



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ST-CHINIAN

XXV-44

ST-CHINIAN

La carte géologique à 1/50 000
ST-CHINIAN est recouverte par la coupure
BÉDARIEUX (N° 232)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Monts du Biterrois

Lacaune	Bédarieux	Lodève
St-Pons	ST-CHINIAN	Pézenas
Lézignan- Corbières	Béziers	Agde

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE
DE LA FEUILLE
SAINT-CHINIAN A 1/50 000

par B. ALABOUVETTE

F. ARTHAUD

A. BAMBIER

P. FREYTET

H. PALOC

1982

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	5
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	5
<i>DYKES ET FILONS</i>	5
<i>PRÉCAMBRIEN (?)</i>	6
<i>PRIMAIRE</i>	6
<i>SECONDAIRE</i>	11
<i>TERTIAIRE</i>	15
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	19
TECTONIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE.....	21
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	30
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	30
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	34
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	39
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	39
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	39
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	42
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	44
AUTEURS.....	44

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Saint-Chinian, entièrement situé dans le département de l'Hérault, présente trois grands ensembles naturels. La moitié nord-occidentale est constituée par des collines à substrat paléozoïque qui culminent vers 600-700 mètres. Sur des pentes souvent abruptes règne généralement un épais taillis de chênes verts, de cystes ou d'arbousiers et des reliques de châtaigneraies. La vigne était cantonnée aux vallées mais regagne peu à peu sur le maquis. Le deuxième ensemble, dans la partie ouest de l'autre moitié de la feuille, est constitué par des alignements NE—SW de collines d'altitude médiocre (de l'ordre de 200 m) correspondant aux niveaux durs de la série mésozoïque et séparées par des combes linéaires dans les niveaux tendres. La garrigue rase règne sur les crêtes, la vigne occupe les combes et les plaines alluviales. Enfin, toute la partie sud-est de la feuille correspond à une zone de reliefs très adoucis, d'altitude faible (de l'ordre de 100 m) et de terrasses. La vigne est pratiquement la seule culture.

Du point de vue géologique, la feuille Saint-Chinian est extrêmement intéressante pour plusieurs raisons. En ce qui concerne la *stratigraphie* : la feuille montre une succession pratiquement complète du Paléozoïque dans lequel presque tous les terrains sont datés paléontologiquement et ceci dans de très bonnes conditions d'affleurement. Pour la *tectonique* : la feuille présente la particularité presque unique de montrer, juxtaposés et sans interférences, un segment plissé hercynien : le versant sud de la Montagne Noire, et un segment plissé d'âge cénozoïque (pyrénéo-provençal) : le chaînon de Saint-Chinian. On peut ainsi comparer deux types fondamentalement différents de tectonique tangentielle, l'une profonde, l'autre superficielle. Dans les deux cas, la tectonique peut être étudiée dans de très bonnes conditions. La géométrie peut être analysée avec beaucoup de finesse grâce aux bons affleurements et aux roches variées que l'on rencontre; on peut étudier en détail la chronologie des événements grâce à des datations très précises des niveaux stratigraphiques; enfin, on peut étudier les mécanismes de mise en place des structures tangentielles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

DYKES ET FILONS

Q. Quartz. Les plus importants filons de quartz sont groupés à l'extrémité occidentale de la faille de Roquessels (*cf.* feuilles Pézenas et Lodève à 1/50 000) et leur distribution en essaim plus ou moins oblique par rapport à la direction de cette faille traduit l'amortissement du rejeu de celle-ci vers l'Ouest. Des filons minéralisés, parallèles aux failles tardi-hercyniennes n'ont pas pu être figurés sur la carte en raison de leur faible dimension. Les autres filons figurés sur la carte sont, comme ces derniers, liés à la tectonique tardi-hercynienne ou aux stades pneumatolytiques tardifs de la zone axiale de la Montagne Noire (*cf.* 1/50 000 Bédarieux).

v. Filons basiques, porphyrites, lamprophyres. Sont regroupés sous cette appellation :

— des filons de roches grenues ou microgrenues à plagioclases et amphiboles fortement altérés et à micas. Ces filons, postérieurs à la schistosité S¹,

recouper les directions structurales hercyniennes et sont à mettre en relation avec les événements tardi-hercyniens;

— des dykes de microsyénite à faciès lamprophyrique également d'âge tardi-hercynien, précédemment attribués soit à un volcanisme viséen, soit à un volcanisme ordovicien supérieur (cf. o5a).

PRÉCAMBRIEN (?)

S. Schistes métamorphiques indifférenciés. Dans l'angle nord-ouest de la feuille on trouve un petit affleurement des schistes S (X de la carte à 1/80 000) plus largement développés sur la feuille Bédarioux. Il s'agit de schistes gréseux noirs à laminations gréseuses très recristallisés. D'après leur position, ces schistes pourraient être d'âge briovérien supérieur (feuille Bédarioux). Les surfaces de foliation sont soulignées par des micas (muscovite, biotite) du métamorphisme hercynien.

PRIMAIRE

Cambrien

k1. Cambrien inférieur. Série schisto-gréseuse de Marcory. Cette série détritique montre vers le bas des sédiments flyschoides très argileux de teinte générale verte, à petits niveaux de grès limoniteux ou calcareux, avec des bancs de quartzites (5 cm) et des passées de grès grauwackeux et, vers le haut, des grès blancs massifs, à taches de limonite. Sur la feuille, la série n'est pas complète mais peut dépasser 600 m (feuille Saint-Pons).

k2a. Cambrien inférieur. Niveau dolomitique inférieur. La série puissante de 300 m environ débute par des alternances grés-carbonatées (Grès de Pardailhan), de 100 m de puissance, qui renferment la première faune significative du Cambrien français à *Thoralaspis thorali* et *Blayacina miqueli*. Vers le haut les assises deviennent de moins en moins détritiques et passent à des calcaires dolomitiques gréseux, à des dolomies claires litées, puis à des dolomies et calcaires dolomitiques saccharoïdes, sombres, massifs en grosses barres de 15 à 20 m de puissance.

k2b. Cambrien inférieur. Niveau dolomitique supérieur. La série comprend à la base une alternance de dolomies claires en bancs centimétriques et de schistes jaunes siliceux, passant vers le haut à des dolomies claires à grain fin, bien litées, en bancs décimétriques à métriques, parfois à silex.

k2a-b. Dolomie indifférenciée. Dans l'unité de Malviès, les faciès dolomitiques subissent une importante réduction d'épaisseur (moins de 100 m) et les différents faciès deviennent moins nettement différenciés. La série prend un faciès homogène de dolomies massives claires. Dans cette même unité les faciès noduleux et les marbres du sommet disparaissent souvent mais ceci est sans doute en grande partie d'origine tectonique.

k2c. Cambrien inférieur. Calcaires argileux et marbres, Calcaires à *Archaeocyathus*. A la base, on observe des calcaires noirs noduleux dans lesquels la stratification est soulignée par des filets schisto-dolomitiques jaunes et, au sommet, des marbres blancs, parfois roses, microcristallins, sans stratification visible. Puissance: 20 à 100 mètres.

k3-4a. **Cambrien moyen. Série des schistes troués, Schistes de Coulouma.** A la base, des calcaires argileux noduleux (pseudo-griottes) assurent la transition avec les calcaires du Cambrien inférieur et passent à une série rythmique de pélites à nodules, puis à des pélites rouges et violettes à nodules calcaires (50 m environ). Le sommet de la série (20 à 100 m) comprend des pélites homogènes vertes silteuses à rares petits bancs de grès ferrugineux et à nodules calcaires de moins en moins abondants (schistes troués par dissolution des nodules).

Une riche faune de Trilobites a permis localement l'identification de plusieurs horizons, de bas en haut : une zone à *Paradox/des rouvillei*, *Corynexochus delagei*, *Calodiscus foveolatus*, une zone à *Paradox/des mediterraneus*.

k3-4b. **Cambrien moyen. Série des grès et quartzites, quartzites de Barroubio.** Série schisto-gréseuse d'environ 400 m d'épaisseur. Elle débute par environ 150 m de quartzites verts massifs, en bancs de 1 à 2 m, séparés par des niveaux de schistes chloriteux. Elle se poursuit par des schistes verts silteux très homogènes avec, au sommet, des niveaux à nodules calcaires. La série se termine par une alternance de schistes et de grès avec, parfois, des passées de schistes rouges à nodules calcaires. Rare faune de l'Acadien supérieur (zone à *Paradox/des cf. forschammeri*).

Ordovicien

o1-2. **Tremadoc—Arenig inférieur. Schistes flyschoides.** Très puissante série schisto-gréseuse de plus de 1,5 km d'épaisseur. La série débute par des bancs de quartzites massifs, verts, épais de plusieurs mètres; elle se poursuit par une alternance de bancs de schistes plus ou moins gréseux et de grès parfois psammitiques ou feldspathiques, dont l'épaisseur varie de 1 cm à 2 mètres. Plusieurs horizons ont été identifiés dans cette série : à la base des niveaux à *Euloma* et *Niobe* du Tremadoc inférieur, des niveaux à *Schumardia miqueli* et *Eoorthis christianaie* du Tremadoc moyen, et des niveaux à *Asaphelina barroisi* et *Symphysurus angustatus sicardi* du Tremadoc supérieur.

Vers le haut la série s'enrichit en quartzites massifs (barres de grès à Lingules) et se termine par des schistes noirs pauvres en grès, à *Dichograptidae* et *Dendrograptidae* de l'Arenig inférieur. Toute la série montre une grande abondance de marques de courants et de *slumpings* qui témoignent de l'instabilité du bassin. Il convient de noter que la limite cartographique inférieure choisie, à la base de la première barre de quartzite, est située quelques mètres au-dessus de la limite stratigraphique Cambrien—Ordovicien non repérable lithologiquement, le Cambrien terminal passant en continuité aux schistes trémadociens.

o5a. **Série volcanique et volcano-sédimentaire : porphyrites.** A la base, série typiquement pyroclastique à composition rhyolitique, surmontée par 50 m environ d'andésite massive très chloritisée à structure microlitique.

o5b. **Caradoc. Grès quartzites.** Série détritique concordante sur les porphyrites et comprenant à la base des niveaux conglomératiques lenticulaires, puis des grès quartzites grossiers piquetés de limonite et des microconglomérats à quartz bien calibrés, éléments ferrugineux et lydienes.

oVD. **Formation volcano-détritique.** Série de schistes gréseux sombres, à minces niveaux de quartzites et de microconglomérats. Ces schistes

contiennent localement de minces niveaux volcano-sédimentaires acides à quartz rhyolitiques. Bien que non datés, ces schistes sont attribuables à l'Ordovicien supérieur transgressif.

Silurien

s1-2. Llandovery—Wenlock inférieur. Schistes ampéliteux à Graptolites.

Ampélites et calcaires argileux noirs, marnes schisteuses à nodules calcaires, à Orthocères, Bivalves et Graptolites, connus seulement à la base des écailles de Laurens—Cabrières où les argilites servent de niveau de décollement plastique favorisant le glissement des masses carbonatées dévoniennes sur leur substratum.

s4. Pridolien. Calcaires à entroques. Dans les écailles de Laurens—Cabrières, l'équivalent du « mur quartzeux » du Gédinnien repose en continuité sédimentologique sur une série carbonatée que la présence de Conodontes permet d'attribuer au Pridolien. Elle comprend à la base des marnes feuilletées à niveaux calcaires, puis des calcaires en plaquettes, des dolomies et des calcaires gréseux s'enrichissant progressivement en éléments détritiques.

La présence de Ludlowien, reconnue plus au Nord-Est (plateau de Falgairas), n'a pas été prouvée ici.

Dévonien

d1a. Gédinnien inférieur détritique. Dans le Sud de la nappe du mont Peyroux, le Dévonien débute par un microconglomérat à éléments de quartz, de schistes ordoviciens et de minéraux lourds (4 m), puis par 2 ou 3 m d'un horizon, calcaire à la base, puis composé essentiellement d'oolithe ferrugineuse. Ces niveaux de base sont surmontés par le « mur quartzeux », niveau de grès, parfois quartzitiques, dont l'épaisseur varie de 1 à 15 mètres. Dans la synforme de Roquebrun, les niveaux détritiques sont suivis par des horizons calcaréo-dolomitiques, riches en matière organique et en Crinoïdes. Ces niveaux sont inconnus dans le Nord de la nappe où les dolomies litées reposent directement sur l'Ordovicien inférieur. Dans la zone autochtone du Jaur et de l'Orb, ces dolomies reposent sur des séries à niveaux volcano-sédimentaires attribués (sans preuve) à l'Ordovicien supérieur. Dans la nappe de Pardailhan, la base du Dévonien est représentée par des niveaux d'argilites vertes à passées de microconglomérats quartzitiques, d'oolithes ferrugineuses et d'horizons volcano-sédimentaires.

