravins à l'Est de Malavas (Nord-Est de Villeneuve-de-Berg). La limite supérieure reste indécise. Faune pauvre à *Teschenites* sp.

n3c. **Hauterivien inférieur, zone HI à Radiatus. Faisceaux « michoïdes » de Saint-Pons.** (« marnes et faisceaux de bancs à faciès michoïde, zone 1+ » de la légende). Environ 250 m. Ils forment tout le plateau de Villeneuve-de-Berg, ainsi que le vaste glacis de Saint-

Pons. Depuis la N. 102, au Sud de Saint-Pons, on en distingue bien la texture dans les collines sur la rive droite de l'Escoutay ainsi que dans le talus de la même route entre Villeneuve-de-Berg et la Claduègne. Les détails peuvent en être suivis le long du ruisseau de Vachresse (Ouest du Buis-d'Aps). Ce sont des marnes grises (6-11m) alternant avec des faisceaux (5-8 m) de calcarénites diffuses, en bancs souvent ondulés, avec un débit en corps ovoïdes rappelant les miches de pain d'où le terme de « michoïdes ». Ce sont probablement des traces de bioturbation provoquées par des crustacés. Les limites inférieure et supérieure restent indécises. Faune pauvre : *Teschenites*, *Breistrofferelia*, *Leopol-dia*, *Jeannoticerias*.

n3d. **Hauterivien inférieur, zone H2 à Loryi. Marnes supérieures de Valvignères.** (« marnes grises, zone 2 » de la légende). Environ 100 m. Ces marnes grises à gris-bleu foncé admettent aussi quelques passées calcaires sporadiques. Elles entourent toute la montagne de Berg et forment le soubassement de la plaine de Valvignères où elles s'étalent largement en raison de leur pendage subhorizontal. On y trouve les derniers *Teschenites* et *Breistrofferella*, les premiers *Lyticoceras* et *Crioceras loryi*. Au Sud, autour du Serre de Rimbaud, l'épaisseur de ce niveau est réduite à 30 m.

n3e. **Hauterivien inférieur, zone H3 à Nodosoplicatum. Calcaires à miches de la Croix-Juliau (partie basale)** (« alternance de marnes et de bancs à miches » de la légende). Environ 80 m. Bancs de calcaires à miches, peu épais, en alternance avec des marnes grises plus ou moins importantes. Limites assez nettes, entre un niveau de marnes (35 m) en dessous et la barre compacte des calcaires à miches au-dessus. Le détail a été étudié dans le haut du ravin de Beaucheyres (2 km Ouest d'Alba). Faune dispersée : *Lyticoceras* sp., *Neolissoceras*. Vers le Sud (Serre de Rimbaud), cette subdivision n'est plus discernable. L'âge en a été établi par comparaison avec la série des Buissières (feuille Bessèges).

n3f **Hauterivien inférieur, zones H3 à Nodosoplicatum et H4 à Cruasense pour la partie terminale. Calcaires à miches (partie supérieure)** (« calcaires gris, silteux et glauconieux à débit en miches » de la légende). Environ 200 m. C'est la formation qui reste la plus spectaculaire tant par sa puissance, ses vastes surfaces d'affleurement (montagne de Berg, Serre de Rimbaud, Montaigut, Serre Court et sous le Coiron d'Aubignas) que par son aspect lithologique.

Les miches sont des corps ovoïdes (80-90 % de CO<sub>2</sub>Ca) emballés par des marnes schisteuses pelliculaires. Le quartz est toujours présent (2 à 8 % en grains clastiques ; 20 à 80 μm). On y voit aussi quelques grains de glauconie, des minéraux résistants (tourmaline, sphène) et des débris charbonneux. Les bancs calcaires forment toujours des faisceaux d'épaisseur métrique, quoique très variable, intercalés de marnes silteuses plus minces. La route de Valvignères à Saint-Maurice-d'Ar-dèche, par le ravin de Mercoyras, en montre tous les aspects lithologiques. Il n'existe actuellement aucune explication satisfaisante sur la genèse de cette formation. Notons cependant qu'il s'agit de dépôts de

silts hémipélagiques ayant formé, au même moment, une ébauche de plate-forme calcaire sur les pourtours nord et ouest de la mer vocon-tienne. De nombreux indices indiquent la présence de pentes suffisantes pour rompre les forces thixotropiques des vases et permettre aux miches de s'individualiser et parfois de rouler.

Les organismes sont petits : milioles, textulaires, lenticulines, radiolaires et surtout nombreux spicules de spongiaires calcitisés. Il s'y ajoute des microbioclastes (surtout entroques) qui donnent l'aspect scintillant des miches. Le ciment est une dismicrite inhomogène. Faune de la partie inférieure : *Lyticoceras nodosoplicatum*, *L. sp.*, *Saynella clypeiformis*, *Jeannoticeras jeannoti*, *Plesiospidiscus*, *Toxaster*. Partie supérieure : *Cruasicerias cruasense*, *C. sp.*, *Toxaster* et *Exogyra*.

Dans le Serre Court, entre le ruisseau d'Artige et la Nègue, cette formation atteint son épaisseur maximum (400 m) et elle présente, vers son milieu, une importante passée marneuse.

### **n3g. Hauterivien supérieur, zones H5 à Sayni, H6 à Balearis et H7 à Angulicostata. Marnes à intercalations calcaires sporadiques.**

Épaisseur : 30 à 100 m. La variabilité de cet ensemble, surtout marneux, rend difficile sa délimitation et ne permet pas de définir une formation lithologique homogène. Cette série, relativement peu épaisse par rapport au reste de l'Hauterivien, affleure rarement sur la feuille Aubenas. Du Nord-Est au Sud-Ouest, les principaux affleurements sont les suivants :

- autour de la digitation coironique de Peyrole, avec *Subsaynella sayni*, *Plesiospidiscus*, *Pseudothurmannia*. Les épaisseurs ici sont de l'ordre de 30 à 40 m ;
- Montaigut, sous le sommet coté 448 : marnes et bancs calcaires à *Plesiospidiscus* et *Crioceratites*, succession incomplète à l'affleurement ;
- montagne de Berg : la série n'est partiellement conservée que sur les sommets du Jeu-de-Paume (cotes 517-523) et du Tautel (cote 446) où des alternances marneuses à *Subsaynella* et *Crioceratites* surmontent les derniers niveaux à *Cruasicerias* ;
- entre le Sud de Saint-Germain et les Salelles, une bande presque continue d'alternances, souvent fossilifères avec, en particulier, *Subsaynella sayni* à Beauchastel et à Valos. La zone à Angulicostata est très fossilifère au Nord et à l'Est des Salelles. L'épaisseur moyenne de ses dépôts est de 40 à 50 m ;
- le Serre d'Artige est bordé par l'Hauterivien supérieur nettement plus épais (80-100 m), dont le niveau terminal est très fossilifère et souvent glauconieux. La zone à Balearis est mise en évidence avec *Balearites sp.*, *Plesiospidiscus*, *Hamulina*, etc.

L'Hauterivien supérieur marque, sur la feuille Aubenas, un approfondissement de la sédimentation par rapport aux Calcaires à miches de l'Hauterivien inférieur (disparition des *Toxaster* et des *Exogyra*).

Le sondage de Valvignères (1963) débute à la base de la formation des Calcaires à miches (n3e). Le niveau glauconieux condensé de la limite Valanginien/Hauterivien a été bien repéré. L'épaisseur de l'Hau-terivien traversé est de 675 m, à laquelle il faut ajouter n3f et n3g, soit 300 m ; d'où un total de 975 m. La série est ici plus épaisse que dans la montagne de Berg, phénomène déjà noté dans la série n3f du Serre Court appartenant à la même écaille structurale.

## Barrémien

Cet étage affleure en une dizaine de points montrant d'importantes variations lithologiques et stratigraphiques reflétées par la complexité de la légende. Sur la feuille Aubenas, on peut étudier les variations spatiales entre les domaines pélagique, hémipélagique et de plate-forme, ainsi que l'évolution progressive de la plate-forme carbonatée urgo-nienne (cf. Cotillon *et al*, 1979).

La complexité stratigraphique de ce Barrémien n'est devenue intelligible que grâce à la recherche systématique des marqueurs qui a été effectuée depuis une quinzaine d'années, et qui fut particulièrement difficile dans ces milieux très pauvres en ammonites dont il faut en outre bien connaître les caractéristiques. Cependant, ces ammonites ont permis de dater plusieurs niveaux marneux, d'épaisseur très inégale, appelés vires et numérotés v1 à V3 pour le Barrémien et V4 pour la limite Bar-rémien/Bédoulien. Ces vires sont des niveaux repères qui peuvent être suivis dans les trois domaines : pélagique hémipélagique et de plateforme. Bien que la composition de la faune d'ammonites soit variable

| Sous-étages              | Zones<br>(Busnardo, 1984)       | Vires         | Espèces et genres<br>caractéristiques<br>de la faune des vires      |
|--------------------------|---------------------------------|---------------|---------------------------------------------------------------------|
| Bédoulien<br>inférieur   | Coquandi<br>« Prodeshayesites » | n5b<br>■ V4   | <i>Heteraster oblongus</i>                                          |
| Barrémien<br>supérieur   | 7 - Colchidites                 | n4c-5a        | <i>Heteroceras astieri</i>                                          |
|                          | 6 - Astieri                     | ■ V3          |                                                                     |
|                          | 5 - Ferraudi                    | n4b           | <i>Hemihoplites barremense</i> ,<br><i>Heinzia</i>                  |
|                          | 4 - Barremense                  | ■ V2<br>n4ab  |                                                                     |
| Barrémien<br>inférieur   | 3 - Moutoniceras                | ■ V1          | <i>Holcodiscus fallax</i> ,<br><i>Nicklesia</i> , <i>Pulchellia</i> |
|                          | 2 - Compressissima              |               |                                                                     |
|                          | 1 - Hugii                       | n4a           |                                                                     |
| Hauterivien<br>supérieur | Angulicostata                   | n3g<br>(pars) | <i>Pseudothurmannia</i>                                             |

Tableau 2 - Biozonation du Barrémien

d'un milieu à un autre, ces vires sont isochrones et leur correspondance biozonale est donnée sur le tableau 2.

Compte tenu de la complexité de la lithostratigraphie locale, le Barrémien sera présenté par affleurements principaux, en suivant les faisceaux tectoniques d'Ouest en Est (cf. encart) pour permettre un meilleur repérage.

### **Faisceau de l'Ibie**

#### **Nord du Plateau de Rochecolombe**

Il s'agit ici du plateau inséré entre la faille de Lagorce (qui passe à Rochecolombe) et la vallée de l'Ibie, et dont l'altitude varie, sur de vastes surfaces, entre 300 et 400 m.

Au Nord de ce plateau, trois petits sommets permettent d'observer le passage latéral progressif d'un milieu bathyal à un milieu hémipélagique, à la fois par l'augmentation des épaisseurs et par les variations du faciès. Ce sont du Nord au Sud : le Serre de la Fourche (cote 384), le Serre Palas (cote 395) et les Tribles (cote 357) dont la série est schématisée sur la figure 8.

rua. **Barrémien basal. Calcaires et marnes en alternance.** La limite inférieure du Barrémien est assez souvent bien repérée par la fin des *Pseudothurmannia*. Ce niveau est représenté par des alternances calcaires-marnes, régulières, de type vocontien, dont l'épaisseur augmente du Nord au Sud.

v1. 1<sup>re</sup> **vire marneuse.** La vire vi est fossilifère près de la Font Verme-nouse, en différents points à l'Est du sommet de Palas où cette vire est difficile à repérer, plus au Sud (domaine de Valos, cote 333) et au Sud-Est de la cote 402. Il s'agit d'alternances à dominante marneuse d'épaisseur inégale et sans limites nettes. La faune, d'une relative abondance et d'une composition variable d'un gisement à un autre, comprend : *Barremites difficilis*, *B. strettostoma*, *Holcodiscus fallax*, *Nick-lesia* sp., *Emericiceras* sp., *Torcapella* sp., *Spitidiscus hugii*, etc. *Holcodiscus fallax* semble l'ammonite repère de ce niveau, à la fois par son abondance et par sa facile détermination. L'ensemble de cette faune correspond au sommet de la zone à Hugii.

n4ab. **Barrémien inférieur (sommet) et base du Barrémien supérieur.** Alternances assez régulières, plus calcaires que dans le n4a. L'épaisseur augmente du Nord au Sud. À la base, dans les niveaux de passage avec la vire v1, on trouve de rares *Pulchellia compressissima*, quelques *Emericiceras* sp. de grande taille et quelques *Moutoniceras* sp. C'est le sommet du Barrémien inférieur. Plus haut apparaissent les *Heinzia* (1 ex. au Sud des Tribles) caractérisant le Barrémien supérieur. La limite Barrémien inférieur/supérieur n'est pas lithologiquement pré-

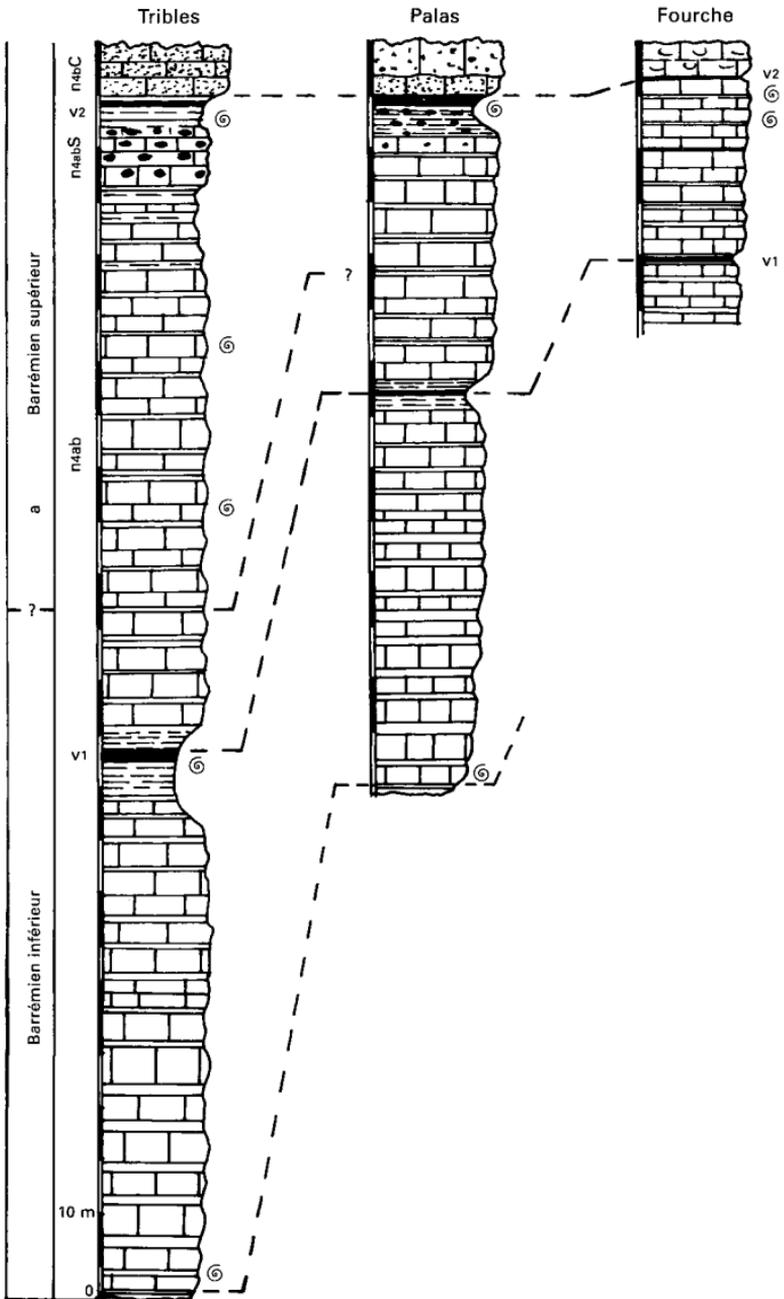


Fig. 8 - Séries stratigraphiques schématisées du Nord du plateau de Rochecolombe d'après les coupes passant par le Serre de la Fourche, cote 384, le Serre Palas, cote 395, les Tribles, cote 357

cisable. Un peu plus haut, on trouve les premiers *Hemihoplites* : *H.* sp. et *Ancyloceras* cf. *vandenhecki*, marquant la zone à Barremense.

n4abS. **Barrémien supérieur. Calcaires à silex.** Ils forment une belle falaise à l'entrée est des gorges de la Vendoule, avec une épaisseur de l'ordre de 15 m. Ce sont surtout des silex en rognons, la silice ayant rempli les réseaux bioturbés ; mais il existe aussi des silex cérébroïdes, des chailles et des silex stratiformes. La microfaune (foraminifères ben-thiques, algues dasycladacées, bryozoaires) et la présence de quartz, indiquent un milieu peu profond (Renaud, 1978), sans doute un bord externe de plate-forme.

Ce niveau à silex se retrouve au Sud-Est des Molières (Rochers de Beurichard) et dans la colline de la cote 402 mais, ici, en bancs dispersés dans des alternances marneuses. Vers le Nord, c'est-à-dire en allant vers une mer plus profonde, les silex, surtout les cérébroïdes, se mêlent à des alternances beaucoup plus marneuses au bas du Serre Palas. Dans le Serre de la Fourche, encore plus au Nord, les silex n'existent plus.

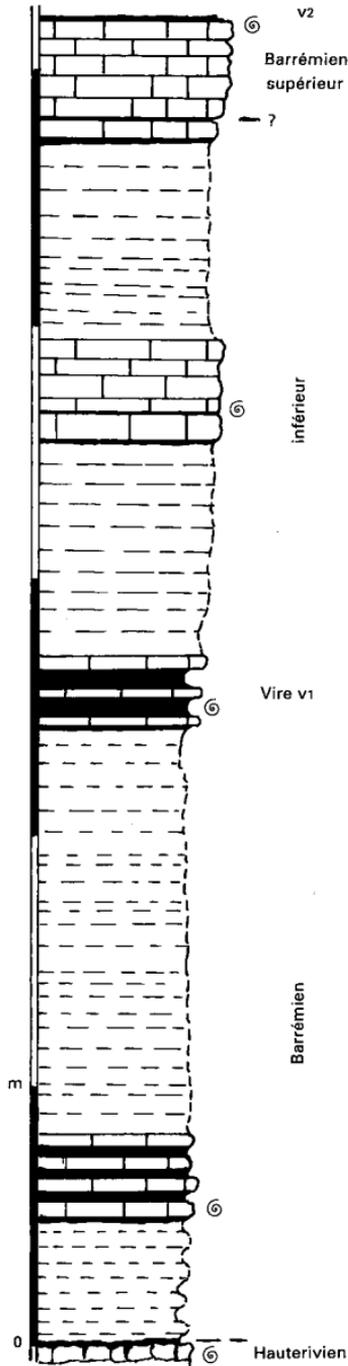
Les silex indiquent clairement la situation paléogéographique des sédiments : en bordure de plate-forme avec bancs à silex (coupe des Tribles), milieu plus profond avec marnes à silex épars au Serre Palas, et absence de silex au Serre de la Fourche, milieu déjà pélagique (fig. 8). C'est un exemple didactique.

L'âge de cette formation correspond approximativement à la base de la zone à Barremense.

V2. **2<sup>e</sup> vire marneuse.** Niveau marneux repère correspondant à la zone à Barremense. Il est difficile à repérer sur le plateau (le Bois, cote 356) où il a cependant livré plusieurs *Emericiceras* gr. *barremense*, *Ancyloceras* cf. *vandenhecki*. Le plus bel affleurement se trouve sous le Serre Palas : des marnes épaisses de 3 m ont donné un remarquable *Emericiceras* cf. *barremense* (KIL. non UHLIG). AU Serre de la Fourche, ce n'est plus qu'un mince horizon de 0,40 m avec *E. barremense*, *Barremites* sp., « *Emericiceras* » sp.

n4bC. **Barrémien supérieur. Calcarénites.** C'est l'arrivée des bio-clastes provenant d'une plate-forme située plus à l'Ouest et dont il ne subsiste aucun témoin. Il s'agit de calcarénites grossières, riches en orbitolines, bien visibles au Serre Palas et au Serre des Baux. Il en existe encore quelques affleurements sur le plateau du Bois (non indiqués sur la carte géologique).

Vers le Nord, c'est-à-dire vers la mer profonde, les calcarénites sont remplacées par des calcaires noduleux, caractéristiques des faciès de talus, au sommet du Serre de la Fourche (7 m d'épaisseur).



**Fig. 9 - Série stratigraphique schématisée du Barrémien de l'Ibie**

à partir des seuls affleurements visibles dans le Gardon, dans l'Ubac de Monteau et le long de la route des Gorges (D558). Alternances hémipélagiques du Barrémien inférieur (n4a), niveau mameux repère et fossilifère (v1), calcaires argileux en bancs épais (n4ab) du passage au Barrémien supérieur, et niveau mameux fossilifère (v2) de la zone à Barremense

## Les Molières

Il s'agit d'une petite surface presque plane située à l'Ouest et au Nord-Ouest de la ferme des Molières. Les couches, à pendage presque horizontal, sont mal exposées (en raison des cultures, des champs et des vignes). Cependant, leur succession est reconnaissable par la localisation de la faune ammonitique. Du Sud au Nord, c'est-à-dire de bas en haut, on trouve :

- champ argileux avec un niveau très riche en *Holcodiscus fallax* associés à quelques *Phyllopachyceras infundibulum* et *Barremites difficilis*. Ce niveau correspond à la vire v1 ;
- dans une vigneraie avec cailloux de calcaires blanchâtres, on trouve : *Torcapella fabrei*, *T. capillosa*, *T. radiarca*, *Barremites charrieri*, *Puezalpella (?) ædipus*, *Emericiceras sp.*, *Holcodiscus diversecostatus*, *Dissimilites* sp. Cette faune dispersée correspond au sommet de la zone à Hugii et peut-être la base de la zone à Compressissima ;
- vigneraie encore plus riche en calcaires blancs contenant de nombreux fragments de *Moutoniceras moutoni*, du sommet du Barrémien inférieur ;
- calcaires un peu plus argileux avec de très rares silex : *E. barremense* et *Pulchellia fischeuri*, du Barrémien supérieur ; c'est la vire V2 ;
- calcarénites grossières du plateau du Bois. C'est l'équivalent de l'unité cartographique n4bC.

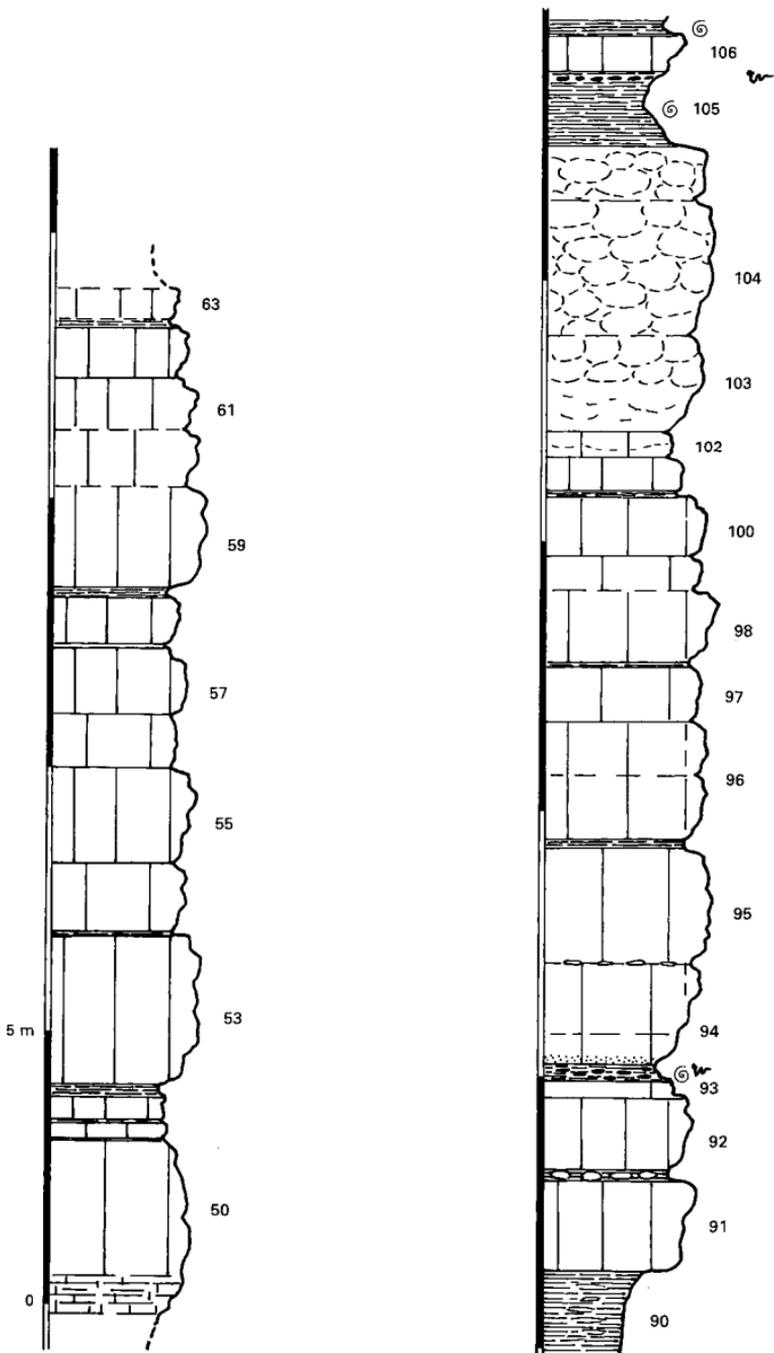
Cette zone des Molières (découverte après la publication de la carte géologique) représente donc la même série que celle des Serres de la Fourche, de Palas et des Tribles, mais avec une très faible épaisseur (estimée à 30-40 m) et l'absence d'un niveau à silex bien caractérisé. Il s'agit ici d'une sédimentation mince de haut-fond marin et, donc, avec une certaine condensation des fossiles.

## Gorges de l'Ibie

Les formations lithologiques du Barrémien inférieur et de la base de l'Urgonien sont traversées par l'Ibie entre les Salelles et le méandre du Chambon. Par contre, il n'existe dans les gorges de l'Ibie aucune coupe complète de l'Urgonien. Aussi pour la compréhension de ce faciès complexe et changeant, les coupes seront prises dans le Baravon, petit affluent rive gauche de l'Ibie, mais situées à 2,5 km au Sud de la limite de la feuille Aubenas. Ces coupes n'ont pas été citées dans la notice de la feuille Bourg-Saint-Andéol.

## Le Barrémien hémipélagique (fig. 9 et 10)

La limite avec l'Hauterivien est caractérisée ici, comme partout, par la disparition des *Pseudothurmannia*. Elle coïncide avec un niveau très fossilifère au Nord des Salelles (ravin de la Graille) et tout le long du Gardon jusqu'au Chastelas de Baravon. Cette limite correspond également à la fin du faciès dit «à miches», typique de l'Hauterivien hémipélagique. On ne peut cependant pas préciser exactement la limite au



**Fig. 10 - Série stratigraphique détaillée de l'ensemble du n4ab : Barrémien inférieur et base du Barrémien supérieur, visible le long de la route des gorges de l'Ibie. Bancs métriques de calcaires argileux. Faune de la vire V2 (zone à Barremense) dans les bancs 105-106**

banc près dans ce milieu de transition, au contraire de ce qui se passe en milieu vocontien. Cependant, on notera que le dernier banc à *Pseudothurmannia* est souvent fortement bioturbé, irrégulier, plus ou moins condensé et donc riche en fossiles (Est des Salelles). Il marque le passage vertical du milieu hémipélagique (faciès de talus) à un milieu presque pélagique (alternances plus régulières, marnes plus abondantes) et certainement plus profond du Barrémien inférieur.

n4a. **Barrémien basal.** La base du Barrémien, bien visible en rive gauche du Gardon, immédiatement au Sud-Est des Salelles, montre une succession d'alternances régulières à gros bancs calcaréo-argileux de 0,40 à 0,80 m d'épaisseur. La faune reste rare et dispersée : *Lytoceras subfimbriatum*, *Barremites difficilis*, *Emericiceras emerci*, *Spitidiscus hugii*, *Holcodiscus* sp. (partie inférieure de la zone à Hugii ; bancs 90-95 du stratotype d'Angles). Toutefois, les alluvions du Gardon masquent le passage Hauterivien/Barrémien.

La suite de la coupe est recouverte par des grèzes au bord de la route des gorges. Une partie seulement est observable, sur la même rive, dans les pentes de l'Ubac de Monteau (Renaud, 1978).

v1. **1<sup>re</sup> vire marneuse.** Ce sont toujours des alternances, quoique d'épaisseur irrégulière, comprenant un niveau de quelques bancs à marnes épaisses. Ce niveau repère est appelé v1, ou vire à *Holcodiscus fallax* et *Nicklesia*. Il est habituellement assez fossilifère : *Barremites difficilis*, *Torcapella* sp., *Emericiceras* sp., *Holcodiscus fallax* (nombreux), à l'Ubac de Monteau. Ce même niveau affleure rive droite de l'Ibie au lieu-dit Chanebièrre et un peu plus au Nord, à Languenièrre (cote 214), avec *H. fallax*, *Spitidiscus hugii*, *Hamulina* sp., *Leptoceras* sp., *Toxaster seynensis*, *Pinna* sp., et de nombreux *Chondrites* caractéristiques de milieux hémipélagiques.

Comme sur le plateau de Rochecolombe, le niveau v1 correspond au sommet de la zone à Hugii. Toutefois, sur la rive droite de l'Ibie (méandre du Chambon, Sud-Ouest cote 151), cette même vire (4 à 5 m) a livré *Nicklesia pulchella*, *Pulchellia compressissima*, et *Subpulchellia castellanensis*, dans un niveau sans doute un peu condensé.

La microfaune reste toujours très pauvre et peu significative. On notera l'apparition de quartz fin et d'argiles d'origine continentale, traduisant une reprise de l'érosion.

n4ab. **Barrémien inférieur.** Après quelques lacunes de visibilité dans la succession des affleurements le long de la route des gorges, on trouve un faciès de gros bancs de calcaires argileux gris séparés seulement par de minces filets marneux (fig. 10). L'un d'eux (banc 93 de 0,20 m), fortement bioturbé (*Cylindrites*, *Macanopsis*, selon Macsotay, comm. orale) a livré quelques *Holcodiscus* gr. *sophonisba*, *Barremites* sp. et de nombreux *Toxaster seynensis*. Ce niveau correspond à un arrêt momentané de la sédimentation. D'autres interbancs également bioturbés montrent des traces charbonneuses, traduisant une diminution de la bathy-

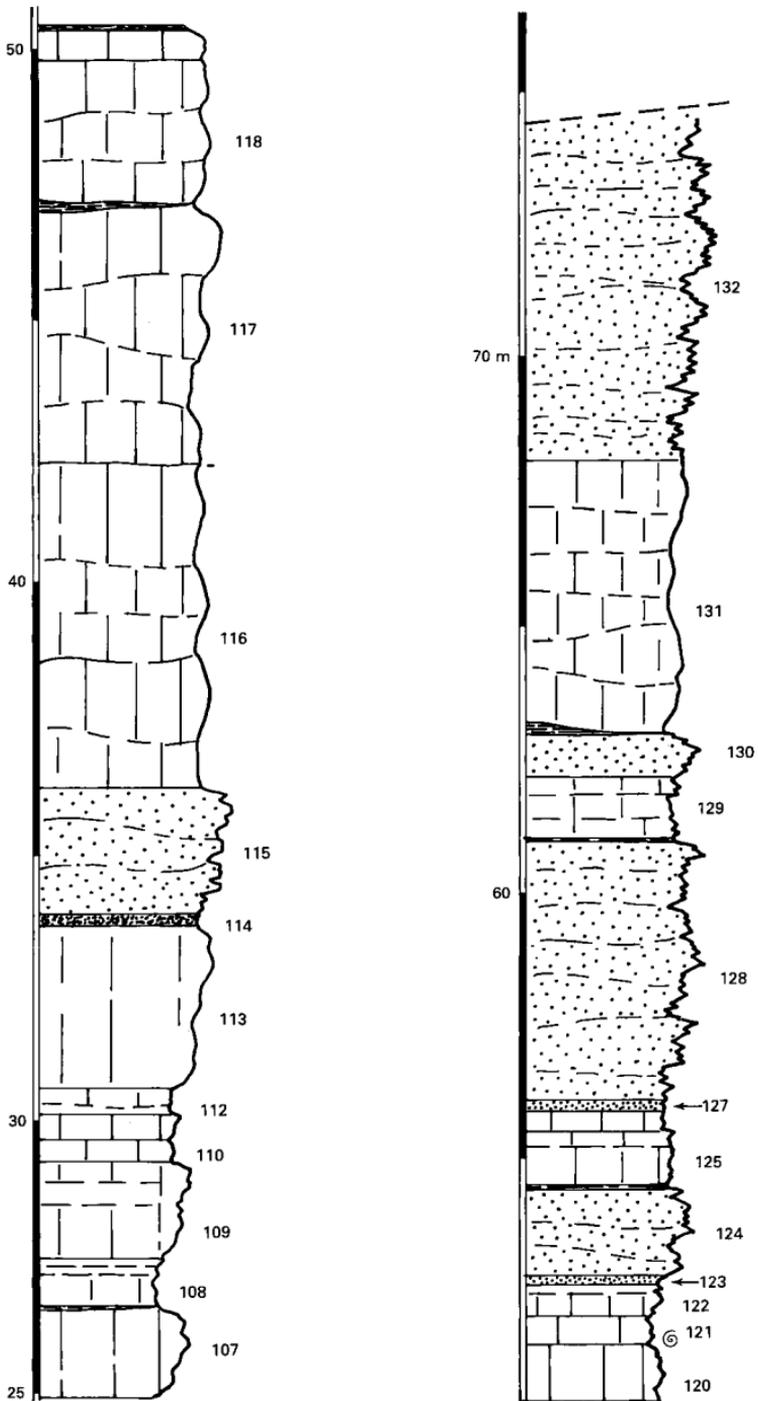


Fig. 11 - Installation tente et progressive des coulées sableuses de l'Urgonien (en pointillés) dans les vases hémipélagiques de la base du Barrémien supérieur (suite de la fig.10)

métrie. Enfin, les derniers bancs (n° 103 à 105), toujours épais (5 m), ont une structure grossièrement noduleuse.