Dans la nappe du mont Peyroux cet ensemble a livré quelques Trilobites, *Trimerus* sp., *Acastella* sp., et des Conodontes du Gédinnien inférieur.

d1b-2. Gédinnien supérieur—Emsien. Dolomie. Puissante série de 300 à 400 m de dolomies comportant : à la base dolomies bien stratifiées en bancs de 30 à 50 cm, à grain fin, claires, souvent finement litées, parfois sableuses; au sommet, dolomies sombres massives, se développant probablement aux dépens de calcaires biosparitiques clairs en petits bancs à entroques, localement préservés.

d3-4. Dévonien moyen. Calcaires bioclastiques. Dans la cause de Laurens, on observe environ 100 m de calcaires microsparitiques gris foncé bien lités à la base (Eifélien : 80 m), massifs et gris clair ou noirs (marbre de Laurens) vers le haut, contenant ici *Stringocephalus burtini* et des Amphipores, indicateurs d'un milieu récifal (Givétien : 20 m). Dans les autres unités la distinction entre la

base du Dévonien moyen (d3-4a) et son sommet (d3-4b) a été faite sur des critères lithologiques.

Remarquons que les niveaux de base, en particulier au Puech de la Suque et au mont Peyroux pourraient descendre jusque dans l'Emsien supérieur.

d3-4a. Dévonien moyen basai. Calcaires argileux. Dans le Sud de la nappe du mont Peyroux : marnes vertes à niveaux de calcaires noduleux roses à rouges, marno-calcaires à fossiles (Polypiers en particulier) silicifiés, encrinetes grises et niveaux de calcaires noduleux rouges. Dans le reste de la nappe et les monts de Fauères : alternances de marnes sombres et de calcaires fins blancs, en petits bancs.

d3-4b. Dévonien moyen. Faciès biodétritiques : calcaires bioclastiques. Calcaires massifs sparitiques, riches en entroques, parfois roses à taches de calcite blanche.

d1 -6. Dolomitisation tardive. Toutes les formations précédentes peuvent être envahies par des dolomies jaunes à gros grain, massives, ankéritiques. Ces dolomies présentent de fréquentes géodes de calcite et d'oxyde de fer. Les limites de dolomitisation sont sécantes par rapport à la stratification et indépendantes des différences lithologiques antérieures. L'âge de la dolomitisation est inconnu. Lorsque les faciès noduleux ont résisté à la dolomitisation, les dolomies ont été notées d2-4.

d5-h1a. Dévonien supérieur (Frasnien—Famennien—passage au Carbonifère?). Calcaires noduleux et griottes. Cette formation qui passe en continuité au Carbonifère, comporte au mont Peyroux les éléments suivants :

- a) argilites siliceuses à nodules calcaires et jaspes noirs;
- b) calcaire argileux rouge à rose bien lité, avec *hard-ground* et enduits de fer et de manganèse;
- c) minces niveaux de calcaire noir bitumineux fétide;
- d) calcaires noduleux, *griottes* : au sommet, calcaire amygdalaire à matrice de calcaire argileux ou d'argilite ferrugineuse, contenant des amandes calcaires enrobées d'un filet hématitique. La base est bien stratifiée et présente des joints à oxydes de fer et de manganèse qui pourraient correspondre à des *hard-ground*;
- e) calcaires noduleux gris à matrice de calcaire sombre contenant des taches calcaires, blanches ou roses, à contours diffus. L'ensemble est massif mal stratifié.

Les niveaux *a, b, c*, représentent le Frasnien, *d, e*, le Famennien et le passage au Carbonifère. En dehors de la partie sud de la nappe du mont Peyroux, ces limites lithologiques ne sont pas très nettes et ne peuvent être suivies; la notation d5-h1a recouvre indistinctement tous les faciès noduleux.

La série est en général bien datée avec une succession complète de Conodontes, Trilobites abondants, Bivalves, Brachiopodes dans le Frasnien; Conodontes, rares Trilobites, Céphalopodes (*Goniatites clyménies*) dans le Famennien.

Carbonifère

h1b-2a. Tournaisien supérieur et Viséen moyen. Lydiennes. Radiolarites noires à nodules phosphatés, avec intercalations de schistes siliceux et minces niveaux de cinérites. L'épaisseur est variable et passe (*p.p.* tectoniquement) de

0 à 50 mètres. La série renferme des restes végétaux (*Lepidostrobus browni*, *Cladoxylon taeniatum*, *Calamopitys blayaci*, *Cyclopteris...*), des Radiolaires, des spicules d'Eponge, des Céphalopodes (*Orthoceras*, *Pericyclus kochi*, *Nomis-moceras frechi*, *Pericyclus niger*, *P. hauchecornei*, *P. fasciculatus*, *Prolecanites* sp.), des Crustacés et des empreintes de Crinoïdes.

h2a, h2a1, h2a2. Tournaisien supérieur à Viséen moyen. Calcaire de Fauères, calcaires noduleux, calcaires rubanés. Marno-calcaires noduleux rouge brique (second « griotte ») du Tournaisien terminal et Viséen inférieur, à Céphalopodes (*Goniatites prolecanites*) et Conodontes de la zone à Anchoralis; silexites vert clair à intercalations de brèches et turbidites calcaires (calcaires rubanés ou « à colonnes »); schistes ou argilites à nodules ou blocs calcaires souvent dissous en surface (schistes à trous) du Viséen moyen et supérieur.

h2b. Viséen terminal. Flysch schisto-gréseux. Très épaisse série de type flysch (faciès culm) présentant des faciès différents suivant les unités tectoniques concernées.

— *Dans l'autochtone présumé du Pin* : alternances fines de pélites vertes et de petits bancs de turbidites siliceuses et gréseuses, finement laminées. Au-dessus, sans doute tectoniquement, on trouve une série d'alternances de pélites noires et de calcaires gréseux contenant des blocs emballés de Viséen inférieur (lydiennes et calcaires) et de Dévonien supérieur et moyen.

— *Dans les monts de Fauères (h2bF)* :

- à l'Ouest : flysch gréseux comportant de gros bancs de grès feldspathiques séparés par des niveaux d'argilites gréseuses. De gros bancs de calcaires (Viséen inférieur?) se rencontrent épars resédimentés dans le flysch;
- à l'Est : ce faciès passe à un flysch grésopélimitique à nombreux niveaux de turbidites, fréquents paquets glissants en loupes chaotiques (*slumpings*) et des olistolithes de calcaires dévono-viséens et d'Ordovicien. Dans la région de Roquebrun, on distingue une unité tectonique caractérisée par des bancs de quartzites massifs verts, séparés par des niveaux grésopélimitiques noirs.

— *Dans la nappe du mont Peyroux (h2bM)*, on trouve :

- à l'extrémité ouest, une alternance de pélites noires et de bancs de calcaire gréseux à débris organiques, parfois en grosses barres;
- dans la partie orientale, un flysch grésopélimitique avec des pélites noires et des grès jaune-vert, en petits bancs, passant vers le haut à des séries à grès et grauwackes en gros bancs et des grès psammitiques massifs. Cette série renferme des niveaux de conglomérat (1 à 10 m) à dragées de quartz et de lydiennes très usées et bien calibrées.

— *Dans l'autochtone présumé oriental (h2bC)* (ou zone de Laurens—Cabrières), le Culm se présente sous faciès *wildflysch*. Il s'agit d'un ensemble d'argilites sombres siliceuses avec olistostrome calcaire, chenaux conglomératiques et manifestations de *slumpings*. Cette formation emballé des olistolithes parfois énormes (plusieurs centaines de mètres cubes). Ce sont d'une part des calcaires de plate-forme du Viséen terminal à faciès subrécifal riche en Algues et organismes constructeurs, d'autre part des masses sédimentaires et volcaniques d'âges divers allant de l'Ordovicien inférieur au Viséen supérieur.

h5. Stéphanien. Grès et conglomérats. On a attribué au Stephanien un conglomérat bien cimenté à galets de Dévonien et de Viséen, affleurant dans la

région de Laurens, reposant apparemment en discordance sur le Dévonien ou le Viséen des écaillés de Laurens—Cabrières. En sondage la série comprend également des schistes carbonés et des calcaires lacustres.

Permien

r1. Autunien. Grès et pélites gris ou rouges. Pélites, argilites et grès micacés à sédimentation rythmique de teinte jaunâtre à lie-de-vin. Plusieurs des niveaux repères à cinérites du bassin de Lodève ont été identifiés en forage témoignant de l'extrême régularité des dépôts de part et d'autre du massif paléozoïque.

SECONDAIRE

Trias

t2. **Trias inférieur. Conglomérat de base et grès inférieurs.** A la base conglomérat rougeâtre à galets de quartz et d'éléments paléozoïques, assez bien roulés, surmonté de grès et d'argilites lie-de-vin à vert sombre, intercalées de niveaux grésido-dolomitiques ocre.

t3-6. **Trias moyen, Muschelkalk. Grès moyen et dolomie.** Ensemble peu épais de grès grossiers à dragées de quartz, de dolomies, de cargneules et de calcaires dolomitiques gris. Cet ensemble détermine un net ressaut topographique au milieu des séries tendres qui l'encadrent.

t7-9. **Trias supérieur, Keuper. Argiles bariolées, dolomie, gypse.** Marnes ou argiles bariolées rouges, vertes ou grises avec intercalations calcaréo-dolomitiques. Des lentilles de gypse sont associées à la partie supérieure des argiles.

t10. **Rhétien. Grès dolomitiques, marnes sableuses.** Alternances de dolomies beiges, parfois gréseuses, de calcaires en bancs minces et réguliers et de marnes vertes. Des grès jaunes à graviers de quartz se rencontrent fréquemment en niveaux discontinus.

t. **Trias indifférencié.** L'ensemble du Trias, et plus particulièrement les argiles évaporitiques du Trias supérieur, très plastiques, a servi de niveau de décollement lors de la tectonique tangentielle du *chaînon de Saint-Chinian* et s'injecte souvent dans les contacts anormaux. Dans cette situation aucun horizon stratigraphique ne saurait être distingué.

Notons que la division du Trias en quatre termes est essentiellement lithologique. Des considérations régionales laissent à penser que le Trias inférieur *sensu stricto* n'est pas ou peu représenté dans ce secteur mais aucune faune caractéristique ne permet ici d'apporter des précisions.

Jurassique inférieur

l1. **Hettangien. Dolomie saccharoïde.** Dolomie ruiniforme, gris foncé, massive, bien cristallisée, constituant à la base de la série hettangienne un horizon plus ou moins constant, pouvant atteindre 35 m de puissance. Des calcaires gris-bleu peuvent exister également à ce niveau dans la région de Cazedarnes.

12. **Hettangien. Dolomie à grain fin.** Dolomie microcristalline gris-rose en petits bancs réguliers. Ces dolomies constituent l'essentiel de la série hettangienne avec une puissance de 170m environ. A l'intérieur de la série certains niveaux conservent une structure oolithique ou graveleuse avec fantômes de Mollusques et pourraient indiquer en partie du moins le caractère secondaire de la dolomitisation.

Vers le sommet de la série les dolomies passent à des calcaires dolomitiques argileux à intercalations de marnes beiges à lignite.

11-2. **Hettangien indifférencié.** La complication tectonique de certains secteurs n'a pas toujours permis l'identification des horizons-repères à l'intérieur de l'ensemble dolomitique hettangien.

13-5. **Sinémurien—Carixien. Lias moyen calcaire.** Ensemble calcaire de 50 m environ, comprenant : à la base des calcaires microcristallins à Nérinées, des calcaires oolithiques ou graveleux à Polypiers, Mollusques et Algues calcaires, puis des calcaires biodétritiques cristallins à Mollusques, Echinodermes et Foraminifères abondants. A l'intérieur de la série s'intercalent des niveaux à chailles, irréguliers, et des lentilles dolomitiques à patine sombre. La série se termine par un *hard-ground* à Bélemnites.

Une faune abondante permet d'identifier à la partie supérieure de cet ensemble le Lotharingien supérieur et le Carixien (zone à Davoei comprise). Les niveaux oolithiques et graveleux pourraient représenter le Lotharingien inférieur et les calcaires microcristallins à Nérinées le Sinémurien.

16-8. **Domérien—Toarcien. Lias supérieur marneux.** Le Lias supérieur constitue un ensemble marneux d'une centaine de mètres, à intercalations de rares et minces niveaux de calcaire argileux noir à faune du Domérien et du Toarcien.

Jurassique moyen

Les couches du Dogger n'affleurent que dans des conditions médiocres, sont le plus souvent dépourvues de faune caractéristique et sont affectées par une intense dolomitisation secondaire. A l'échelle régionale les données des sondages profonds font apparaître d'Est en Ouest une importante réduction de puissance (érosion ou lacunes sédimentaires ?) d'un ensemble épais de plus 500 m dans la région de Pézenas, à peu près absent aux alentours de Narbonne et approchant 130 m dans le massif de la Clape. Près de Magalas, le sondage de Coulobres le plus proche de ce secteur ne fait apparaître que 85 m de calcaires attribuables à l'Aalénien supérieur. Trois ensembles peuvent être individualisés.

19-j1. **Aalénien—Bajocien. Calcaires gréseux** ou siliceux, bruns ou gris, à intercalations de marnes feuilletées, à développement de chailles dans le haut de la série, à Pectens, Bélemnites, Spongiaires et Echinodermes. Près de Fouzilhon (feuille Pézenas à 1/50 000) ces couches ont livré quelques Ammonites (*Leioceras*, *Ludwigia*, *Sonninia*) qui permettent de les attribuer à l'ensemble Aalénien supérieur—Bajocien inférieur.

j1-2. **Bajocien—Bathonien. Dolomies à chailles, dolomies, calcaires dolomitiques** à texture micrograveleuse parfois conservée, à restes de Spongiaires et d'Echinodermes. Cet ensemble compréhensif, dépourvu de

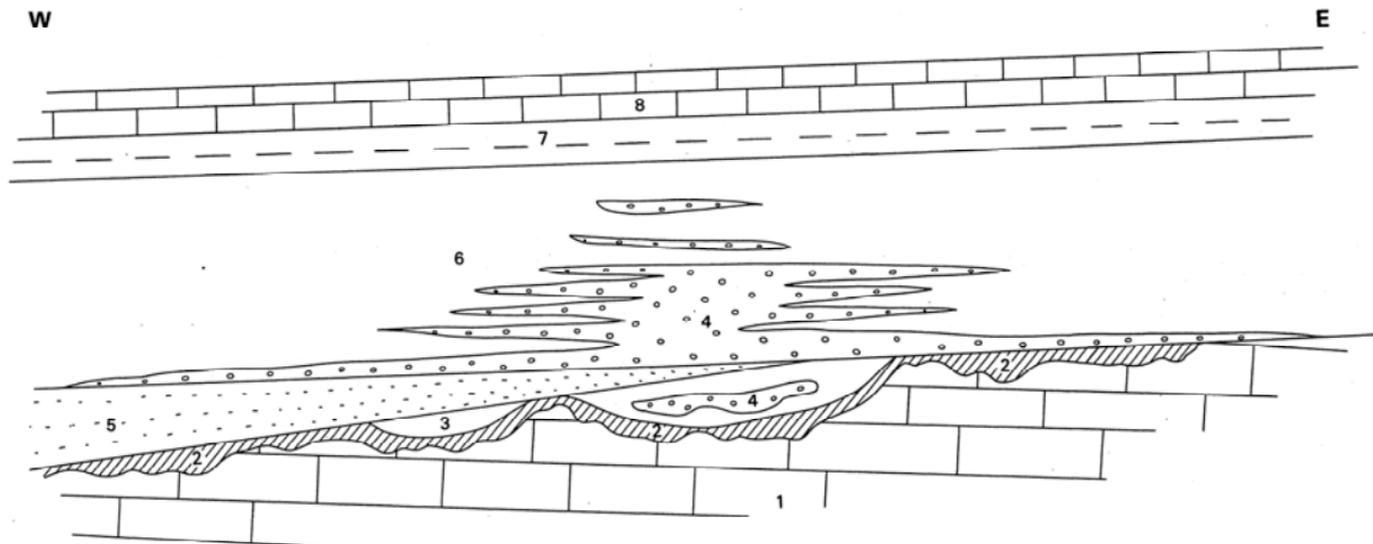


Fig. 1 - Constitution du Campanien et ses relations avec les autres formations

1 : Lias

2 : Bauxite et formations de remaniement

3 : Série saumâtre de Fontanches (feuille Béziers) (Valdonnien)

4 : Série fluviatile inférieure de Pierrerue (localisée dans une étroite paléo-topographie)

5 : Série de Villespassans, à graviers de quartz et association illite-kaolinite

6 : Série fluviatile principale de Pierrerue, à galets de quartzite et association illite-kaolinite-chlorite-smectite (Fuvélien)

7 : Marnes grises, d'allure lacustre

8 : Calcaire lacustre (première barre) du Maastrichtien

faune caractéristique, peut recouvrir localement toute la série Bajocien — Bathonien.

j2. **Bathonien. Calcaires zoogènes.** Au sommet des faciès dolomitiques peut s'individualiser un ensemble de calcaires oolithiques ou graveleux, à Foraminifères abondants et débris de Gastéropodes, Brachiopodes et Echinodermes. Ces calcaires, incomplètement dolomitisés, rappellent beaucoup les faciès du Bathonien supérieur du Languedoc oriental.

Bauxite, argiles bauxitiques à gravillons ferrugineux. Ces formations remplissent des poches karstiques développées sur les calcaires et les dolomies du Lias et du Dogger, sur des terrains d'autant plus récents que l'on monte dans les écailles (donc que l'on s'éloigne vers le Sud) : Hettangien à Pierrerue, Hettangien—Sinémurien à Villespassans, Dogger à Cazouls. La surface bauxitique recoupe donc obliquement la série stratigraphique, ce qui implique un basculement léger du Jurassique, à une période mal définie (Crétacé inférieur). Le matériel bauxitique provient du décapage d'un manteau d'altérites localisé sur la Montagne Noire, suivi de l'érosion des terrains inaltérés sous-jacents (séries de Pierrerue inférieure et supérieure).

Crétacé

c6. **Campanien (Valdo-Fuvélien). Grès à Reptiles, marnes, conglomérats.**

C'est l'ancien « grès à Reptiles » des auteurs du siècle dernier, attribué à tort au Bégudo-Rognacien. Son épaisseur maximale est de 400 m environ, dans la partie moyenne du chaînon, mais elle se réduit considérablement dans les écailles de Cessenon (20 m) et au Nord-Ouest d'Assignan (10 m). Tout comme au Maastrichtien, nous touchons là le bord du bassin de sédimentation. Tout le matériel sédimentaire est d'origine septentrionale (Montagne Noire) : galets de quartzite, de quartz, plus rarement de dolomie. Diverses unités stratigraphiques et paléogéographiques ont été reconnues.

— *Une formation complexe*, de remaniement de la bauxite, avec graviers uniquement de quartz, discontinue, recouvre ça et là les calcaires et dolomies du Lias et la bauxite.

— *La formation saumâtre basale*, formée de pélites grises, n'existe que sur la feuille Béziers (gisement de Fontanches). Elle renferme des pollens du Valdonnien (Campanien inférieur) (J. Médeus) et une faunule présentant un curieux mélange d'espèces turoniennes et sénoniennes, comparables aux faunes provençales et de Gosau.

— *Série inférieure de Pierrerue* : c'est un ensemble fluvial de conglomérats et de limons de plaine d'inondation, localisés dans une paléotopographie de 1 km de large environ et que l'on peut suivre d'une écaille à l'autre.

— *Série fluviale* à galets de quartz, et association illite—kaolinite, alors que la série de Pierrerue renferme en plus de la chlorite. Cette décharge, très facilement identifiable, ne se trouve que vers Villespassans et Cébazan; on a pu délimiter son extension avec précision.

— *Série fluviale principale*, à galets de quartzite dans les conglomérats (chenaux); la grande densité de conglomérats dans la région de Pierrerue représente la permanence du cours; cette décharge s'est répandue sur toute la surface des dépôts précédents et sert ainsi de repère. Les os de Dinosauriens (connus depuis Depéret, révision par A.-F. de Lapparent en 1947) sont localisés dans le tiers inférieur de la décharge : *Titanosaurus*, *Oepgosaurus*, *Dryptosaurus*, *Megalosauridae*. Les gisements les plus riches sont d'ailleurs sur

le territoire de la feuille Béziers à 1/50 000. Les coquilles d'oeufs ne sont pas rares, mais très dispersées dans les sédiments. Les grès des chenaux renferment des édifices algaires qui ont parfois fossilisé des coquilles : *Unio galloprovincialis*, *U.galloprovincialis* var. *gueirardi*, *U.bosquiana*, que l'on retrouve dans le Campanien supérieur (Fuvélien) de Provence.

— Enfin, *marnes grises*, d'allure lacustre, situées juste sous les calcaires lacustres du Maastrichtien. Elles sont épaisses d'environ 5 à 10 m, mais affleurent rarement (Est et Sud de Cébazan). En ce dernier point, elles contiennent des cristaux de gypse de forme allongée.

c7. Maastrichtien (Bégudo-Rognacien). Calcaire et marnes. Dans la partie moyenne du chaînon (Villespassans — Saint-Chinian — Cébazan — Cazédarnes), le Maastrichtien se compose de 3 barres (c7a, c7c, c7e) calcaires séparées par deux intercalations de grès et limons rouges (c7b, c7d). La première barre est un calcaire lacustre vrai, en gros bancs massifs, séparés par des interlits marneux; les calcaires renferment des Characées et une faune de Gastéropodes connus depuis le siècle dernier (Depéret, Miquel) : *Lychnus urgonensis*, *Cyclotus solarium*, *Lychnus ellipticus*, *Bauxia disjuncta*, *B. bulimoides*, *Cyclophorus heliciformis*, *Paludina*, *Limnaea*, *Rognacia abbreviata*, *Clausilia matheroni*, *Palaeostoa* sp., *Auricula*, *Pyrgulifera armata*, *Pupa*, *Melania*. Les secondes et troisième barres calcaires sont de type palustre (marécages calciques), avec faciès noduleux ou à fentes de dessiccation conduisant à des brèches *in situ* ou remaniées sur de faibles distances. Certains nodules pédologiques sont corrodés par des *Microcodium*. Les deux intercalations fluviatiles qui séparent les barres calcaires présentent des grès à stratifications obliques, parfois très riches en Stromatolites (chenaux) et des limons calcaires marmorisés (plaine d'inondation). L'épaisseur totale du Maastrichtien est au maximum de 200 mètres. Dans les écaillés de Cessenon, l'ensemble maastrichtien se réduit à une barre de calcaire unique, épaisse d'une vingtaine de mètres, fossilifère, localisée entre le Vitrollien à *Microcodium* et le Campanien gréseux et argileux. Au Nord-Ouest d'Assignan on rapporte au Maastrichtien un calcaire ruiniforme (d'origine pédologique formé par la coalescence de nodules cylindriques subverticaux développés autour de racines), situé entre le Campanien grésolo-limoneux et la base de l'Illeddien (calcaire gréseux à faune marine).

TERTIAIRE

Eocène

e1. Vitrollien (Montien). Formation rouge à *Microcodium*. Formation fluviatile à dépôts de chenaux (conglomérats) et de plaine d'inondation à paléosols (limons rouges marmorisés à nodules calcaires pédologiques et *Microcodium*). Le matériel est d'origine méridionale, comme celui du Sparnacien (bordure sud du sillon languedocien). Il est à noter qu'à Saint-Chinian, les influences méridionales ne se font sentir qu'à l'Eocène, tandis qu'à Villeveyrac (feuille Pézenas), les apports pyrénéens apparaissent au milieu du Maastrichtien. Les reliefs nés de la phase tectonique fini-crétacée (= anté-maastrichtienne = anté-rognacienne) étaient localisés approximativement au niveau du littoral actuel. Cette phase tectonique, d'importance controversée, peut être datée intra-maastrichtienne dans la région qui nous intéresse ici. Dans la région de Villespassans, le Sparnacien (série fluviatile à Cyanophycées) vient reposer directement sur la dernière barre de calcaire

maastrichtien : il y a lacune du Vitrollien (série à *Microcodium*) et du Thanétien. Dans les écaïlles de Cessenon le calcaire thanétien manque; la série sparnacienne à Algues repose directement sur la série vitrollienne à *Microcodium*. Les caractères sédimentologiques de ces deux formations permettent de les distinguer aisément.

e2. **Thanétien. Calcaire noduleux palustre.** On rapporte à cet étage un calcaire blanc-gris ou rose, noduleux (faciès palustre = marécage calcique), épais d'une vingtaine de mètres et localisé dans le synclinal de la Manière, à l'Est de Cébazan. Ce niveau-repère, que l'on retrouve dans le bassin de Villeveyrac (feuille Pézenas), où il est daté du Thanétien par des Charophytes, sépare le Sparnacien fluviatile à Stromatolites du Vitrollien fluviatile à *Microcodium*.

e3. Sparnacien inférieur et Ilerdien (Sparnacien supérieur)

e3a. **Sparnacien inférieur. Formation fluviatile à Algues.** C'est une série fluviatile à matériel d'origine méridionale uniquement mésozoïque (Trias à Coniacien) et provenant de la bordure méridionale du sillon languedocien soulevé au Maastrichtien. Cette zone soumise à l'érosion coïncide approximativement avec le littoral actuel; elle constitue une bande de terrains mésozoïques qui joignaient la région de Narbonne à la Provence. Le Sparnacien inférieur se compose de corps lenticulaires conglomératiques et gréseux à oncolithes et gros édifices de Cyanophycées (Stromatolites), dispersés dans des limons fins, calcaires, marmorisés, souvent à nodules calcaires d'origine pédologique.

e3b1. **Ilerdien. Calcaire à Alvéolines.** A Tudéry, calcaire en gros bancs, renfermant à la base des Miliolites, *Operorbitolites*, Alvéolines, *Terquemella*, *Halimeda*; après un niveau à Huîtres, on trouve une barre récifale à *Solenomoris*. Les niveaux supérieurs contiennent des Nummulites, des Orthophragmines, des Alvéolines (*A. lepidula*, *A. pasticilla*, *A. globosa*). Au bois du Bousquet, la série débute par un calcaire gréseux à Miliolites suivi de grosses barres calcaires à Alvéolines et Flosculines; les Nummulites apparaissent au sommet de la série. L'extrême base de la série est formée d'un calcaire gréseux azoïque.

e3b2. **Ilerdien. Marnes grises, à faune marine.** A Tudéry, de nombreux Echinodermes sont associés à de grands Foraminifères : *Nummulites globosus*, *N. guettardi*, *N. exilis*, *Operculina ammonoia*, *O. granulosa*, *O. canalifera*, des Ostracodes, de petits Foraminifères (*Rotalia vienoti*, *Globorotalia rex*). Près de Cessenon, on a récolté dans ces marnes des Huîtres, des Oursins, des Ostracodes, des Nummulites, des Operculines, des Assilines et des Discocyclines.

e3b3. **Ilerdien. Calcaire de Ventenac.** C'est un calcaire lacustre blanc ou gris, en gros bancs massifs, alternant avec des passées marneuses, localement riches en lignites qui a été exploité autrefois. Certains niveaux sont riches en oogones de Characées.

e4. **Cuisien. Formation d'Assignan.** C'est un ensemble fluviatile, formé de grès (remplissage de chenaux) et de limons calcaires marmorisés (dépôts de plaine d'inondation à paléosols). Les barres de grès (e4C) présentent souvent des figures de courant à leur base (cannelures) et des stratifications obliques dans leur masse. Les oncolithes (Stromatolites) ne sont pas rares, développés autour d'un grain de sable ou d'une coquille de Gastéropode.

e5. Lutétien. Calcaires et marnes de Cessenon ou d'Agel. Calcaire de Cessenon dans la partie nord du chaînon, Calcaire d'Agel dans la partie sud-ouest.