La zone à Compressissima, avec l'espèce indice, a été reconnue dans la falaise de l'Ibie, rive droite du méandre de Chambon (Renaud, 1978).

V2. 2<sup>e</sup> *vire marneuse*. Un important niveau marneux (n° 105-106, de 2,40 m) s'intercale dans la série de calcaires gris. La faune est pauvre et de taille minuscule, mais les récoltes successives, d'année en année, deviennent significatives : *Emericiceras barremense* juv., *Barremites difficilis*, *Melchiorites* sp., *Moutoniceras* sp. juv., *Holcodiscus* sp., *Lep-toceratoides* sp. juv., *Subpulchellia* cf. *ficheuri*, *Heinzia* juv. gr. *heinzi*.

Cette faune représente le Barrémien supérieur (zone à Barremense). Dans le stratotype d'Angles, elle pourrait correspondre aux bancs 144 ou 151, c'est-à-dire bien au-dessus de la limite Barrémien inférieur/ Barrémien supérieur que l'on ne peut préciser ici.

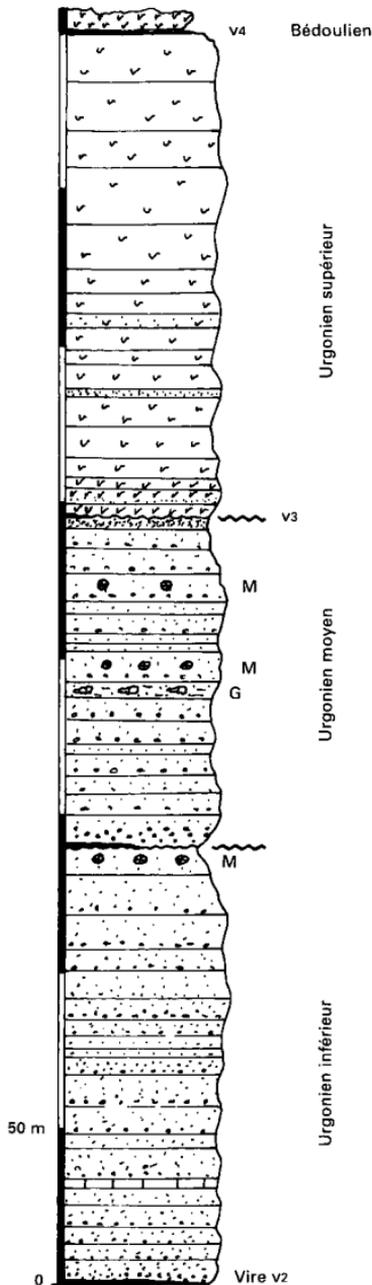
Cette vire V2 marque une étape particulièrement importante de l'évolution sédimentologique et dynamique, car elle se place approximativement à la limite entre le Barrémien hémipélagique et l'arrivée du faciès urgonien, ainsi que nous l'avons déjà démontré sur le plateau de Roche-colombe. Elle est toutefois difficile à suivre sur le terrain en raison de sa faible épaisseur.

**Épaisseurs.** À l'entrée des gorges de l'Ibie, sur la base d'un pendage moyen de 10°, le faciès hémipélagique (Barrémien inférieur et base du Barrémien supérieur jusqu'à la vire V2) se développe sur plus de 260 m d'épaisseur. Sur le plateau de Rochecolombe, la même série mesure 150 m au Serre Palas et 225 m sur la coupe des Tribles. C'est donc à l'entrée des gorges de l'Ibie que la sédimentation est la plus puissante. Il en est de même en rive gauche du Gardon, jusqu'au Chastelas de Baravon où la même série est à la fois plus puissante et plus marneuse.

### **L'Urgonien**

Le long de la route des gorges, et après la vire V2, on peut observer spectaculairement *l'installation progressive des faciès urgoniens* (fig. 11) (Ferry, 1979). Les premiers bancs (107-113) sont toujours des calcaires argileux riches en spicules avec une microfaune pauvre, petite mais variée. La première coulée bioclastique (114-115) débute par le dépôt d'un sable ferrugineux sur une surface aplanie. Il est riche en entroques, foraminifères (en particulier des miliolés) et en grains de quartz. Après un long retour à la sédimentation hémipélagique, les coulées bioclastiques reprennent (bancs 123-124, 127-128, 130) avant que le faciès urgonien ne s'installe définitivement (132). Les bancs de bios-parite sont aisément repérables par leur teinte ocrée à patine rousse (oxydation due à la porosité) et leur stratification croisée.

La microfaune (Renaud, 1978), et surtout les ostracodes (Carboni, 1984), indique clairement par sa composition et son abondance une



**Fig. 12 - L'Urgonien du bas Barrois et de l'Ibie**

Succession très schématisée des trois masses urgoniennes : "Urgonien inférieur" (I) : calcarénites et oolites ; "Urgonien moyen" (II) : calcarénites variées, oolites, niveaux à gastéropodes (G) et à madrépores (M) ; "Urgonien supérieur" (III) : micrites à rudistes, rares calcarénites. L'ensemble est d'âge bar-rémien supérieur et bédoulien basai. La vire V2 se situe un peu en dessous de la base de l'Urgonien (Ibie). La vire V3 correspond à la zone à Astéri. La vire V4 est assimilée à la vire à *H. oblongus* de la base du Bédoulien

diminution bathymétrique. Le milieu hémipélagique dit «épibathyal inférieur» est caractérisé par l'association *Pontocyprrella* et *Cytherella* cf. *parallela*. La vire V2 est riche en quantité et en variété d'ostracodes (32 genres inventoriés) ; elle correspond au milieu « infralittoral inférieur » avec les genres marqueurs suivants : *Bairdia*, *Xestoleberis*, *Para-cypris* et *Polycopse*.

Dans les sables bioclastiques urgoniens apparaissent les algues dasy-cladacées (*Salpingoporella muehlbergii*, *Vermiporella tenuipora*), indiquant des eaux claires de faible profondeur.

Le long des gorges de l'Ibie et jusqu'au confluent du Baravon, seuls quelques affleurements isolés de l'Urgonien sont visibles. Sur la rive droite, près de l'ancien moulin, une coupe partielle a pu être levée (Renaud, 1978). Mais c'est seulement le long du ravin du Baravon que la succession des faciès de l'Urgonien inférieur et moyen (Urg. I et II) peut être suivie avec une continuité suffisante (fig. 12).

n4bC. **Urgonien inférieur. Calcarénites.** Au-dessus d'un niveau marneux mal discernable et dont l'âge exact n'a pu être défini (milieu hémipélagique) viennent près de 140 m de calcarénites. Ce sont d'abord des calcarénites grossières, puis des bancs irréguliers et rythmiques de biosparites plus ou moins granoclassées. À noter, vers le milieu de la série, des faciès grossiers riches en débris de bivalves. Les bioclastes sont souvent oolitisés. Seule la partie terminale est visible au moulin de l'Ibie. B. Renaud (1978) y note la présence d'entroques, de nombreux foraminifères benthiques, surtout des miliolles, et du quartz.

Au Chastelas du haut Baravon, le faciès à entroques domine, et plusieurs vires marneuses s'intercalent dans la série.

Entre le col du Baravon et la Dent de Rez, l'Urgonien I s'épaissit considérablement (> 300 m) et comporte une petite vire intercalée ayant livré *Emericiceras* sp. du Barrémien inférieur. Il est donc certain que les premières coulées bioclastiques se sont répandues, vers la Dent de Rez, bien avant celles de la vallée de l'Ibie. Près du col du Baravon, au sommet des calcarénites, s'installent les premiers récifs à madrépo-raires (*Microsolena*) associés à quelques lamellibranches : *Chlamys* cf. *lardy*, *Lima capduri*, indiquant une faible profondeur (Macsotay, comm. orale). Il y a même une semi-émersion sur le dernier banc, attestée par la présence de grandes huîtres, de perforations de pholades et d'une surface rubéfiée.

Les caractéristiques de l'Urgonien I de la Dent de Rez sont différentes de celles de la série du Baravon et de l'Ibie ; mais il s'agit d'un faisceau structural différent.

n4bM. **Urgonien moyen. Calcaires à madrépores.** Dans le bas Baravon et au moulin de l'Ibie, l'Urgonien moyen (II) est séparé de l'Urgonien inférieur (I) par un diasthème bien repérable. Au moulin de l'Ibie, l'Urgonien II est représenté par une série alternante et variée, de calca-

rénites fines à milioles et bryozoaires et de calcarénites grossières, plus ou moins oolitiques, à entroques, foraminifères, algues vertes, bio-clastes divers et quartz. Vers le milieu de la série s'intercalent des calcarénites à madréporaires et chaetétidés. Vers le haut, on note la présence de quelques characées. Dans le bas Baravon, la succession comprend environ 130 m de calcaires oolitiques assez fins à la base, des alternances de calcaires variés vers le milieu, avec des faciès à dasycladacées et des niveaux à petits gastéropodes et à rudistes ; au sommet, calcaires oolitiques en bancs à stratification croisée. Ces derniers affleurent le long de la D. 558.

Dans le haut Baravon (Echarassou), l'Urgonien II, d'épaisseur réduite (60 m) mais sans doute incomplet, fait suite à une vire importante (7 m) développée sur des marnes jaunes bioturbées. Il comporte des calcarénites avec d'importants récifs à madréporaires et hydrozoaires. Ici encore, le faisceau de la Dent de Rez diffère de celui de l'Ibie.

Sur le plateau de Rochecolombe (bois d'Ajude), l'Urgonien II est difficile à différencier des autres formations encaissantes, les affleurements n'étant pas nets.

n4c-5aR. **Urgonien supérieur. Calcaires à rudistes** (fig. 10). L'Urgonien supérieur du faisceau de l'Ibie a été étudié par B. Renaud (1978) au Gour de la Sompe (Est des Silhols) et le long de la D. 558 entre le confluent du Baravon et la ferme Vigier. Sur les calcaires oolitiques arasés et rubéfiés (Urg. II), souvent recouverts d'une lame argileuse, se déposent plusieurs microséquences de calcaires lumachelliques à gastéropodes, bivalves et rudistes. C'est un niveau repère facile à suivre sur les falaises en rive droite de l'Ibie et qui existe également au Gour de la Sompe. C'est un faciès micritique à petites milioles et orbitolines.

Vient ensuite une puissante masse de calcaires essentiellement à rudistes : 100 m au Gour de la Sompe, 150 m le long de l'Ibie. Elle est organisée en bancs épais et irréguliers que l'érosion différentielle a mis en évidence. Bien que les microfaciès soient apparemment peu variés, on peut reconnaître des micrites à milioles, à rudistes en place ou à rudistes brisés, des calcaires crayeux, etc. Au moins deux fois dans la série, on retrouve des calcarénites à milioles et à algues vertes (*Salpin-goporella*).

Près de la ferme Vigier (v4 de la feuille Bourg-Saint-Andéol), vers le sommet de l'Urgonien III se trouve un mince niveau marneux (0,70 m), riche en foraminifères, surtout des orbitolines : *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolina gr. kiliani*, *Neotrocholina friburgensis*, etc. (cf. Dupont, 1980).

Au-dessus, reposent quelques bancs de micrites à rudistes parfois en position de vie. On y observe *Monopleura* sp., *Matheronia aptiensis*, *Pachytraga* sp. Ces calcaires sont d'âge bédoulien basai. La surface terminale de l'Urgonien, lorsqu'on peut l'observer, est toujours une surfa-

ce d'érosion, éventuellement émergitive. C'est le cas au Sud de la ferme Michelet (feuille Bourg-Saint-Andéol).

### **Faisceau de l'Artige**

Ce faisceau est inséré entre deux failles d'apparence chevauchante : celle d'Alba et celle de Saint-Thomé (cf. fig. 16).

#### **Serre d'Artige** (au Sud-Ouest de Saint-Thomé)

La série barrémienne ne comprend que le Barrémien inférieur, presque pélagique, et la base des calcarénites. On la trouve au lieu-dit le Faux (cote 432), près de la ferme en ruines du Devessou (Ouest de la Lichère) et sur tout le Serre de Levrou depuis le sommet (cote 388) jusqu'au Nord de de la ferme Artige. La coupe a été effectuée au Sud-Ouest des ruines du Devessou, entre une ancienne source captée et la cote 382 (fig. 13).

A la base (1), le dernier banc de l'Hauterivien terminal est riche en ammonites : *Pseudothurmannia angulicostata*, *P. gr. stanislasi*, *P. rene-vieri*, *Crioceratites* sp., *Plesiospidiscus* sp., *Raspailceras cassida*, *Lytoceras subfimbriatum* ; c'est peut-être une faune condensée. À peu de distance, près de la cote 334, on trouve aussi dans le même niveau plusieurs *Sornayites simionescui*.

rua. **Barrémien basai. Calcaires et marnes en alternance.** Alternance (2), mal exposée, d'épais bancs calcaires argileux et de marnes, sur environ 85 m. Dans la partie inférieure : *Emericiceras* aff. *koechlini* indiquant le Barrémien basai. Plus haut : *Emericiceras* cf. *emerici*, *Spi-tidiscus hugii*, *Lytoceras subfimbriatum*, *Acrioceras tabarelli*.

v1. **1<sup>re</sup> vire marneuse.** Important niveau marneux (3) (15 m) dont le détail lithologique est donné sur la figure 13. Partie inférieure : *Holco-discus fallax* (nombreux), *Barremites* gr. *psilotatum*, *Hamulinites munieri*. C'est la faune caractéristique de la vire v1. Partie supérieure : ammonites hématisées : *Pulchellia compressissima*, *Holcodiscus geronimae*, *Hamulinites* sp., *Barremites difficilis*, et, dans le dernier banc calcaire : *Phyllopachyceras infundibulum*, *Emericiceras* sp. Ce qui correspond à la zone à *Compressissima*, parfois représentée dans la vire v1.

n4ab. **Barrémien inférieur. Calcaires blancs.** Le sommet 382 est couronné par des calcaires blancs (4) en gros bancs avec minces interlits marneux, mal discernables (zone boisée).

V2. **2<sup>e</sup> vire marneuse.** Le reste de la série (5) s'observe entre les cotes 376 et 388 du Serre Levrou. Sur des calcaires bioclastiques (entroques), sparitisés, en bancs serrés présentant souvent des rides de courant, vient une passée marneuse (environ 10 m) fortement bioturbée (*Nemausina*) et mal individualisée. Présence de *Barremites* sp. Cette vire peut être assimilée à V2, mais nous n'avons pas de preuves paléontologiques.

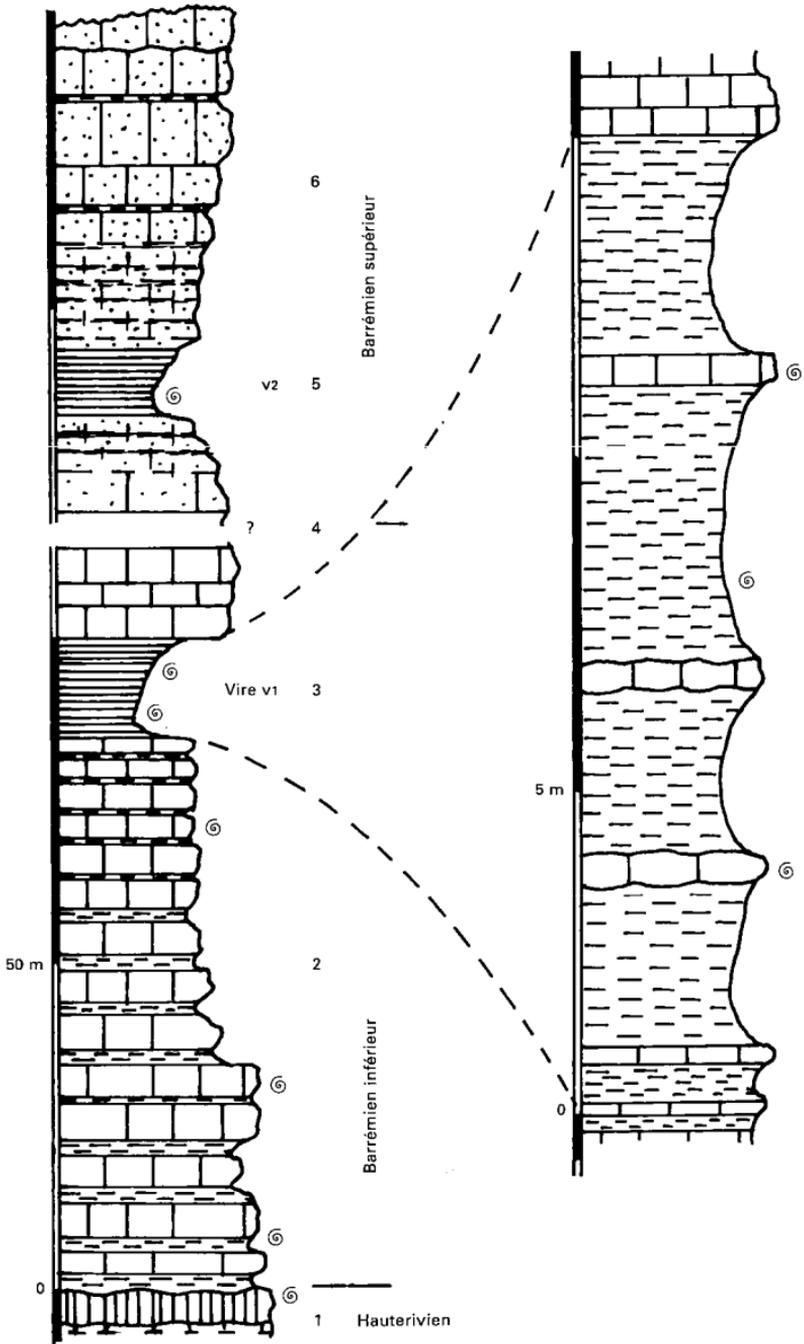


Fig. 13 - Colonne stratigraphique schématisée du Barrémien du Serre d'Artige (coupe du Devessou et du Serre Levrou) avec indication des niveaux à ammonites. À droite, détails de la vire vi à *Holcodiscus fallax*, à la base, et *Pulchellia compressissima*, vers le haut

n4bC. **Barrémien supérieur ? Calcarénites.** Alternances(6) de marnes grumeleuses bioturbées et de calcarénites fines dont l'importance augmente vers le haut. Vers le sommet 388, ce sont des calcaires à entroques presque massifs (> 50 m). Les observations sont interrompues par l'érosion et la faille d'Alba.

**Variations.** Le Barrémien inférieur du Devessou rappelle le faciès vocontien pélagique : alternances classiques, assez faible épaisseur, faciès argilo-calcaire, présence de fossiles pyriteux. On notera toutefois que la même période est représentée, dans le stratotype d'Angles, par 43 m de sédiments alors que son épaisseur atteint 95 m ici (depuis la base du Barrémien jusqu'à la vire v1 incluse). La même série est encore plus épaisse dans les gorges de l'Ibie (130 m). Les calcarénites du Barrémien supérieur (probable) sont des alternances de calcaires à entroques et de lits plus ou moins argileux rappelant les faciès plus marneux du Chastelas du haut Baravon plutôt que l'Urgonien classique, c'est-à-dire les puissantes calcarénites massives de l'Ibie, du bas Baravon et du Serre de Tourre.

### Région de Saint-Martin-l'inférieur

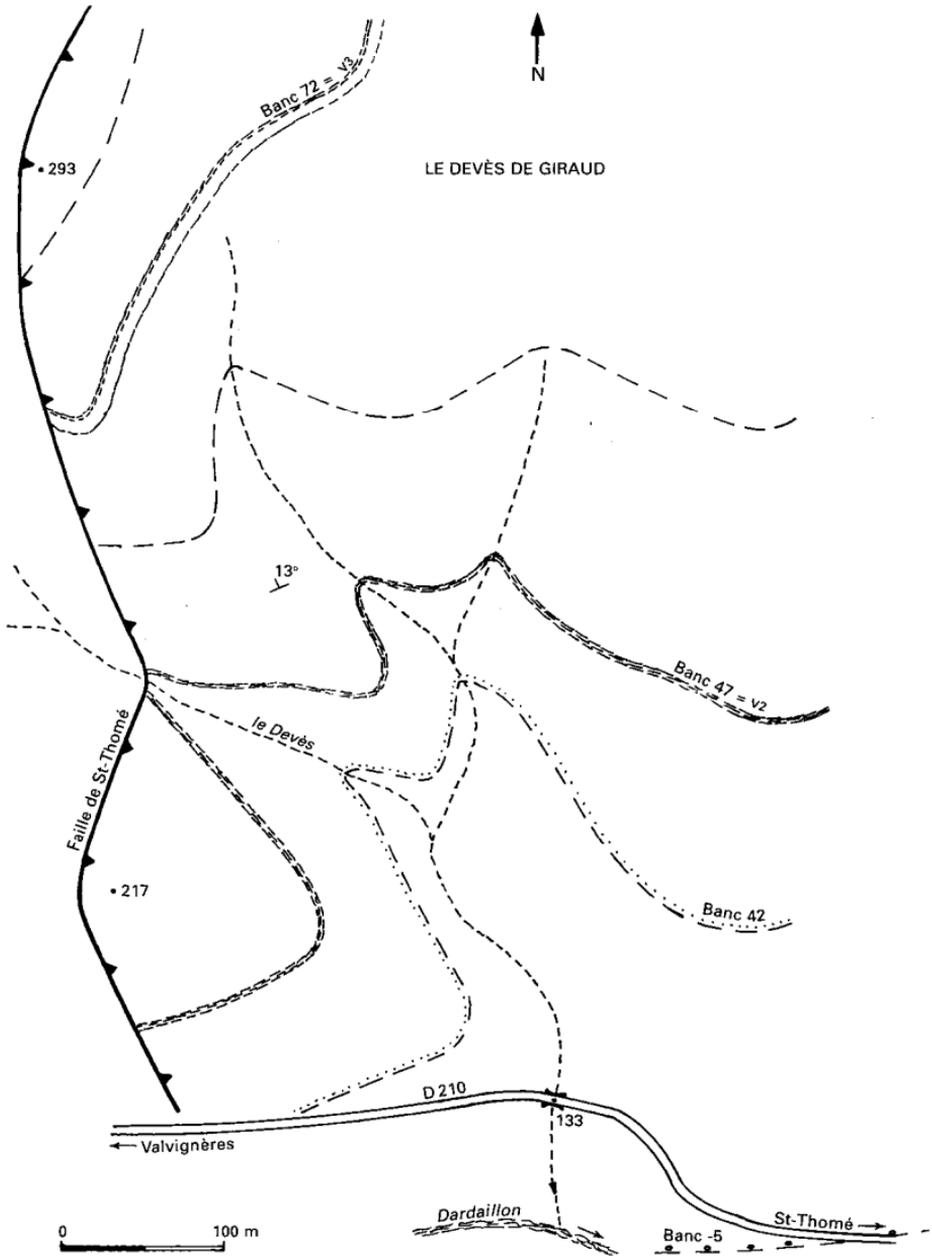
Toujours dans le même faisceau structural du Serre Artige, mais au Nord-Est de la feuille, se trouvent quatre petits affleurements barrémiens :

- immédiatement à l'Est de la faille d'Alba, au bord de la D. 213 : alternances bioturbées avec quelques bancs de fines calcarénites du Barrémien ; *Barremites* sp., *Puezalpella* sp., *Emericiceras* sp., *Spitidiscus* sp. ;
- à l'Ouest du pointement volcanique des Vans (cote 542) : calcaires blancs à silex épars et fines calcarénites à *Audouliceras* sp. ;
- au Sud du même sommet 542, calcaires argileux blancs à nombreux *Barremites difficilis*, *Emericiceras emerici*, *Nicklesia*, sp. *Spitidiscus*, sp. *Phyllopachyceras infundibulum*, du Barrémien inférieur ;
- près de la ferme Archias et au Nord-Ouest de la villa Pifaut (sous les basaltes), le Barrémien inférieur affleure, attesté soit par les *Barremites*, soit par son faciès : alternances de calcaires blancs et de marnes superposées à l'Hauterivien souvent fossilifère de la zone à *Anguli-costata*.

Dans cette partie Nord-Est de la feuille Aubenas, les affleurements barrémiens sont petits et dispersés et aucune coupe précise n'y semble possible. Le Barrémien est de type pélagique quoique non vocontien (calcaires blancs, marnes jaunâtres), et quelques fins bioclastes persistent.

### Faisceau de Saint-Thomé

Ce faisceau est inséré entre la faille de Saint-Thomé qui va de la vallée de la Nègue jusqu'à la ferme Archias en bordure du fossé tertiaire



**Fig. 14 - Carte schématisée effectuée à partir de photographies aériennes et montrant la position des niveaux repères barrémiens dans le Devès de Giraud**

La série a été levée le long du Devès puis de l'affluent rive gauche jusqu'au sommet 293. Tous les terrains situés à l'Ouest de la faille oblique de St-Thomé appartiennent à la formation des "Calcaires à miches" de l'Hauterivien inférieur (n3f)

(en passant par le Pontet-de-Couloubre), et la faille de Valgayette-la Rouvière. Les séries barrémiennes y sont remarquables par leur richesse en fossiles. On peut distinguer quatre séries différentes et une dizaine de points fossilifères.

## Le Devès

C'est une coupe située à l'Ouest de Saint-Thomé, au bord de la route D. 210 (Saint-Thomé-Valvignères) et le long du ruisseau le Devès jusqu'à la cote 293 (Devès de Giraud). Les figures 14 et 15 schématisent la position et la succession stratigraphique. Elle a été levée par R. Bus-nardo (inédit) et reprise par C. Contensuzas (1980).

Les couches terminales de l'Hauterivien sont condensées dans un niveau de calcaires glauconieux, bien visible au bord de la route, contenant de nombreuses *Pseudothurmannia angulicostata*, de petite taille et quelques *P. gr. grandis*, *P. sp.* de grande taille, des *Sornayites sp.*, ce qui correspond à la partie moyenne de la zone à *Angulicostata*. C'est à peu près le même niveau que celui de la base de la coupe du Devessou.

Le Barrémien inférieur correspond à 65 m environ d'alternances à gros bancs de calcaires argileux et de marnes grises (bancs 5 à 38). On y trouve *Abrytusites neumayri* (à la base), *Raspailiceras cassida*, *Barremites fallaciosum*, *B. difficilis*, *B. psilotatum*, *Spitidiscus hugii*, *Karsteniceras pumilum*, *Pulchellia compressissima*. Il existe deux niveaux marneux d'une certaine importance (n° 10 et 25). La vire v1 correspond au niveau 25, mais on notera l'absence de *H. fallax*.

Le Barrémien supérieur va du banc 39 au banc 74, soit 233 m de puissance. Une première petite vire pauvre en fossiles a cependant livré *Emericeras gr. barremense* et *Spitidiscus sp.* du Barrémien supérieur. Dès le banc 42, arrivent les calcarénites à bioclastes, parfois oolitisés, provenant d'une plate-forme urgonienne aujourd'hui disparue.

Une seconde petite vire (bancs 46-47) a donné de nombreux *Emericeras sp. ind.* et surtout *E. barremense*, *E. vandenhecki*, *E. coheni* et *Subpulchellia sauvageai*, caractéristiques de la vire V2 (partie moyenne de la zone à Barremense). Suit une épaisse série de calcaires micri-tiques de teinte beige clair en bancs épais et mal différenciés, séparés par des joints ou de minces interlits marneux. Une petite arrivée bio-clastique est encore enregistrée dans le banc 64. Il s'agit de calcaires à plus de 95% de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Parmi les argiles, la montmorillonite est largement dominante (Contensuzas, 1980, fig. 51). Ces calcaires représentent l'équivalent latéral hémipélagique des faciès de l'Urgonien inférieur. La faune ammonitique est rare : *Hemihoplites soulieri* (bancs 56-57) signalant la zone à Ferraudi, ainsi que *Pulchellia sellei* (bancs 61-62). Par contre, les foraminifères benthiques et planctoniques sont abondants avec, en particulier, *Clavhedbergella eocretacea* et *Hedbergella sigali* caractéristiques du Barrémien supérieur (Dupont, 1980).

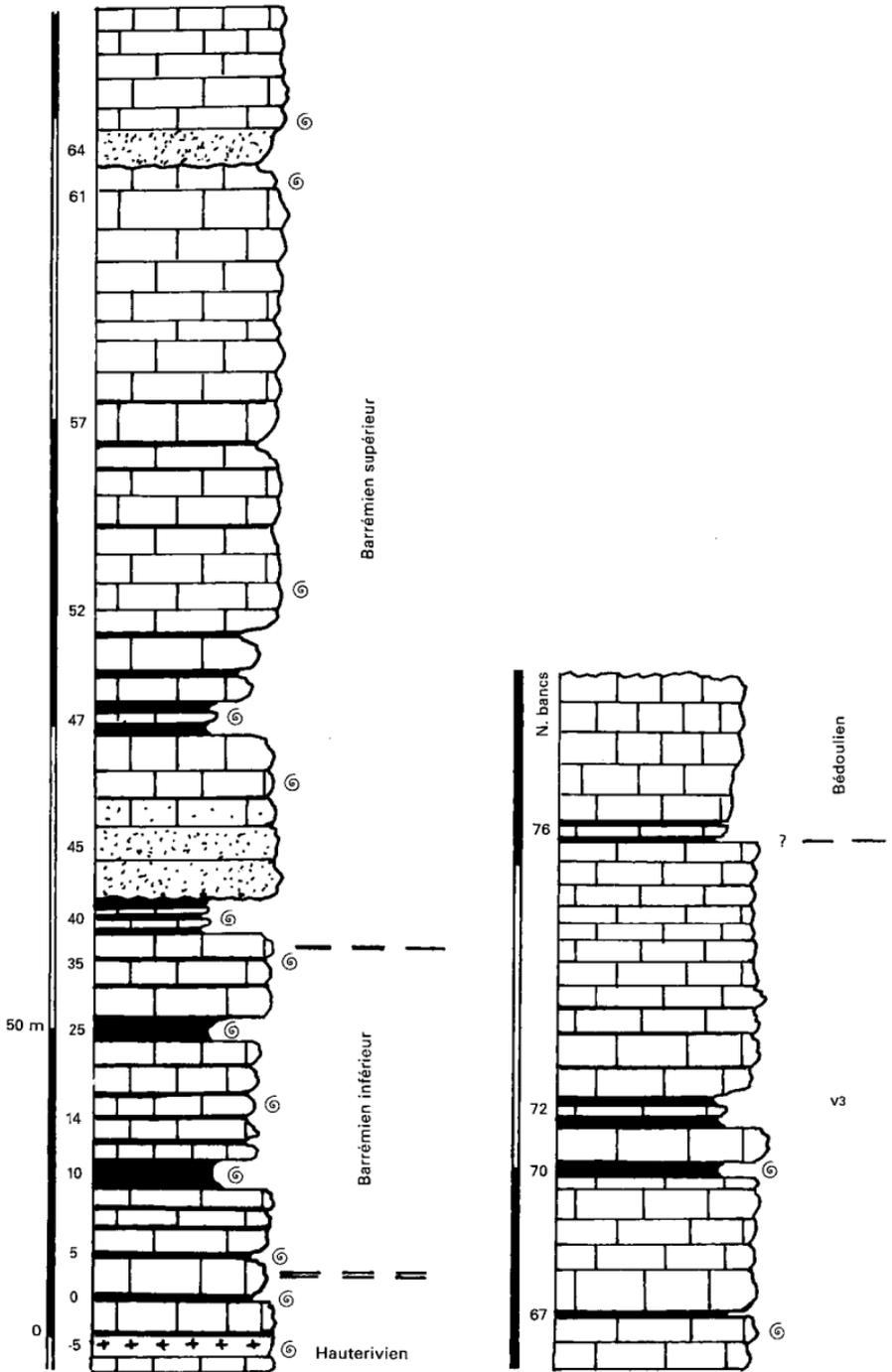


Fig. 15 - Colonne stratigraphique du Barrémien du Devès.  
Position des principaux niveaux à ammonites

Vers le haut du Devès de Giraud, au niveau du sentier venant de Saint-Thomé, se trouvent deux importantes vires marneuses séparées par 9 m de calcaires. L'inférieure (n°70 ; 1,20 m d'épaisseur) a livré *Dissimilites trinodosum*, *Hemihoplites* sp., *Emericiceras* gr. *vandenhec-ki*. Latéralement, cette même vire a livré *Heteroceras astieri*. C'est bien la vire V3 de la zone à Astieri. La vire supérieure (n° 72) n'a pas livré d'ammonites.