— *Le Calcaire de Cessenon* se présente en gros bancs massifs, soit très durs et riches en oncolithes (Stromatolites), soit tendres, d'aspect crayeux, à débit noduleux. C'est dans ce cas un calcaire palustre, c'est-à-dire formé dans un marécage calcique et non dans un lac plus ou moins profond, mais avec une tranche d'eau permanente. Ces calcaires sont associés à des limons calcaires rouges ou marmorisés, qui représentent d'anciens sols. Près de Réals, un paléosol, riche en nodules calcaires d'origine pédologique, a fourni quelques exemplaires de *Bulimes*.

— *Le Calcaire d'Agel* a des caractères beaucoup plus lacustres. Il se présente en bancs variant rapidement d'épaisseur, associés à des niveaux de calcaires gréseux à grain fin, localement riches en *Melanopsis*.

e6. Bartonien inférieur (anté-tectonique). Formation rouge conglomératique. — e6M. *Marnes rouges gypseuses et conglomérats à éléments de socle.* — e6C. *Calcaires et marnes lacustres de Causses-et-Veyran.* Au front des écaillies tectoniques de Réals, il existe une formation détritique torrentielle, formée de conglomérats alternant avec des limons sableux et des calcaires rouges marmorisés. A partir des deux tiers supérieurs, il apparaît de gros blocs et même de véritables « klippes sédimentaires » dont la plus importante mesure 300 m de longueur. Cette formation a été interprétée comme résultant de l'érosion contemporaine du soulèvement du pli de Réals, à matériel éocène, crétacé supérieur et jurassique, d'abord sous forme torrentielle, puis en brèches d'écroulement des unités tectoniques chevauchantes lors de leur déplacement vers le Nord. Les blocs ou klippes sont restés un moment à l'air libre, avant d'être recouverts par du matériel neuf, car ils montrent souvent des figures de dissolution (lapiez) remplies par des limons rouges. La Formation rouge à blocs et klippes (e6M) mesure au moins 200 m d'épaisseur. Elle s'est déposée dans une petite dépression étroitement subsidente, située au Nord du pli de Réals, en cours de surrection. Elle occupe le bord sud de cette dépression et passe latéralement vers le Nord à la Formation de Causses-et-Veyran (e6C), formée de limons calcaires rouges, parfois marmorisés, de calcaires et dolomies à silex, avec des pseudomorphoses de gypse; parmi les minéraux argileux, on a trouvé de l'attapulгите. Ces dépôts proviennent des roches constituant le pli de Réals (Jurassique, Crétacé supérieur, Eocène), dont les constituants fins et solubles ont été entraînés plus loin que les galets et les blocs jalonnant le bord du pli. La faune, rare, renferme des coquilles d'eau douce (*Melanopsis*, Limnées) et saumâtres (*Potamides*). Au Nord de Causses-et-Veyran, la Formation fluviolacustre précédente renferme des apports originaires de la Montagne Noire : conglomérats à galets de quartz et quartzite, argiles rouges.

e7. Bartonien supérieur (post-tectonique). Cailloutis et argiles à galets. Cailloutis à galets locaux et argiles sableuses jaunes ou verdâtres. Ces dépôts mal classés contiennent une grande majorité de galets de flysch viséen tendre, de calcaires et de conglomérats du même âge impliquant une faible distance de transport et une alimentation N — S quasi exclusive. Cette formation jalonne, de Murviel à Laurens, la limite sud des terrains paléozoïques qu'elle transgresse nettement au droit d'Autignac. De conglomératiques au voisinage de cette limite les faciès évoluent vers le Sud à des argiles sableuses à intercalations ligniteuses. Un tel niveau a livré une association pollinique de milieu continental à lagunaire d'âge ludien à oligocène inférieur.

A peu près horizontaux, ces dépôts sont affectés seulement par les failles post-miocènes et sont donc nettement postérieurs à la tectonique pyrénéenne du Bartonien moyen. La puissance des couches atteint une trentaine de mètres à l'affleurement mais peut être supposée bien supérieure en profondeur.

Miocène

m2G. **Miocène moyen. Conglomérats littoraux.** En bordure de l'arc de Saint-Chinian les faciès molassiques qui constituent le faciès le plus commun du Miocène marin surmontent et passent latéralement à des conglomérats rouges à ciment argileux et à éléments mal classés et mal roulés empruntés aux couches cénozoïques et mésozoïques des structures plissées voisines. Ces conglomérats remanient par ailleurs des Polypiers d'âge miocène et sont considérés comme des décharges torrentielles en bordure du rivage.

m2. **Miocène moyen. Molasse marine.** Ensemble de faciès variés : marnes, marnes sableuses, sables, grès, calcaires et grès coquilliers à riche faune littorale de Mollusques (*Ostrea crassissima*, *Pecten fuschi*, *P. scabriusculus...*), de Foraminifères benthiques, d'Ostracodes, etc.. Localement apparaissent des faciès de calcaires en plaquettes à Gastéropodes d'allure plus saumâtre, ainsi que des épisodes conglomératiques accusant la proximité du rivage.

Le sommet de la série est occupé par trois faciès plus ou moins imbriqués :

— des calcaires gréseux ocre à intercalations de marnes jaunes, riches en colonies de Madréporaires (*Favites*, *Heliastraea*, *Tarbellastrea*, *Acanthastrea...*). Ces faciès, qui s'étendent au droit d'Autignac sur une vingtaine de kilomètres carrés, sont interprétés comme un ensemble récifal de type frangeant installé au sommet de la série argilo-sableuse;

— des calcaires blancs crayeux, pauvres en fossiles, se développent plus au large dans le même secteur. Ils sont bien visibles en particulier près de Saint-Geniès. Ces calcaires s'intercalent localement vers le sommet de la série argilo-sableuse et peuvent traduire la tendance régressive du bassin évoluant de faciès de mer ouverte vers des dépôts plus confinés ou saumâtres;

— la molasse à dragées constitue le dernier terme de la série marine miocène. Des dragées de quartz apparaissent déjà au sommet des calcaires récifaux et des calcaires blancs crayeux. La molasse à dragées proprement dite succède à ces deux faciès en bancs ou lentilles irréguliers et discontinus de grès ou calcaire gréseux conglomératique parfois ferrugineux, riche en dragées de quartz laiteux très bien roulées. Ces apports détritiques de type fluviale, originaires du Massif Central, marquent le terme de l'évolution du bassin molassique dont les apports étaient jusqu'ici d'origine essentiellement alpine.

En raison du pendage général de la série vers le Nord-Ouest, il semble peu probable que les couches burdigaliennes reconnues près de Béziers à la base de la série soient représentées ici à l'affleurement. Par ailleurs l'âge tortonien des dépôts continentaux de Montredon (Béziers, 1/50 000) surmontant les couches molassiques, permettent d'attribuer pour l'essentiel la série marine à l'Helvétien (Langhien).

m-p. Miocène supérieur—Pliocène inférieur (dépôts continentaux)

m-pG. **Formation conglomératique**, d'aspect et de granulométrie très variés dont les éléments peuvent atteindre plusieurs mètres. Les plus gros éléments proviennent essentiellement du démantèlement des couches molassiques, des calcaires blancs et de la molasse à dragées en particulier. Ces dépôts mal

stratifiés comblent le plus souvent des chenaux entaillés dans la molasse tel celui de Magalas encaissé de près de 30 m dans les couches marines.

m-pM. **Marnes de Pailhès.** Argiles, argiles sableuses, limons beiges probablement lacustres qui succèdent aux couches conglomératiques dans la vallée du Libron, où elles peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de puissance.

m-pU. **Travertins et brèches travertineuses du Puech Belet à Murviel - lès-Béziers.** S'appuyant au Nord-Est contre un relief molassique, ces dépôts puissants de quelques dizaines de mètres sont transgressés par des couches marines du Pliocène moyen; elles semblent par ailleurs passer latéralement aux couches argilo-sableuses m-pM.

m-p. **Dépôts continentaux argilo-sableux** et limons rougeâtres à intercalations caillouteuses formant des placages irréguliers particulièrement vers Cazouls et Murviel. A la même époque est attribué, par erreur, le grand épandage de matériel argilo-conglomératique qui traverse du Nord au Sud le causse de Laurens, pour lequel un âge pliocène à plio-quatenaire est en fait plus probable.

L'ensemble de ces faciès continentaux encadré par des couches marines bien datées a été attribué au Miocène supérieur—Pliocène inférieur par analogie avec les dépôts comparables qui ont livré sur la feuille voisine (Béziers, 1/50 000) une faune de Mammifères miocènes.

Pliocène

Dépôts marins ou continentaux rencontrés surtout en rive gauche de l'Orb à partir de Cessenon. Ils comprennent:

pM1. **Des argiles marines** ou estuariennes à Foraminifères, grises à gris sombre, datées du Pliocène moyen. Elles sont surtout représentées entre Cessenon et Murviel, et leur sommet apparaît également au pied du relief de Corneilhan.

Ces argiles constituent la base du remplissage d'une ancienne vallée longeant l'Orb actuel en rive gauche et se dirigeant vers la vallée du Libron à partir de Corneilhan, pour, peut-être, gagner vers l'Est le bassin de Thau.

pM2. **Des sables marins** à rares fossiles (*Ostrea cucullata*, *O. serresi*, *O. Perpignan a.*). Puissants de 40 m environ à Corneilhan, ces sables quartzeux fins, bien classés et finement stratifiés, reposent sur les argiles marines et sont surmontés par les cailloutis siliceux du Villafranchien.

La formation, qui s'encaisse dans le substratum miocène marin ou continental, s'étend vers l'Est jusqu'à la vallée du Libron.

pF. **Des sables fluviatiles** surmontent les argiles marines de Cessenon et sont comme les sables de Corneilhan recouverts par le cailloutis villafranchien.

QUATENAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Fv. **Villafranchien. Cailloutis siliceux de plateau.** Cailloutis siliceux à galets peu roulés de quartz surtout et de roches siliceuses originaires du Massif

Central : lydiennes, jaspes, quartzites. A ce cailloutis de dimensions centimétriques ou décimétriques sont associés des sables grossiers et des argiles rouges.

Ces dépôts jalonnent une sorte de très haute terrasse à morphologie plus ou moins estompée, particulièrement représentée en rive gauche de l'Orb et le long du Libron. Les cailloutis sont en outre remaniés sur les pentes qui descendent de cette surface. Il s'agit, comme cela a été démontré dans les dépôts analogues de la vallée du Rhône, d'une ancienne couverture alluviale complètement décalcifiée et transformée par une longue évolution pédogénétique.

Ce cailloutis est caractérisé par une faune à *Mastodon arvernensis* et aurait livré en rive gauche du Libron des restes de Tapir.

Fx1. Alluvions de la très haute terrasse de l'Orb, culminant vers 70 m au-dessus du cours actuel. Ces alluvions fortement décalcifiées et à sols très évolués sont conservées en rive droite de l'Orb à la hauteur de Cazouls. Elles se développent largement plus au Sud (Béziers, 1/50 000) constituant le plateau de Vendres où la découverte d'outillage très archaïque s'accorde bien avec un âge pléistocène inférieur (Günz—Mindel).

Fx2. Alluvions de la haute terrasse de l'Orb, culminant vers 30-50 m au-dessus du cours actuel. Les matériaux sablo-graveleux supportent des sols évolués et montrent une décalcification superficielle et des horizons consolidés par concrétionnement. Plus au Sud dans la région de Capestang (Béziers, 1/50 000), un outillage acheuléen a été trouvé sur une terrasse analogue et porte les mêmes traces d'encroûtement que les galets. Ces dépôts sont généralement attribués au Riss.

Fx-y. Alluvions anciennes indifférenciées. Moyennes et hautes terrasses non différenciées en amont de Réals.