Les calcaires micritiques sus-jacents (67 m d'épaisseur) n'ont livré aucune faune caractéristique. Il est vraisemblable que la dernière petite vire (banc 76) correspond à la vire V4 de la limite Barrémien/Bédoulien.

En conclusion, la série du Devès représente la meilleure succession complète du Barrémien hémipélagique ardéchois. L'examen des autres affleurements autour de Saint-Thomé en précise la succession biostratigraphique.

### Le Trouilly

Il s'agit des collines barrémiennes intercalées entre la vallée du Dardaillon et celle de la Nègue. La succession a été relevée le long du ravin de la Traverse. S'y ajoutent des récoltes provenant des cotes 238-306 et surtout 313. La figure 16 donne l'aspect général de la série ainsi que la position des trois vires barrémiennes : V1, V2, V3. Par rapport à la série du Devès, on notera les particularités suivantes :

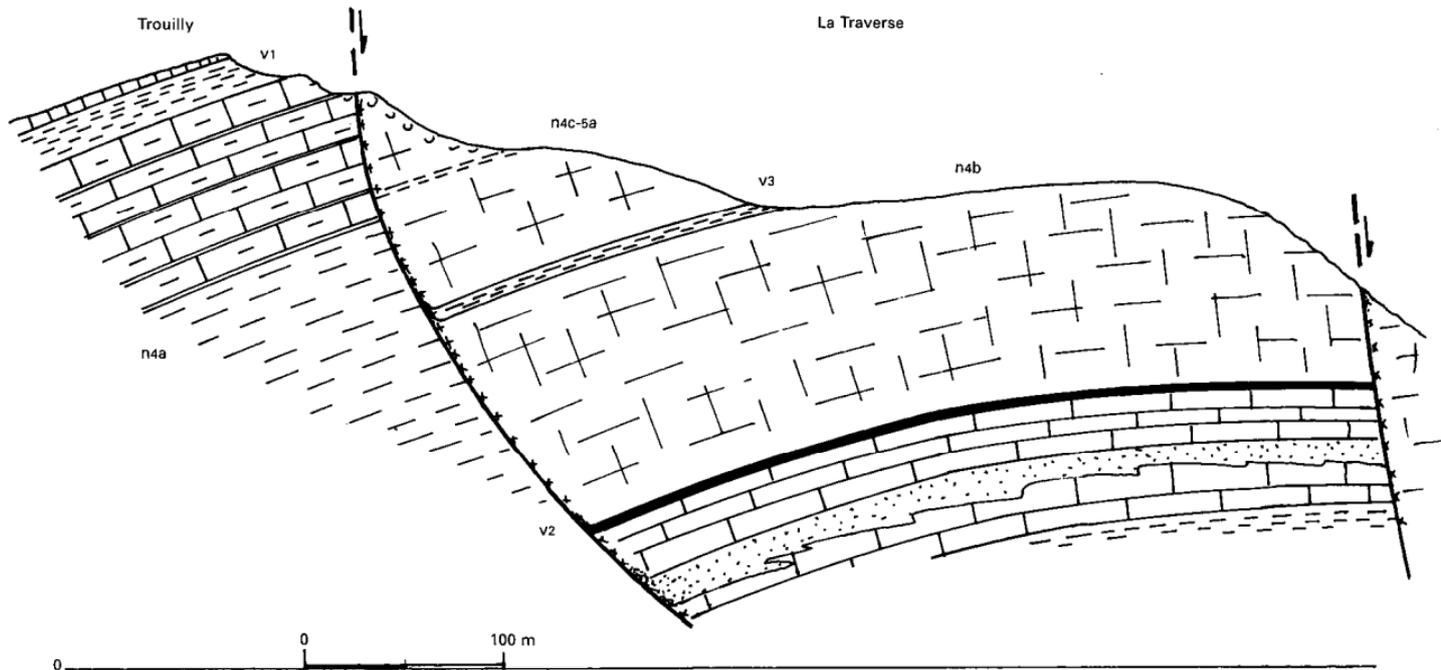
- la vire v1 est visible et fossilifère au Nord-Ouest de la cote 313 ; elle est ici relativement épaisse (8-10 m) quoique difficile à délimiter. La faune récoltée globalement contient *Pulchellia compressissima*, *Barre-mites charrieri* (nombreux), *Torcapella* sp., *Spitidiscus hugii*, *Phylloce-ras tethys*, *Moutoniceras* juv. La présence de cette vire v1 n'a pas été nettement repérée au bas de la série de la Traverse ; elle est cependant visible dans un ravin, côté Sud-Ouest de la colline ;
- les calcarénites apparaissent peu au-dessus de la vire v1 ; elles sont riches en entroques, bryozoaires, débris de mollusques, et contiennent un peu de quartz (0,07-0,10 mm). Elles correspondent aux bancs 42-46 du Devès ;
- La vire V2 a livré *Emericiceras barremense*, *E. coheni*. Dans les calcaires micritiques sus-jacents ont été trouvés *E. barremense*, *Silesites vulpes*, *Dissimilites* sp. ;
- La vire V3 a donné plusieurs exemplaires de petits *Heteroceras* sp. et *H. astieri* de la zone à Astieri ; elle est matérialisée par une zone de marnes jaunes à minces bancs mal discernables sur le terrain. Le sommet de la série barrémienne est ici incomplet par rapport au Devès.

### La Roche, le Bussas

Au Nord-Ouest de Saint-Thomé, en rive droite de l'Escoutay, face au site de la Roche, C. Contensuzas (1980, fig. 20) a relevé une coupe débutant dans l'Hauterivien supérieur. À la base, on trouve plusieurs bancs glauconieux riches en ammonites : *Pseudothurmannia* gr. *binelli*,

NW

SE



**Fig. 16 - Coupe simplifiée de la colline du Trouilly**

Noter l'obliquité d'une faille interne du faisceau de St-Thomé. v1 = vire du Barrémien inférieur, zone à Compressissima, visible autour du sommet 313. v2 = vire du Barrémien supérieur, zone à Barremense. v3 = vire de la zone à Astieri. En pointillé : arrivée de calcarénites

*P. angulicostata*, *P. gr. stalisnasi*, *Crioceratites* sp., *Sornayites simio-nescui*, *Hamulina* gr. *fumisuginum*, *Abrytusites* sp., représentant la zone à *Angulicostata*. Le dernier banc hauterivien (condensé ?) contient *Pseudothurmannia* sp., *Raspailiceras cassida*. La base du Barrémien est riche en *Acrioceras tabarelli*, *Emericiceras emerici*, *E. koechlini*, *E. thiollierei*, *Spitidiscus hugii*, *S. intermedius*, etc. (bancs 38-50).

La vire v1, mal individualisée ici, correspond probablement aux bancs C5-C10 avec *Pulchellia compressissima*.

Le Barrémien inférieur, quoique plus marneux ici, montre approximativement la même épaisseur qu'au Devès. Les premières *Heinzia*, caractéristiques du Barrémien supérieur, apparaissent dans le petit niveau marneux situé immédiatement sous le chenal.

L'intérêt de cette coupe réside dans la présence de ce chenal, aussi spectaculaire (vu de la rive gauche de l'Escoutay) qu'original. Les couches alternantes situées sous le chenal, montrent des bancs qui s'amincissent pour une raison non élucidée, dictant ainsi le lit du chenal. Toutefois, les derniers bancs sont partiellement biseautés par la base du chenal. Le dernier niveau marneux a livré une petite faune pyri-teuse à *Heinzia* (dont *H. ouachensis*) de la base du Barrémien supérieur.

Le chenal est d'abord rempli par des vases micritiques : plusieurs bancs calcaires et un niveau marneux important. Les calcarénites n'arriveront que bien plus tard, 15 m au-dessus de la base du chenal. Il ne s'agit donc pas ici d'une coulée bioclastique creusant un chenal dans des sédiments antérieurs, comme c'est le cas général, mais d'une chenalisation lente et progressive, en milieu hémipélagique.

Le Barrémien supérieur est mal visible immédiatement au-dessus du chenal, mais quelques éléments affleurent dans la colline du Bussas, cote 254 située à 750 m au Nord de la Roche. Du côté ouest de la colline, dans les gros bancs calcaires autrefois exploités pour la construction, ont été trouvés *Emericiceras* gr. *vandenhecki*, *E. sp.* Vers le haut du flanc sud-est, affleure une vire marneuse épaisse d'environ 10 m, ayant livré, vers sa partie moyenne, *Hemihoplites soulieri*, *Subpulchellia fischeuri*, *Macroscaphites* gr. *yvani*, ce qui représente un niveau un peu plus élevé que celui de la vire V2 habituellement rencontrée.

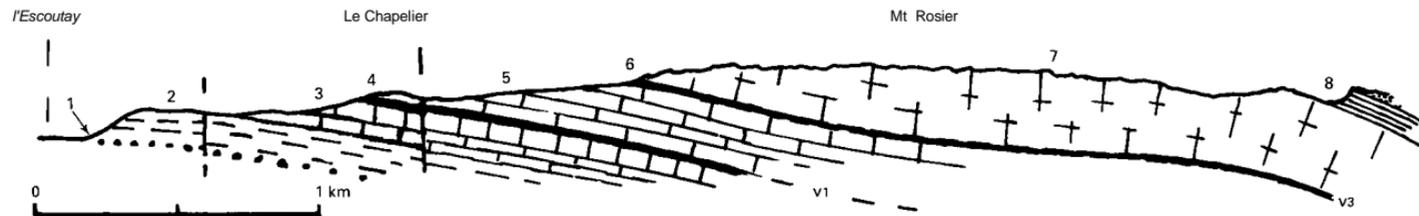
## Le Chapelier

Cette petite région, située au Nord de Saint-Thomé, ne permet pas une coupe détaillée du Barrémien en raison du couvert végétal. Mais elle apporte trois observations nouvelles (fig. 17) :

- l'épaisseur du Barrémien basai, constitué d'alternances avec d'épais bancs calcaires, est considérablement plus forte que celle des coupes précédentes : plus de 200 m ici entre le niveau glauconieux et la vire v1, au lieu de 40 à 50 m à la Roche et au Devès ;
- la vire v1 est repérable vers la cote 261 où elle a livré une riche faune : *Holcodiscus fallax* (très nombreux), *Barremites difficilis*, *Nick-lesia pulchella*, *Spitidiscus hugii*, *Torcapella capillosa*. Quoique en par-

SW

NE



**Fig. 17 - Coupe du Chapelier - mont Rosier (325)**

1 - Niveau glauconieux de l'Hauterivien terminal. 2 - Alternances du Barrémien inférieur, zone à Hugii (n4a). 3 - Série à gros bancs calcaires, zone à Hugii (n4a) 4 - Vire v1 : sommet de la zone à Hugii. 5 - Alternances du passage Barrémien inférieur - Barrémien supérieur. 6 - Vire v3 à *Heteroceras*, zone à Astieri 7 - Calcaires micritiques et calcarénites fines du mont Rosier (n4c-5a). 8 - Marnes grises du Bédoulien (moyen?) (n5b)

tie récoltée dans les murettes, cette faune homogène correspond bien à la zone à Hugii, mais elle est légèrement plus ancienne que l'âge habituel de la vire v1 ;

- J. Sornay (1962) signale un gisement à fossiles pyriteux dont les coordonnées correspondent à peu près à la cote 294. La faune (*Heteroceras* sp., *H. gr. astieri*, etc.) indique la vire V3. Ces marnes ont été retrouvées, au milieu des bois, mais sans fossiles. Par contre, la vire V2 n'a pu être repérée ;

- la série barrémienne se poursuit sur de vastes surfaces boisées (mont Rosier, Brugeas) avec un léger pendage NE d'environ 10°, jusqu'aux marnes bédouliennes de la série de Mélas. Il s'agit partout de calcaré-nites à grain fin, presque blanches, de milieu hémipélagique.

En résumé, la succession barrémienne du Chapelier s'avère très épaisse, sans doute de l'ordre de 750 m, bien qu'aucune mesure correcte n'ait pu être faite. On notera que cette série se trouve sur la rive gauche de l'axe du chenal, alors que sur la rive droite, la même série (le Devès, le Trouilly) n'atteint qu'environ 340 m, soit la moitié. Il devait donc exister, au Barrémien, un axe structural (E-W ou NW-SE ?) responsable de cette différence.

### **Faisceau de Bayne**

Il comprend essentiellement le plateau de Bayne intercalé entre la faille de Valgayette et celle de Bayne. On lui adjointra le petit affleurement de Saint-Alban, plus à l'Est dans la vallée de l'Escoutay.

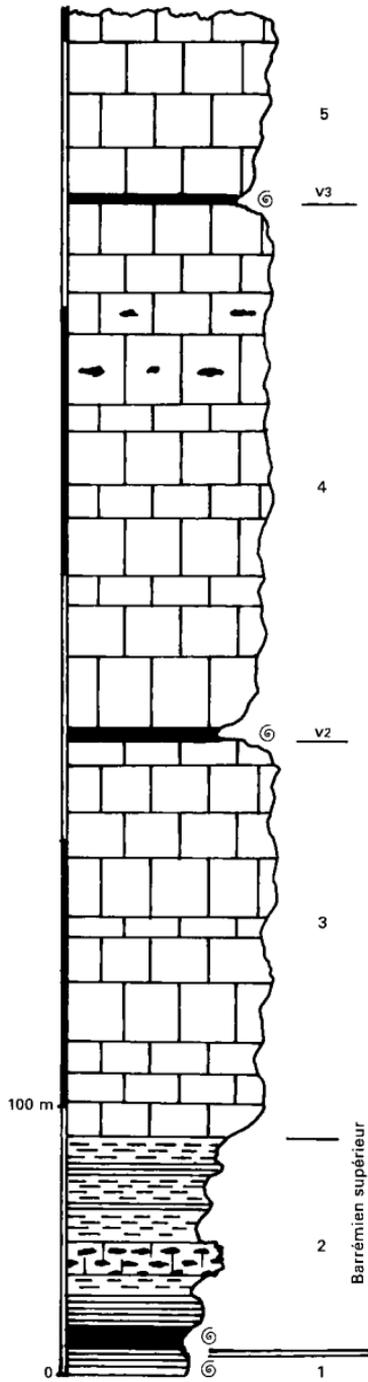
### **Zone des Coulis et plateau de Bayne**

Au Sud du plateau de Bayne existe une large dépression marneuse, dans laquelle J. Sornay (1967) avait signalé un gisement d'ammonites pyriteuses dit de la ferme des Coulis (« 2 km au NE de Larnas ») attribué au Barrémien inférieur. En fait, il s'agit de Barrémien supérieur selon nos critères actuels. Du Sud au Nord, on peut noter la succession suivante (fig. 18), de bas en haut.

(1) Vers la colline 351 (à l'Est du ruisseau d'Ellieux), quelques rares fossiles récoltés dans des marnes grumelleuses, indiquent le Barrémien inférieur : *Nicklesia pulchella*, *Holcodiscus fallax*, *Moutoniceras* sp.

(2) Marnes de la ferme des Coulis, visibles de chaque côté du ruisseau d'Ellieux et riches en ammonites hématisées, répertoriées ici avec leur proportions relatives (sur 600 ammonites récoltées) :

- desmocératidés (45%) : *Barremites difficilis*, *B. gouxi*, B. cf. *stretto-stoma*, *Melchiorites nabdalsa*, *Silesites* sp., *S. superstes* ;
- holcodiscidés (36%) : *Astieridiscus menglonensis*, *A. sp.*, *Holcodiscus geronimae*, *H. gr. sophonisba*, *H. astieriformis*, *Metahoplites henoni* ;
- ancylocératidés (16,6%) : *Karsteniceras cirtae* ;
- pulchellidés (1%) : *Subpulchellia sauvageaui*, *Heinzia ouachensis* ;
- phyllocératidés (0,5%) : *Phyllopachyceras baborense*.



**Fig. 18 - Série stratigraphique du plateau de Bayne**

1 - Alternances du Barrémien inférieur. 2 - Marnes des Coulis à la base, riches en ammonites pyriteuses. Base de la zone à Barrémien. Puis alternances, marnes et calcaires à silix. 3 - Calcaires lités à fins bioclastes. 4 - Vire fossilifère (cote 347) v2, calcaires à fins bioclastes et calcaires à silix. 5 - Vire à hétérocères v3 de la zone à Astieri et calcaires argileux jaunâtres, sommet du Barrémien supérieur

Cette faune est intéressante pour deux raisons :

- la coexistence d'espèces caractéristiques, à la base du Barrémien supérieur (= arrivée des *Heinzia*), en particulier de *S. sauvageaui*, *H. ouachensis*, et *M. henoni* ;
- les proportions relatives, avec dominante des *Barremites*, *Astieridiscus* et *Holcodiscus* (81%) et une particulière pauvreté en *Phylloceras* et pulchellidés, sont très différentes de celles correspondant aux mêmes niveaux en Algérie (djebel Ouach) qui sont nettement plus riches en phyllocératidés et en pulchellidés (40% au lieu de 1,5%) formes habituellement thermophiles. La faune ardéchoise est donc nettement plus froide que la faune algérienne. Les séries alternantes sus-jacentes (env. 70 m) n'ont pas livré de faunes d'ammonites. Il s'agit de marnes, de faisceaux calcaréomarneux, d'un niveau de calcaires à silex (12 m) et d'alternances grumeleuses. On notera que le niveau de calcaires à silex se retrouve plus au Sud (Fontfreyde, Larnas sur la feuille Bourg-Saint-Andéol) où il avait été attribué au Barrémien inférieur.

(3) Bancs massifs de calcaires blancs à fins bioclastes, à faible pendage (10°NNE). Environ 150 m. Un *Costidiscus recticostatus* indique le Barrémien supérieur. Ces calcaires s'étalent sur les vastes surfaces boisées du Sud du plateau de Bayne (= «Plaine de Bayne» de la carte) et des ravins du ruisseau de Valentière.

(4) La petite colline de la cote 347 ressemble à un cône tronqué, sorte d'inselberg ; elle est constituée de marnes grises (13-14 m), surmontées d'une dalle calcaire boisée. La base a fourni *Barremites* sp., *Hemiho-plites soulieri* et de rares oursins : *Pygaulus* sp., *Toxaster seynensis*. C'est la faune de la vire V2 (zone à Barremense) dont l'épaisseur est ici exceptionnelle. Au-dessus, viennent des calcaires (environ 200 m de puissance) identiques à ceux du niveau 3, dont le détail est difficile à suivre dans le plateau de Bayne. Des calcaires à silex apparaissent au Nord, vers le ruisseau de Vallongue.

(5) Vers le Nord, autour des cotes 305, 303 et 317, apparaît une petite vire de marnes grumeleuses jaunâtres ayant livré, à la Coste Janot, *Macroscaphites yvani*, *Heteroceras astieri* et plusieurs *H.* sp. non déterminables. C'est donc la vire V3 (zone à Astieri) équivalente à celle du Trouilly et du Devès. Toutefois, du côté sud-ouest, autour des cotes 320, 321 et 348, il n'est pas prouvé que la vire indiquée sur la carte, appartienne à V3.

Au-dessus reposent 50 à 60 m de calcaires micritiques jaunâtres à intercalations marneuses avec *Toxaster seynensis* et *Botriopygus sueuri*. La coexistence de ces deux oursins indique encore le Barrémien supérieur.

### **Bordure de Valgayette**

Le long de la faille de Valgayette, limitant le côté ouest du faisceau de Bayne, le Barrémien supérieur prend un aspect bien différent. Cela est bien visible au bord de la route Valgayette-Larnas. Il s'agit, pour la partie inférieure, de calcarénites marneuses avec souvent un délit en boules. Un *Costidiscus grebenianus* de la zone à Barremense y fut trouvé. La partie supérieure comporte des calcarénites massives parfois à

silex. Elles ravinent les couches précédentes. Les phénomènes sédimentaires (structures croisées, ravinements, chenalisations, bioclastes hétérogènes parfois grossiers, tempestites, etc.) suggèrent de fortes pentes et sans doute la proximité de failles vivantes. Actuellement, entre la faille de Valgayette et une seconde faille plus à l'Ouest, on constate que la vallée de la Nègue correspond à un fossé d'effondrement. Ces structures devaient déjà fonctionner au cours du Barrémien supérieur,

### **Affleurement de Saint-Alban**

Dans la vallée de l'Escoutay entre Saint-Alban et les Hellys affleure, sur plus de 100 m d'épaisseur, la succession suivante :

- (1) calcaires micritiques lités ;
- (2) vire de marnes jaunes sans fossiles, attribuée arbitrairement à V3 ;
- (3) calcaires bioclastiques beiges (5 m) ;
- (4) calcaires micritiques gris avec quelques intercalations marneuses noires (35 m) ;
- (5) calcaires bioclastiques roux (10 m) ;
- (6) calcaires micritiques beiges (10 m) ;
- (7) calcaires micritiques gris à silex (> 25 m) ;
- (8) calcaires micritiques jaunes.

Les termes 3 à 7 apparaissent dans une ancienne carrière (Contensu-zas, 1980). Cet ensemble peut être attribué au Barrémien supérieur et à la base du Bédoulien. On retrouve ici des calcaires à silex, mais aussi les dernières calcarénites affleurant vers le Nord-Est.

### **Massif de Coustel (Ciments Lafarge)**

n4c-5a. *Urgonien supérieur. Calcaires indifférenciés.* De vastes collines boisées situées à l'Est de la ferme Grange-Roux, culminant à la cote 304 (limite de la feuille) et au Coustel (cote 311), sont constituées par les calcaires exploités par les cimenteries Lafarge (Sud du Teil, feuille Montélimar). Il s'agit d'une succession assez monotone (210 m) de gros bancs de calcaires micritiques à spicules de spongiaires et de calcaires siliceux ou de calcaires à silex (Contensuzas, 1980, fig. 28). L'ensemble représente le Barrémien supérieur et la base du Bédoulien. Vers le haut : *Costidiscus recticostatus*.

Ces calcaires comportent 80 à 90% de CaCO<sub>3</sub> et 5 à 20% de silice totale. Celle-ci provient presque uniquement de l'opale des spongiaires que l'on distingue en abondance dans les lames minces. Parmi les argiles on notera la dominance de la montmorillonite par rapport à la kaolinite, laquelle diminue d'Ouest en Est et également de bas en haut. C'est-à-dire que les influences continentales, attestées aussi par 2 à 5 % de quartz fin, s'amenuisent paléogéographiquement depuis Saint-Thomé en allant vers l'Est mais aussi de bas en haut, pendant le Barrémien supérieur.

## **Faisceau de Viviers-Saint-Montan**

Il est constitué de deux synclinaux et de deux anticlinaux, fortement plissés ; c'est la structure la plus complexe de la feuille Aubenas, dont il constitue l'angle sud-est.

### **Anticlinal du Serre des Parts**

n4c-5aR. *Urgonien supérieur. Calcaires à rudistes.* Que ce soit sur le flanc nord ou du côté sud, cet anticlinal cintré et à forts pendages, comprend uniquement des calcaires à rudistes de l'Urgonien supérieur. Au Nord-Est, la colline de Saint-Martin (cote 186) représente aussi l'Urgonien supérieur, à pendage 30°NW (le figuré de l'Urgonien a été oublié sur la carte).

Enfin le petit affleurement de Roche-Condrie (ancienne carrière au Nord du pont de la N. 86 sur l'Escoutay ; le figuré de l'Urgonien a été omis) montre aussi un Urgonien supérieur riche en calcarénites à cni-daires, avec un niveau marneux à *Palorbitolina lenticularis* et *Orbitoli-nopsis cuvillieri* (Contensuzas, 1980, fig. 10). Le sommet, riche en rudistes, est fortement érodé.

### **Massif urgonien de Viviers**

Ce massif est cartographiquement réparti sur les cartes géologiques Aubenas, Montélimar, Bourg-Saint-Andéol et Valréas. La succession stratigraphique des terrains n'est discernable que le long du bord oriental du massif. Elle est relativement complexe (Contensuzas, 1980 ; Lachaize *et al.*, 1985) mais on y retrouve les grandes subdivisions de l'Urgonien, soit de bas en haut (fig. 19) :

- calcaires argileux jaunâtres à la base, puis alternances de marnes sombres et de bancs de calcaires argileux irréguliers (35 m). *Emericiceras barremense*, trouvé à la base et vers le milieu, indique la zone à Barremense ; un *Phylloporachyceras infundibulum* souligne le caractère hémipélagique et téthysien de l'environnement ;
- calcaires à silex, calcarénites rouges, calcaires à cnidaires, calcarénites fines se succèdent ensuite. Au sommet, des calcarénites rouges sont surmontées par un banc de calcaire à rudistes. L'épaisseur de l'Urgonien inférieur est de l'ordre de 170 m ;
- calcaires à cnidaires (Urgonien moyen, 150 m) ;
- succession complexe de calcarénites, contenant parfois des cnidaires, et de calcaires micritiques à rudistes. Les calcarénites dominent dans le Sud ; au Nord, ce sont les calcaires à rudistes. Puissance : 200 m. Vers la partie basale, deux niveaux marneux ont livré des *Heteraster oblongus* et *Palorbitolina lenticularis* indiquant la limite Barrémien/Bédoulien.

Ainsi, l'Urgonien de Viviers comporte les trois termes classiques ; il appartient au Barrémien supérieur et à la base du Bédoulien ; il est particulièrement épais : 550 m. Dans l'angle sud-est de la feuille Aubenas,

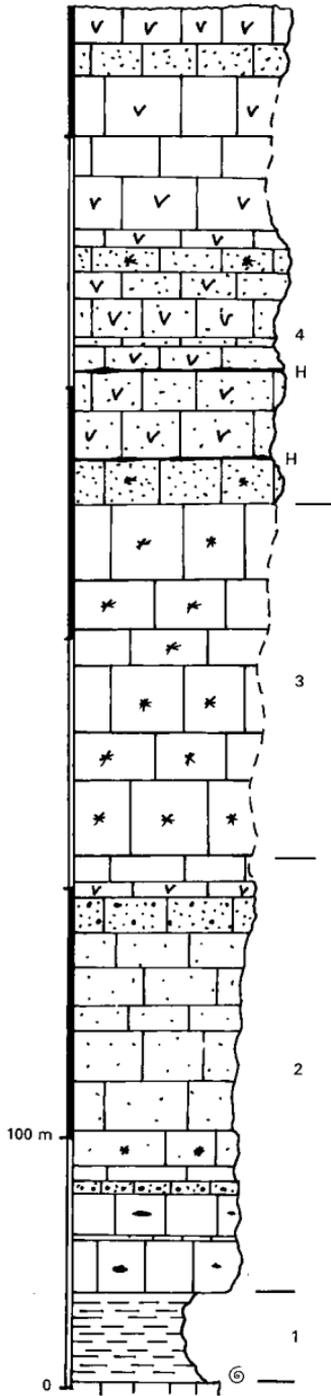


Fig. 19 - L'Urgonien de Viviers

1 - Alternances avec *Emericeras barremense*, correspondant à la zone à Barremense. 2 - Calcaires à silex, calcarénites, calcaires à fins bioclastes et débris de rudistes = Urgonien inférieur. 3 - Calcaires à onidaires = Urgonien moyen. 4 - Calcarénites, calcaires à fins débris et calcaires à rudistes dominants = Urgonien supérieur. H - Deux niveaux à *Heteraster oblongus* marquant le début du Bédoulien

tous les affleurements visités (ferme et bois d'Eybrugeas, sommet de Urbe, relais TV, et ravines aux alentours, etc.) ne montrent que des calcaires à rudistes de l'Urgonien supérieur par ailleurs fortement fracturés. Seul le fond du ravin de Valpeyrouse est constitué, dans sa partie moyenne, de calcaires à cnidaires de l'Urgonien moyen (n4bM).

## Bédoulien

Dans le Sud-Est de la feuille Aubenas, le Bédoulien affleure largement entre Saint-Alban et Mélas. Apparemment, il n'existe pas de différences lithologiques importantes entre les affleurements des faisceaux de Saint-Thomé, de Bayne et de Viviers. On retrouve partout les deux formations caractéristiques : les *marnes bleues* (n5b) et les *calcaires grésoglaucieux* (n5c).

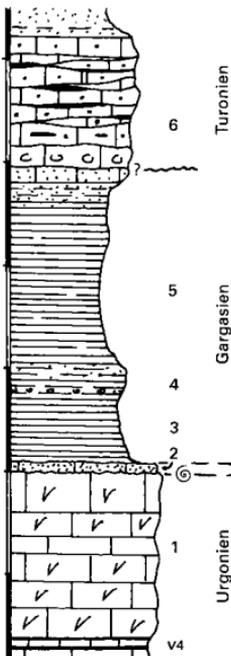
Dans le faisceau de l'Ibie, aucun affleurement de Bédoulien n'est visible sur la feuille Aubenas. On donnera toutefois la coupe de la ferme Michelet située au bord nord de la feuille Bourg-Saint-Andéol et dont la série, caractéristique de la marge occidentale de l'Urgonien, ne fut pas décrite dans la notice de cette carte.

### Coupe de la ferme Michelet

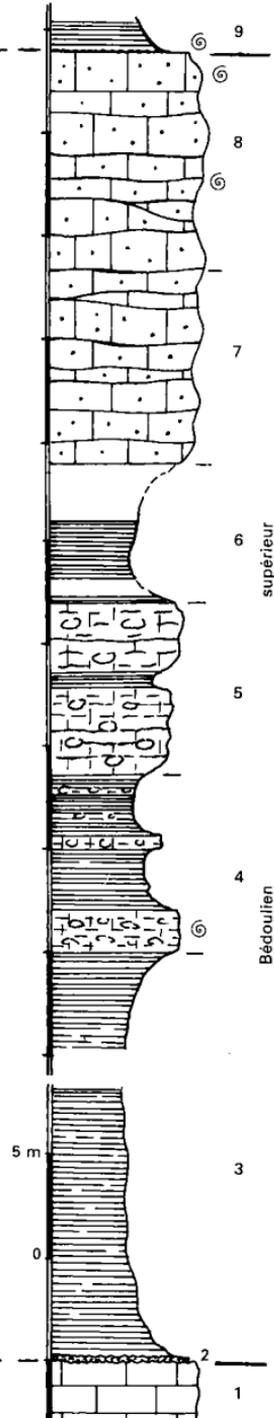
Cet affleurement exceptionnel se trouve dans la vallée de l'Ibie, à 700 m au Sud de la ferme Vigier, soit à 3,4 km au Sud du bord de la feuille Aubenas. On observe, de bas en haut (fig. 20) :

- (1) Barrémien terminal. Calcaires à petits rudistes (*Pachytraga*, *Mono-pleura* sp.) presque tubulaires, en position de vie ou couchés en masse. Leur test a souvent été dissous (ce qui suppose une émergence) et remplacé par le sable grésoglaucieux de la transgression bédoulienne. Un mince niveau marneux, situé 8 m en dessous, pourrait correspondre à la vire V4 ;
- (2) Bédoulien supérieur. Un banc de calcaire grésoglaucieux ver-dâtre (0,15 à 0,20 m) a livré plusieurs ammonites mal conservées : *Che-Ioniceras* sp., *Procheloniceras* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Pseudosay-nella* cf. *bicurvata*, *Deshayesites* sp., *Tropeum* sp. (Bédoulien supérieur, zones à Grandis et à Bowerbanki). L'absence des *Roloboceras* laisse supposer que la zone à Hambrovi manque, de même que la zone à Matheroni ;
- (3) marnes sableuses grisâtres (3 m), avec parfois des bancs indurés ;
- (4) marno-calcaires quartzeux à galets d'argile indiquant une légère reprise de l'activité transgressive (2 m), riches en bivalves (*Exogyra aquila*, *Neitheia*, *Plicatula*, *Trigonia*, etc.) ;
- (5) marnes sableuses sans fossiles.

Les niveaux 3 à 5 appartiennent probablement au Gargasien, par comparaison avec la succession du Teil et de Saint-Alban. Le Bédoulien est ici particulièrement condensé et réduit seulement à une partie du Bédoulien supérieur.



**Fig. 20 - Coupe de la ferme Michelet**  
(explications dans le texte)



**Fig. 21 - Coupe de la ferme Chabert**  
(explications dans le texte)

## Région de Saint-Alban

J. Sornay (1960) avait déjà noté la présence de Bédoulien à *Proche-ioniceras* sp., *Puzosia* cf. *matheroni*, *Ancyloceras* sp., etc. dans des calcaires gréseux situés au-dessus de l'Urgonien de la carrière de Roche-Condrie. On trouve ici en effet, sur les calcaires barrémiens fortement érodés, la succession suivante :

- marnes grises affleurant mal et reprises par une terrasse ancienne (non indiquée sur la carte) à galets d'origine variée. La partie supérieure est jaunâtre et de texture noduleuse. Épaisseur de l'ordre de 40 m ;
- calcaires gréso-glaucוניeux formant une butte actuellement urbanisée ; épaisseur : 40 à 50 m ; ensemble mal discernable. C'est probablement d'ici que provient la faune récoltée par J. Sornay.

J. Sornay (1958) avait également relevé la présence de Bédoulien au Nord de Saint-Alban, et décrit une coupe intéressante, probablement située au Nord de Rocherenard, vers la cote 265, avec :

- «calcaires très gréseux jaune verdâtre : 0,10-0,15 m». Ce niveau est important, car nous ne l'avons pas retrouvé ailleurs. Il rappelle le calcaire gréso-glaucוניeux de la ferme Michelet (Ibie) ;
- « marnes jaunes (...) et au sommet marno-calcaires gréseux » avec *Costidiscus* sp., *Puzosia* sp., *Toxaster collegnoi* (20-30 m) ;
- « calcaires gréseux (...) fossilifères » avec *Heminautilus lallieri*, *Eucymatoceras requienianus* (= *E. plicatum*), *Puzosia* (= *Pseudohaplo-ceras*) cf. *matheroni*, *Costidiscus recticostatus*, *Procheloniceras* cf. *pachystephanum*, *Cheloniceras* (= *Roloboceras*) cf. *hambrovi*, *Toxaster collegnoi*.

Cette faune complète les données que nous avons pu recueillir dans le même secteur, immédiatement à l'Est de la ferme Chabert et aux alentours, où la coupe suivante a été relevée (fig. 21) :

- (1) calcaires lités, micritiques, parfois à silex, le plus souvent jaunâtres (niveaux exploités dans la cimenterie Lafarge). Ils sont quelquefois visibles, autour de Rocherenard, dans les fonds de ravins ;
- (2) le hardground et le banc gréso-glaucוניeux ont été observés légèrement au Nord-Est par J. Sornay. Il s'agit de Bédoulien, mais l'âge exact n'est pas connu ;
- (3) marnes bédouliennes (n5b). Ce sont des marnes gris sombre, chargées de matières organiques et pratiquement dépourvues de macrofaune caractéristique. Épaisseur estimée à 40-50 m ;
- (4) alternance de marnes et de calcaires jaunâtres à gros nodules, fortement bioturbés (9 m). Une crosse de *Tropeum* sp. en provient ;
- (5) calcarénites fines bioturbées, à gros nodules, bicolores (8 m). Les niveaux 4 et 5 correspondent à des dépôts de pente ; ils sont rarement visibles et, localement, ils ont pu être cartographiés avec n5c ;
- (6) marnes jaunâtres peu visibles (8 à 10 m) ;
- (7) et (8) calcaires gréso-glaucוניeux à stratification croisée (n5c). Cette formation résistante à l'érosion détermine la plupart des petites

collines au Nord de Saint Alban-les Hellys (cotes 181, 186, 237 = Chabert 236, 271, 265). Outre la faune récoltée par J. Sornay (1958), elle a livré : *Pseudohaploceras* sp. (nombreux et de grande taille), *Chelonice-ras crassum*, *C.* sp., *Deshayesites* gr. *grandis*, *Roloboceras hambrovi*. À leur partie supérieure on trouve : *Roloboceras regale*, *Megatyloceras* cf. *ricordeanum*, *Pseudosaynella* cf. *bicurvata*, *Deshayesites* gr. *toplevi*, *D.* sp., trans. *Dufrenoyia*.

L'ensemble de cette faune correspond au Bédoulien supérieur, zones à Hambrovi et à Grandis et peut-être à Bowerbanki (zonation du stratotype de la Bédoule). Épaisseur : 20 à 30 m.

### Autres secteurs

Au Sud de Saint-Alban, le Bédoulien subsiste en de nombreux petits affleurements, tous mal exposés, urbanisés ou cultivés. On notera en particulier la couverture de l'Urgonien à rudistes de la colline Saint-Martin, à fort pendage (30°), et celle du Nord du massif urgonien de Viviers. Les deux formations bédouliennes existent ici.

L'anticlinal du Serre des Parts est également bordé par une liseré de Bédoulien plus ou moins écrasé par la tectonique. Les marnes sont bien visibles, le long de la route Viviers-Bayne vers le Sud de la ferme Sar-razin, verticalisées et suivies d'une quinzaine de mètres de calcaires grésoglaucieux oxydés, à *Chelonicerases* sp.

Au Nord de Saint-Alban, le Bédoulien recouvre tout l'Urgonien du mont Rosier (cote 325), appartenant au faisceau de Saint-Thomé. Un élément de coupe, à la cote 237 montre :

- calcaires micritiques et fines calcarénites du massif calcaire (Barré-mien supérieur-Bédoulien basai) du mont Rosier, à pendage 10°NE ;
- marnes bédouliennes gris-bleu, à plicatules, rhynchonelles et hibo-lites (50 m). Ces marnes s'étalent largement entre Mélas et la Rouvière à l'Est et le Pélican à l'Ouest ;
- calcaires grésoglaucieux grisâtres avec *Pseudohaploceras* sp., *Deshayesites* sp., faune du Bédoulien supérieur. Ils forment un vaste plan incliné entre les cotes 237-209 et 203 et le talweg du ruisseau de l'Étang, au Nord.

En résumé, le Bédoulien de la feuille Aubenas est bien représenté dans le Sud-Est de la feuille avec ses deux formations : marnes bédouliennes à la base et les calcaires grésoglaucieux au-dessus. Ces derniers, bien datés par ammonites, correspondent au Bédoulien supérieur (zones à Hambrovi, à Grandis et peut-être à Bowerbanki). Par contre, les marnes n'ont pu encore être correctement datées; il est vraisemblable qu'elles correspondent en partie à la zone à Matheroni (marnes du stratotype de la Bédoule).

Sur la bordure occidentale du massif urgonien, cette série bédoulienne est réduite à un seul banc grésoglaucieux fossilifère.

## Gargasien

Ce sous-étage est habituellement constitué par deux formations :

- marnes sableuses jaunes à la base (n6a) ;
- calcaires et grès glauconieux (n6b) au sommet (Calcaires et grès à discoïdes).

Ces deux formations sont constantes dans les trois principaux affleurements du Sud-Est de la feuille Aubenas et que l'on va examiner du Nord au Sud.

### Région de Mélas-Le Teil

Il s'agit d'un large affleurement, presque continu, depuis la ferme le Pélican à l'Ouest et les pentes nord de Mélas à l'Est. Il se poursuit ensuite à travers la ville du Teil (feuille Montélimar). La meilleure coupe se trouve le long de la route du château et jusqu'à la Sablière. Elle a été étudiée par J. Arnaudon (1936) et par C. Contensuzas (1980). Nous en donnons les éléments essentiels, de bas en haut (fig. 22).

n6a. **Marnes jaunes.** Marnes grises, souvent jaunies par l'oxydation superficielle, avec bancs indurés. Bioturbation intense. Il s'agit de marnes détritiques, avec du quartz fin et un peu de glauconie. Présence de quelques *Mesohibolites semicanaliculatus*, *Discoidea decorata*, *Toxaster breynisianus*, association gargasienne. J. Arnaudon (1936) signale, dans cette formation : *Epicheloniceras martini*, *E. gr. cornueli*, *Pseudohaploceras liptoviensis*, ammonites du Gargasien inférieur. Si l'âge gargasien est indubitable, les subdivisions zonales restent à démontrer.

La microfaune (Masse *et al.*, 1980) récoltée dans cette formation, mais plus au Sud (Pont-Saint-Esprit, Bagnols,...), appartient au Gargasien supérieur. Épaisseur visible supérieure à 40 m.

n6b. **Calcaires et grès glauconieux à discoïdes** (« grès glauconieux » de la légende). Ils forment une barre résistante constituée de bancs mal stratifiés, fortement bioturbés et riches en *Discoidea decorata* associés à quelques *Holaster martensis*. Épaisseur moyenne : 5 à 8 m.

L'âge exact de ces « Calcaires et grès à discoïdes » reste encore discuté. Dans le Gard, ils appartiendraient au Gargasien terminal (Faraud, 1938), voire au Clansayésien *pro parte* (Masse *et al.*, 1980) en raison de la présence de *Diadochoceras nodosocostatum* et *Acanthoplites bigoureti* au-dessus de la formation, et d'un *Acanthoplitinae* dans la formation. Selon une révision récente et bien documentée (Conte, 1985), les « Calcaires et grès à Discoïdes » sont d'âge gargasien moyen (zone à *Subnodosocostatum*). D'après G. Conte, l' *Acanthoplitinae*, est en fait un *Parahoplites* sp. Il faut toutefois rester prudent dans la corrélation, à grande distance, de formations détritiques éminemment variables.

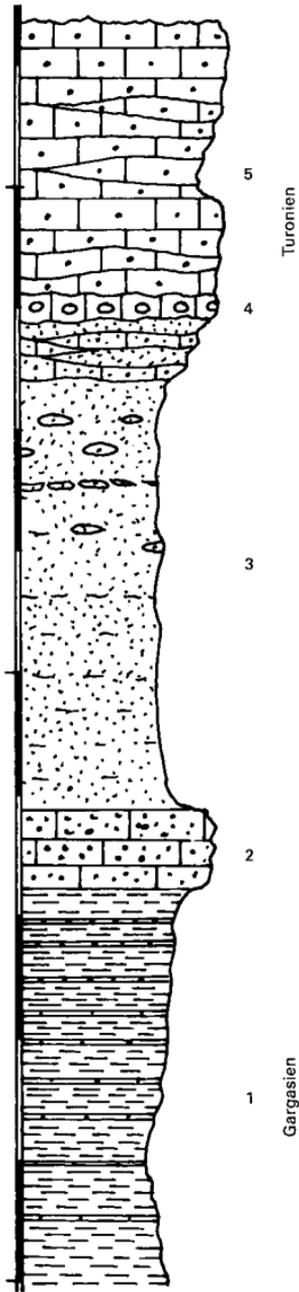


Fig. 22- Série stratigraphique du Teill (d'après Contensuzas, 1980, simplifié)

- 1 - Marnes sableuses à bancs durcis ; Gargasien inférieur
- 2 - Calcaires gréséo-glaucouneux à *Discoidea decorata* ; Gargasien moyen-supérieur
- 3 - Sables jaunes à boules ; Clansayésien - Albien
- 4 - Conglomérat à ammonites remaniées (Albien) et matrice turonienne
- 5 - Calcaires gréseux du Turonien

## Région de Saint-Alban

Entre l'Urgonien de Roche-Condrie et l'étroit synclinal de Couijanet, la série crétacée supra-urgonienne affleure avec des pendages réguliers (15 à 20°) et apparemment sans perturbations tectoniques. Cette succession montre, au-dessus du Bédoulien supérieur fossilifère (fig. 23) :

- niveau 4 : marnes sableuses de la plaine de Roumanas. Zone cultivée, détails non visibles. *Discoidea decorata* a été trouvé dans les champs (Contensuzas, 1980). Épaisseur : 130 m. Elles correspondent au Gargasien inférieur (niveau 1 du Teil) ;

- niveau 5 : alternances de marnes et de marno-calcaires finement détritiques à la base, puis calcaires gréseux, parfois à galets d'argiles, fortement bioturbés, à gros bancs à stratification croisée, de la colline cotée 169. Épaisseur : environ 40 m. C'est l'équivalent des « Calcaires et grès à discoïdes » du Gargasien moyen et peut-être aussi du Gargasien supérieur (*pro parte*).

## Région du synclinal de Bayne

La barre gréso-calcaire se voit bien dans le quartier de Valfleury, quoique compliquée par des failles. Elle a livré *Discoidea decorata*. Dans l'étroite vallée du ruisseau de Bayne, le fond correspond aux marnes sableuses du Gargasien inférieur, et la barre gréso-calcaire affleure en falaise sur la rive gauche. Vers Bayne, l'ensemble est écrasé et verticalisé tectoniquement.

## Synclinal d'Eylieux

Près des habitations « le Moure » (Contensuzas, 1980), on retrouve la succession de :

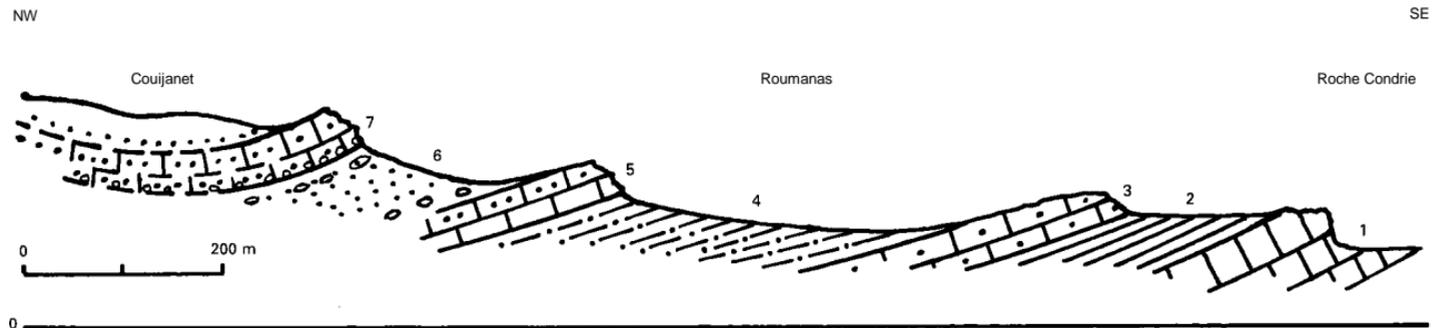
- marnes sableuses et bancs gréso-glaucieux du Gargasien inférieur avec *Discoidea decorata*, *Toxaster breyniusianus*, *Plicatula placunea*, *Aetostreon* cf. *latissimus* et *Serpula* cf. *glomerula* ;
- barre gréso-calcaire à *Discoidea decorata*.

En résumé, le Gargasien est bien représenté dans le Sud-Est de la feuille par ses deux formations classiques : marnes sableuses (Gargasien inférieur) et barre gréso-calcaire (= « Grès à discoïdes » du Gargasien moyen et supérieur ?). Mais les datations zonales souffrent encore d'imprécision, par manque d'ammonites.

Le Clansayésien est inclus dans la formation suivante.

## Albien

n7. *Sables ocre à boules de grès*. Affleurant dans la région de Mélas-Le Teil (fig. 22), dans le synclinal de Couijanet (fig. 23), ils montrent leur meilleure expression morphologique sur les pentes du quartier Valfleury. On les retrouve à Bayne et dans le synclinal d'Ey-



**Fig. 23 - Coupe à l'Est de St-Alban**

- 1 - Calcaires urgoniens fortement érodés au sommet. 2 - Marnes bédouliennes  
 3 - Calcaires grésoglaucieux du Bédoulien supérieur. 4 - Marnes sableuses du Gargasien inférieur 5 - Calcaires et grès  
 du Gargasien moyen-supérieur. 6 - Sables à boules du Clansayésien - Albien 7 - Calcaires gréseux du Turonien

lieux. Ce sont des sables à grains de quartz bien classés et fins (médiane à 0,15 mm), constitués de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (4,38%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3,09%), argiles (9,53%), quartz (82,88%). Les minéraux lourds comportent uniquement des espèces résistantes : tourmaline, zircon et oxydes de titane. Ces sables ont donc une longue histoire ; ils sont d'origine centralienne, probablement triasique. Localement, les sables s'agglomèrent en boules, surtout dans leur partie supérieure. Au sommet, ils forment des bancs gréseux à stratification croisée. Leur épaisseur est évidemment variable, de l'ordre de 80 m dans le synclinal de Couij Janet.

Ces sables correspondent à une longue érosion continentale ayant persisté depuis le Clansayésien jusqu'au Turonien basai. Ils ont ensuite été étalés sur la bordure de la mer vocontienne. Faut de fossiles, leur datation précise n'est guère possible par la méthode biostratigraphique. Cependant, quatre données permettent d'apprécier globalement leur âge :

- à la base, des ammonites du Clansayésien ont été signalées dans le Gard (voir plus haut) ;
- au sommet, les sables sont couronnés par un conglomérat d'âge turonien ;
- ce conglomérat comporte des ammonites remaniées correspondant au Clansayésien, à tout l'Albien et au Cénomanién inférieur. Des formations marines d'âge clansayésien-albien et cénomanién inférieur ont donc existé ;
- enfin, dans le synclinal de Bayne, les calcaires gréseux situés au-dessus des sables à boules, appartiendraient au Cénomanién moyen (voir plus loin).

En conséquence, un âge albien global peut être attribué à cette formation. Sans doute faudrait-il ajouter une fraction du Clansayésien et la base du Cénomanién.

Une autre approche du problème est apportée par G. Friès, lequel a établi la chronologie des transports détritiques au sein de la série pélagique vocontienne. On notera en particulier une venue dans le Clansayésien, cinq dans l'Albien et deux dans le Cénomanién inférieur (Friès, 1987, fig. 187, p. 300). Ces apports détritiques correspondent à des phases transgressives à la base de la plupart des séquences. Mais il reste à réaliser la dissection séquentielle des sables albiens (*s.l.*) de l'Ardèche et à les corrélés avec les subdivisions vocontiennes.

Sur la feuille Bourg-Saint-Andéol (Saint-Montan, Saint-Julien-de-Peyrolas), cette formation est rubéfiée (sables rutilants) et est rapportée à l'Albien inférieur et moyen (Pascal *et al.*, 1989).

### **Cénomanién-Turonien**

J. Sornay (1950) a signalé trois affleurements cénomaniens : Le Teil, Viviers-Nord et Viviers-Sud.

**Coupe du Teil** (voir Sornay, 1950, fig. 8, p. 41 ; Porthault, 1974, fig. 14 ; et ici fig. 22).

c1-3. **Conglomérats à fossiles remaniés de l'Albien et du Céno-manien.** Le niveau inférieur est un grès calcaire, localement conglomératique à fossiles phosphatés, condensés ou remaniés. On retrouve ici la «plate-forme silicoclastique à phosphorites» si bien étudiée dans les chaînes subalpines du Nord (Delamette, 1988) et bien connue en bordure du bassin vocontien. Le contenu fossile a été donné par J. Arnaudon (1936) puis révisé par M. Breistroffer (*in* Sornay 1950, p. 42). Une partie de cette récolte est déposée à l'université Lyon I. On n'en rappellera que quelques ammonites caractéristiques. Clansayésien : *Diadochoce-ras nodosocostatum*, *D. clansayense*, *Acanthoplites* cf. *bigoureti*. Albien inférieur : *Hypacanthoplites milletianus*. Albien moyen : *Ana-hoplites* sp. Albien supérieur : *Callihoplites* sp., *Discohoplites* cf. *vari-cosus*, *Durnovarites* sp., *Mariella bergeri*, *Ostlingoceras puzosianum*. Céno-manien inférieur : *Hypoturritites* sp., *Schlenbachia varians*.

Cette faune est accompagnée par une riche biocénose de bivalves, gastéropodes, échinides, brachiopodes, hydrozoaires, spongiaires (Sornay, 1958). L'âge attribué à ce conglomérat dépend de son analyse sédimentologique. Si les fossiles sont tous remaniés, l'âge est postérieur au Céno-manien moyen. C'est l'opinion de B. Porthault (1974, coupe YI, fig. 14). Selon lui, le Céno-manien n'existerait pas en rive droite du Rhône ; en outre, les calcaires immédiatement sus-jacents au conglomérat contiennent des globotruncanidés turoniens. Il assimile donc le conglomérat à la transgression du Turonien, opinion exprimée sur la carte géologique. Par contre, si les fossiles sont en place, quoique condensés, le conglomérat a enregistré la stratigraphie condensée du Clansayésien au Céno-manien moyen.

*N.B.* : sur la carte géologique, le figuré du conglomérat a été oublié sur l'affleurement du Teil, et excessivement étalé dans l'affleurement de Bayne.

**C3. Turonien. Calcaires gréseux.** Sur le conglomérat, on trouve les « Calcaires à débris du château du Teil », c'est-à-dire une succession complexe et variée de calcaires bioclastiques roux, de calcaires noduleux, de calcaires détritiques à débris et de calcaires fins (Contensuzas, 1980). C'est un milieu infralittoral riche en fragments d'organismes : bivalves, brachiopodes, bryozoaires, lithothamniées, dents de poissons broyeurs, foraminifères. B. Porthault (1974) leur attribue un âge turonien inférieur par les globotruncanidés.

Vers le Pontet-de-Couloubre, ces calcaires sont surmontés par les grès jaunes grossiers à silex noirs dans lesquels J. Arnaudon (1936) a trouvé *Lewesiceras* cf. *peramplus* du Turonien inférieur. Ils sont suivis par des calcaires gréseux blancs qui ont fourni, près du moulin de Charonsac (2 km Ouest de Mélas, N. 540), une petite faune de mollusques avec *Collignonicerias* sp. et *Lewesiceras peramplus* du Turonien inférieur-moyen (Sornay, 1950). Une analyse granulométrique (Contensu-

zas, 1980) des niveaux gréseux nous précise :  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (42,77%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,46%), argiles (2,93%), sables (51,50%). Les quartz sont bien classés, mais plus grossiers que ceux de l'Albien (médiane : 0,50 mm). Il s'agit bien de sables marins (98 à 100% d'émoussés-luisants). Dans le cortège de minéraux lourds, on retrouve les formes résistantes déjà signalées dans l'Albien (tourmaline, zircon, oxydes de Ti), mais s'y ajoutent des minéraux de métamorphisme : disthène, andalousite, staurotite et grenat. L'origine des apports détritiques est donc différente : la couverture triasique qui protégeait les roches cristallophylliennes a sans doute été largement déblayée.

L'ensemble de ce Turonien atteint environ 40 m d'épaisseur.

### **Synclinal de Couijanet**

C'est une petite structure surélevée du côté sud-ouest (cote 238), abaissée et comblée par des formations cénozoïques du côté nord-est. La barre turonienne, de près de 40 m d'épaisseur, est constituée de calcaires gréseux et d'interlits sableux. Le conglomérat de base n'y a pas été observé du côté ouest, mais un petit affleurement près de Jargnas (terminaison nord-est) a fourni *Turrilites* sp., *Hypacanthoplites* sp., *Acanthoplites* sp. et des dents de poissons : *Otodus* sp. (Contensuzas, 1980).

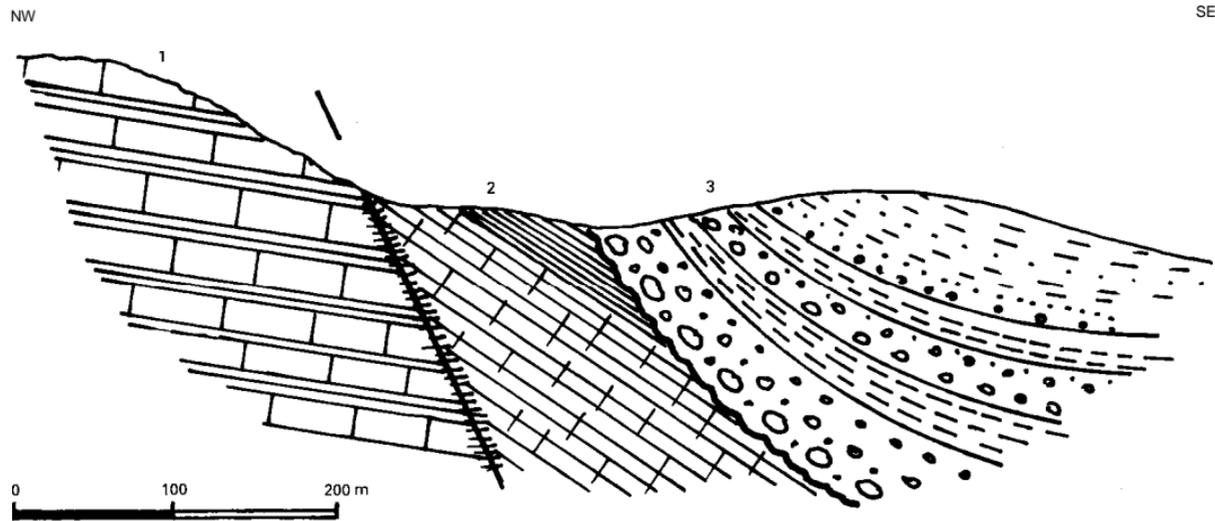
### **Synclinal de Bayne**

Il appartient au même faisceau structural que le précédent. C'est un synclinal perché à forts pendages latéraux. La succession lithologique détaillée n'a pu être examinée. Le conglomérat basai est un calcaire à graviers de quartz, bioclastes grossiers, dents de poissons. Suivent des calcaires gréseux, voire sableux, blanchâtres, sur plus de 40 m d'épaisseur. Un sérieux problème de datation se pose ici, car J. Sornay (1958) a trouvé un *Acanthoceras* cf. *rotomagense* (« à 1 m au-dessus de la base du conglomérat») dont l'âge est cénomaniens moyen, alors que le conglomérat est attribué au Turonien. Cette anomalie reste encore irrésolue (*N.B.* : cette ammonite n'a été retrouvée ni à l'université Lyon I, ni au Muséum de Paris).

## **Santonien**

c5. **Sables et marnes à lignite.** À 1,5 km au Nord de Lagorce, dans la costière ouest de la route D.1, affleure la succession suivante, de bas en haut :

- sables blancs ou bariolés, localement grésifiés (environ 4 m), terminés par un encroûtement latéritique ;
- lignite noir avec quelques structures ligneuses et traces de résines (0,50 m) ;
- sables gris à muscovite, grès jaunâtre avec une petite passée argileuse (0,90 m) ;



**Fig. 24 - Coupe schématisée de la bordure ouest du fossé oligocène de Rochemaure**

1 - Hauteriviens inférieur. 2 - Barrémien supérieur - Bédoulien. 3 - Conglomérats oligocènes

- sables et lentilles ligniteuses (0,40 m) ;
- argile grise (0,60 m).

L'examen des structures ligneuses (Y. Lemoigne) ainsi que l'absence de pollen dans les argiles n'ont pas permis d'obtenir une datation. L'âge santonien a cependant été attribué à cette série par comparaison avec le Santonien à lignite qui fut exploité à l'Ouest de Vagnas (voir notice du 1/50 000 Bourg-Saint-Andéol).

### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

#### **e. Éocène probable indéterminé. Calcaires lacustres de Lagorce.**

Petit affleurement (2 km au Nord de Lagorce) de calcaires lacustres attribués à l'Éocène par comparaison avec les séries de la région de la feuille de Bourg-Saint-Andéol (Pascal *et al.*, 1989).

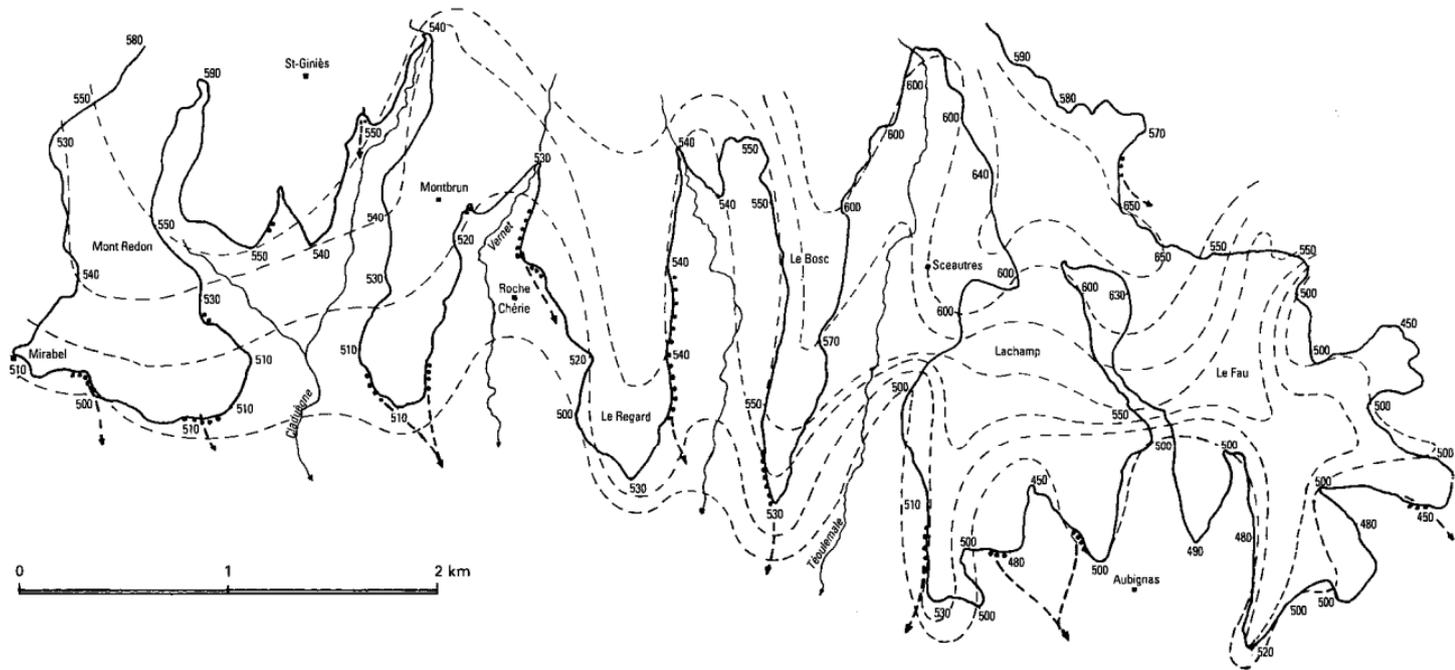
*g. Oligocène indéterminé. Poudingue et remplissage continentaux.* Trois fossés d'effondrement ont été remplis par de puissantes formations continentales : le fossé de Rochemaure au Nord-Est, le synclinal de Couijanet au Nord-Est de Saint-Alban et le fossé d'Eylieux au Sud de Bayne. La base de ces séries continentales est constituée par un conglomérat à blocs arrondis et gros galets (jusqu'à 0,60 m) de calcaires urgoniens blancs et de silex. Il est toujours fortement discordant par rapport au substratum. Viennent ensuite des argiles orangées, des sables et d'autres conglomérats. Des calcaires lacustres blancs à traces d'hélicidés ont également été signalés.

La base du conglomérat est bien visible au Pontet-de-Couloubre (rive droite du Frayol) et en plusieurs points en allant vers le Nord, en particulier près de la ferme Pifaut. On retrouve partout à peu près la même coupe (fig. 24) avec :

- calcaires à miches de l'Hauterivien inférieur (n3f) à faible pendage E (10°) ; faille oblique marquée par des mylonites ;
- calcaires schisteux blanchâtres, parfois à silex. À leur sommet apparaissent çà et là des marnes jaunâtres. Ces couches représentent le Barrémien terminal-Bédoulien basai, avec des marnes bédouliennes fortement oxydées ;
- Oligocène continental constitué d'alternances de poudingues, de sables et d'argiles rougeâtre, correspondant au remplissage rythmique du fossé.