Fy. Alluvions anciennes et moyenne terrasse (Würm ancien). Dépôts de la terrasse alluviale moyenne de l'Orb et du Libron culminant vers 10-15 m et couverts de limons à sols évolués. Les matériaux sablo-graveleux sont peu différents des alluvions actuelles et, à la différence des terrasses plus anciennes, ne sont jamais consolidés et peu ou pas décalcifiés.

Localement peuvent être individualisés, en contrebas de la terrasse principale, des niveaux intermédiaires.

Fz. Alluvions actuelles et récentes : basse terrasse et lit majeur. Ces alluvions sont grossières, à recouvrement limoneux dans la vallée de l'Orb et sablo-argileux dans celle du Libron.

F. Alluvions indifférenciées. Dépôts fluviatiles indifférenciés à l'amont des vallées secondaires.

C-F. Colluvions et alluvions de fond de vallon. Accumulations sur faibles pentes dans les vallons ou les dépressions, de matériaux peu évolués empruntés aux affleurements proches. La molasse miocène en particulier alimente des colluvions importantes, ainsi que la plupart des formations argilo-sableuses cénozoïques.

N-C. **Limons éoliens et colluvions.** Dépôts sablo-limoneux occupant le fond de dépressions fermées au Sud de Saint-Chinian, dont l'origine peut être au moins partiellement attribuée à des influences éoliennes.

U. **Travertins ou tufs de source,** liés à des exurgences à proximité des ensembles calcaires du Dévonien ou du Cambrien.

E. **Eboulis, formations de pente.** Eboulis consolidés formés pour la plupart au pied des reliefs calcaires cambriens de l'Ouest de la feuille.

TECTONIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

La tectonique de la feuille Saint-Chinian est particulièrement intéressante pour les raisons suivantes :

- elle offre une coupe complète du versant sud de la Montagne Noire dans une zone de flexure axiale où l'on peut observer la superposition des différentes nappes. Grâce à la lithologie variée et aux nombreuses datations, la géométrie des différentes nappes peut être étudiée en détail et la feuille Saint-Chinian présente un exemple exceptionnel de nappes profondes synschisteuses superposées;
- la feuille présente aussi la plus grande partie du chaînon de Saint-Chinian qui est l'un des tronçons de la partie externe de la chaîne des Pyrénées. Ce chaînon est caractérisé par des chevauchements plats recoupant des plis antérieurs et constitue un autre exemple de tectonique tangentielle qui cette fois est superficielle et cassante et non profonde et ductile comme la tectonique hercynienne. On a ainsi deux exemples particulièrement clairs de tectonique donnant des déplacements horizontaux importants qui peuvent être étudiés de façon totalement indépendante.

TECTONIQUE HERCYNIENNE

Subdivisions structurales du Tardi-Hercynien

La zone paléozoïque présente un empilement de plis couchés de plus en plus profonds d'Ouest en Est.

• **Nappe de Pardailhan.** C'est la plus élevée des nappes du versant sud. Elle est composée de trois synformes où les terrains sont dans la plupart des cas en position stratigraphique inverse. On distingue du Sud au Nord :

- *l'unité de Poussarou* : synforme de série inverse dont la terminaison périclinale est particulièrement démonstrative;
- *l'unité de Naudet* .tête plongeante vers le Sud dont le flanc sud, à l'endroit, est tronqué par la zone de cisaillement de la base de l'unité de Poussarou. L'unité de Naudet est elle-même rabotée à la base et repose sur
- *l'unité de Malviès* : tête plongeante vers le Sud verticalisée par des basculements tardifs.

Les trois unités de la nappe de Pardailhan ont une semelle commune de flysch ordovicien à l'envers qui repose, par l'intermédiaire d'une zone de

cisaillement, sur la nappe du mont Peyroux. Le contact de base est souligné par des lambeaux de calcaires et de dolomies dévoniens.

• **Nappe du mont Peyroux.** Dans l'ensemble il s'agit d'un flanc inverse comportant une série Ordovicien—Dévonien—Viséen et plissé en une grande synforme au Sud (faux synclinal de Roquebrun) et une antiforme tardive au Nord (faux anticlinal de Vieussan). Dans le détail la structure de la nappe est plus complexe et on peut y définir des unités structurales plus petites telles que :

— *l'unité du Calisso* : flanc normal d'Ordovicien inséré au sommet du flanc inverse de la nappe selon des zones de cisaillements;

— *l'unité d'Estaussan-Ceps*, redoublement du Dévono-Viséen à l'envers à la base de la nappe et,

— *les petites têtes plongeantes de la région de Coumiac* au Sud de Roquebrun; elles pourraient représenter un reste du flanc normal de la nappe séparé du flanc inverse par un cisaillement postérieur au renversement.

• **Nappe des monts de Faugères.** Elle forme le substratum de la nappe du mont Peyroux. Il s'agit d'un ensemble de têtes plongeantes vers le Sud à matériel dévonien (collines du Nord de la feuille) et Viséen. Les têtes plongeantes ont été vigoureusement replissées par des phases tardives et leur flanc inverse a été conservé de telle sorte que leur caractère allochtone n'est pas toujours évident sauf dans la région du Lau où une tête plongeante de Dévonien repose sur le Viséen du para-autochtone et dans le « regard tectonique » de la Borie où le Viséen des unités inférieures affleure sous le Dévonien inférieur. La nappe des monts de Faugères est découpée en lames minces par des cisaillements plats. Les dimensions de ces sous-unités sont très variables et si on peut distinguer certaines des plus grandes qui ont pu recevoir des noms locaux, les plus petites peuvent avoir une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres et il est impossible de les distinguer.

• **Para-autochtone et autochtone présumés.** Dans la région du Pin et du Lau et au Nord de la nappe du mont Peyroux on trouve des terrains dévono-viséens à l'endroit reposant sur la couverture normale de schistes de la zone axiale (feuille Bédarioux). Ces petites unités où se rencontrent des plis couchés hecto- à kilométriques constituent le substratum des grandes nappes et sont les unités les plus profondes du versant sud.

• **Olistostrome viséen.** Dans la partie est de la feuille, le Viséen qui supporte les écailles de Cabrières présente les caractères d'un olistostrome. Structuralement, ce flysch est sous les unités type mont Peyroux (nappe du mont Peyroux, nappe du Bissous sur la feuille Lodève). Ses rapports structuraux avec les monts de Faugères ne sont pas connus avec certitude car il en est séparé par une faille tardive (faille de Roquessels). Pour des raisons indirectes (ressemblance avec l'autochtone du Pin et du Lau où le Viséen est olistolithique, faible degré de métamorphisme, chevauchement vers le Nord de la faille de Roquessels), ce Viséen a été considéré comme appartenant à une zone externe de la chaîne et paraît constituer le substratum commun à toutes les nappes.

• **Klippes de Laurens—Cabrières.** Il s'agit de lambeaux de nappes-écailles dans lesquels le Dévonien plissé et raboté à la base repose par l'intermédiaire d'un contact plat cisailant sur le Viséen. Les schistes et grès de l'Ordovicien et du Silurien constituent une semelle plastique qui a facilité la progression des écailles.

• **Paléozoïque post-hercynien.** Le Stéphanien repose en discordance sur les structures hercyniennes au Sud-Est de Laurens. La discordance qui permet de dater la tectonique hercynienne est surtout visible sur le territoire des feuilles Pézenas et Bédarieux.

Matériel affecté par la tectonique

Dans la Montagne Noire, les plissements et les charriages hercyniens affectent un matériel sédimentaire dont l'âge va du Briovérien supérieur probable (schistes S) au Viséen supérieur. La plupart de ces terrains sont représentés dans le cadre de la feuille Saint-Chinian. La série paléozoïque complète dépasse probablement 5 km d'épaisseur mais ce chiffre n'a pas grande signification car la tectonique a rapproché et superposé des unités qui, à l'origine, pouvaient être très éloignées. Comme on ne peut pas reconstituer l'allure originelle des bassins, toute paléogéographie demeure extrêmement hypothétique.

Le *Cambrien inférieur* semble montrer un passage continu depuis une série schisto-gréseuse puis schisto-calcaire jusqu'à des dolomies et des calcaires noduleux. Les calcaires diminuent d'épaisseur dans le rapport de 1 à 10 du Sud vers le Nord. Si l'on tient compte de l'ensemble de la Montagne Noire, il semble que les calcaires soient transgressifs sur diverses formations antérieures et disparaissent vers le Sud. Au Cambrien moyen, la sédimentation redevient progressivement argileuse puis de plus en plus gréseuse et l'on passe en continuité à la sédimentation flyschöide de l'*Ordovicien*. Les niveaux détritiques qui se déposent alors ne sont certainement pas très profonds mais leur aire de sédimentation est fortement subsidente puisque leur épaisseur dépasse certainement 2 km. Cette subsidence est probablement due à une distension et non à des plissements « calédoniens » car, dans le Mouthoumet et le Minervois, du volcanisme se rencontre dans l'*Ordovicien*. De plus, des intrusions alcalines semblent dater de cette époque dans la zone axiale. On ne connaît pas de sédiment postérieur aux schistes du Landeyran (Arenig inf.). La sédimentation reprend à l'*Ordovicien supérieur*, dans les écaillés de Cabrières et l'autochtone (?), et au *Dévonien inférieur* dans les autres nappes. Cette transgression ne s'accompagne pas d'une discordance nette (5° au maximum) et nulle part dans la Montagne Noire on ne peut parler de plissement calédonien.

Juste avant la transgression du Caradoc un volcanisme andésitique et rhyolitique se produit dans les écaillés de Cabrières. Les produits volcano-sédimentaires se retrouvent peut-être dans les séries infradévoniennes de la zone du Jaur.

Au *Dévonien* la sédimentation devient carbonatée et le système présente environ 600 m de dolomies, calcaires et calcaires argileux. Le *Dévonien inférieur* et moyen présente des faciès de plate-forme carbonatée avec des doimies et des calcaires récifaux. Au *Dévonien supérieur*, la bathymétrie change et il est probable que les faciès noduleux riches en fer et en manganèse, les lydiennes en l'absence de faune néritique, (les *hard-grounds* marquent les arrêts de sédimentation) indiquent des dépôts de plus grande profondeur. Le changement de bathymétries pourrait être mis en corrélation avec la formation à la même époque dans les zones internes d'une chaîne intradévonienne (acadienne) la Montagne Noire étant alors située au bord d'un bassin externe en avant de la chaîne.

La sédimentation devient progressivement siliceuse au *Tournaisien* avec le dépôt des lydiennes. Après un bref épisode calcaire, dont on ne connaît pas clairement la signification, sans doute brèches turbiditiques de talus la

sédimentation devient détritique avec le dépôt d'un *flysch*. La présence de nombreux niveaux de turbidites, de *slumping*, d'olistolithes montre la grande instabilité du bassin de sédimentation. Les sédiments qui se déposaient au pied du talus continental proviennent très certainement de la destruction des plis précoces apparus dans les zones internes (Nord et centre du Massif Central). Le *flysch* viséen est donc un sédiment syntectonique mais il convient de préciser qu'il est néanmoins antérieur au plissement hercynien de la Montagne Noire elle-même.

Le *flysch* est contemporain du plissement précoce des zones internes mais il est lui-même affecté par les plissements des zones plus externes et il est engagé dans les nappes au même titre que les terrains antérieurs.

Les *plissements hercyniens de la Montagne Noire* se produisent entre le Viséen supérieur (et peut-être le Namurien inférieur) et le *Stéphanien*. Dans la région de Laurens, mais surtout dans le bassin de Graissessac (feuille Bédarieux), les conglomérats d'âge stéphanien moyen, peu déformés par les phases tardives, recouvrent en discordance les structures hercyniennes. En l'absence de dépôts réellement syntectoniques, on ne peut dater de façon précise la tectonique, qui serait namuro-westphalienne. Cette estimation est confirmée par de nombreuses déterminations géochronologiques effectuées dans la zone axiale et qui attribuent au métamorphisme et à l'anatexie des âges compris entre 310 et 290 M.A.

Evolution et style tectonique

Le trait essentiel de la tectonique du versant sud de la Montagne Noire est l'existence de plis couchés à flanc inverse conservé, mis en place dans la zone à schistosité et replissés ensuite. Deux problèmes concernent cette tectonique : le sens de déplacement des nappes (et leur patrie d'origine) et la succession des phases de plissement. *Le sens de déplacement des nappes* peut être déterminé d'après des critères cartographiques et d'après des critères microtectoniques. Dans l'ensemble du versant sud le déversement des nappes est du Nord vers le Sud. Sur la feuille, ce déversement S—N est démontré par l'allure de plis tels que ceux du Pin et du Lau et par les relations schistosité—stratification là où la schistosité a un pendage faible, en particulier dans la nappe de Pardailhan. Dans la mise en place des nappes on peut définir plusieurs stades : d'abord la formation de vastes plis couchés (le flanc inverse peut atteindre plus de 10 km) avec, dans les zones les plus profondes, le développement *concomitant* d'une schistosité de plan axial de mieux en mieux exprimée quand on se dirige vers le Nord et/ou vers le bas de l'édifice; dans un deuxième stade la déformation est plus irrégulièrement répartie : elle est en effet limitée à des *zones de cisaillements* d'une épaisseur comprise entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres dans lesquelles une deuxième schistosité peut localement apparaître. Ces zones amènent le déplacement relatif d'unités qui morcellent les plis couchés. On peut ainsi expliquer l'absence de flanc normal dans la nappe du mont Peyroux en supposant simplement que grâce à une zone de cisaillement le flanc normal est allé plus loin que le flanc inverse et que la nappe de Pardailhan s'est substituée à ce flanc normal. Après cette tectonique tangentielle il se produit des plis à plan axial subvertical orientés N 70° E dont l'effet le plus évident est de replisser la schistosité. C'est à ce moment que se forment les grands plis tardifs comme la synforme de Roquebrun ou l'antiforme de Vieussan. Cette phase est contemporaine du métamorphisme hercynien dont les effets sont surtout visibles dans le cadre des feuilles Bédarieux et Saint-Pons.