Cette structure est riche d'enseignements :

- faille d'effondrement, à plan incliné, due à une forte extension d'âge oligocène. Rejet de l'ordre de 500 m à 600 m ;
- activité sismique par saccades responsable des conglomérats successifs, avec stabilisation progressive ;
- érosion du Barrémien, ce qui signifie qu'à cette époque les terrains plus récents étaient déjà déblayés.



**Fig. 25 - Carte des limites sud du Coiron basaltique actuel**

En tirets : topographie du relief antébasaltique

Points noirs : affleurements des alluvions sous-basaltiques du Miocène supérieur et direction possible des cours d'eau correspondants

Dans le Serre Girard (Ouest de Mélas), près de la cote 323, subsistent des argiles sableuses rougeâtres, coincées contre une faille, attribuées à l'Oligocène.

Les formations oligocènes de ce secteur, connues depuis longtemps (Dalmas, 1872 ; Torcapel 1882a, 1883), n'ont pas fait l'objet d'études particulières, et aucun fossile n'y a été signalé.

m2a. **Burdigalien. Formation conglomératique à Pecten** («Helvé-tien» de la légende). Minuscule affleurement dans l'angle sud-est de la feuille (bois d'Eybrugeas), qui prolonge celui décrit dans la notice de la carte à 1/50000 Bourg-Saint-Andéol (Pascal *et al*, 1989).

### **p. Miocène supérieur. Alluvions fluviales sous-basaltiques.**

(«Pliocène» de la légende). Connues depuis longtemps, ces alluvions sous-basaltiques ont fait l'objet de nombreuses publications parmi lesquelles on citera A. Torcapel (1882b), M. Boule *et al* (1909), J.C. Den Boer (1957), P. Grangeon (1960), J. Moinereau (1966), P. Bout (1966). G. Naud (1971) en fait une analyse précise dont on retiendra les points suivants.

Il existe deux niveaux d'alluvions sous-basaltiques. Le premier, localisé à l'Est du plateau de Mirabel (Rambouillet) comporte des galets de basalte, des graviers et des limons à débris charbonneux. Le second, le plus important, est bien visible au Baumier près de Mirabel. Sous les autres digitations on retrouve des alluvions constituées de galets, de graviers, de sables et de limons, souvent associés à des tufs.

D'après nos levés géologiques et ceux de G. Camus, et bien qu'ils soient incomplets, il apparaît clairement que les alluvions sous-basaltiques ne forment pas un liseré continu sous les basaltes, ainsi que l'indiquent la carte à 1/80 000 Privas (1967) et celle de G. Naud (1971). Il s'agit d'affleurements localisés, observables exceptionnellement ; le plus souvent ils sont indiqués par la présence de galets de granite éparpillés dans les éboulis. Compte tenu des altitudes des affleurements, les alluvions sous-basaltiques correspondent à plusieurs cours d'eau de direction N-S et non pas à une seule « Ardèche ancienne » comme on le croyait auparavant (cf. p. 17). Toutefois, celle-ci pouvait exister plus au Sud.

• **Le relief anté-coironique.** Il peut être mis en évidence en dessinant une carte topographique avec courbes de niveaux établies à partir des altitudes de la base des coulées basaltiques (fig. 25). Ces altitudes sont fournies par la carte à 1/25 000. L'erreur reste assez faible puisque les limites des falaises sont déjà précisées par les levés stéréotopographiques. Nous avons utilisé les courbes étayées par le maximum de repères altimétriques : cotes 500, 520, 540, 550, 570, 600 et 650.

D'Ouest en Est, on constate ainsi les reliefs suivants :

- les digitations de Mirabel, du Monteillet et de Montbrun formaient un seul bloc avec une surface prébasaltique régulière faiblement incli-

née vers le Sud de 2,6%. Les alluvions sous-basaltiques du Sud des digitations de Mirabel et de Montbrun sont toutes à la même altitude de 510 m. Ce qui suppose soit une rivière particulièrement paresseuse (encore faudrait-il vérifier les altitudes au mètre près), soit deux ou trois talwegs différents ;

- la vallée du Vernet-Ouest existait déjà avant la coulée basaltique ainsi que l'expriment nettement les courbes de niveau. Vus en coupe transversale, les épandages coironiques s'inclinaient vers cette vallée. Et les alluvions sous-basaltiques de Roche-Chérie, à l'altitude de 500 m, correspondent à une ancienne rivière d'axe N-S ;

- la digitation du Regard était sur une arête d'altitude 530-550 m ;

- la vallée actuelle du Vernet-Est existait avant les coulées volcaniques et les alluvions de la rivière correspondante se retrouvent actuellement de chaque côté du talweg, aux altitudes 530-540 m ;

- la digitation du Bosc (= Chaulène) représente une arête étroite entre deux vallées ;

- la vallée du Téoulemale existait également. Quelques traces d'alluvions subsistent sur le bord sud-est ;

- la double et complexe digitation du Serre de Lachamp et du Fau représente un vaste bloc, plus élevé que celui de Mirabel (530-650 m) et dont la complexité des courbes de niveau traduit une érosion plus avancée. Ici encore subsistent quelques restes d'alluvions dispersés à des altitudes variées : 480, 450, 600 m.

En conclusion, on peut dire que la disposition actuelle du relief préexistait avant les premières éruptions. Des vallées molles, à faibles pentes longitudinales et transversales, remplies d'alluvions d'origine centralienne, ont été envahies par les premiers basaltes. Du fait de l'humidité, ce sont ceux-ci qui ont été altérés et érodés le plus vite. Il n'y a donc pas d'inversion de relief. On se rendra compte du relief existant à la fin du Miocène en rejoignant d'un trait les bases des basaltes sur la coupe BB', dessinée au bas de la carte géologique. Ce trait serait affaissé d'environ un tiers de millimètre au niveau des vallées, correspondant aux dénivellations transversales de l'époque (10 à 20 m à l'échelle du 1/50 000).

La pente moyenne de ces rivières antécoironiques était de l'ordre de 2,5%. Les pentes des rivières actuelles sont bien plus fortes, à l'aval du basalte :

- la Claduègne jusqu'au confluent du Bouille : 5,3% mais la pente tombe à 1,8% vers Saint-Jean-le-Centenier et à 1,7% ensuite où elle forme une large vallée alluviale, probablement identique aux vallées antécoironiques ;

- le Vernet-Ouest : pente de 7,5% jusqu'à la cote 319 ;

- le Vernet-Est : pente de 5,3% jusqu'à la cote 313 puis 3,2% jusqu'à l'Escoutay ;

- la Téoule : pente de 4,2% jusqu'à l'Escoutay.

L'«Ardèche ancienne» des auteurs, d'orientation W-E, ne pouvait exister sous le Coiron ne serait-ce qu'en raison des altitudes des alluvions qui sont plus élevées à l'Est (530-540 m) qu'à l'Ouest (510 m). Reste toutefois la possibilité de corréliser les alluvions intrabasaltiques de Mirabel (altitude : 550-600 m) et les alluvions sous-basaltiques

situées à l'Est. Ceci semble peu probable car les alluvions intrabasaltiques de Mirabel (visibles près de la cote 604) sont moins grossières (sables, grès et graviers) que les conglomérats sous-basaltiques, alors que ce devrait être l'inverse, les intrabasaltiques de Mirabel étant plus proches du lieu d'origine (10 km) alors que les sous-basaltiques de l'Est en sont éloignées de 20 km.

• **Nature des alluvions.** Une étude comparative des différentes alluvions reste indispensable. Sous le même vocable, ont été mêlés des tufs, des sables, des limons et des conglomérats. Leur genèse n'est évidemment pas la même. Les alluvions fluviales sont les plus couramment rencontrées. Voici quelques exemples. Au Nord-Est de Roche-Chérie (ruisseau de la Baume), elles comportent de bas en haut, au-dessus des marnes valanginiennes :

- cailloutis à gros galets de granite et sables ferrugineux (0,50 m) ;
- limons argileux (4-5 m, couverts de végétation) ;
- tuf blanchâtre à lapillis (> 1 m visible) ;
- argile brune = paléosol avec traces de racines (0,40 m) ;
- tuf (0,10 m) ;
- magma de scories basaltiques ;
- basalte massif en large surplomb.

A l'Ouest d'Aubignas, au-dessus de la ferme Marsac, est visible un poudingue de 2,50 m d'épaisseur intercalé entre les Calcaires à miches hauteriviens et le basalte. Il comporte des blocs de basalte (max. 0,60 m), des galets granitiques (0,15 m) dans un ciment grés-sableux.

A l'Ouest des Audouards, sous l'extrémité sud de Coirnel (massif du Fau), se voient de bas en haut :

- poudingue graveleux à galets de granite rose ou gris (max. 5 à 7 cm) et de basalte (max. 15-20 cm) ; rares galets calcaires effrités. Épaisseur > 0,60 m ;
- sable feldspathique ferrugineux (0,50 m) ;
- limons rouges (0,20 m) ;
- limons argilo-sableux gris (0,60 m).

La partie terminale a été cuite sur quelques centimètres par le basalte sus-jacent.

D'autres coupes ont été décrites par les auteurs (Torcapel, 1862b, au Nord de Saint-Pons ; Den Boer, 1957 et Grangeon, 1960, sous Mirabel ; Bout, 1966, etc.). Il s'agit toujours d'alluvions fluviales grossières à éléments de granite, gneiss, ou quartz filonien provenant des massifs anciens peu éloignés, et très souvent comportant déjà des galets de basalte. Une description détaillée reste à faire.

• **Datations.** L'âge des alluvions sous-basaltiques n'est plus controversé. Il repose sur deux données concomitantes :

- l'âge radiométrique des basaltes contenus dans les alluvions sous-basaltiques et des basaltes des coulées successives sus-jacentes, âge qui correspond au Miocène supérieur-Pliocène inférieur (cf. p. 18) ;
- l'existence d'une importante faune de vertébrés découverte sous le basalte, dans des tufs et des brèches à blocs volcaniques contemporains des premières éruptions. Ce gisement, situé au Nord d'Aubignas, rive

droite du Frayol (digitation de Pereyrolles), n'existe plus. La faune avait été déterminée par Gaudry, et publiée par A. Torcapel (1882a). Elle est déposée au Muséum de Paris sous le nom de Aubignas I. Elle a été revue par plusieurs spécialistes (Guérin et Mein, 1971 ; Petter et Thomas, 1986 ; Sondaar, 1986). B. Aranza *et al.* (1993) en ont donné la dernière version : *Testudo* cf. *amberiacensis*, *Ptychogaster (Temnoclem-nys) batalleri*, castoridé indet., *Trogontherium minutum rhenanum*, *Felis attica*, *Machairodus giganteus*, *Paramachairodus orientalis*, *Indarctos atticus*, *Hipparion depereti*, *H. sp.*, *Dicerorhinus schleierma-cheri*, *Tapiriscus pannonicus*, *Dorcatherium nauï*, *Microstonyx major*, *Cervavitus mimus*, *Graecoryx andancensis*. Cet ensemble serait d'âge turolien inférieur, zone MN 11 (Miocène supérieur, Tortonien).

Ce gisement est actuellement recouvert par des éboulis basaltiques. Mais un autre site a été découvert et exploité récemment, rive gauche du Frayol, par A. Galoyer. Il a été dénommé Aubignas II. Outre la plupart des vertébrés précédents, il comporte : *Hystrix primigenia*, *Prolagus cf. crusafonti*, *Hipparion tuyolsi*, *Aceratherium incisivum*, *Turia-cemas concudensis* et *Gazella*. Ce niveau, attribué au Turolien moyen (MN 12), correspond au Pikermien (Miocène supérieur, Tortonien) selon C. Guérin (comm. orale).

En ce qui concerne les mammifères fossiles trouvés dans la digitation de Mirabel, une certaine confusion subsiste tant dans leur origine (sous- ou intrabasaltique) que dans leur datation (Pliocène ou Villafran-chien) selon G. Naud (1971), et cela malgré la mise au point de P. Grangeon. Une révision reste nécessaire.

En 1966, J. Goguel a récolté, au Baumier, dans la partie basale des alluvions sous-basaltiques, une dent, déposée au Muséum de Paris (n° 1966-6). Selon L. Ginsburg, il s'agit d'un *Mastodon (Anancus) arver-nensis*, attribuable au Pikermien.

### FORMATIONS SUPERFICIELLES-QUATERNAIRE

Fv. *Alluvions anciennes des très hautes terrasses et alluvions intrabasaltiques* (« Villafran-chien » de la légende). Ce sont des cailloutis résiduels composés de blocs décimétriques (max. 0,40 m) de grès triasique, de granite et de basalte. La présence de ces derniers est particulièrement importante car aucun affleurement basaltique n'est connu sur le plateau. Ils constituent ainsi un témoin d'une ancienne terrasse dont les alluvions étaient fournies par l'érosion des massifs cen-traliens, des premières coulées basaltiques et des grès du Trias.

Ces alluvions anciennes sont à l'altitude 200 m, soit à 70 m au-dessus du lit actuel de l'Ardèche. Elles sont à relier avec les affleurements de même nature (galets granitiques ou métamorphiques rubéfiés, sables et limons orangés colonisés par les grandes bruyères) situés à l'Est de Ruoms (Petit-Chaussy, altitude 180-190 m, feuille Bourg-Saint-Andéol).

Autour de Saint-Thomé subsistent trois surfaces d'érosion attribuées à des terrasses anciennes probablement déblayées (au niveau du cimetière, altitude 145-150 m ; au Nord-Est de Saint-Thomé, altitude 200m et au Sud-Est du village, altitude 150 m).

À l'Est de Saint-Alban, à l'altitude 220 m (140 m au-dessus de l'Escoutay) est conservée une petite terrasse avec galets de quartzite et de radiolarite, donc d'origine alpine. Cet affleurement, compte tenu de son altitude, rappellerait plutôt un conglomérat pliocène, puisque les plus hautes terrasses du Rhône (Fu de la feuille Montélimar) sont à l'altitude 160-167 m.

Selon G. Naud (1971), il existe quatre niveaux *d'alluvions intrabasaltiques* ; elles n'ont pas été différenciées sur la carte géologique. Elles affleurent essentiellement dans la digitation de Mirabel. Vers la cote 604, on voit qu'il s'agit de graviers, de sables fins, de limons sableux entrecoupés de croûtes grésifiées ferrugineuses pouvant représenter des paléosols. Leur âge demeure controversé : Mio-Pliocène (âge absolu des basaltes), voire Villafranchien (mammifères fossiles d'origine confuse).

**Fβ. Alluvions anciennes à éléments de basalte prédominants** (= alluvions pléistocènes a1 de la 1<sup>re</sup> édition de la feuille Privas à 1/80000). Elles affleurent de façon discontinue dans les vallées de l'Auzon (Saint-Germain, Lavilledieu, Lanas) et de la Claduègne (gare de Saint-Germain, Saint-Jean-le-Centenier). Ce sont des blocs et galets basaltiques irrégulièrement répartis sur un substratum calcaire (Tithonien et Berriasien) ou marneux (Valanginien), au Sud des digitations sud-ouest du Coiron. L'altération du matériel basaltique libère des gravillons emballés dans une argile brun-rouge (métahalloysite-montmorillonite à hydroxydes de fer ; Moineau, 1966). Ils peuvent être aussi liés par une marne jaunâtre résultant de l'altération des marnes crétacées. Les terrains sont très démantelés et se réduisent à des paliers d'érosion jalonnant les cours d'eau issus du Coiron.

Les «alluvions basaltiques» anciennes affleurent aussi autour d'Alba dans la vallée de l'Escoutay où elles s'enrichissent en matériel calcaire par remaniement du substratum et par des apports latéraux.

**Fx. Alluvions anciennes des moyennes et hautes terrasses.** Elles correspondent aux terrasses, considérées classiquement comme correspondant au Riss (3<sup>e</sup> éd. de la carte géologique Privas à 1/80 000 ; Moineau, 1966 ; Pascal *et al*, 1989), qui dominant l'Ardèche d'une vingtaine de mètres. En surface, il s'agit d'un limon sableux gris, acide, reposant sur une argile sableuse, bariolée, imperméable, appelée « ciskas ». L'horizon argileux constitue un plancher pour les nappes perchées et le drainage est nécessaire pour assainir les sols. Les terrasses sont bien visibles en rive droite de l'Ardèche entre Saint-Didier-sous-Aubenas et Saint-Etienne-de-Fontbellon où elles recouvrent les Calcaires à cancellophycus et les Couches de la Clapouze qui sont entaillés par une érosion plus récente.

Fy. *Alluvions anciennes des basses terrasses (Würm ?)*. Alluvions sableuses à galets granitiques altérés. Elles sont bien exposées en amont de Saint-Didier-sous-Aubenas (la Bastide, Pont-d'Aubenas) sur la rive droite de l'Ardèche. En aval, elles sont recouvertes par des sables limoneux calcaires amenés par les ruisseaux drainant le glacis disséqué de Saint-Étienne-de-Fontbellon.

Les basses terrasses sont aussi présentes de façon sporadique le long de la vallée de l'Ardèche entre Saint-Sernin et Chauzon) où elles sont constituées par des alluvions sablo-limoneuses avec des passées de galets où dominent les matériaux calcaires et cristallophylliens, alors que les basaltes se raréfient.

Dans la vallée de l'Ibie (Pascal *et al.*, 1989), une formation alluviale est constituée de sables argileux hétérométriques à passées de galets calcaires.

Fz. *Alluvions récentes et actuelles des lits majeurs*. Sables, limons, graviers et galets hétérogènes, disposés en lentilles. Ils sont parfois exploités. Les alluvions de l'Ardèche sont à dominante de matériel granitique (en blocs parfois métriques) et cristallophyllien, en amont de Saint-Didier. Elles s'enrichissent rapidement en éléments calcaires à partir de Saint-Sernin, puis en galets basaltiques après le confluent avec l'Auzon.

Les alluvions modernes de l'Auzon, de la Claduègne et de l'Escou-tay sont constituées essentiellement par des galets basaltiques et calcaires. Dans l'Ibie, au Sud de Saint-Maurice, les alluvions sont exclusivement calcaires. Elles sont rares et discontinues dans la partie supérieure des cours d'eau torrentiels descendant du Coiron où l'érosion entaille le substratum marneux.

A l'Ouest, des alluvions grossières, essentiellement à matériel granitique, sont très irrégulièrement réparties le long de la vallée de la Ligne. À partir de Vinezac, elles contiennent aussi des éléments tria-siques. Le matériel est calcaire dans la basse vallée de la Ligne.

Ge. *Limons lœssiques stratifiés*. Dans le Sud-Est de la feuille, entre Grange-Roux et Couijanet et surtout autour de Paurrière, subsiste un vaste affleurement de lœss. Leur aspect, leur finesse, leur tenue, leur homogénéité, leur teinte beige clair, leurs « poupées » calcaires ne laissent aucun doute sur l'origine lœssique. Toutefois, leur légère stratification, leur disposition en longue bande étroite à faible pente vers le Sud, supposent que le lœss originel a été repris par des phénomènes pédogénétiques et hydrographiques plus récents. L'altitude moyenne est de 220-230 m.

D'autres placages lœssiques ont été signalés au Nord, vers la Rou-vière (Sud de Mélas), cote 150, et au Sud vers Saint-Ostian, cote 160. Ils ont été inclus dans les terrasses de moyenne altitude. L'affleurement situé au Sud de Saint-Ostian avait été analysé par G. Mazonot (*in* Gui-

gon, 1954), qui avait dénombré la faune classique de micromollusques wurmiens : *Fructicolica hispida*, *Clausilia parvula*, *Vallonia costata*, *Columella columella*, *Succinea oblonga*, *Arion*, *Limax*.

CA/Fx ; CA. **Formations de pentes colluvionnées.** Ces formations irrégulières ont une compaction qui dépend étroitement de leur substratum et des glacis sur lesquels elles se sont développées.

Les alluvions anciennes (Fx) de la région de Saint-Didier sont souvent recouvertes d'une pellicule colluvionnaire (CA/Fx), accumulée par ruissellement sur les glacis développés sur la série calcaréo-marneuse (Bathonien-Callovien).

Les colluvions de pente (CA) tapissent la dépression de Lachapelle-sous-Aubenas, où elles sont alimentées par l'altération et le ruissellement affectant les marnes calloviennes.

Cv. **Remplissages colluviaux de fonds de vallées.** Un certain nombre de vallées mortes, court-circuitées par les circulations karstiques, parsèment les plateaux calcaires où elles sont jalonnées par des galets résiduels.

CD. **Remplissages colluviaux de dolines.** Les plateaux calcaires (les Gras) du Jurassique supérieur et du Barrémien (Urgonien) sont profondément modelés par les phénomènes karstiques facilités par l'intense diaclasage tectonique. Les diaclases, fissures et dolines sont remplies d'argiles rouges à brun-rouge (terra rossa) mélangés à des apports de matériels locaux (débris calcaires, silex), ou originaires des massifs cristallins et cristallophylliens avant le creusement des vallées actuelles. Elles ont été cartographiées sur le plateau calcaire du Jurassique supérieur. Elles ont pu se former dès l'épisode de pénéplanation paléogène et se poursuivre pendant le Néogène avec des remaniements plus récents. Au Meillas, à 3 km à l'Est des Assions (feuille Bessèges), une cavité karstique remplie par des marnes a fourni des ossements de mammifères pliocènes : *Tapirus arvernensis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Mastodon arvernensis*.

Sur le plateau urgonien, profondément érodé et karstifié, les formations superficielles sont essentiellement résiduelles et colluviales.

L'étude de la fraction fine des remplissages a été effectuée par E. Debard (1988) dans la vallée de l'Ardèche, en aval de Vallon. Elle révèle la part importante des apports allochtones (lœss ruisselés et apports de matériaux volcaniques).

Eβ. **Eboulis basaltiques.** Composés de blocs hétérométriques de basalte, le plus souvent mal ou non cimentés, ils tapissent le substratum marneux des digitations du Coiron. Le recul des falaises basaltiques entraîne la formation d'éboulis à blocs énormes (Mirabel, les Rochers) qui se désagrègent progressivement en graviers et en gravillons qui parsèment irrégulièrement les glacis marneux. Dans les zones humides

(sources), les matériaux basaltiques, fortement altérés et emballés dans la marne décarbonatée, subissent d'importants mouvements de soli-fluxion qui décrochent les terrains cultivés et déforment les routes, en particulier la D. 258 entre Mirabel et Darbres (Moinereau, 1966). Une coulée à blocs suit le ruisseau de l'Éguille au Nord de la gare d'Aubi-gnas (*ibid.*).

**Ec. *Éboulis anciens consolidés, grèzes.*** Les éboulis gravitaires anciens sont cimentés. Le plus souvent, en pays calcaire, les blocs sont fragmentés sous l'influence des variations climatiques du Quaternaire. Les grèzes périglaciaires constituent une forme particulière d'éboulis, stratifiés parallèlement aux pentes, qui sont composés de fragments calcaires bien calibrés (3 à 8 cm au maximum). Ces éléments sont inclus dans une matrice argileuse de nature variée, rubéfiée ou non (limon argileux brun-roux dérivé des sols d'altération, limon jaune provenant du remaniement des limons lœssiques, limons calcaires blancs et pulvérulents résultant de l'altération des calcaires). Des festonnements et des mouvements de cryoturbation affectent les niveaux les plus fins.

Les grèzes se développent sur les flancs des reliefs dominés par les calcaires du Jurassique supérieur (rive droite de l'Ardèche entre Saint-Didier et Vogué, rive gauche à Bannes où la couleur a été accusée, vallée de la Ligne). Elles sont connues aussi sur les flancs des plateaux urgoniens (non cartographiées).

Les grèzes résultent de l'action combinée de la cryoturbation et de la gélification sous climat froid et sec dans des régions périglaciaires en période froide. D'après J. Combié (1967), elles se seraient formées surtout pendant le Würm.

Les circulations d'eau sont importantes dans les niveaux grossiers. Elles provoquent un encroûtement de type «caliche» par un calcaire blanc, friable, tufacé. Lorsque la cimentation est poussée, on passe aux brèches de pente («Sistre» de la vallée de la Ligne ; Moinereau, 1966). Des éléments des grèzes sont souvent repris dans les éboulis récents et dans les autres formations superficielles.

**E. *Éboulis vifs, récents et actuels.*** Éboulis de pierrailles qui renferment parfois des blocs plus importants. Ils se rencontrent occasionnellement sur les versants sud des grandes vallées descendant du Tanargue. On les trouve en amas de cailloux anguleux et de blocs monogéniques accumulés sur les versants ou au pied des escarpements calcaires ou calcaréo-dolomitiques du Jurassique supérieur (Serre de l'Ubac à l'Est de Saint-Privat).

## **SYNTHÈSE MORPHOSTRUCTURALE**

### **DOMAINE ANTÉ-CRÉTACÉ**

On distingue différentes unités morphologiques et structurales, allongées plus ou moins parallèlement à la bordure du Massif central et qui se relaient du Nord-Ouest au Sud-Est. Il s'y ajoute des failles transverses (vellaves, N140) qui compartimentent la bordure triasico-liasique en blocs décalés, en particulier à hauteur de Saint-Sernin et d'Au-benas (voir encart).

#### **Retombée orientale du Tanargue**

Les terrains métamorphiques du Tanargue (série ardéchoise) et le «granite du Velay» (migmatites) n'affleurent que dans l'angle nord-ouest. La structure des formations de la série ardéchoise comprend des « anticlinoriaux » formés d'une suite de plis subisoclinaux, serrés, très redressés, souvent un peu déversés vers le Nord, et qui sont bien représentés sur la feuille Largentière (Weisbrod, 1967, 1970 ; Weisbrod *et al*, 1974) où leur direction d'ensemble E-W est sécante par rapport à celle de la série cévenole dont l'âge est paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien ; cf. Weisbrod, 1970, p. 14 ; cf. Brouder, *in* Elmi *et al*, 1989, p. 22). Toutefois, les données chronologiques sont encore peu précises.

La granitisation vellave ne peut être observée qu'en quelques affleurements près de Mercuer. Ils constituent un diverticule oriental d'une vaste structure E-W développée sur la feuille Largentière et qui forme l'ossature du Tanargue et de son satellite de Valgorge. Ce sont des dépendances du vaste dôme «granitique» du Velay dont les dernières phases de mise en place ont été datées de 270 Ma.

#### **Bassin carbonifère de Prades et bassin permien de Largentière-la Lande**

Les dépôts du Stéphanien sont affectés par le rejeu des grandes failles E-W (Louis, 1954 ; Weisbrod, 1970). Ils subissent des déformations plicatives dans un contexte d'extension générale, en relation avec des failles syn- et post-stéphaniennes qui facilitent les décollements superficiels et les glissements épiglyptiques.

Dans le bassin permien, la fracturation hercynienne tardive, intense, est largement reprise par les rejeux postérieurs.

#### **Collines triasiques et liasiques**

Au Nord de la faille transverse (WNW-ESE) de la Croix-Blanche, les collines triasiques d'Ailhon sont constituées par des compartiments étroits, à pendage vers le Sud-Est et délimités par des failles SSW-NNE (cévenoles). Dans la partie ouest, les failles de Burac, de la Chaberterie et d'Ailhon-la Bégude présentent un regard vers l'Ouest qui est

contraire à l'enfoncement général vers le Sud-Est. Il en résulte une structure en horst (horst de la Chaberterie ; fig. 26) dont le rejet cumulé approche 200 m dans le compartiment d'Ailhon. Le tracé de ces trois accidents suggère qu'ils aient pu rejouer tardivement en failles inverses. Ce horst se situe dans le prolongement approximatif du horst carbonifère de Mialet connu à Largentière et qui est limité vers l'Ouest par l'alignement des failles de Païolive et de Mialet. Ces dernières semblent se prolonger, au-delà de l'accident transverse (provenço-vellave) de la Croix-Blanche, par les accidents des collines d'Ailhon.

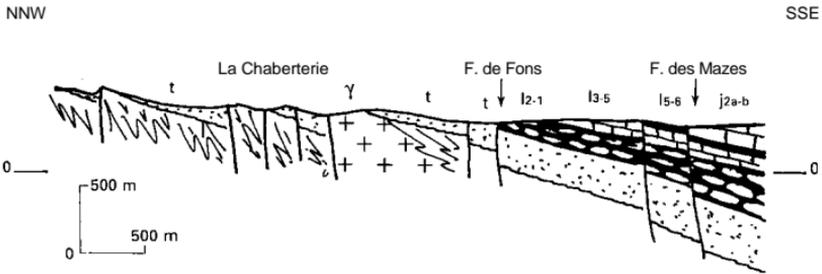


Fig. 26 - Le horst de la Chaberterie (explication dans le texte)

Au Sud de la faille de la Croix-Blanche, la structuration du pays lia-sique (Uzer, Vinezac, Lachapelle) est essentiellement marquée par de nombreuses failles cévenoles. Le jeu jurassique (du Lias au Bathonien) est bien prouvé pour plusieurs d'entre elles aussi bien à l'affleurement (faille des Tardieux et, plus au Nord, celle des Mazes) qu'en subsurface : faille d'Uzer, connue par la sismique, cicatrisée par les marnes bathoniennes ; elle se poursuit probablement par la faille des Mazes et par les accidents de direction cévenole qui se prolongent jusqu'à Aubenas. Les sondages de Balazuc (BAL 1) et d'Uzer (MM 1) ainsi que les campagnes de sismique, ont confirmé le jeu synsédimentaire de ces accidents et, surtout, ont établi que leur jeu avait été très important pendant l'intervalle Hettangien-Bathonien (plus de 300 m pour la faille d'Uzer). L'importance de ces accidents permet d'envisager que certains ont pu jouer en détachement. Ce dernier serait intervenu au niveau des assises plus ductiles du Carbonifère (connu en sondage) (Bonijoly *et al.*, 1996).

La structure est compliquée car des accidents transverses (failles de la Croix-Blanche-la Vernarède, de Chastrenas, d'Aubenas) qui déterminent trois grands secteurs : Ucel (au Nord de la vallée de l'Ardèche), Ailhon (entre l'Ardèche et la Croix-Blanche) et Uzer (entre la Croix-Blanche et la vallée de la Ligne). Ces failles affectent aussi bien les terrains permien et triasiques que ceux du Jurassique jusqu'aux marnes et marno-calcaires du Bathonien supérieur.

Les failles transverses ont probablement conditionné le tracé de l'Ardèche. La faille d'Aubenas et ses satellites se suivent depuis Mercuer à l'WNW jusqu'à Lussas à l'ESE ; elle est sans doute responsable de la trouée de l'Ardèche au Pont-d'Ucel. La faille de Chastrenas se poursuit

probablement au travers des marnes bathoniennes et sous les alluvions pour se prolonger par les accidents qui déterminent la cluse de l'Ar-dèche à Vogué. Elle sépare et décale les plateaux de Jastre et de Vignobre. On notera en outre que le Berriasien de Vogué, situé à proximité de cette faille, montre des coulées et des slumps qui indiquent que cette zone a dû être mobile lors de la sédimentation. La faille de la Croix-Blanche semble être relayée vers l'ESE par les décrochements de Rochecolombe et par les petits accidents qui doivent suivre le méandre de l'Ibie en amont de Saint-Maurice-d'Ibie. Sur le plateau situé entre Uzer et Balazuc, le méandre de l'Ardèche est conditionné par des failles transverses dont la principale passe au Nord de Servièrre (faille de Servièrre) et dans le prolongement de laquelle on trouve vers l'ESE les accidents des Silhols qui perturbent le tracé de la faille de Lagorce. Ces accidents se situent dans le prolongement oriental d'un linéament qui se poursuit jusqu'à Coucouron à l'WNW. Il semble s'agir de la reprise d'une faille de socle liée à la mise en place des granites et mig-matites du Velay (Soechting, 1996).

Il faut enfin souligner l'existence des accidents regordans (NNW-SSE) dans le secteur des collines triasiques. Il s'agit d'accidents récents, de faible rejet le plus souvent subhorizontal ; ils compliquent le découpage structural. Leur jeu décrochant correspond à une contrainte compressive qui a peut être induit un jeu localement inverse des failles cévenoles d'Ailhon et de la Jauberterrie. D'autres indications de compression tardive existent en bordure occidentale du plateau de Vignobre (le long de la route d'Uzer à Balazuc, par exemple).

### **Dépression Saint-Sernin-Saint-Privat**

Les accidents tectoniques sont cachés par les marnes et les terrains superficiels. Cependant, d'énormes sources (résurgences de l'Ardèche) existent au SSE d'Aubenas avec un débit relativement constant de l'ordre de 600 l/s. La principale est la source de Font-Rome. Leur existence suppose un circuit souterrain karstique en domaine faille, orienté N150-N160 dans l'alignement de certaines failles du plateau de Jastre-Vogué (faille de Fontenouille) et des accidents regordans des environs d'Aubenas (faille de Ferrière) (cf. p. 151).

### **Plateau du Jurassique supérieur**

Il présente un style tectonique bien différent. Il est partagé en quatre parties compartimentées par les failles transverses provençales : le plateau de l'Ubac-Louyre au Nord de l'accident composite faille d'Aube-nas-faille de Lussas ; le plateau du Rocher de Jastre, limité au Sud par le prolongement de la faille de Chastrenas ; le plateau de Vignobre, au Nord des failles de Servièrre ; au Sud, le plateau de Chauzon est recoupé par la vallée de la Ligne dont le parcours sinueux est dicté par un dense réseau de fractures de faible rejet et de diaclases.

Les pendages, plongeant en règle générale vers le Sud-Est, subissent des torsions à hauteur de nombreux accidents tant provençaux que

cévenols, ce qui témoigne de faibles compressions tardives qui s'expriment aussi par des plis et des chevauchements métriques (Uzer).

### *DOMAINE CRÉTACÉ*

L'allure structurale change beaucoup. Les failles sont bien moins nombreuses, soit qu'elles soient oblitérées par les formations marneuses, soit qu'elles demeurent difficiles à déceler en raison des trop grandes épaisseurs des couches. Ces failles sont souples, nullement aussi rigides que celles des plateaux calcaires. Elles sont rarement continues sur de longues distances mais souvent relayées par d'autres, ce qui suppose des rejets variés et des compressions verticales différentielles. Enfin, elles sont souvent chevauchantes, suite à des compressions tardives (alpines) intervenant sur un canevas de failles conformes.

Compte tenu de ces caractéristiques, il est difficile de les classer en familles à direction constante. On remarquera seulement que la plupart sont de direction cévenole (N20-30), rarement recoupées par la direction N130. Nous subdiviserons le domaine crétacé en faisceaux structuraux (voir encart).

#### **Dépression valanginienne de Chauzon à Lussas**

Elle est limitée à l'Ouest par la faille de l'Ardèche à fort rejet qui la fait buter contre le plateau jurassique. On notera le nœud de fractures autour de Rochecolombe, encore mal élucidé. À l'Est de Lavilledieu, la série valanginienne est surépaissie par l'énorme lentille des Laminites de Mirabel.

#### **Faisceau de Lespine**

C'est un synclinal perché à faible pendage (5°) dont le creux est constitué par les « Calcaires à miches » de l'Hauterivien. Du côté oriental affleure la boutonnière valanginienne de Chadeyron, chevauchée par la masse urgonienne du plateau de Rochecolombe. L'orientation de ce faisceau est nettement oblique (N30) par rapport à l'axe, presque méridien, de la partie méridionale de la montagne de Berg.

#### **Faisceau de l'Ibie**

C'est une immense structure comprise entre deux failles chevauchantes : celle de Lagorce et celles de la Fare (= Valvignères des auteurs) -Alba, toutes deux chevauchantes vers le Nord-Est. La faille de Lagorce rejoint vers le Sud la fracture d'Alès et vers le Nord, celle de Privas ; c'est donc une profonde cassure (linéament) dont l'importance a été maintes fois soulignée (Elmi, 1983).

Le faisceau de l'Ibie comprend une zone bordière ouest jouant le rôle d'un vaste synclinal (Crétacé supérieur et Tertiaire) à fort pendage NW (15-20°). Au centre s'étale la large cuvette synclinale de la montagne

de Berg, à faibles pendages (5°). Au Nord, les couches correspondent à un monoclinal (environ 5°SE) relevé à l'Ouest par la faille de Saint-Pons. Celui-ci est coupé orthogonalement, dans la vallée du Lavézon, par la faille de Saint-Martin qui se situe dans l'alignement des principaux appareils volcaniques du Coiron. Du côté est, la plaine de Valvi-gnières joue le rôle d'un anticlinal à flancs peu inclinés.

La montagne de Berg est caractérisée par la puissante masse des Calcaires à miches (n3f) qui dessine une légère cuvette synclinale de direction moyenne SSW-NNE.

### **Faisceau de l'Artige**

Il est inséré entre deux systèmes de failles chevauchantes : côté ouest, faille de la Fare relayée par celle d'Alba ; côté est, faille de Saint-Thomé. Il comporte l'Hauterivien le plus épais de toute la feuille et qui possède un fort pendage NW (22-24°), ainsi qu'un Barrémien hémipélagique (le Devessou) qui montre l'arrivée de matériel bioclastique en milieu argileux.

Le faisceau de l'Artige est coupé, au Nord-Est, par la faille transversale SW-NE d'Archias sans doute reliée au neck de Scautres.

### **Faisceau de Saint-Thomé**

C'est une zone complexe comprise entre la faille de Saint-Thomé-Pontet-de-Couloubre et celle de Valgayette-la Rouvière. C'est dans cette zone que se trouvent les meilleures coupes du Barrémien à faciès presque pélagique (le Devès, la Traverse) ; on y observe aussi des structures originales : pentes slumpées de Valgayette, chenal dissymétrique de la Roche. Vers le Nord-Est, le Barrémien s'enfonce en s'épaississant (mont Rosier) sous le fossé oligocène de Rochemaure. Ce faisceau est disséqué par de nombreuses failles souples à orientation générale N-S. À 3,5 km au Nord de Saint-Thomé (Nord le Carme), les nœuds tectoniques sont soulignés par d'épaisses brèches et mylonites calcitisées.

### **Faisceau de Bayne**

Compris entre la faille de Valgayette-la Rouvière et celle de Bayne-Saint-Alban, le faisceau de Bayne est constitué de Barrémien supérieur très épais et hémipélagique débutant par des marnes à ammonites pyriteuses (les Coulis). Des calcaires à silex s'intercalent vers le haut. Par dessus, le Bédoulien supérieur reste épais. Selon M. Pascal *et al.* (1989), la faille de Saint-Montan est particulièrement importante ; elle relaie la faille de Saint-Remèze et peut-être, vers le Nord-Est, elle se branche sur la faille de Marsanne et le Vercors.

### **Faisceau de Viviers-Saint-Montan**

C'est une région fortement plissée, comprenant du Nord au Sud :  
- les synclinaux de Bayne et de Couijanet ;

- l'anticlinal du Serre des Parts ; vers le Nord-Est, seuls les flancs nord-ouest sont conservés (Saint-Martin et Roche-Condrie) ;
- le synclinal pincé d'Eylieux-Larnas ;
- le vaste dôme anticlinal urgonien de Viviers.

L'allure en anticlinal cintré du Serre des Parts montre clairement l'existence d'une forte poussée vers le NNW, responsable des plis et des contraintes chevauchantes de la zone de Saint-Thomé. En outre, l'existence du massif urgonien de Viviers, associé aux poussées vers le NNW, laisse supposer un décrochement de ce massif de l'ordre de 4-5 km vers le Nord-Est. Il présente, en effet, des faciès qui correspondent à ceux de Saint-Montan et non aux séries hémipélagiques du plateau de Bayne. Ce déplacement est relatif si l'on considère que la zone de Saint-Montan a coulé de plusieurs kilomètres le long de la faille de Saint-Remèze (Pascal *et al.*, 1989).

### DOMAINE VOLCANIQUE

Les grands traits morphologiques du plateau du Coiron doivent beaucoup à l'érosion dont l'efficacité provenait à la fois de la proximité du niveau de base local du Rhône et de ses affluents, et de la présence d'un substratum marneux facilement affouillable. Les fortes dénivellations ont favorisé la dissection des empilements de coulée et leur découpage en digitations. S'il est probable qu'une bonne part des laves ont été émises à partir du bourrelet éruptif sommital, il faut supposer aussi que l'extension primitive de l'ensemble était plus grande : l'épaisseur des coulées de basanite noire, sur la topographie alluviale plane et large de « l'Ardèche pliocène », implique qu'elles devaient s'étaler plus vers le Sud. De même, les filons ou systèmes intrusifs, aujourd'hui isolés au Sud ou à l'Est, amènent à penser que des coulées pouvaient recouvrir la région jusqu' autour de Villeneuve-de-Berg et d'Alba. L'érosion a donc considérablement réduit la superficie première du Coiron en la divisant sans doute au moins par deux.

Le ruissellement, en creusant des ravins profonds au pied des formations volcaniques, a conditionné le modelage des lisières de lave en escarpements souvent verticaux. Les plus remarquables de ces escarpements sont ceux des épaisses coulées de basanite noire à entablements de faux prismes ; leurs laves peu altérables, le type de prismation et aussi la présence assez régulière à leur base d'une nappe d'alluvions facilement déblayée par l'érosion, ont favorisé l'élaboration d'une telle morphologie.

La topographie, dans l'ensemble régulière, d'une grande partie du plateau, correspond généralement à la surface de coulées morphologiquement très évoluées. La grande altérabilité, traduite par la décomposition granulaire accompagnant le développement des « taches de soleil » (sonnenbrenner) qui touche la plupart des faciès de lave, basanite noire exceptée, a fortement contribué à la régularisation des plans de coulées.

Les reliefs correspondent à des points de sortie. Le plus souvent, il s'agit d'amas de scories, au profil très surbaissé, qui révèlent d'anciens volcans stromboliens (bois de Chaix) et peuvent çà et là (Nord-Ouest de Vacheresse) être accidentés par quelques petits chicots signalant l'émergence de filons de lave franche ; dans quelques cas, il s'agit de formes plus imposantes et plus larges, constituées par des empilements de coulées et de projections qui marquent également la présence d'anciens volcans (Redon, le Fau). Parfois, les scories ont au contraire été complètement exportées par l'érosion. L'emplacement de l'ancien volcan correspond alors à une large dépression arrondie et douce, encadrée de coulées (Vacheresse). D'autres dépressions vallonnées, près des bordures du plateau, ont été modelées par des ruisseaux qui, après avoir franchi le rebord des laves en cascade, s'enfoncent profondément dans les marnes du substratum.

Dans ces marnes, les intrusions ont été beaucoup plus nettement dégagées : les filons (dykes) déterminent de remarquables murs recti-lignes (Aubignas) ; la «cheminée» du «neck» de Sceautres, d'environ 200 m de diamètre, dresse son pain de sucre imparfait, d'une centaine de mètres de hauteur, au milieu de la vallée du Téoulemale ; la racine du diatrème d'Alba allonge, le long de l'Escoutay, une arête bréchique et discontinue, traversée par plusieurs montées de lave.

La douceur d'ensemble des paysages du plateau doit beaucoup au colluvionnement qui paraît avoir colmaté certaines dépressions. Ce colluvionnement est en fait un héritage du climat frais et humide qui a dû régner au Würm et dont on retrouve également les témoins sur les versants marneux, en contrebas des falaises basaltiques. Ces versants, aujourd'hui entaillés par de profondes ravines, conservent souvent un profil d'ensemble réglé qui les raccorde doucement à des glacis encore bien développés, mais recoupés eux aussi par les entailles des recreusements récents et actuels des cours d'eau. À cette époque, l'évolution sans doute rapide des bordures de coulées se faisait par éboulements et par glissements de pans entiers de lave, principalement dans les basanites noires. Ces énormes blocs sont aujourd'hui stabilisés : très nombreux et spectaculaires, ils constituent l'une des particularités morphologiques des pentes autour de la plupart des digitations.

Le massif des Coirons est peut-être le seul ensemble volcanique du Massif central français à porter des traces évidentes de mouvements attribuables à la tectonique régionale (Camus et Kieffer, 1978a). Ces traces se situent précisément sur la feuille Aubenas. Il s'agit du basculement vers le Nord, d'une valeur moyenne minimum de 4°, de toutes les digitations entre Mirabel et les Audouards. Le mouvement s'est produit avant la fin des éruptions des Coirons car les coulées supérieures ne semblent pas avoir été affectées.

Une conséquence probable de ces mouvements, déjà signalée par P. Bout (1966) est, dans un secteur subsident, le remblaiement qui a déposé les alluvions intrabasaltiques de la digitation de Mirabel.

**En conclusion**, le style tectonique et structural est largement lié à l'héritage hercynien et aux différentes phases d'extension qui se sont succédé pendant le Mésozoïque ; les compressions tertiaires sont accommodées par des décrochements, la reprise en chevauchement des grandes failles normales du domaine créacé, par les larges mouvements anticlinaux et synclinaux du faisceau de Lespine et de la montagne de Berg, et par les plis de la zone orientale.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

Avec des précipitations exceptionnelles à l'origine de crues aussi monumentales que catastrophiques, le secteur d'Aubenas bénéficie d'apports en eau largement supérieurs aux capacités de rétention des formations de surface et des réservoirs souterrains, et ce d'autant plus :

- que 70% des terrains à l'affleurement sont peu perméables ou imperméables ;
- que la karstification récente évolue moins vite que l'érosion ;
- que les karsts se retrouvent donc pratiquement tous en situation perchée, à l'image du plateau basaltique du Coiron.

L'Ardèche elle-même, malgré un module annuel à 62,5 m<sup>3</sup>/s, voit son débit ramené à 10 m<sup>3</sup>/s en étiage, pouvant aller jusqu'à 2,2 m<sup>3</sup>/s lors des sécheresses extrêmes. La totalité de ses affluents sont temporaires ou présentent des débits d'étiage inférieurs à 0,1 m<sup>3</sup>/s.

L'unicité de la ressource en eau, prônée par la loi sur l'Eau n° 92-3 du 3 janvier 1992, permet toutefois d'utiliser les nappes alluviales de l'Ardèche, aptes à répondre à l'ensemble des besoins en eau, notamment par réalimentation induite des ouvrages.

### Eaux de surface

**Des précipitations exceptionnelles.** Le bas Vivarais est une zone de confluence des masses d'air d'origine océanique (Ouest), continentales froides (Nord et Est), avec celles d'origine méditerranéenne, chaudes et chargées d'eau, venant du Sud. À ce contact purement météorologique, se situent les « pluies frontales » ou averses cévenoles, souvent orageuses, caractérisées par des apports répétés, extrêmement intenses, aboutissant à des lames d'eau pouvant dépasser 400 mm en 24 heures. Ceci s'est produit cinq fois en quatre-vingts ans, de 1915 à 1992 (d'après Staron, 1993), et l'Ardèche draine 60% du secteur amont concerné par de tels événements.

La pluviométrie est maximale de mi-septembre à mi-novembre, puis de mars à mai. Le minimum se situe en été avec des épisodes très longs sans aucune pluie, à l'origine d'une végétation de garrigue adaptée à la sécheresse. Un minimum secondaire a lieu en hiver.

L'influence méditerranéenne, prépondérante, fournit 75% des apports d'eau. Les Cévennes et le Tanargue reçoivent 2,27 m d'eau par an, on y note un maximum de 3,07 m en 1963 à Loubaresse, avec des intensités allant de 50 à 100 mm/h (8 à 900 mm en six jours dans la région du Tanargue entre le 18 et le 23 septembre 1890 ; Parde, 1964).

L'effet du relief du rebord cévenol (altitudes de 1 000 à 1 500 m) et du plateau du Coiron (altitude moyenne de 800 m) jouant un rôle de barrière sur les régimes du Sud, provoque l'ascendance des masses d'air chaud chargé d'humidité (pluies orographiques). Si les précipitations moyennes sur la zone concernée vont de 800 à 1 200 mm/an, il faut remarquer que Mirabel, au Sud du Coiron, reçoit plus d'eau que Privas situé en bordure nord.

Ces apports très conséquents et irréguliers ont une répercussion évidente sur le débit des cours d'eau, passant de crues exceptionnelles à des étiages sévères, voire à leur assèchement.

Les températures moyennes annuelles sont de 13° C vers la vallée du Rhône, et de 8 à 9° C sur le rebord cévenol et sur le plateau du Coiron, avec 50 jours/an de gelées sur le plateau basaltique. À cet endroit, la couverture neigeuse participe à une infiltration modulée et retardée des eaux vers les nappes sous-jacentes.

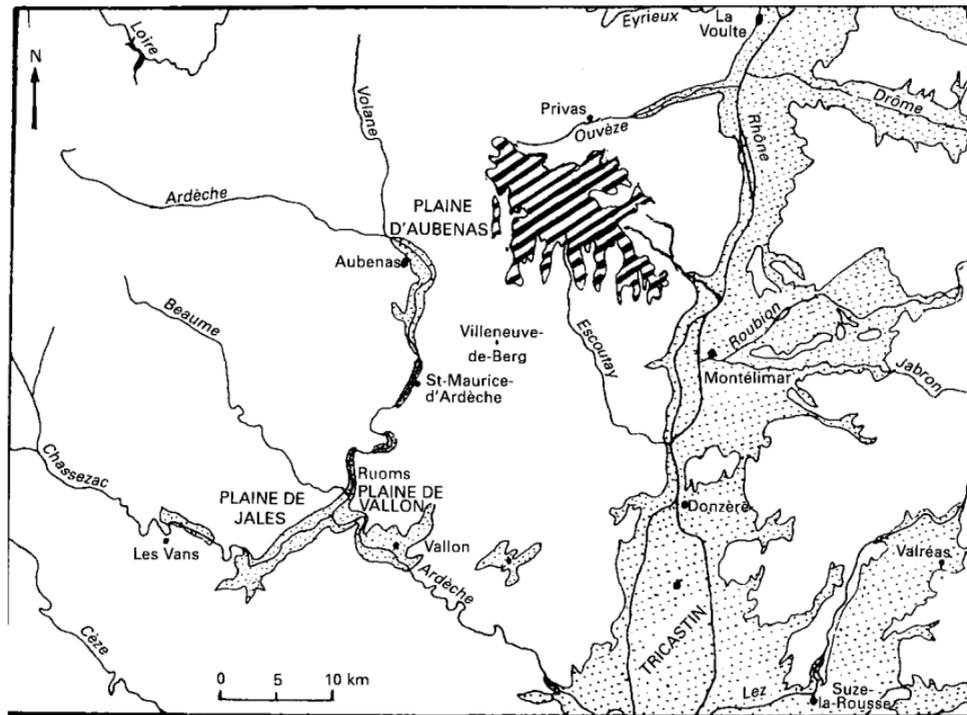
**Des crues record.** Les crues record des rivières cévenoles, et en particulier de l'Ardèche (Avias, 1994) dont le bassin-versant occupe 65% de la feuille Aubenas (35% des autres rivières rejoignent directement le Rhône à l'Est), pour la période allant de 1857 à 1958, sont citées par M. Parde, (1961) avec :

- pour l'Ardèche, le 22 septembre 1890 :
  - 3 000 m<sup>3</sup>/s à Aubenas, bassin-versant = 470 km<sup>2</sup>, ce qui représente un débit spécifique de 6 380 l/s/km<sup>2</sup>,
  - 6 200 à 6 500 m<sup>3</sup>/s à Vallon-Pont-d'Arc, b.v. = 1940 km<sup>2</sup>, représentant un débit spécifique d'environ 3 300 l/s/km<sup>2</sup>, et *une hauteur d'eau exceptionnelle de 19 m à 17 h à Vallon* ;
- pour la Cèze, le 30 septembre 1958 : 2 800 m<sup>3</sup>/s à Saint Ambroix, b.v. = 361 km<sup>2</sup>, ce qui représente un débit spécifique de 7 760 l/s/km<sup>2</sup>.

Le Rhône à Valence, avec 8 500 m<sup>3</sup>/s, b.v. = 65 500 km<sup>2</sup>, ne représentait que 130 l/s/km<sup>2</sup>, et que 120 l/s/km<sup>2</sup> à Beaucaire le 5 novembre 1840 avec 11500 m<sup>3</sup>/s (b.v. = 95 500 km<sup>2</sup>). L'Ardèche présente donc un débit spécifique maximal 50 fois plus élevé.

Pour le bassin-versant de l'Ardèche, ceci tient :

- à la morphologie du talus cévenol qui aggrave les facteurs météorologiques avec un chevelu hydrographique très dense et de fortes pentes ;
- à la nature imperméable des formations métamorphiques et granitiques du substratum cévenol ;



(in Boissin, 1975)



Basaltes miocènes



Quaternaire

Fig. 27 - Réseau hydrographique régional et zones alluviales

- à l'absence de végétation ou de barrages, et d'autres aménagements humains (abandon des traversières) susceptibles de retenir ou de ralentir des ondes de crue ;
- à l'intensité, la durée et la répétitivité des pluies, qui, même dans le cas d'averses brèves mais très fortes, sont à l'origine de grandes vitesses d'évacuations des eaux vers l'aval, et cela d'autant plus que les sols ont été préalablement imprégnés ou gorgés d'eau.

Ce régime torrentiel de l'Ardèche, d'une irrégularité intense, est qualifié par M. Parde (1961) de «monstruosité hydrologique».

La pente moyenne de l'Ardèche depuis sa source à 1 460 m d'altitude au Suchalias (col de la Chavade) au Nord du Tanargue, passe de 10% dans les dix premiers kilomètres, à 1,5% en amont d'Aubenas, puis à 0,4% jusqu'à Ruoms, et enfin à moins de 0,15% (1,4‰) entre Ruoms et Pont-Saint-Esprit, où elle rejoint le Rhône (altitude : 42 m), en rive droite, après un parcours de 199 km.

**Un réseau hydrographique très diversifié.** Un talus de raccordement «mobile», des processus d'érosion intenses localement stoppés par les émissions volcaniques du Coiron, et une morphologie karstique active et récente, sont à l'origine des perturbations qui ont affecté le réseau hydrographique depuis le Mio-Pliocène.

• **Une Ardèche vagabonde.** Il nous paraît très probable que les coulées basaltiques du plateau du Coiron aient emprunté le tracé de la paléovallée de l'Ardèche.

Si on déduit du bassin-versant total de l'Ardèche, de 2 240 km<sup>2</sup>, les bassins-versants rive droite de la Ligne, de la Baume, du Chassezac et de l'Ibie, et si on prend en compte les digitations basaltiques qui ont occupé les anciens affluents, on en arrive à une superficie de l'ordre de 1 300 à 1 400 km<sup>2</sup> pour l'Ardèche anté-éruption.

Dans le même temps, le bassin-versant ancien du Chassezac transitant par Vallon et par les gorges de l'Ardèche jusqu'à Pont-Saint-Esprit, aurait eu une superficie de l'ordre 1 800 km<sup>2</sup>, sensiblement plus importante que celle de l'Ardèche, ou en tout cas très comparable.

Cette hypothèse nous conduit à rechercher la confluence de cette paléo-Ardèche avec le Rhône en rive droite, soit à Viviers *via* l'Escou-tay, soit au Teil *via* le Frayol, ou plutôt à Meysse, au Nord de Roche-maure, *via* le Lavézon. On y observe en effet la présence d'un cône de déjection assez important (feuille Privas à 1/80000), à matériel anguleux calcaire et basaltique de fortes dimensions.

*L'Ardèche forme une «fourche à trois branches»* (fig. 27) car, à un moment récent de son histoire, elle a été barrée par les basaltes du Coiron. La Cèze, le Chassezac, l'Ardèche-Nord, l'Eyrieux formaient donc au même titre autant de rivières indépendantes directement reliées au Rhône, issues du talus de raccordement cévenol à morphologie «convexe», subsident par rapport au plateau du Massif central.

Son cours est orienté WNW-ESE jusqu'en aval de Saint-Privat, N-S jusqu'à Vogué, puis NNE-SSW jusqu'à Ruoms, avant de redevenir WNW-ESE jusqu'à Pont-Saint-Esprit. La forme typique « en baïonnette », que l'on retrouve sur l'Ibie dans le prolongement exact vers le Nord de la faille des Cévennes, pourrait dériver de la vidange d'un « ancien lac » par capture *via* un affluent dirigé initialement vers le Nord depuis Saint-Sernin, et qui, au Plio-Quaternaire, aurait emprunté la cluse de Vogué.

De même, alors que les « digitations » des coulées de basalte du plateau occupent d'anciens affluents dirigés vers le Nord au Sud, et vers le Sud au Nord (?), l'inversion de relief du plateau basaltique induit désormais des écoulements aériens en bas Vivarais tous dirigés vers le Sud.

Dans un matériau tendre à marnes et marno-calcaires du Berriasien à Hauterivien supérieur, *c'est plus de 600 m de séries qui ont été érodés depuis la fin du Miocène !* La morphologie actuelle, et les processus de karstification observés, ou d'enfoncement du réseau hydrographique dans l'arrière-pays, nettement en retrait de la ria messinienne du Rhône, sont donc très récents, et pour la plupart postérieurs au Miocène supérieur et au Pliocène.

• **Des affluents « désorientés ».** Les *affluents rive droite du Rhône* ont gardé la direction vellave du Nord-Ouest vers le Sud-Est ; c'est le cas du Lavezon à l'extrémité nord-est de la feuille, du Frayol vers le Teil, et de l'Escoutay qui reçoit en outre deux affluents : la Nègue et le Dardillon, en retrait de la montagne de Berg, s'écoulant du Sud-Ouest au Nord-Est, par suite du bombement plus au Sud du plateau des Gras à matériel urgonien.

Les *affluents rive gauche de l'Ardèche* ont par contre une direction NE-SW ou NNE-SSW (cévenole) nettement marquée, tout à fait orthogonale par rapport aux directions précédentes :

- pour l'Ibie qui a sa confluence en aval de Vallon ;
- pour l'Ardèche elle-même, passant de N-S à NNE-SSW entre Aube-nas, Vogué et le défilé de Ruoms ;
- pour la Claduègne NW-SE, et pour l'Auzon NNE-SSW ;
- pour la Louyre NNE-SSW, et le Luol, dirigés du Nord au Sud depuis le col de l'Escrinet.

*En rive droite de l'Ardèche*, la Ligne coule du Nord au Sud, peut être pour la raison précédemment avancée par vidange de l'« ancien lac » de l'Ardèche avant ouverture de la cluse de Vogué ; la morphologie de cette cluse correspondrait à une reculée d'un affluent rive droite de l'Ardèche anté-éruptive qui aurait été capturée, selon un accident ou un réseau karstique évolué orienté N-S, par un affluent « karstique » rive droite de l'Auzon.

Il serait intéressant à ce sujet d'analyser avec précision la morphologie karstique, et surtout la topographie des réseaux souterrains fossiles repérés dans les secteurs allant de la Ligne à la Louyre.

## Eaux souterraines

**Les digitations du plateau basaltique du Coiron.** Le plateau du Coiron forme un vaste impluvium dont nous n'avons sur cette coupure que l'extrémité méridionale. Il est superposé ici aux formations imperméables du Valanginien, du Berriasien et de l'Hauterivien.

La typologie des sources issue de ce plateau a été définie par J.C. Grillot (1971), puis reprise par G. Naud (1974), et enfin par J.R Boissin (1975) qui en a dressé un schéma très explicite (fig. 28). Beaucoup de ces sources sont associées aux «couches rouges», caractéristiques de sédiments argilo-volcaniques lacustres fins, parfois bréchiques, qui ont été «recuits» lors de la mise en place des coulées successives. Elles font écran au transit vertical des eaux.

Dans le secteur sud du plateau basaltique, les sources inter- et sous-basaltiques sont largement représentées, y compris associées aux quelques secteurs à alluvions sous-basaltiques antérieures aux coulées. L'eau peut toutefois cheminer au travers des éboulis basaltiques de pente, et au contact avec les marnes et marno-calcaires, pour n'apparaître en sources dites infrabasaltiques qu'en contrebas.

G. Naud (1971), a distingué ces différents types de sources et dressé un schéma des circulations souterraines dans les différentes «digitations».

• **Les émergences interbasaltiques**, le plus souvent associées à la présence de «couches argileuses rouges» formées successivement, se rencontrent à tous niveaux sous les différentes coulées. Le drainage des petites nappes isolées, d'extensions latérales limitées, s'effectue par des sources :

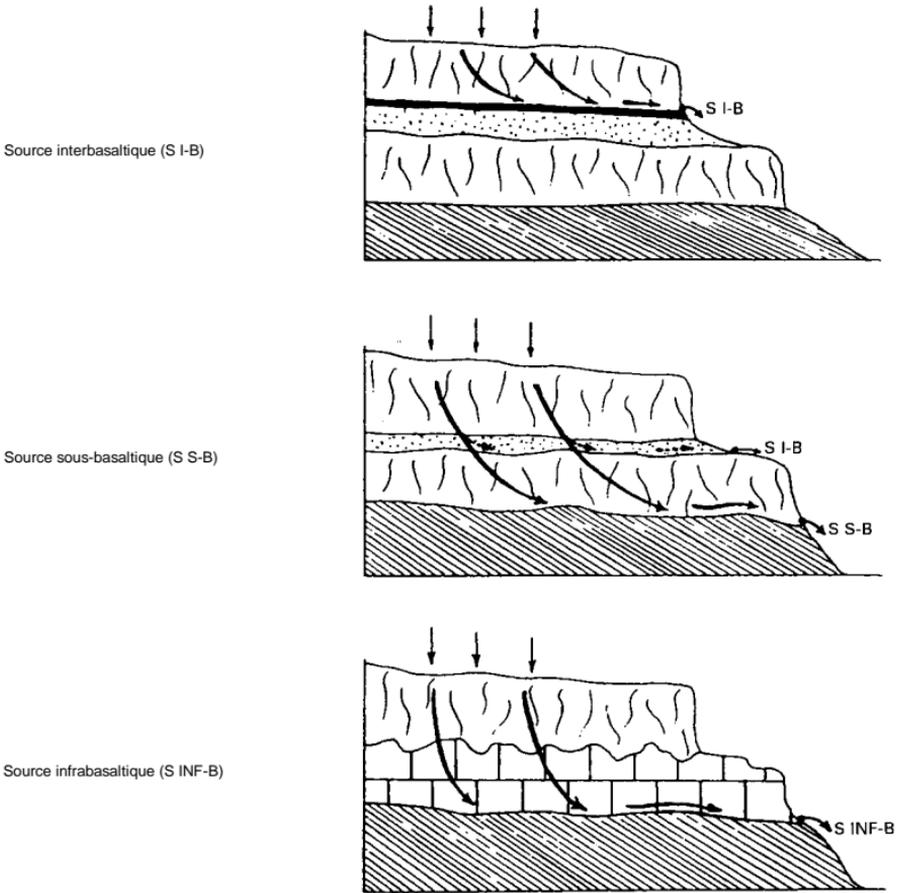
- liées aux tufs et scories, et dont le débit dépasse rarement 10 l/s : source Sous-Faugère à 8 l/s (ait. 600 m), venant de la dépression de Berzème, source de Chaix à 6 l/s (ait. 600 m) captée par le syndicat du Fay, sources de Réviscon pour Aubignas ;

- ou liées aux alluvions intercalées entre deux coulées : sources la Gray à 0,5 l/s, (alt. 570 m) captées pour Mirabel, source des Rochers à 0,4 l/s (alt. 560 m).

• **Les émergences sous-basaltiques sont :**

- soit liées aux «couches rouges» de base, avec la source du Chai à 0,7 l/s, (alt. 570 m) pour l'A.E.P. de Sceautres, et à 3 km au Nord les sources de Fay à 3,7 l/s, (alt. 574 m) et de Béchignol (alt. 540 m) ;

- soit liées au substratum marneux imperméable, avec des débits pour la plupart inférieurs à 2 l/s : source de Matarou à 0,8 l/s, (alt. 550 m) captée par Mirabel et Saint-Gineis-en-Coiron, sources de la Vernède à 1,3 l/s (alt. 520 m) captées par Saint-Jean-le-Centenier et Villeneuve-de-Berg ;



Source interbasaltique (S I-B)

Source sous-basaltique (S S-B)

Source infrabasaltique (S INF-B)

(in Boissin, 1975, d'après Naud, 1971 et Grillot, 1971)



Basaltes fissurés perméables en grand



Projections volcaniques perméables



Calcaires karstifiés



Substratum imperméable



Niveau rouge imperméable



Précipitation



Circulation souterraine



Émergence

**Fig. 28 - Les trois types de sources des Coirons. Schéma de fonctionnement**

- soit issues des éboulis, avec la source des Audouards à 3 l/s (ait. 360 m) captée par Saint-Martin-le-Supérieur, alors que son altitude d'origine se situe vers 520 m.

On citera toutefois encore la prise d'eau en rivière de la Borie, située dans la Claduègne à 3 km en aval de la très importante source Sous-Airolle (interbasaltique) dont le débit à l'étiage serait de 36 l/s. On rappellera enfin qu'avec un débit spécifique de l'ordre de 3,5 l/s/km<sup>2</sup> (P = 1 000 mm sur un plateau pratiquement sans ruissellement), le système aquifère du Coiron, même si son importance est modérée, reste encore à ce jour partiellement exploité.