Dans ce cadre tectonique les klippen de Laurens—Cabrières posent un

problème car leur style tectonique est tout à fait différent. Ces « nappes, surtout développées sur la feuille de Pézenas se sont mises en place après le Viséen supérieur qu'elles chevauchent par un contact mécanique (et avant le Stéphaniens). Le mécanisme de mise en place est très différent de celui des autres nappes hercyniennes puisqu'il s'agit d'un chevauchement franc, plat, n'intéressant qu'une mince tranche de terrains broyés » à froid et recoupant des plis antérieurs (rabotage basai). Ces caractères sont ceux d'une tectonique *plus superficielle* et d'une zone *tectonique plus externe* que la tectonique synschisteuse. Ceci est en accord avec le fait que la série stratigraphique des klippen est plus proche de celle du Mouthoumet au Sud que de celle des nappes.

Failles tardi-hercyniennes

Le dernier épisode tectonique hercynien net correspond à un réseau de décrochements dont les familles principales sont N.NE—S.SW à N—S senestres et E—W à NW—SE dextres. Ces décrochements ont été datés en gros du Stéphaniens. Leur organisation d'ensemble n'apparaît pas sur la carte. Mais on sait qu'à l'échelle de la Montagne Noire les décrochements de la feuille Saint-Chinian sont des accidents mineurs satellites de décrochements beaucoup plus grands. On sait également qu'ils sont apparus au cours d'une compression NW—SE.

D'autres failles existent également sur le territoire de la feuille mais aucune donnée ne permet de les rattacher à un épisode connu de tectonique.

TECTONIQUE PYRÉNÉENNE

Subdivisions structurales du chaînon pyrénéen

La feuille Saint-Chinian montre la majeure partie de *l'arc de Saint-Chinian* qui fait partie du rameau pyrénéo-provençal du Languedoc méditerranéen dans la région où celui-ci se courbe pour se raccorder aux structures de la nappe des Corbières et à celles des Pyrénées. Dans la partie « pyrénéenne » de la carte, on distingue un certain nombre d'unités, définies à la fois par leur histoire tectonique et par leurs caractéristiques lithostratigraphiques.

- **Substratum des écaïlles.** Il est constitué par le Paléozoïque du versant sud recouvert par une relativement mince couverture de terrains cénozoïques restés tabulaires (Eocène autochtone).

- **Ecaïlles inférieures.** Il s'agit d'une série de petites écaïlles, dont la série est plus ou moins analogue à celle de l'autochtone mais plus complète vers le bas, et qui sont imbriquées les unes dans les autres. On distingue l'écaïlle de Cessenon et l'écaïlle du bois du Bousquet. Les écaïlles chevauchent vers le Nord avec des contacts à pente faible. Le cas du pli de Réals, à l'extrémité orientale du chaînon, est particulier car on ne voit pas de contact en surface mais un chevauchement a été mis en évidence, en sondage, sous l'Eocène. Des petites unités en chapelets, les copeaux intermédiaires, marquent la limite entre les écaïlles inférieures et les unités supérieures (unité de Cazedarnes et nappes de Cazouls).

- **Unité de Cazedarnes.** Elle est caractérisée par une série mésozoïque, comprenant du Trias, du Lias et du Crétacé supérieur, et cénozoïque (Vitrollien). Ces terrains sont affectés par des plis à rayon de courbure hecto- à

N

S

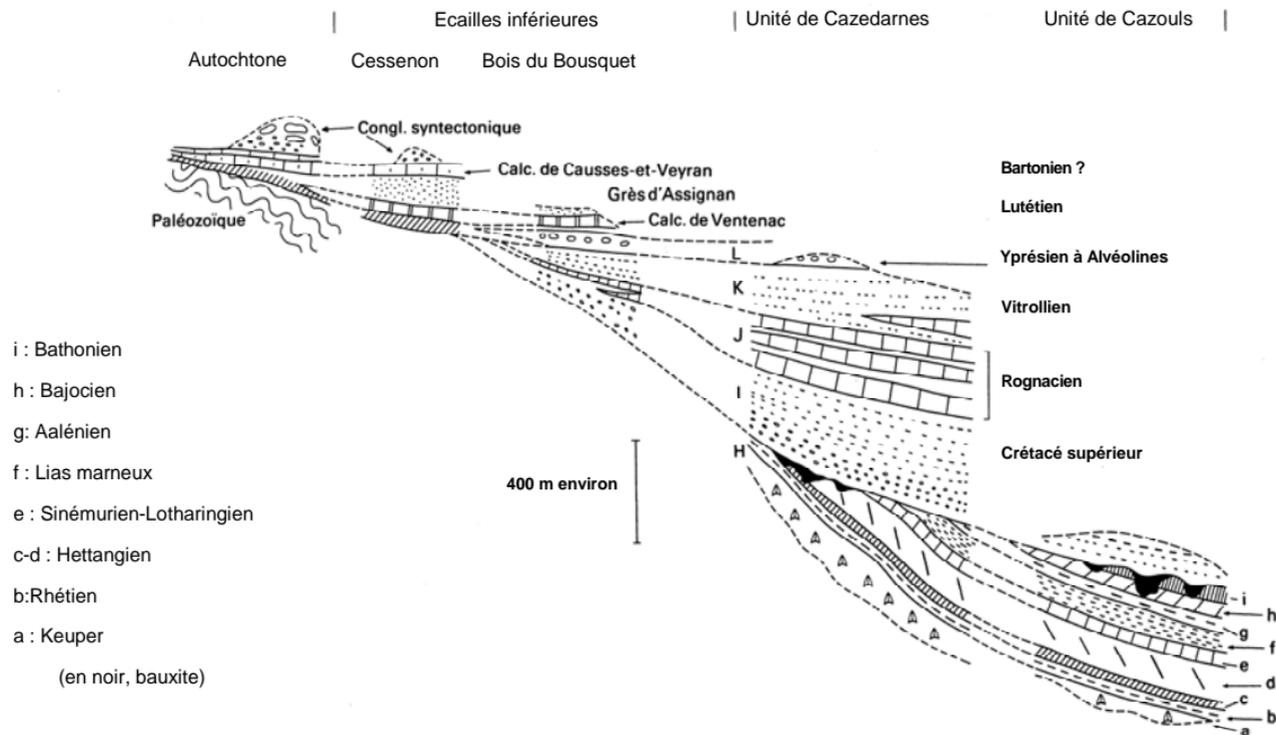


Fig. 2 - Coupe schématique (d'après F. Ellenberger)

kilométrique, cylindrique, à plan axial subvertical. Les plis sont tranchés à l'emporte-pièce par des chevauchements plats, postérieurs aux plis dont ils sont totalement indépendants (les écaillés ne dérivent pas de l'exagération de plis déversés).

- **Unité (nappe) de Cazouls.** C'est la plus haute des unités. Elle est caractérisée par une série mésozoïque allant jusqu'au Dogger, avec pratiquement très peu de Crétacé supérieur. Son contact de base sub-horizontale est très proche de la surface topographique actuelle et de ce fait il dessine toute une série de klippes (*par ex. l'écaillé de Mus*) et demi-fenêtres qui démontrent bien son caractère allochtone.

- **Formations syntectoniques.** A la terminaison nord-orientale les unités supérieures (Cazedarnes et Cazouls) reposent sur une formation rouge conglomératique à bancs de conglomérats peu roulés. La formation augmente depuis Cessenon vers le Sud-Est et se charge en même temps d'olistolithes venant surtout des écaillés inférieures. Alors qu'à Cessenon la formation repose sur l'autochtone, plus à l'Est elle repose en *discordance* sur la charnière du pli de Réals dont on sait par sondage qu'il est chevauchant. Cette formation discordante sur les écaillés inférieures, chevauchées par les unités supérieures est donc syntectonique.

- **Formations post-tectoniques.** Toute la partie sud-est de la feuille est occupée par les terrains post-pyrénéens. Il s'agit, pour l'essentiel, de Miocène moyen marin et supérieur continental.

Matériel affecté par la tectonique

Le matériel sédimentaire affecté par la tectonique pyrénéenne comporte d'une part un socle rigide déjà plissé à l'Hercynien et d'autre part une *couverture* plus déformable constituée par les séries post-triasiques. Suivant les unités la série débute par les niveaux plastiques du Trias ou par les niveaux détritiques du Crétacé supérieur—Eocène inférieur.

- **Série mésozoïque.** La paléogéographie et l'évolution sédimentaire en sont délicates à reconstituer car la patrie d'origine est inconnue ainsi que les relations mutuelles des différentes unités. De plus les rapports du chaînon avec les autres zones définies dans la chaîne pyrénéenne sont hautement hypothétiques puisque, en arrière du chaînon, tout est recouvert par des sédiments récents.

Du Trias au Lias supérieur le chaînon appartient à la bordure peu profonde d'un grand bassin du Sud-Est. Le Trias correspond à l'ouverture de ce bassin avec des dépôts évaporitiques. Au Lias le bassin devient marin, le chaînon appartient toujours à une zone de bordure où les sédiments, peu épais, présentent un faciès marin littoral (dépôts de plate-forme moyenne). Dans l'autochtone on ne sait pas si ces faciès ont jamais existé ou s'ils ont été érodés avant l'Eocène. Les mêmes conditions se poursuivent jusqu'au Dogger, dernier niveau connu dans la série mésozoïque marine du chaînon. Dans celui-ci en effet il y a lacune de tous les terrains du Jurassique supérieur, du Néocomien et de la plus grande partie du Crétacé supérieur. Après le dépôt des *bauxites* la sédimentation continentale reprend avec les Grès à Reptiles. Cette lacune est due à une émergence suivie d'érosion qui se produit probablement à l'Albien (les forages de Béziers à environ 20 km au Sud contiennent encore de l'Aptien marin). Le chaînon appartenait donc à *l'isthme durancien*, nom mal choisi

d'une zone émergée E—W reliant le Sud du Massif Central aux Maures. Pendant cette émergence les carbonates infra-crétacé supérieur sont karstifiés et les poches ainsi réalisées sont remplies de bauxite.

La sédimentation reprend après la bauxite mais dans un contexte structural différent. La sédimentation devient continentale et se fait dans des bassins probablement en compression. Au Crétacé supérieur il se produit des plis à très grand rayon de courbure : les synclinaux se remplissent de sédiments surtout détritiques, palustres, lacustres ou fluviales (« bassins subsidents »). A la fin du Crétacé la sédimentation devient plus fine (marnes) et biochimique (calcaires rognaciens) marquant ainsi le comblement des bassins et une notable diminution de l'amplitude des mouvements verticaux. Au *Vitrollien* la sédimentation redevient grossièrement détritique; les marnes rouges contiennent de nombreux niveaux de grès et de conglomérats qui montrent une reprise de l'activité tectonique de la région (le chevauchement et le plissement du « pli de Montpellier », structure qui prolonge plus ou moins vers l'Est l'arc de Saint-Chinian, se sont produits à cette époque). Cependant on ne connaît pas de preuve de plissement d'âge paléocène—éocène inférieur dans l'arc lui-même. La sédimentation devient progressivement marneuse et calcaire marquant un retour progressif à une période de calme tectonique où se produisent seulement des mouvements de très faible amplitude (transgression de l'Yprésien). La tectogenèse majeure se produit au cours de l'Éocène supérieur où l'arc se plisse puis chevauche en alimentant les brèches syntectoniques à son front.

Style et évolution tectonique

L'arc de Saint-Chinian présente fondamentalement deux types de structures : d'une part des plis, d'autre part des écailles ou chevauchements à pendages faibles. Le *plissement* affecte tous les terrains jusqu'à l'Éocène inférieur (pli de Réals). Il s'agit d'un plissement isopaque donnant des plis réguliers d'un rayon approximativement kilométrique, à peine déversés vers le Nord. Ces plis se sont formés près de la surface, en l'absence de toute charge notable et présentent cependant un caractère ordonné qui suggère un serrage lent et progressif où les roches peuvent, en grand, se comporter de façon souple. Ce premier épisode est suivi d'une phase d'érosion au cours de laquelle se réalise une surface d'érosion. En même temps que cette érosion se produisent des phénomènes de cisaillement qui individualisent toute une série d'écailles rigides. Il ne semble pas que le passage de la tectonique souple à la tectonique cassante soit progressif. Au contraire, les surfaces listriques planes ne tiennent aucun compte des structures antérieures. La fracture initiale a dû apparaître de façon très brutale dans les roches, assez rapidement du moins pour que les hétérogénéités n'influencent pas sa géométrie. Comme elle coupe des structures plissées antérieurement elle définit de part et d'autre de sa surface une *troncature basale* dans l'élément supérieur et une *troncature du sommet* dans l'élément inférieur. Au cours du temps le chevauchement ainsi réalisé peut évoluer de deux manières :

- le système peut se bloquer et une deuxième surface apparaît déterminant une lame mince entre deux cisaillements,
- le chevauchement peut arriver en surface et progresser sur une surface d'érosion où il provoque un *rabotage* des reliefs résiduels.

Le déplacement cumulé du chevauchement principal (base de l'unité de Villespassans) et des écailles secondaires dépasse probablement la vingtaine de kilomètres, chiffre auquel il convient d'ajouter le raccourcissement dû aux plis et celui dû aux écailles en arrière de l'arc et découvertes par sondage. Il semble acquis que les structures de l'arc ne résultent pas du glissement d'une

couverture sur une semelle plastique sous l'effet de la seule gravité car ce mécanisme implique une pente vers le Nord alors que les cisaillements plongent au Sud. Le mécanisme générateur des cisaillements semble bien être une compression généralisée provoquant un raccourcissement de l'ensemble socle—couverture, dont le moteur est à rechercher dans le golfe du Lion. La gravité n'est intervenue comme mécanisme dominant que dans la mise en place des éléments frontaux, i.e. les olistolithes de la formation rouge.

En dehors du chaînon lui-même, on connaît mal les effets de la tectonique pyrénéenne. Si l'on juge d'après le Tertiaire autochtone, il semble que ces effets soient très faibles. Cependant il n'est pas exclu que des failles anciennes du socle aient rejoué au Pyrénéen. Sur la feuille Bédarieux, on voit que les monts de Fauères chevauchent le Tertiaire du fossé de Bédarieux par l'intermédiaire d'une faille inverse raide, localement horizontale près de la surface. La tectonique pyrénéenne est donc, dans la région, cassante et discontinue, pratiquement limitée au jeu des failles antérieures.

ÉVOLUTION POST-PYRÉNÉENNE

Après l'orogénèse pyrénéenne la région est restée relativement stable mais affectée néanmoins de mouvements verticaux de faible amplitude. En raison de la rareté des dépôts bien datés la nature de ces mouvements est difficile à mettre en évidence, d'autant plus qu'il faut raisonner à partir de surfaces d'érosion mal définies, très proches les unes des autres et le plus souvent polygéniques. Le problème est compliqué par le fait qu'il existe des surfaces d'érosion anté-pyrénéenne dans le massif paléozoïque. Il s'agit en particulier de la *surface antétriasique* bien définie sur les feuilles voisines Lodève et Pézenas et de la surface antétertiaire visible dans la partie sud-est de la feuille, où elle est fortement découpée par le réseau hydrographique (rappelons que dans l'Ouest de la Montagne Noire, cette surface est très bien définie et qu'elle passe d'une altitude de 100 m environ à près de 1 200 m au pic de Nore). Cette surface antétertiaire semble être la plus importante dans le Paléozoïque (où elle doit rester proche de la surface antétriasique). Elle subsiste sous forme de reliques entre 600 et 700 m dans la partie centrale du versant sud (par exemple à la Lande, plateau de la Bouisse, région de Camprafaud). Au bord sud-est du massif hercynien, elle dessine une flexure et passe sous le Tertiaire aux environs de 200 m d'altitude. Cette surface est certainement polygénique car elle peut localement être cachée par des dépôts post-pyrénéens, en particulier par les cailloutis bartonien supérieur d'Autignac.

La tectonique post-pyrénéenne ne peut guère être reconstituée que par les déformations enregistrées : par cette surface dans les terrains paléozoïques et par une surface anté-miocène basculée qui passe de l'altitude moyenne de 300 m, dans l'Ouest de l'arc de Saint-Chinian, à 150 m environ à la terminaison est de l'arc. Cette surface a pu s'installer à l'Oligocène inférieur comme dans le reste du Languedoc.

Au Miocène la mer revient avec la transgression des dépôts molassiques burdigaliens ou helvétien. La limite des affleurements actuels coïncide à très peu de chose près au rivage de la mer miocène qui n'a pas dépassé, vers l'Ouest, une barrière constituée par le versant sud de la Montagne Noire et l'arc de Saint-Chinian. La limite des faciès marins littoraux est marquée par la présence des récifs et par les formations rouges torrentielles interstratifiées dans les faciès marins, ainsi que par des failles normales anté- à syn-miocènes.

Au Miocène supérieur la régression générale de la mer voue la région au domaine continental. Une intense érosion dissèque les assises marines fraîchement déposées.

Au Pliocène moyen une nouvelle transgression atteint la région de Cessenon en remontant le cours encaissé d'une vallée proche de l'Orb actuel.

La tectonique post-pyrénéenne se manifeste par des rejeux locaux et discontinus sur l'axe Cévennes—Alaric. Des failles normales à regard sud affectent les couches miocènes dans les secteurs d'Autignac—Saint-Geniès et de Quarante. Ces manifestations auraient persisté jusqu'au Quaternaire récent. Des basculements de glacis et des failles normales de plusieurs dizaines de mètres de rejet ont en effet été mis en évidence plus au Sud-Ouest dans la région de Lézignan-Corbières.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGEOLOGIE

D'une extrême diversité dans la constitution de son sous-sol, le territoire couvert par la feuille est en outre une zone de transition entre les reliefs du massif de l'Espinouse et les plaines littorales du Biterrois : il en résulte une grande variabilité des conditions climatiques et hydrologiques selon les secteurs.

Du point de vue de l'hydrographie, la plus grande partie de la feuille est tributaire du bassin de l'Orb ; seule sa bordure orientale se rattache au bassin d'un très petit fleuve côtier, le Libron. Sa limite nord coïncide avec la confluence du fleuve et de son principal affluent rive droite, le Jaur. C'est dans son cours moyen que l'Orb traverse le territoire de la feuille Saint-Chinian et son tracé y est sensiblement perpendiculaire aux directions structurales et notamment durant sa traversée des terrains primaires (cluse de l'Orb). C'est dans cette partie de son cours que l'Orb reçoit ses plus nombreux affluents : il assure là, aussi bien la collecte des vallées superficielles de la partie montagneuse qui correspond aux formations du Primaire, que le drainage des écoulements souterrains issus des parties calcaires qu'il traverse et dont les sources sont plus ou moins éloignées de son lit.

Les principaux de ces affluents sont :

— *en rive droite* : le Jaur, issu de la résurgence du même nom située à Saint-Pons; le Rieuberlou et le ruisseau de Vernazobre qu'alimentent, pour la plus grande part de son débit, les sources de Cauduro (feuille Saint-Pons), de l'Adoux (5.15) et de Poussarou (5.5) ;

— *en rive gauche* : les ruisseaux du Pontil, de Laurenque, du Landeyran — ces trois ruisseaux étant affectés de soutirages (points numérotés 2.21, 2.24 et 3.15 sur la carte) — et, plus en aval, dans les plaines mio-pliocènes, le Rieutort et le ruisseau de Vallongue.

Du point de vue de la pluviosité, on observe, sur le territoire même de la feuille, un accroissement des chutes d'eau en allant du Sud-Est vers le Nord-Ouest : tandis que dans le quart sud-est la hauteur d'eau moyenne annuelle est voisine de 700 mm, elle atteint 1 000 mm dans son quart nord-ouest (région d'Olargues).

Du point de vue des volumes d'eau écoulés, l'importance du bassin versant de l'Orb en amont de la feuille (850 km² environ), sa situation en zone montagneuse, sa nature peu perméable et la distribution de la pluie dans ce

bassin, déterminent le régime de son écoulement : celui-ci de type méditerranéen, se caractérise notamment par un écart considérable entre débit de crue, susceptible de dépasser 1 000 m³/s, et débit de saison sèche, de l'ordre de 2 m³/s (moins de 1 m³/s en 1953 !), tandis que son débit moyen interannuel est d'environ 20 m³/s; une amélioration a été apportée aux conditions naturelles de cet écoulement à la suite de l'édification du barrage d'Avène (capacité de 34 millions de m³) situé sur le territoire de la feuille Camarès, qui permet un relèvement appréciable du débit en étiage. A sa sortie de la feuille (station de Béziers), l'Orb restitue un volume d'eau moyen annuel correspondant sensiblement à une lame d'eau de 500 mm pour 1 300 km² environ de bassin versant. Il véhicule en outre une partie des eaux du bassin du Tarn (près de 200 millions de m³/an) dérivées par EDF pour être turbinées dans la vallée du Jaur à l'usine de Montahut.

Du point de vue des eaux souterraines, les distinctions suivantes peuvent être adoptées dans le territoire de la feuille:

- **Les plus anciens terrains** (schistes métamorphiques) que l'on ne rencontre que dans l'extrême quart nord-ouest de la feuille (communes d'Olargues et de Saint-Vincent-d'Olargues) ne donnent lieu qu'à de très faibles restitutions d'eau par de nombreuses sources dont les débits n'excèdent que rarement 5 l/mn.

- **Les formations primaires**, situées au Nord de l'axe joignant les angles nord-est et sud-ouest de la feuille, comportent, du point de vue aquifère, deux grandes distinctions :

- d'une part, les formations schisto-gréseuses (de type flysch) dont l'âge est essentiellement cambro-silurien en rive droite de l'Orb et carbonifère en rive gauche : ces formations sont médiocrement aquifères à l'exception de quelques niveaux gréseux ou de conditions de fracturation favorables; elles peuvent alors donner lieu à des écoulements dont les débits sont en général compris entre 1 et 5 l/mn (par exemple, les sources de Montahuc, de Berlou, de Font-Frège, de la Fraïse, du Crouzet, de Laurenque, etc.);

- d'autre part, des formations calcaires et dolomitiques, soit d'âge cambrien (et localisées dans la partie située à l'Ouest de la vallée de l'Orb), soit d'âge principalement dévonien et secondairement carbonifère et dont les plus larges affleurements sont situés à l'Est de la vallée de l'Orb : ces formations, intensément plissées et fracturées, comportent quelques niveaux aquifères privilégiés, notamment dans leurs faciès dolomitiques : soumises à l'altération karstique depuis de très longues périodes, elles constituent de bons aquifères ainsi qu'en atteste la présence de nombreuses pertes, sources et cavités avec écoulement souterrain, et des formes de surfaces habituelles à ce type de réservoirs (le poljé de la Lande, le Trou de Tamban, le Trou de la Gaude, etc.). Leurs dispositions structurales sont le plus souvent favorables à l'existence de réserves profondes : ceci a déjà été confirmé en quelques points par les résultats d'expériences de traçage, par les données de quelques forages, par des anomalies positives de température de certaines sources attestant un cheminement de l'eau en profondeur, par les indications révélées au cours de plongées en scaphandre dans des sources et par des tests de pompage.

On retiendra en outre comme indices de karst profond sous-jacent, les très spectaculaires dolines de Cabrerolles (le Clot) et de la gare de Faugères : la genèse de ces dolines, ouvertes dans les formations schisto-gréseuses, résulterait de l'existence de vides importants dans un karst sous-jacent pouvant être situé à quelques centaines de mètres en profondeur.

Les diverses formations aquifères « calcaires et dolomitiques » du domaine primaire peuvent être subdivisées de la façon suivante :

a) Partie ouest (rive droite de l'Orb)

— On distingue trois secteurs d'affleurements, d'âge cambrien :

- au Nord : le faux synclinal de la montagne de Sainte-Croix (unité de Malviès) dont la source du Fréjo (1.5) paraît constituer le principal exutoire mais qui alimente d'autres petites sources, en général captées, et dont les débits varient en étiage entre 0,5 et 5 l/s;
- plus au Sud : l'unité du Pié de Suc (unité de Naudet) est elle aussi drainée par plusieurs petites sources dont les plus importantes sont celles de Lauriol (à l'Est), du Val d'Enfer (au centre) et des Campels (à l'Ouest);
- enfin, encore plus au Sud, l'extrémité orientale des monts de Pardailhan s.s. (unité de Poussarou) alimente trois sources importantes. Il s'agit de la source de Cauduro (1013.8.3) dans le ruisseau de Vernazobre mais située sur la feuille Saint-Pons (près de sa bordure), de la source de l'Adoux (5.15) située plus à l'aval du même ruisseau, et de la source de Poussarou (5.5). Ces diverses sources, dont les débits d'étiage sont compris entre 50 et 80 l/s, sont utilisées pour l'alimentation des communes de Babeau-Bouldoux, de Saint-Chinian et de leurs écarts.

Les conditions structurales qui caractérisent ces trois secteurs et la karstification des calcaires, laissent présager l'existence de réserves notables en-dessous des niveaux d'écoulement : de fait l'existence d'une zone noyée à la terminaison orientale des monts de Pardailhan, a notamment été attestée par traçage (relation entre la perte de l'Ilouvre, feuille Saint-Pons, et la source de Poussarou) et par plongée (l'exutoire de la source de Poussarou a ainsi été reconnu jusqu'à une vingtaine de mètres en-dessous de son seuil d'écoulement).

— On distingue en outre dans cette partie, entre les trois secteurs d'affleurement de calcaires cambriens et le fleuve, une zone d'affleurements modestes, alignés selon un axe Nord—Sud, constitués par des calcaires du Dévonien. Seule l'extrémité nord de cette zone affleure assez largement, ce secteur paraissant drainé par l'exurgence de Font Molière (1.6). Si l'on se réfère aux hypothèses structurales actuellement admises, ces calcaires devraient se trouver en profondeur plus à l'Ouest de leur zone d'affleurement et pourraient de ce fait présenter un intérêt pour leur utilisation par forage.

b) Partie est et vallée de l'Orb

On peut y distinguer deux ensembles principaux :

- au Nord : un ensemble structural, orienté Est—Ouest, constitué par des calcaires et dolomies du Dévonien et du Carbonifère : bien qu'apparemment subdivisé en plusieurs parties, la continuité en profondeur de cet ensemble, auquel on peut appliquer l'appellation générale de « monts de Faugères », est attestée par le régime et les caractéristiques de ses eaux souterraines;
- au Sud : l'unité du mont Peyroux, formée de terrains analogues.

Ces deux précédentes unités se trouvent reliées par une zone d'affleurements continus en rive droite de la vallée de l'Orb, toutes les formations calcaires du Dévonien et du Carbonifère plongeant vers l'Ouest sous le flysch schisto-gréseux cambro-silurien : c'est dans cette partie médiane que se trouve le groupe des sources les plus importantes, soit sur la rive droite, soit directement sous le lit de l'Orb : le premier groupe est situé à l'aval de Vieussan (2.22), le deuxième à l'aval de Ceps (2.23). Les débits de ces écoulements, difficiles à

estimer, pourraient être au minimum de 100 à 200 l/s en étiage. Ils révèlent en outre une température comprise entre 18 et 20°, soit 6 à 8° au-dessus de la température normale à laquelle on pourrait s'attendre dans ce secteur : il apparaît ainsi qu'une partie au moins de ces eaux a subi un cheminement notablement en-dessous de la cote des exutoires actuels. La probabilité de leur origine relativement lointaine découle également du bilan hydraulique : appliqué aux seules unités apparentes des affleurements calcaires de la région de Vieussan, ce bilan ferait apparaître un très gros excédent d'eaux souterraines écoulées par les sources dans ce secteur par rapport à celui, au contraire très déficitaire, de l'unité des monts de Fauçères s.s. qui ne comporte, malgré sa plus grande extension, que des sources relativement modestes : sources du Lau, des Brugasses, d'Aigues-Vives notamment. Des expériences de coloration pourraient apporter la démonstration directe des relations entre les diverses unités des monts de Fauçères s.l., et, en particulier, à partir des pertes du Pontil à Estaussan (2.21), du ruisseau de Laurenque (2.24) et du ruisseau du Pin (2.8).

En dehors des sources du talweg de l'Orb, il en existe d'autres à des distances plus ou moins éloignées qui sont soit pérennes : le Burgas (2.20), le Foulon (2.26), soit temporaires : le Trou souffleur (2.19), Roquebrun (2.25), les Douzes (2.28), le Tou (3.16), cette dernière source étant en relation avec les pertes de Landeyran (3.15). Celle de Roquebrun a longtemps été utilisée comme seul point de captage du chef-lieu, son alimentation en eau étant actuellement assurée (ainsi que pour le village de Vieussan) par aménée des eaux de la retenue du barrage de l'Airette (feuille Bédarieux n° 5) : des plongées en scaphandre ont permis d'y reconnaître une profondeur d'eau de l'ordre de 30 mètres. Aussi bien dans la région de Vieussan que dans celle de Roquebrun, les conditions structurales sont très favorables à la présence d'une importante zone noyée sous le niveau de l'Orb et les sources actuellement recensées n'apparaissent qu'être le trop-plein de ces réservoirs permanents ;

- enfin, dans l'angle nord-est de la feuille, le petit causse dévonien de Laurens constitue une unité hydrogéologique distincte. La plus grande partie de son drainage paraît assurée par la source de Rasclouse (située sur la feuille Pézénas) — cette source, captée pour le village de Gabian, aurait un débit variant entre 5 et 20 l/s — et, secondairement, par la source pérenne du Parc de Laurens (2 à 3 l/s) et par celle, temporaire, de la Douze (4.9). Entre ces deux dernières, une carrière de marbre atteint un plan d'eau permanent à niveau variable dans les calcaires et son utilisation est assurée par pompage pour satisfaire aux besoins de l'exploitation du matériau.

- **Les formations plissées du Secondaire et du Tertiaire** de l'Arc de Saint - Chinian comportent plusieurs niveaux calcaires aquifères, notamment dans l'Hettangien, le Rognacien et le Lutétien. En raison de l'extrême complexité tectonique, ces niveaux aquifères se trouvent très compartimentés et les sources qu'ils alimentent sont nombreuses mais d'assez faibles débits. Captées pour la plupart, elles sont parfois sollicitées par pompage en-dessous de leur niveau d'écoulement (cas de la source de l'Adoux à Cazedarnes).

Les autres ouvrages de captage consistent soit en des puits dans les formations de cailloutis qui occupent le fond des nombreuses combes de la région et où se localisent les cultures (vignes essentiellement); soit en quelques forages atteignant l'un ou l'autre des niveaux calcaires : les résultats sont variables tant du point de vue du débit que de la minéralisation de l'eau. Ainsi, près du domaine de Montmajou, deux forages, voisins de 300 m, sollicitant l'eau dans le Lias calcaire, donnent respectivement, le premier (7.61) 10m³/h d'eau impropre à la consommation en raison de sa forte teneur en sulfate (4 g/l de résidu sec) et le second (7.62) 80 m³/h d'une eau potable.

Dans le Lutétien, les quelques forages exécutés fournissent des débits de l'ordre de 5 à 10m³/h.

- **Les formations mio-pliocènes** constituant la région de plaines qui se développent à la partie méridionale des ensembles précédents, ne comportent de niveaux aquifères que dans leurs passées les plus sableuses : celles-ci peuvent donner lieu à quelques sources, localement artésiennes mais de débits modestes. Quelques forages ont été exécutés dans ces formations, les profondeurs étant comprises entre quelques dizaines de mètres et 150 m environ : les débits sont variables, compris entre 3 m³/h (forage 7.60) et 27 m³/h (forage 8.13); certains de ces forages peuvent manifester un artésianisme (cas du forage 8.11 par exemple). Quelques petites sources de contact apparaissent enfin à la base des cailloutis villafranchiens lorsque ceux-ci ont une extension suffisante pour entretenir de petites nappes au-dessus des formations miocènes : plusieurs puits sollicitent ces nappes avec des débits qui restent naturellement peu importants.

- **Les formations alluviales de l'Orb** affleurent, de façon discontinue, tout au long de son trajet à travers la feuille, mais elles ne présentent d'extension notable qu'à l'aval du domaine primaire et plus spécialement dans la partie de la vallée située au débouché de la petite gorge de Réals dans le domaine des plaines mio-pliocènes : le lit de l'Orb se développe alors au milieu des terrasses de ses anciens cours. Du point de vue aquifère, les alluvions du lit mineur, dont la largeur peut atteindre 200 à 300 m, se différencient des terrasses plus anciennes par leur plus forte perméabilité et par une relation directe des eaux qu'elles recèlent avec l'écoulement superficiel. C'est donc dans ce lit mineur qu'ont été implantés les captages importants destinés à l'alimentation en eau de nombreux villages des plaines mio-pliocènes (et de la ville de Béziers, à partir d'un champ captant situé à 2 km au Sud de la limite de la feuille). Certains de ces villages, regroupés au sein du syndicat AEP de la vallée de la Mare, voient toutefois une partie de leurs besoins assurée par le captage de la source de Font Caude (feuille Bédarieux, 988.2.208).

En fait, la plus grande part des débits prélevés dans les alluvions (qui peuvent atteindre 150 à 200 m³/h par ouvrage) est due, ainsi que le confirme l'évolution du chimisme de l'eau en cours de pompage, à une réalimentation de la nappe par l'Orb. Le taux de prélèvement permis est donc conditionné par le débit de l'écoulement du fleuve à l'étiage.

RESSOURCES MINÉRALES

Substances non concessibles

sgr. **Sables et graviers.** La principale source d'approvisionnement en matériaux de viabilité et pour agrégats à béton est constituée par les alluvions de l'Orb, dans la plaine de Cessenon d'une part et à l'aval de Réals d'autre part.

Les dépôts en lit vif sont actuellement intensément exploités mais paraissent en voie d'épuisement. Les principales réserves sont en fait constituées par les alluvions des différentes terrasses mais seules les basses et moyennes terrasses fournissent un matériau de qualité acceptable sous recouvrement limoneux, inférieur à 2 m en moyenne terrasse et à 5 m en basse terrasse.

Les réserves en matériaux utilisables sont estimées à près de 200 millions de tonnes dont un tiers seulement échappe aux contraintes administratives ou liées à la viticulture.

arg. **Argiles.** Les argiles grises du chenal pliocène de Cessenon sont exploitées à Fontvieille et à Viranel pour la fabrication des tuiles et des briques. Ces dépôts d'extension régionale réduite ne présentent que des réserves limitées.

Les argiles et argiles sableuses du Bartonien inférieur sont également exploitées à Fontramy près de Cessenon.

mab. **Marbres.** Les calcaires récifaux du Dévonien moyen fournissent dans les exploitations de Laurens un beau marbre noir veiné de blanc et de rouge.

Les calcaires noduleux ou grïottes du Dévonien moyen et supérieur fournissent les marbres « rouge antique » de Cessenon et le « rosé de Saint-Nazaire ».

Les lentilles calcaires du Viséen sont également susceptibles de produire un marbre gris-noir de qualité.

Substances concessibles

Le domaine couvert par la feuille Saint-Chinian n'offre que peu d'indices ou gisements de substances métallifères d'intérêt économique.

Al. **Aluminium.** De nombreux gîtes de bauxite se rencontrent à la base du Crétacé supérieur et en poches karstiques à l'intérieur des dolomies du Dogger ou du Lias.

Ces occurrences, situées dans les structures tectoniques très complexes de l'arc de Saint-Chinian, présentent une morphologie compliquée et se sont avérées trop siliceuses pour la fabrication de l'aluminium.

Celles de Cazouls, les plus importantes, ont été exploitées à peu près entièrement pour la fabrication de produits réfractaires et de ciments.

P. **Phosphate de calcium.** Près de Saint-Nazaire-de-Ladarez, les nodules phosphatés associés aux lydienes du Viséen ont été exploités artisanalement. Les caractères du gîte ni ceux du produit exploité ne présentent de perspectives intéressantes.

Mn. **Manganèse.** Aux environs de Vieussan, existent, dans les calcaires du Dévonien supérieur et moyen, quelques gîtes de manganèse de types variés, couches, amas karstiques, filons, exploités dans le passé, mais sans intérêt économique dans le contexte actuel.

Cu, Pb, Zn. **Cuivre, plomb, zinc.** Un certain nombre de minéralisations mineures de type filonien pour la plupart, se rencontrent localisées surtout dans les calcaires et dolomies du Cambrien, tel celui de Camprafaud, à blende—pyrite—chalcopyrite et cuivre gris. On a exploité de tels filons à quartz et cuivre gris au Pin et au Lou.

Fe, Ba. **Fer, baryum.** On peut en outre signaler pour mémoire de petits indices de fer et de rares amas barytiques de médiocre importance.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES GITES ET INDICES MINÉRAUX.

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rieumège	1-4001	Fe	Hématite	Amas	Conglomérat (Quater.)	
La Fumade	1-4002	Ba, Pb Cu	Barytine, galène, chalcopryrite, cuivre gris	Stratiforme	Calcaire (Cambrien moyen)	Indice
La Salle	1-4003	Pb, Cu	Galène, barytine, chalcopryrite	Fractures	Marbre (Cambrien inf. et moy.)	Marbre blanc dolomitique 3 indices sur 1 km ²
Campels	1-4004	Cu	Chalcopryrite	Filons	Marbre (Cambrien inf. et moy.)	Marbre blanc dolomitique 4 indices sur 1 km ²
Les Albières	1-4005	Pb, Zn	Blende, galène, pyrite	Fissural	Quartzite (Cambrien)	
Malviès	1-4006	Pb, Ba	Galène, barytine	Stratiforme	Calcaire (Cambrien moyen)	Indice
Fenouillède	1-4007	Fe	Hématite, magnétite	Stratiforme	Pélite et grès (Gédinnien)	Indice
Boissézon (Vieussan)	2-4001	Mn	Oxydes de manganèse	Amas	Calcaire (Dévonien)	2 à 3 000 t de bioxyde à 52-53 %
Ceps (Vieussan)	2-4002	Mn	Oxydes de manganèse	Amas	Calcaire (Dévonien)	Indice
Estaussan (Vieussan)	2-4003	Mn	Oxydes de manganèse	Amas	Calcaire (Dévonien sup.)	Indice
Plausseous (Vieussan)	2-4004	Mn	Oxydes de manganèse	Amas	Calcaire (Dévonien sup.)	
La Bouisse (Vieussan)	2-4005	Mn	Dialogite	Filon	