**Les surfaces érodées de la bordure cévenole.** Avec le socle cristallin et métamorphique réputé imperméable, on a regroupé les séries du Carbonifère et du Permien. Seules les altérites, les zones fissurées, broyées ou mylonitisées, peuvent présenter des possibilités d'exploitation assez limitées dans ces formations.

Dans les séries discordantes et détritiques du Trias, on note de nombreuses sources (sources de Martinesche à 8 l/s, de Crouzet à 5 l/s) dont les débits sont souvent modestes, captées pour l'A.E.P. des communes de Mercuer, Alhon, Saint-Étienne-de-Fontbellon, Fons, Lachapelle-sous-Aubenas. Plusieurs forages ont été entrepris avec succès à partir de l'Hettangien (forages des Juillers et des Vistes), qui ont recoupé le réservoir du Trias supérieur arkosique et gréseux.

**Le cas des sources de la plaine de Saint-Pierre-sous-Aubenas** est particulier puisqu'elles émergent au travers de marnes noires du Callo-vien-Bathonien supérieur. On observe quatre grosses émergences pérennes alignées du Nord au Sud et réparties sur 1 km selon un accident caché (failles de Fontenouille et de Ferrière ; cf. p. 139). Celui-ci est marqué par 10 à 12 m de couverture d'alluvions récentes peu perméables, les sources remontant au travers, avec d'amont en aval :

- la source Font-Rome (350 à 400 l/s), utilisée pour la pisciculture ;
- la source Chéron, captée pour l'A.E.P. d'Aubenas (50 l/s) ;
- la source Font-Berlière (30 l/s) ;
- les sources du Gras (150 l/s) ;

La chimie de l'eau indique une relation assez évidente de ces sources avec les eaux superficielles de l'Ardèche.

Situé dans l'axe de ces sources à 1 km en amont de Font-Chéron, le forage «Ripolier» (profondeur 121 m) qui capte le Bathonien calcaire sous 81 m de marnes du Callovien, était artésien à 7 l/s. Testé pendant 50 heures à 257 m<sup>3</sup>/h, le rabattement observé n'était que de 1,1m.

**Le karst morcelé du Jurassique supérieur.** Prolongeant vers le col de l'Escrinet le système karstique de la bordure cévenole ardéchoise étudié par H. Pascal (1970), les calcaires de l'Oxfordien terminal, du Kimméridgien supérieur et du Tithonien forment une bande étroite, allongée du SSW au NNE, dont la largeur va de 4 km au Sud à moins

de 2 km au Nord. Ce karst, peu évolué, repose sur une série de marnes et marno-calcaires imperméables de l'Oxfordien moyen et supérieur. Il est découpé en quatre sous-unités par la Ligne, par la cluse de l'Ar-dèche à Vogué, et par la Louyre au Nord, avec respectivement :

- 4 km<sup>2</sup>, 1,4 km<sup>2</sup>, et 2,2 km<sup>2</sup> pour les karsts isolés situés au Sud de la Ligne, à l'Est des défilés de Ruoms et dans la bouche de Balazuc en rive gauche de l'Ardèche ;
- 23 km<sup>2</sup> pour le karst de Chauzon à Lachapelle-sous-Aubenas, en rive droite de l'Ardèche ;
- 22 km<sup>2</sup> pour le karst qui s'étend entre Vogué et la Louyre ;
- et 2,7 km<sup>2</sup> pour la partie sud du système karstique compris entre le Coiron et le Nord de la Louyre.

La karstification n'est toutefois que superficielle, guidée par l'enfoncement rapide des rivières qui forment ici des gorges étroites. Au droit du défilé de Ruoms, des gorges de la Ligne et du cirque de Chauzon, le karst jurassique est perché, donnant des sources temporaires ou à faible débit, pouvant également apparaître dans la série marno-calcaire sous-jacente. Seules les sources du Pêcher à 1 l/s et la source du Viel-Audon (face à Balazuc) à 8 l/s en étiage, sont pérennes. Les sources des Esti-nettes, de Catapaôu, et de Lanas (4 sources), participent à la vidange rapide du karst perché, avec des débits ponctuels pouvant aller de 50 à 500 l/s, et, lors des crues, des débits de l'ordre de plusieurs mètres cubes par seconde pour les sources situées en aval. Le débit spécifique en étiage de ce réservoir karstique n'est cependant que de l'ordre de 0,1 l/s/km<sup>2</sup>.

Ce karst est barré à l'Est par la faille de l'Ardèche (Chauzon-Balazuc). Vers le Nord-Est, il est recouvert par les marnes du Berria-sien-Valanginien.

A partir de la cluse de Vogué, on est dans le système karstique de l'Auzon et de la Louyre dont les pertes respectives, à 2 300 m à l'Est et à 15 km au Nord, indiquent une relation vers les Baumes de Vogué (ou évent de Pontet), avec des sources temporaires.

Des colorations ont été réalisées par le spéléo-club d'Aubenas en 1969, puis reprises plus récemment. Elles montrent une relation entre l'aven des Blaches et la combe Rozeau à 15 km plus au Nord, *via* la Baume de Chabanne (4 l/s en étiage), et vers les Baumes de Vogué selon un axe NNE-SSW.

Le karst jurassique reste perché à l'Ouest par rapport au niveau de l'Ardèche dont il est séparé par les formations imperméables de l'Oxfordien. Vers l'Est il est recouvert par les séries marneuses du Berria-sien et du Valanginien, masquées en aval d'Eyriac par les alluvions anciennes à matériel basaltique.

Vers le Sud, entre Vogué et Balazuc, se trouve le seul tronçon où l'Ardèche représente une limite à potentiel de ce système karstique morcelé (karsts au même niveau que le plan d'eau de la rivière).

**L'aridité du pays de Berg.** 60% des formations de la feuille Aubenas sont composés de marnes, de marno-calcaires et de calcaires argileux bien lités du Valanginien, Berriasien et Hauterivien. On y associe les faciès pélagiques du Barrémien.

Ces séries sont peu ou pas perméables, non karstifiées, et possèdent de ce fait de très faibles potentialités aquifères hors des secteurs fissurés associés à une fracturation intense. La végétation de garrigue est la règle.

**Les terminaisons septentrionales du karst urgonien de Saint-Remèze.** Les faciès urgoniens du Barrémien (calcaires récifaux) n'apparaissent qu'en trois secteurs avec toujours une même disposition, barrés par des failles ou chevauchements à l'Ouest. Ils occupent 400 km<sup>2</sup> au Sud, sur la feuille Bourg-Saint-Andéol, et on n'a ici que les terminaisons amont de ce vaste système dit «du Nord des gorges de l'Ardèche».

Le karst de Lagorce à Rochecolombe est recoupé par la gorge profonde de la vallée de l'ibie dont l'orientation NE-SW suit précisément celle de la faille des Cévennes. Les deux sources principales - et pérennes - du moulin de Rochecolombe à l'extrémité nord du système, et de Font-Garou (captée seulement pour partie par Lagorce) issue du bois d'Ajude, ont des débits d'étiage modestes, respectivement de 2 à 3 l/s et de 5 à 6 l/s, associés à un impluvium limité qui bénéficie du seul apport de ses propres affleurements calcaires.

Ce système, qui s'élargit et s'évacue en aval en rive gauche de l'Ardèche, présente à l'étiage un débit spécifique de l'ordre de 0,5 l/s/km<sup>2</sup>, sensiblement supérieur aux potentialités aquifères du karst jurassique. L'exploitation du karst urgonien de Lagorce par le forage d'Orbeire à l'extrémité sud-ouest du bois d'Ajude, indique des possibilités d'exploitation à plus de 5 l/s (débits de pompage de 15 à 20 m<sup>3</sup>/h).

Le karst urgonien du secteur sud de Valvignères (karst isolé), et celui situé au Sud de Saint-Thomé, sont cités pour mémoire, ne donnant pas lieu à des émergences pérennes, ni à des phénomènes karstiques particuliers.

**Les synclinaux sablo-gréseux de Rochemaure et de Couijanet.** À l'Est et au Sud-Est de la carte, les calcaires gréseux, grès et sables du Crétacé (Bédoulien supérieur à Santonien), surmontés par les poulingues oligocènes, forment deux structures synclinales pincées, limitées par des failles cévenoles (Pontet-de-Couloubre, la Rouvière, Bayne-Saint-Alban ; cf. encart) et recoupées par le Frayol et par l'Es-coutay. Ils donnent naissance à des sources : la Fare (5 l/s) à l'Est de Saint-Thomé, la Rouvière (trois sources captées par le Teil). Ces aqui-

fères finement poreux, d'extension limitée, pourraient tout aussi bien être reconnus par sondages en secteurs semi-captifs, à condition de se rapprocher de Taxe des synclinaux.

***Une nappe alluviale de l'Ardèche «tronçonnée»***. La présence d'une nappe libre dans les alluvions est conditionnée par un cours aérien pérenne de façon à bénéficier de la réalimentation induite au travers des berges et d'alluvions de nature sablo-graveleuse suffisamment épaisses et protégées. Seule l'Ardèche remplit ces conditions avec des épaisseurs d'alluvions de 3 à 15 m, participant également en amont de la plaine de Saint-Pierre à la mise en charge du karst du Jurassique moyen.

Trois tronçons principaux sont nettement individualisés et peuvent être exploités au droit des terrasses d'alluvions anciennes et des alluvions récentes et actuelles qui occupent le lit majeur :

- d'Aubenas à Saint-Sernin, sur une longueur de 8 km, où on note en rive gauche de la rivière les puits de pompage A.E.P. de Saint-Privat (puits de l'île et de Gravier du syndicat des Eaux de la basse Ardèche), et en rive droite, à 500 m au Nord-Ouest de Vogué, le puits les Granges exploité pour l'A.E.P. du syndicat Olivier-de-Serres ;
- dans la plaine de Lanas à Balazuc, sur 2 km, avec, en rive gauche le puits les Plots à 300 m au Nord de Saint-Maurice-d'Ardèche et, à 1 500 m en aval, la station de pompage des Salles dont les trois puits sont situés en face de la grotte des Estinettes ;
- dans la boucle de Chauzon, avec la plaine de Pradons.

## **Qualité des eaux**

Les températures des eaux issues du Coiron sont les plus froides : 8,5 à 12 °C, ailleurs elles sont comprises entre 11 et 13 °C.

Les eaux du Coiron, du socle, des grès du Trias (parfois sulfatées), et dans une moindre mesure des alluvions de l'Ardèche, sont peu minéralisées (de 70 à 400 mg/l) et leur pH est souvent acide, variant de 6 à 7,4.

En secteurs karstiques, les eaux sont bicarbonatées calciques, moyennement minéralisées. La turbidité des eaux des sources est épisodiquement élevée, liée aux circulations par fissures élargies et par chenaux ; en milieu basaltique, en de rares points, la silice colloïdale apporte un « louche » difficile à éliminer.

Les eaux de meilleure qualité, y compris bactériologique, sont celles du socle, et les eaux issues des formations détritiques du Trias, des séries sablo-gréseuses du Crétacé et des alluvions de l'Ardèche qui assurent les meilleures conditions de filtration naturelle, grâce notamment aux horizons de sables et de graviers. Pour le plateau basaltique du Coiron, en plus des alluvions sous-basaltiques, ce sont les tufs, les scories, les cinérites et les brèches interbasaltiques qui participent à

cette épuration. Enfin, pour les secteurs karstiques, et en particulier à cause des épisodes de pollutions saisonnières, le traitement des eaux avant distribution devient obligatoire.

À notre connaissance, on ne note aucune source thermale et aucune source minérale sur la feuille Aubenas.

## RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

### Substances minérales concessibles

Le département de l'Ardèche compte trente-six anciennes concessions minières réparties le long de la vallée du Rhône et dans le Sud-Ouest du département. Dans l'emprise de la carte Aubenas, six concessions occupaient une partie du territoire de douze communes ; ce sont les concessions de Ailhon, Aubenas, Largentièrre (ancienne), Largentièrre (nouvelle), Merzelet, Prades et Niegles.

- **Concession d'Ailhon** (communes de Fons, Mercuer, Saint-Étienne-de-Fontbellon, Ailhon et Saint-Sernin) était exploitée pour le fer par la Cie des mines, fonderies et forges d'Alès.

Exploitation d'une couche de minerai de fer carbonaté d'environ 1 m de puissance, avec veinules de barytine, dans le Trias (barre carbonatée médiane) ; au toit, un banc de calcaires dolomitique ; pendage des couches vers l'Est. Exploitation de 1876 à 1878. Décret de renonciation du 6 juillet 1912.

- **Concession d'Aubenas** (communes d'Aubenas, Saint-Didier-sous-Aubenas et Saint-Etienne-de-Fontbellon). A été également prospectée pour le fer : couche irrégulière, lenticulaire, d'une puissance maximum de 1,20 m au sommet du Lias (essentiellement dans le Toarcien ; cf. Ledoux, 1868) ; au mur, un calcaire à bélemnites, au toit un grès calcaire et un calcaire à entroques (« Couches du Riou-Petit ») ; pendage de la série: 10° à 20°SE. Dernier concessionnaire: l'État; concession annulée le 24 mars 1939.

- **Concession de Largentièrre (ancienne)** (communes de Largentièrre, Tauriers, Chassiers et Montréal). Était exploitée pour le plomb argentifère (0,05 % à 0,5 % d'argent). Exploitation ancienne (avant le XVI<sup>e</sup> et au XIX<sup>e</sup> siècle). Fin des travaux en 1885 ; concession annulée le 19 décembre 1939. Minéralisations dans les dolomies médianes et les grès inférieurs du Trias, avec présence de blende.

- **Concession de Largentièrre (nouvelle)** (communes de Chassiers, Laurac-en-Vivarais, Largentièrre, Montréal, Sanilhac, Tauriers et Vinezac). À cheval sur la limite ouest de la carte. Minéralisations en sulfures de Pb, Zn et Ag (blende, galène, pyrite et chalcoppyrite, avec gangue de barytine, fluorine et quartz, parfois du gypse). Gisements lenticulaires (lentilles de 50 m) dans les grès inférieurs du Trias (Grès du Roubreau) et dans les dolomies médianes (barre carbonatée média-

ne), ainsi que dans certaines failles NNE-SSW et NNW-SSE. Gisement exploité par la Société minière et métallurgique de Penarroya de 1964 à 1982. Concession en cours d'abandon.

- **Concession de Merzelet** (communes d'Ailhon, Chassiers, Fons, Lachapelle-sous-Aubenas, Vinezac). Exploitation de minerai de fer à la fin du siècle dernier. Couche d'oxyde de fer manganésifère avec un peu de barytine (puissance maximum 4 m), de pendage 10°SE dans le Trias, avec au toit un banc de calcaire dolomitique. Abandonnée en 1890, renoncée le 23 novembre 1922.

- **Concession de Prades et Niegles** (à cheval sur la limite nord de la carte, sur les communes de Fabras, Jaujac, Labégude, Lalevade, Mer-cuer, Prades, Saint-Cirgues-de-Prades et Vals). Exploitation d'un petit gisement de charbon (houille) depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle jusqu'en 1965. Couches de houilles irrégulières (quelques centimètres à plusieurs mètres) enclavées dans les micaschistes (plus ou moins pyriteux) et les migmatites.

Il existe d'autres indices minéralisés n'ayant pas fait l'objet d'une exploitation ou d'une attribution de concession :

- indice de Pb-Zn, sur la commune d'Ucel (1-4003) ;
- indices géochimiques de bore, de nickel et de vanadium ;
- indices de phosphates : sur les communes de Lussas (2-4001) et Mirabel (2-4001). Ancienne exploitation de Saut-de-l'Egue sur la commune de Viviers : lentilles stratiformes dans les sables de l'Albien (8-4001) ;
- indices d'hydrocarbures régionaux ayant donné lieu à des sondages de recherche :
  - sondage de Villeneuve-de-Berg (3-001) par la SNPA ; profondeur atteinte: 2758,60 m. Pas d'indice d'huile ; eau salée et gaz carbonique à 2 460 m ;
  - sondage de Valvignères (8-001) par la SNPA ; profondeur atteinte : 4 636,30 m. Indices gazeux (CH<sub>4</sub>) ;
  - sondage de Rosières (feuille Largentière) ; traces d'huile dans les calcaires du Sinémurien-Carixien.

### **Substances utiles pour l'industrie, la construction et la viabilité**

En 1994 il y avait en Ardèche quarante-cinq carrières actives autorisées ; il y en avait soixante-douze une vingtaine d'années plus tôt.

Sur la carte Aubenas il n'existe qu'un petit nombre de carrières: trois carrières de calcaire (calcaires de l'Oxfordien terminal et du Tithonien) sur la commune de Lavilledieu, une autre, de calcaire également, sur la commune de Lussas ; une carrière de calcaire sur la commune de Saint-Maurice-d'Ibie et une sur la commune de Ruoms (Tithonien). Sur la commune de Saint-Jean-le-Centenier, une exploitation

importante a fourni les ballasts basaltiques des voies ferrées. Les grèzes ont fait l'objet d'exploitations irrégulières (à Saint-Sernin, par exemple).

Par contre, si l'on considère les carrières abandonnées, ce n'est plus sept carrières mais une vingtaine que l'on peut retrouver, plus ou moins accessibles.

La tendance actuelle est de remplacer, dans la mesure du possible, les carrières de granulats (sables et graviers) des lits et terrasses en rivière, par des carrières de roche massive concassée (basalte, calcaire, granite, etc.). D'autre part la politique de protection de l'environnement tend à limiter le nombre de carrières, en particulier celles dont l'exploitation est très épisodique.

## ***DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE***

### ***PRÉHISTOIRE ET CURIOSITÉS LOCALES\****

#### **Les Balmes de Montbrun**

Des habitations troglodytes ont été creusées dans un amas basaltique à matériaux scoriacés tendres et bombes volcaniques issus d'un volcan de type strombolien, sous le village de Montbrun. Elles sont nommées «les Balmes de Montbrun» (ou Baumes, en patois «Baoumo» : cavernes habitées). Elles sont situées à 3 km au Nord de Saint-Jean-le-Centenier, sur la commune de Saint-Gineis-en-Coiron, en partie ouest de la digitation dominant la vallée de la Claduègne. La teinte rouge dérive de l'oxydation des minéraux ferromagnésiens.

Ce secteur, habité dès la préhistoire, a servi ensuite d'abri sous l'occupation romaine, puis aux routiers (les « Trupins ») pendant la guerre de Cent Ans, et aux prêtres réfractaires sous la Révolution. Il était encore habité par deux ménages en 1769, et par un ecclésiastique en 1880, qui y menait «une vie de cénobite».

On peut compléter l'observation de ce site en allant voir la curieuse chapelle dédiée à sainte Catherine, creusée dans la lave volcanique en 1536, puis par la visite des coulées basaltiques (voir ci-après), et par l'identification des alluvions sous-basaltiques sur le chemin qui descend à Saint-Jean.

#### **Les carrières de basaltes de Saint-Jean-Saint-Gineis**

Ces carrières dominent la vallée du Vernet, elles sont accessibles soit en voiture depuis Saint-Jean-le-Centenier par la route de Jastries, soit à pied par le chemin de Bas-Montbrun.

\* Documentation aimablement communiquée par l'association intercommunale de la région du Coiron, mairie de Lussas

La corniche basaltique qui a été exploitée montre un front de taille vertical de 40 m de haut. Ce basalte venant de coulées effusives, contient de beaux cristaux de zéolites. On a depuis ce site un magnifique point de vue sur le neck de la Roche Chérie au Nord-Est, et sur la planète du Regard à 2 km à l'Est, dont le rebord montre une limite de coulée inclinée.

### **La Roche de Sceautres**

On accède à Sceautres par la route qui va d'Alba-la-Romaine à Privas. La Roche de Sceautres forme une masse basaltique isolée dans les formations marno-calcaires de l'Hauterivien, qui est soit un neck (ancienne cheminée volcanique), soit un ancien lac de lave mis en relief par érosion différentielle. On y observe également des tufs riches en minéraux (activité explosive) et des dykes rayonnants.

### **Le chemin du Baumier**

Outre le panorama exceptionnel depuis la tour de Mirabel, le chemin du Baumier permet d'observer la corniche et les orgues basaltiques (ou prismes hexagonaux) reposant sur des alluvions sous-basaltiques.

La ferme du Baumier (accès rigoureusement interdit), seul habitat de ce type encore occupé en Ardèche, est observable, par le dessus, depuis la route des Rochers.

## *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional: Causses, Cévennes, Aubrac** (Rouire et Rousset, 1980, Paris : Masson édit) : *itinéraire 14*.

## *BIBLIOGRAPHIE*

Cette liste comprend, outre les références des articles appelés dans le texte, un certain nombre de publications importantes pour la géologie de la région.

- ALMERAS Y., ELMIS S. (1987) - Évolution des peuplements de brachio-podes en fonction de l'environnement dans le Lias ardéchois. Cah. Inst. catho. Lyon, sér. sci., n° 1, p. 21-56, 5 fig., 5 pl.
- ARNAUDON J. (1936) - Études stratigraphiques et paléontologiques des terrains sédimentaires de la colline du Teil (Ardèche). D.E.S., Lyon, 125 p., 23 fig., 1 carte géol.
- ATROPS F. (1982) - La sous-famille des *Ataxioceratinae* (*Ammonitina*) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. Documents lab. géol. Lyon, n° 83, 463 p., 64 fig., 54 tabl., 45 pl.

- ATROPS F. (1984) - Bordure cévenole, bordure ardéchoise et Languedoc méditerranéen. Kimméridgien-Tithonique. *In* S. Debrand-Passard *et al.* (eds) : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125, p. 248-250.
- ATROPS F., FERRY S. (1987) - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. alpine*, mém. h.-s. n° 13, p. 179-185, 3 fig.
- AVIAS J.V. (1994) - Rôle des facteurs géologiques dans les caractéristiques des crues ; leur rôle déterminant dans les crues records de certaines rivières cévenoles, et notamment de la rivière Ardèche, affluent rive droite du fleuve Rhône. Congrès S.H.F., Nîmes, 8 p.
- AZANZA B., BROIN F. (de), GALOYER A., GINSBURG L., ZOUHRI S. (1993) - Un nouveau site à Mammifères dans le Miocène supérieur d'Aubignas (Ardèche). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 317, p. 1129-1134.
- BANDET Y., DONVILLE B., GOURINARD Y. (1974) - Premières datations potassium-argon du Coiron (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 278, p. 2869-2872, 2 fig., 1 tabl.
- BAUDRY D., CAMUS G. (1970) - Les maars de la chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, 2, p. 185-189.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1993) - Le Permien de Largentière (Ardèche), données lithostratigraphiques de surface. Rapport BRGM, GEO GSM NT 93 02.
- BOISSIN J.P. (1975) - Notice de la carte hydrogéologique des Cévennes et du bas Vivarais et de la vallée du Rhône entre Pont-Saint-Esprit et La Voulte. Carte à 1/200000, feuille n° 1N, dressée par le C.E.R.H. Montpellier: Cerga édit., 54 p.
- BONJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMI S., MIGNOT A. (1994) - The Ardèche border of the Southeast Basin of France : Mesozoic evolution of a Tethyan palaeo-margin (GPF programme). *In* E. Poli *et al.* : «Bordure cévenole de Valence à Lodève». Groupe français du Trias, univ. de Bourgogne et BRGM, p. 59-78, 11 fig (p. 1-12, fig. 1-11).
- BONJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMI S., MIGNOT A. (1996) - The Ardèche border of the Southeast Basin of France. *Marine and Petroleum Geology* (sous presse).
- BOULE M., DEPERET C., HAUG E., KILIAN W. (1909) - Notice de la carte géologique de Privas, 1<sup>re</sup> éd. Ann. univ. Grenoble, t. XXI, 24 p.
- BOURBON M. (1978) - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XIX, n° 4, p. 729-733, 4 fig.
- BOUT P. (1966) - Histoire géologique et morphogénèse du système Velay SE-Boutières-Coiron. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 8, (3), p. 225-252.
- BUSNARDO R. (coord.) (1979) - Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). *In* : « Les Stratotypes français » Paris : CNRS édit., n° 6, 143 p., 35 fig., 9 tabl., 11 pl.

- BUSNARDO R. (1984) - Le Crétacé inférieur : stratotypes et parastratotypes ; biostratigraphie, ammonites. *In* S. Debrand-Passard *et al.* (eds) : «Synthèse géologique du Sud-Est de la France». Mém. BRGM, n° 126, p. 288-294, fig. 6-2 à 6-7.
- BUSNARDO R., ELMI S. (1961) - Précisions sur l'âge des calcaires siliceux du Jurassique moyen de la région située entre Saint-Privat et Saint-Michel-de-Boulogne (Ardèche). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 1, p. 16-17, 1 fig.
- BUSNARDO R., LE HEGARAT G., MAGNE J. (1965) - Le stratotype du Berriasien. Coll. Crétacé inférieur (Lyon, 1963). Mém. BRGM, n° 34, p. 5-33, 3 fig., 9 tabl., 1 pl.
- BUSNARDO R., COMBEMOREL R., COTILLON P., DONZE P., FERRY S., LAFARGE D., LE HEGARAT G., RENAUD B., RENAULT P., SIGNOLLES C. (1977) - Livret-guide de l'excursion Ardèche, 13-15 mai 1977. Départ. sci. Terre, univ. Lyon I édit., 76 p., 21 fig.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1978a) - Preuves de déformations tectoniques affectant le massif volcanique des Coirons (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, p. 17-20.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1978b) - Importance du phréatomagmatisme dans le volcanisme des Coirons (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, p. 741-743.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1978c) - Sur la nature et l'origine des couches rouges du massif volcanique des Coirons (Ardèche, France). 6<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, (Orsay). Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 88.
- CARBONI G. (1984) - Les Ostracodes du bassin vocontien : paléoécologie et biostratigraphie au cours du Barrémien et du Bédoulien. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 136 p., 19 fig., 18 tabl., 8 pl.
- CAREZ L. (1882) - Sur l'Aptien et le Gault dans les départements du Gard et de l'Ardèche. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. XI, p. 100-102.
- CECCA F. (1988) - Le Tithonique de la bordure ardéchoise dans la région du stratotype de l'Ardésien : étude stratigraphique et paléontologique. Thèse doct. univ. Lyon I, 272 p., 39 fig., 23 pl.
- CECCA F., ENAY R., LE HEGARAT G. (1989) - L'Ardésien (Tithonique supérieur) de la région stratotypique : séries de référence et faunes (Ammonites, Calpionelles) de la bordure ardéchoise. Documents, lab. géol. Lyon, n° 107, 115 p., 25 fig., 11 tabl., 6 pl.
- COMBIER J. (1967) - Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. Mém. inst. préhist. Bordeaux, n° 4, 462 p., 178 fig.
- CONTE G. (1985) - Découverte d'ammonites du Gargasien dans les « Grès et calcaires à Discoides et Orbitolines » du synclinal de la Tave (Gard, France). *Géobios*, 18, 2, p. 203-209, 2 fig., 2 pl.
- CONTENSUZAS C. (1980) - Le Barrémien-Bédoulien entre Viviers-sur-Rhône et Cruas, Ardèche : stratigraphie, analyse et répartition des faciès, cartographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, p. 1-172, 78 fig., 7 pl., 7 tabl., 2 pl., h.-t., 1 carte 1/25 000.

- COTILLON P., BUSNARDO R. (1984) - Dynamique sédimentaire sur la marge cévenole au Crétacé. *In* : « Colloque national : programme Géologie profonde de la France. Première phase d'investigation 1983-1984. Thème 11 - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est ». Documents BRGM, n° 81-11, p. 23-24, 4 fig.
- COTILLON P., FERRY S., BUSNARDO R., LAFARGE D., RENAUD B. (1979) - Synthèse stratigraphique et paléogéographique sur les faciès urgo-niens du Sud de l'Ardèche et du Nord du Gard (France SE). *Géobios*, mém. spécial 3, p. 121-139, 9 fig., 1 tabl.
- COUREL L. (coord.) (1984) - Trias. *In* S. Debrand-Passard *et al.* (éds) : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125, p. 61-118, fig. 2.1-2.32 ; n° 126 : pi. T1-T5.
- COUREL L., CULA P. (1987) - Interface entre systèmes détritiques fluvia-tiles et laguno-marins : Grès inférieurs du Trias ardéchois. 1<sup>er</sup> congr. franc, sédimentologie, Paris, p. 112-113, 1 fig.
- COUREL L., DEMATHIEU G. (1973) - Données récentes sur le Trias du Mont d'Or lyonnais dans les domaines de la stratigraphie et de l'ichnologie. *Géobios*, 6, (1), p. 5-26, 5 fig., 4 pl.
- COUREL L., FINELLE J.C., REY M. (1980) - Données nouvelles sur le Trias cévenol : chronologie, sédimentologie, implications métallogéniques. *Chronique rech. min.*, n° 457, p. 29-44, 6 fig.
- COUREL L., CULA P., DROMART G., ELMI S., GIOT D. (1987) - Cartes paléogéographiques : Trias supérieur (formation bariolée d'Ucel) à Callovien moyen. *In* : « Subsidence et diagenèse de la marge ardéchoise du bassin du SE, synthèse géologique régionale, projet de forage ». Documents BRGM, n° 123, p. 26-55.
- CULA L. (1987) - Les grès de la série inférieure du Trias ardéchois : essai de dynamique sédimentaire, environnements fluviaux à sursalés. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 264 p.
- DALMAS J.B. (1872) - Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire. Privas.
- DARMEUR C. (1982) - Variation de la microfaune dans les alternances marne-calcaire valanginiennes du domaine vocontien. 9<sup>e</sup> réunion ann. sci. Terre. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 179.
- DARMEUR C. (1984) - Le Valanginien de la région de Villeneuve-de-Berg. *In* : « Colloque national : programme Géologie profonde de la France. Première phase d'investigation 1983-1984. Thème 11 - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est ». Document BRGM, n° 81-11, p. 35-43, 4 fig.
- DARMEUR C. (1985) - Evolution des associations microfauniques et de la lithologie dans le Valanginien de la région de Villeneuve-de-Berg (Ardèche). Comparaisons avec le domaine vocontien. Documents BRGM, n° 95-11, p. 99-108, 4 fig.
- DEBARD E. (1988) - Le Quaternaire du bas Vivarais d'après l'étude des remplissages d'avens, de porches de grottes et d'abris-sous-roche. Documents lab. géol. Lyon, n° 103, 317 p., 125 fig., 13 tabl., 11 pl.

- DELAMETTE M. (1988) - L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien. Séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). Publ. dépt géol. paléont. univ. Genève, n° 5, 316 p., 107 fig., 35 pl.
- DELCEY-LEDUC F. (1961) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique ardéchois. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 97 p., 4 pl. h.-t., 58 photos h.-t.
- DEN BOER J.C. (1957) - Étude géologique et paléontologique des montagnes du Coiron. Med. Miner. Rijk. Univ. Utrecht, 63 p., 27 fig., 19 photos, 2 cartes.
- DONZE P., LE HEGARAT G. (1966) - Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le Nord de l'Ardèche sédimentaire. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, t. 262, sér. D, p. 610-612.
- DROMART G. (1986) - Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée. Thèse doct. univ. Lyon I, 2 vol., 147 p., 83 fig.
- DROMART G. (1989) - Deep-water microbial biostromes depositional sequences and sea-level fluctuations : the Upper Jurassic of the western Subalpine margin (SE France). In P. Cotillon, S. Ferry (eds) : «Mesozoic eustacy record on western Tethian margins». Assoc. sédi-mentologistes fr., publ. spéc. 11, p. 25-26.
- DROMART G. (1992) - Jurassic deep-water microbial biostromes as flooding markers in carbonate sequence stratigraphy. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 91, p. 219-228, 4 fig.
- DROMART G., ATROPS F. (1988) - Valeur stratigraphique des biomicro-faciès pélagiques dans le Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, sér. II, p. 1365-1371.
- DROMART G., ELMI S. (1986) - Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique centrale, Téthys occidentale). *C.R. Acad. Sri.*, Paris, sér. II, t. 303, p. 311-316.
- DROMART G., FERRY S., ATROPS F. (1993) - Allochthonous deep-water carbonates and relative sea-level changes : the Upper Jurassic-Berriasian of southeast France. In H. Posamentier, C. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen (eds) : « Sequence stratigraphy and facies associations ». Intern. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ. 18, p. 295-305.
- DUMORTIER E. (1864) - Etudes paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône ; t. I : Infra-Lias. Paris : Savy édit., 180 p., 30 pl.
- DUPONT G. (1980) - Les communautés de Foraminifères au Barrémien et au Bédoulien dans le bassin vocontien (chaînes subalpines méridionales). Leur évolution lors du passage du bassin aux plates-formes bordières. Conséquences stratigraphiques et écologiques. Thèse État, Lyon I, 2 t., 264 p., 16 pl., 19 fig.
- ELMI S. (1964a) - Le Domérien de la région d'Aubenas. 89<sup>e</sup> congr. soc. sav., Lyon, p. 63-71, 3 fig.

- ELMI S. (1964b) - Découverte de la faune à *Pleuroceras* dans les calcaires à bélemnites et à brachiopodes de l'Ardèche. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, sér. II, t. 258, p. 1862-1863.
- ELMI S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Documents lab. géol. fac. sci. Lyon, n° 19, fasc. 1-3, 845 p., 206 fig., 17 pl.
- ELMI S. (1971) - Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest-algérien). *Bull. Soc. géol. Fr* (7), t. XIII, p. 28-37.
- ELMI S. (1975) - Description des terrains jurassiques. In S. Elmi, R. Feys, J.C. Samama, A. Weisbrod : notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Largentière (864). Orléans: BRGM, p. 10-14.
- ELMI S. (1977) - Description et caractères tectoniques des terrains jurassiques. In M. Chenevoy, S. Elmi, M. Lorenchet de Montjamont, J. Combier, R. Michel : notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Crest (842). Orléans : BRGM, p. 8-13 et 29-31.
- ELMI S. (1983) - La structure du Sud-Est de la France : une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif central. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, sér. II, t. 296, p. 1615-1620, 2 fig.
- ELMI S. (1984a) - Bordure vivaro-cévenole. In S. Debrand-Passard *et al.* (éds) : «Synthèse géologique du Sud-Est de la France». Mém. BRGM, n° 125, p. 143-146, fig. 3.22 et 3.23 ; p. 207-211, fig. 4.27 à 4.30.
- ELMI S. (1984b) - Le Mésozoïque de la marge cévenole : nouveaux repères biostratigraphiques, dynamique sédimentaire et diagenèse. In: «Colloque national : programme Géologie profonde de la France. Première phase d'investigation 1983-1984. Thème 11 - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est». Documents BRGM, n° 81-11, p. 11-26, 16 fig.
- ELMI S. (1990a) - Stages in evolution of Late Triassic and Jurassic platforms : the example from the western margin of the Subalpine Basin (Ardèche, France). *Soc. Econom. Petrol. Mineral.*, Intern. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ. 9, p. 109-144, 29 fig.
- ELMI S. (1990b) - Les applications géodynamiques de la stratigraphie: l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévenole (France Sud-Est). Documents lab. géol. fac. sci. Lyon, h.-s. 9, p. 93-123, 10 fig., 2 pl.
- ELMI S., \*MOUTERDE R. (1965) - Le Lias inférieur et moyen entre Aube-nas et Privas (Ardèche). *Trav. lab. géol. Lyon, n.s.*, n° 12, p. 143-246, 31 fig., 6tabl., 10 pl.
- ELMI S., DROMART G., GALIEN F., TALBI D. (1984) - Les contrôles de la structuration précoce de la bordure vivaro-cévenole (Hettangien à Oxfordien). In: «Colloque national : programme Géologie profonde de la France. Première phase d'investigation 1983-1984. Thème 11 - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est». Documents BRGM, n° 81-11, p. 1-22, 9 fig.

- ELMI S., MOUTERDE R., RUGET C., ALMERAS Y., NAUD G. (1987) - Le Jurassique inférieur du bas Vivarais (Sud-Est de la France). Cah. inst. catho. Lyon, sér. sci., 1, p. 163-189, 14 fig.
- ELMI S., BROUDER P., BERGER G., GRAS H., BUSNARDO R., BERARD P., VAUTRELLE C. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bessèges (888). Orléans : BRGM, 115 p. Carte géologique par G. Berger, S. Elmi, P. Brouder *et al.* (1989).
- ELMI S., DROMART G., GIOT D., MANIVIT H., COURTINAT B., RUGET C., DEPECHE F., FAUCONNIER D., GARDIN S., RAUSCHER R., REALE V., SCHULER M., STEINBERG M. (1991) -La succession stratigraphique (Trias-Jurassique) du sondage Balazuc n° 1 (programme Géologie profonde de la France, Ardèche, France) : un exemple de marge techniquement contrôlée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, t. 313, p. 427-433, 1 pl.
- ELMI S., CASSEL Y., MARCHAND D., DROMART G., OLIVERO D. (1993) -Le Jurassique de la bordure vivaro-cévenole entre Saint-Ambroix et Lavoulte-sur-Rhône. Présentation générale ; itinéraire (19 p., 16 annexes, 2 pl.). Centre sci. Terre univ. Claude-Bernard, Lyon.
- ESTIENNE P. (1956) - Recherches sur le climat du Massif central français. Direction Météo, nat., mém. n° 43, 242 p., 56 fig.
- FABER J. (1965) - Caractères micrographiques et principaux foraminifères du Néocomien de l'Ardèche et de la Drôme occidentale. Coll. Crétacé inférieur (Lyon, 1963). Mém. BRGM, n° 34, p. 733-747.
- FABRE G. (1894) - Stratigraphie des petits causses entre Gévaudan et Vivarais. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 640-674, 7 fig., 3 pl.
- FARAUD M. (1938) - Excursion dans la haute vallée de la Tave. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Vaucluse*, n° 3, p. 45-56.
- FERRY S. (1979) - Les turbidites bioclastiques : mode de transport du sable calcaire des plates-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne (SE de la France). Coll. Urganien. *Géobios*, mém. spécial n° 3, p. 149-158, 4 fig.
- FINELLE J.C. (1981) - Contribution à l'étude du Trias de la bordure sous-cévenole ; stratigraphie, sédimentologie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 241p., 70 fig., 4 pl., 12 tabl.
- FINELLE J.C., COUREL L. (1979) - Cadre stratigraphique de la série triasique cévenole. Exc. Groupe fr. Trias, livret-guide, Dijon, p. 27-36.
- FOGLIERINI F., SAMAMA J.C., REY M. (1980) - Le gisement stratiforme de Largentière (Ardèche). Publ. 26<sup>e</sup> congr. géol. intern., « Gisements français », fasc. E4, 55 p.
- FRAIN DE LA GAULAYRIE PS. (1973) - Le volcanisme du massif du Coiron (Ardèche). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 77 p.
- FREDET J.M. (1987) - Tectonique et sédimentation en domaine continental : évolution du bassin paléogène d'Alès (Gard). Thèse doct. univ. Lyon I, 250 p., 85 fig., 1 carte.
- FRIES G. (1987) - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Ap-tien au Cénomanién (thèse, Paris). Mém. sci. Terre, École nation. sup. mines Paris, n° 4, 370 p., 203 fig., 13 tabl.

- GAND G. (1994) - Les empreintes animales et végétales du bassin per-mien de Largentière (Ardèche, France). Conséquences stratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 146, p. 8-41, 10 fig.
- GIOT D., ELMIS S. (1987) - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est (Ardèche, France). Synthèse géologique régionale. Principaux résultats scientifiques et techniques du S.G.N. en 1986, Orléans : BRGM, p. 96-99, 2 fig.
- GIOT D., DROMART G., ELMIS S. (1990) - Coupe géologique. In D. Giot, M. Steinberg (coords) : « Forages scientifiques de l'Ardèche, rapport d'exécution et données préliminaires, forage Balazuc-1 ». Documents BRGM, n° 200, p. 23-33.
- GOGUEL J. (1936) - Extension des faciès urgoniens dans l'Ardèche. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (5), t. 6, p. 162-164.
- GOGUEL J. (1938) - Quelques observations sur la faille des Cévennes. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197, p. 164-170, 5 fig.
- GRAND-EURY C. (1890) - Géologie et paléontologie du bassin houiller du Gard. Saint-Étienne : Théolier impr., 354 p., 22 pl., 1 carte.
- GRILLOT J.C. (1971) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du massif des Coirons (partie occidentale, Ardèche). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, U.S.T.L., Montpellier.
- GRANGEON R. (1960) - Contribution à l'étude des terrains tertiaires et du volcanisme du massif du Coiron (SE Massif central français). *Trav. lab. géol. fac. sci. Grenoble*, 36, p. 143-284, 19 fig., 10 pl.
- GUÉRIN R. (1973) - Un exemple du rôle de la tectonique et de la micro-tectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le bas Vivarais calcaire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 105 p., 132 fig., 2 cartes h.-t. + annexes.
- GUERIN C., MEIN R. (1971) - Les principaux gisements miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. Documents lab. géol. univ. Lyon, h.-s., p. 131-170.
- GUIGON A. (1954) - Contribution à l'étude géologique de la région de Viviers, Ardèche. D.E.S., Lyon, 33 p., fig., 1 carte géol.
- HAUG E. (1908) - Notice de la feuille Privas à 1/80000 (1<sup>re</sup> édition). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- JAN DU CHENE R. (coord.) (1993) - Séquence-stratigraphic interprétation of upper Tithonian-Berriasian reference sections in southeast France : a multidisciplinary approach. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 17, 1, p. 151-181, 4 fig., 6 pl.
- KIEFFER G. (1969) - Caractères des coulées de lave à entablement de «faux prismes». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 2178-2181.
- LACHAIZE B., COTILLON P., BUSNARDO R., FERRY S. (1985) - Données nouvelles sur le Barrémo-Bédoulien de la région de Viviers (Ardèche). Programme GPF2, thème 11. Documents BRGM, n° 95-11, p. 109-119.
- LAFARGE D. (1978) - Étude géologique du plateau de Saint-Remèze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 119 p., 52 fig., 5 pl., 1 carte h.-t.

- LE HEGARAT G. (1973) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Documents lab. géol. Lyon, n° 149, 2 fasc, 576 p., 70 fig., 55 pl., 32 tabl.
- LE HEGARAT G., REMANE J. (1968) - Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpio-nelles. *Géobios*, n° 1, p. 7-70, 16 tabl., 10 pl.
- LEDoux C. (1868) - Etude sur les terrains Triasique et Jurassique et les gisements de minerai de fer du département de l'Ardèche. Paris: Savy édit., 115 p., 3 pl.
- LEENHARDT F. (1885) - Quelques observations au sujet des calcaires du Teil et de Cruas. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. XXIV, p. 64-67, 1 fig.
- LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris : Masson, édit., 722 p., 180 fig., 12 pl.
- LONDEIX L. (1990) - La distribution des kystes de Dinoflagellés dans les sédiments hémipélagiques (Ardèche) et pélagiques (arc de Castel-lane, SE de la France) en domaine vocontien, du Valanginien terminal au Barrémien inférieur. Biostratigraphie et corrélations avec les bassins voisins. Thèse doct. univ. Bordeaux I, t. I, 323 p., 122 fig. ; t. II, annexes, 275 p., 50 fig., 5 + 16 tabl., 30 pl., 4 h.-t.
- Louis J. (1954) - Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif central. *Trav. lab. géol. Lyon, n.s., n°1*, 173 p., 9 pl.
- LOZAR F. (1992) - Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore di alcune sezioni selezionate nel bacino lombardo (Alpi meridionali italiane) e nel bacino delfinese (Alpi meridionali france-si). Thèse, Milan, 189 p., 3 pl.
- MAILLARD J. (1965) - Le passage Barrémien-Aptien et ses rapports avec l'Urgonien dans le couloir rhodanien. Coll. Crétacé inférieur (Lyon, 1963). *Mém. BRGM*, n° 34, p. 147-156, 5 fig.
- MARTIN D. (1984) - Modalités de la transgression rhéto-hettangienne sur la bordure vivaro-cévenole, dans le sous-bassin d'Aubenas (Ardèche) : étude sédimentologique et séquentielle, paléoécologie, paléogéographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 157 p., 69 fig., 6pl.
- MASSE J.P., GIROUD D'ARGOUD G., THIEULOY J.P., TRONCHETTI G. (1980) - Le calcaire de Fontdouille (Clansayésien *p.p.*) en basse Provence méridionale : stratigraphie et sédimentologie. Ses relations avec les formations clansayésiennes et la paléogéographie du Sud-Est de la France. *Géol. méditer.*, VII, n° 3, p. 261-276, 7 fig.
- MAZELLIER R. (1971) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des terrains crétacés du bas Vivarais. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 86 p., 21 pi., 2 cartes h.-t.
- MAZENOT G. (1939) - Les *Paleohoplitidae* tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, n° 41, 303 p., 8 fig., 11 pl.
- MOINEREAU J. (1966) - Etude des sols et paléosols du bas Vivarais. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 164 p., 12 fig., 3 cartes.
- MONTEIL E. (1985) - Les dinokystes du Valanginien du bassin du Sud-Est (Ardèche, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 314 p., 27 fig., 16 tabl., 20 pl.

- MOUTERDE R. (1961) - Le Lias des bordures ardéchoises du Massif central. Mém. BRGM, n°4, p. 847-855, 1 fig.
- NAUD G. (1971) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du massif des Coirons (partie orientale) (Ardèche). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 153 p.
- OLIVERO D. (1993) - La trace fossile *Zoophycos* dans le Jurassique du Sud-Est de la France. Signification paléoenvironnementale. Documents lab. géol. Lyon, n°129, 329 p., 108 fig., 6 tabl., 15 pl.
- OUIDI M. (1988) - La formation bariolée d'Ucel (Trias supérieur) de la bordure cévenole (France). Sédimentologie, dynamique sédimentaire, diagenèse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 155 p., 91 fig., 8 tabl., 8 pl.
- PAQUIER V. (1901) - Observations au sujet de la communication de MM. Sayn et Roman : composition du Barrémien sur la rive droite du Rhône dans la région du Viviers. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 1.1, p. 541.
- PAQUIER V. (1903) - Les Rudistes urgoniens. Mém. Soc. géol. Fr., t. XI, n°29, 102 p., 12 fig, 12 pl.
- PARDE M. (1961) - Sur la puissance des crues en diverses parties du monde. *Geographica*, Saragosse.
- PARDE M. (1964) - Fleuves et rivières. Paris: Armand Colin édit., 4<sup>e</sup> édition.
- PASCAL H. (1970) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure karstique sous-cévenole (de St-Paul-le-Jeune au plateau des Coirons). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, C.E.R.H. Montpellier, 70 p.
- PASCAL M., ELMI S., BUSNARDO R., LAFARGE D. *et al.* (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-St-Andéol (889). Orléans: BRGM. Notice explicative par M. Pascal, D. Lafarge, J. Chedhomme, C. Glintzboeckel (1989), 67 p.
- PETTER G., THOMAS H. (1986) - *Les Agriotheriinae (Mamalia, Carnivo-rd)* néogènes de l'Ancien Monde. Présence du genre *Indarctos* dans la faune de Menacer (ex-Marceau), Algérie. *Géobios*, 7, p. 573-586.
- POLI E., COUREL L., LOPEZ M., PERRISSOL M. (1994) - Bordure cévenole de Valence à Lodève. Groupe français du Trias, université de Bourgogne et BRGM, p. 59-78, 11 fig. (p. 1-12, fig. 1-11).
- PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la «fosse vocontienne» et des régions limitrophes (France Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse État, Lyon, 371 p., 44 fig., 12 tabl., 4 pl.
- RAZIN P., BONJOLY D., COUREL L., DROMART G., ELMI S., LE STRAT P., POLI E. (1996) - Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche, France. *Marine and Petroleum Geology*, sous presse, 48 p., 14 fig.
- RENAUD B. (1978) - Le Crétacé inférieur de la vallée de l'Ibie et de la région de Lagorce-Rochecolombe, Ardèche. Stratigraphie, sédimentologie, cartographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 149 p., 78 fig. + cartes géol.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. Mém. expl. Carte géol. France, 471 p., 122 fig., 34 pl. + 8 pl. h.-t.

- ROGER J., BONJOLY D., BUSNARDO R., GIOT D. (1988) - Cadre géologique et structural de la bordure ardéchoise dans le secteur encadrant la faille de Lagorce-Rochecolombe. Documents BRGM, n° 130, 17p., 6fig.
- ROMAN F. (1929) - Etudes des terrains jurassiques et crétacés de l'Ar-dèche et des terrains quaternaires des environs de Valence. *Bull. Soc. géol. minéral Bretagne*, t. 10, p. 13-42, 9 fig.
- ROMAN F. (1935) - La faune des minerais de fer des environs de Privas. *Trav. lab. géol. Lyon*, fasc. XXVII, 52 p., 1 fig., 7 pl.
- ROMAN F. (1950) - Le bas Vivarais. *Actual. sci. industr.*, Paris: Hermann, édit., n° 1090, 150 p., 35 fig.
- ROMAN F., BRUN P. (de) (1924) - Étude sur le Callovien de la vallée du Rhône. *Trav. lab. géol. Lyon*, mém. 5, 128 p., 30 fig., 12 pl.
- ROMAN F., LONGCHAMBON H., VIRET J. (1937) - Excursion géologique inter-universitaire à Lyon, dans la Drôme et dans l'Ardèche. Lyon: Bosc et Riou édit., 31 p., 9 fig.
- SAMAMA J. C. (1969) - Contribution à l'étude des gisements de type «red beds». Étude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental : cas du Trias ardéchois et du gisement de Largentière. Thèse État, Nancy, 2 vol., 262 p.
- SAYN G. (1910) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Valence, Alés et Nîmes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. X, n° 9, p. 857-909, 9 fig.
- SAYN G., ROMAN F. (1900) - Sur le Néocomien de la rive droite du Rhône. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 15, p. 126-128.
- SAYN G., ROMAN F. (1901) - Composition du Barrémien sur la rive droite du Rhône dans la région de Viviers. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. I, p. 443.
- SAYN G., ROMAN F. (1904) - L'Hauterivien et le Barrémien de la rive droite du Rhône et du bas Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. IV, p. 607-640, 5 fig., 1 tabl.
- SAYN G., ROMAN F. (1928) - Études sur le Callovien de la vallée du Rhône. II - Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. *Trav. lab. géol. Lyon*, XIII, 165 p., 29 fig., 12 pl.
- SAYN G., ROMAN F. (1930) - Études sur le Callovien de la Vallée du Rhône. II - Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône, 2<sup>e</sup> fasc. *Trav. lab. géol. Lyon*, XIV, p. 166-256, 6 fig., 9 pl.
- SCHROEDER R., BUSNARDO R., CLAVEL B., CHAROLLAIS J. (1989) - Position des couches à *Valserina bronnimanni* Schroeder et Conrad (Orbitolinidés) dans la biozonation du Barrémien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 2093-2100, 1 pl., 1 fig.
- SIGNOLLES C. (1980) - Le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche (SE de la France) : stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 94 p., 55 fig., 5 pl., 2 cartes.

- SOECHTING W. (1996) - Étude et modélisation de la fracturation de la partie septentrionale de la bordure vivaro-cévenole autour de Privas (Ardèche). Thèse doct. univ. Lyon I, 175 p., 32 fig.
- SONDAAR P. (1986) - The *Hipparion* of the Rhône valley. *Géobios*, 7, p. 289-306.
- SORNAY J. (1950) - Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Grenoble : Impr. Allier, 254 p., 31 fig., 12 pl.
- SORNAY J. (1958) - Observations sur le Tithonique supérieur de la région du Pouzin et sur le Cénomanién et l'Aptien des environs de Viviers-sur-Rhône. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 56, n° 257, p. 167-171.
- SORNAY J. (1960) - Le Barrémien et l'Aptien au Nord-Ouest de Viviers-sur-Rhône. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 57, n° 261, p. 411-413.
- SORNAY J. (1962) - Remarques sur le Bédoulien de Viviers-sur-Rhône (Ardèche) feuille de Privas (1/80000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 59, n° 269, p. 209-213.
- SORNAY J. (1967) - Remarques sur le Crétacé inférieur entre Vivers-sur-Rhône et Le Teil (Ardèche) feuille Privas (1/80000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 61, n° 279, p. 391-394.
- STARON G. (1993) - Chronologie des catastrophes pluvieuses dans le Sud de la France. *Rev. géogr.*, Lyon, vol 68, n° 2-3, p. 91-100, 5 fig.
- TAUGOURDEAU-LANTZ J., LACHKAR G. (1984) - Stratigraphie par les marqueurs palynologiques sur la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est. In : « Colloque national : programme Géologie profonde de la France. Thème 11 - Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est ». Documents BRGM, n° 81-11, p. 59-71, 1 fig., 3 pl.
- THIERRY J., CARIOU E., ELMI S., MANGOLD C., MARCHAND D. (1995) - Étage callovien. Groupe français d'étude du Jurassique édit. (sous presse).
- TORCAPEL A. (1882a) - Sur un gisement de Mammifères tertiaires à Aubignas (Ardèche). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, mai 1882, 3 p.
- TORCAPEL A. (1882b) - Le plateau des Coirons (Ardèche) et ses alluvions sous-basaltiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t.X, p. 406-420, 2 fig.
- TORCAPEL A. (1883) - Étude des terrains traversés par la ligne de Nîmes à Givors. *Revue sci. nat.*, Montpellier, 3, t.III.
- VERMEDJ PB. (1937) - L'évolution morphologique du bassin de l'Ardèche. *Geogr., Geol., Mededeelingen Physiogr. Geol.*, Utrecht, n° 15, 78 p., 31 fig.
- VINET L. (1977) - Etude de géodynamique externe : le synclinal de Saint-André-de-Cruzières (Ardèche). D.E.A., Lyon, 55 p., 21 fig., 10 pl.
- WEISBROD A. (1967) - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif central français). *Sci. de la Terre*, t. XII, n°4, p. 301-344.

- WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du stock métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse État, Nancy, 4 vol.
- WEISBROD A., SAMAMA J.C., ELMI S., BERGER E. (1974) - Carte géol. France (1/50000), feuille Largentière (864). Orléans: BRGM. Notice explicative par S. Elmi, R. Feys, J.C. Samama, A. Weisbrod (1974), 19p.

### DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29 bv. du 11-novembre, B.R 2059, 69616 Villeurbanne cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS

Serge ELMI, professeur à l'université Claude-Bernard (Lyon Inaperçu géographique et structural *p.p.*, histoire géologique *p.p.*, description des terrains (terrains cristallophylliens, migmatites et granites, formations sédimentaires primaires, Trias, Jurassique, formations superficielles *p.p.*), synthèse morphostructurale *p.p.*

Robert BUSNARDO, maître de conférences à l'université Claude-Bernard (Lyon I) : aperçu géographique et structural *p.p.*, histoire géologique *p.p.*, description des terrains (Crétacé, formations sédimentaires tertiaires, formations superficielles *p.p.*).

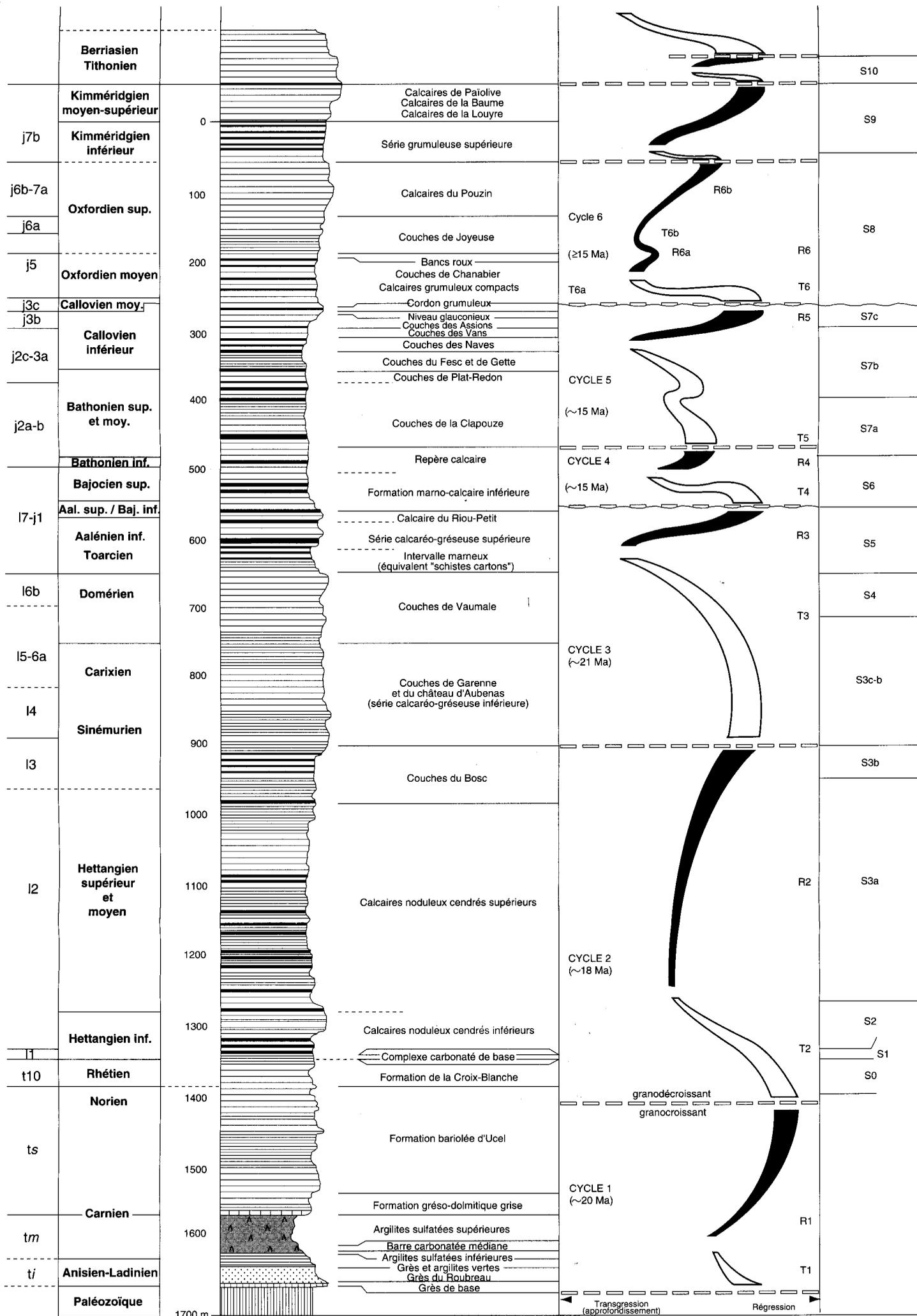
Bernard CLAVEL, mineral economist (CNUSED, Genève) : description des terrains (Crétacé *p.p.*).

Guy CAMUS, maître de conférences à l'université Blaise-Pascal (Clermont-Ferrand) et Guy KIEFFER (CNRS) : histoire géologique *p.p.*, description des terrains (volcanisme des Coirons), synthèse morphostructurale *p.p.*

Pierre BÉRARD, ingénieur géologue au BRGM (Montpellier) : ressources en eau, préhistoire et curiosités locales.

Bernard MICHAËLY, ingénieur géologue au BRGM (Lyon) : ressources minérales et carrières.

Coordination: S. ELMI.



**Fig. 1 - Colonne stratigraphique du sondage GPF Balazuc 1 (BAL 1).** Adapté d'après Razin *et al.* (1996)  
Données complétées d'après les levés de surface pour le Kimmeridgien, le Tithonien et le Berriasien

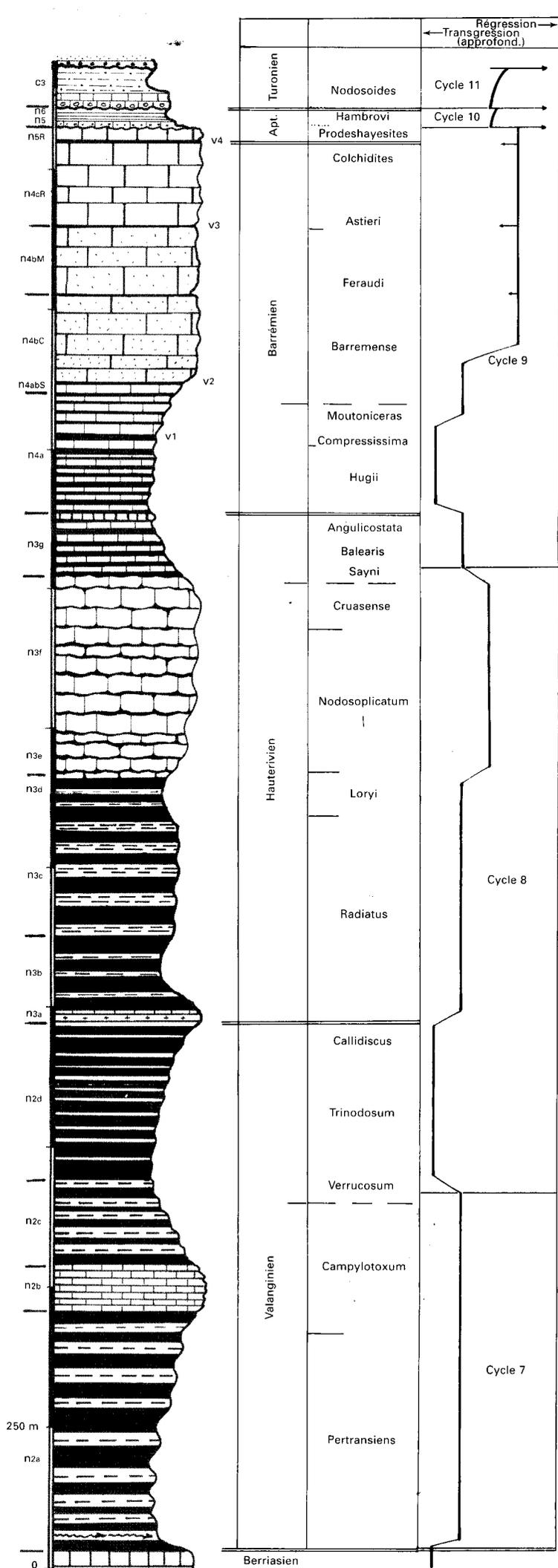


Fig. 2 - Colonne stratigraphique générale du Crétacé (Ouest de la feuille)

## LÉGENDE

- Basaltes des Coirons
- Miocène
- Oligocène
- Albien - Santonien
- Bédoulien - Aptien
- Faciès urgoniens
- Barrémien
- Hauterivien supérieur
- Hauterivien inférieur (zones 3-4)
- Hauterivien inférieur (zones 1-2)
- Valanginien (zones 3 à 6)
- Valanginien (laminites)
- Valanginien inférieur
- Berriasien
- Oxfordien moyen - Tithonien
- Bathonien supérieur - Callovien moyen
- Bathonien inférieur-moyen
- Hettangien - Bajocien
- Trias
- Permien
- Stéphanien
- Terrains cristallophylliens et granites

### Abréviation de nom de lieux

Ai : Ailhon; Al: Alba; Aub: Aubignas; Ba: Bayne; Bal: Balazuc; Lav: Lavilledieu; LC: Lachapelle-sous-Aubenas; Lu: Lussas; M: Mirabel; SAB: St-Andéol-de-Berg; SDA: St-Didier-sous-Aubenas; SLC: St-Laurent-sous-Coiron; SMI: St-Maurice-d'Ibie; SMS: St-Martin-le-Supérieur; SS: St-Sernin; ST: St-Thomé; U: Uzer; Val: Valvignères; Vil: Villeneuve-de-Berg; Vo: Vogüé

### Failles de direction N20-N50 (cévenole s.l.)

1: Burac; 2: Chaberterie; 3: Ailhon — la Bégude; 4: Fons; 5: les Mazes; 6: prolongement du faisceau Paiolive — Mialet; 7: les Tardieux; 8: paléosurface et paléofaille d'Uzer; 9: le Lauzas; 10: Lespine; 11: Lagorce; 12: le Pradel; 13: méandre du Chambon; 14: St-Pons; 15: la Fare; 16: Alba; 17: St-Thomé; 18: Pontet-de-Couloubre; 19: Valgayette; 20: la Rouvière; 21: Bayne — St-Alban.

### Failles de direction subméridienne N160-N180 (régordane)

I: Néviassac; II: Ferrières; III: Font-Rome — Fontenouille; IV: Lavilledieu.

### Failles de direction N110-N140 (provençale et vellave)

A: St-Martin-le-Supérieur; B: Archias; C: Luol; D: Louyre; E: Aubenas; F: Lussas; G: Chastrenas; H: Croix-Blanche; J: Servièrre; K: Sauveplantade; L: Rochecolombe; M: les Silhols.

### Principaux plis de l'angle sud-est

a: synclinal de Bayne; b: anticlinal du Serre des Parts; c: dôme anticlinal de Viviers

-  Faille à jeu synsédimentaire et paléosurface anté-Bathonien supérieur
-  Axe anticlinal
-  Axe synclinal
-  Accident chevauchant
-  Sondage profond

## Schéma structural

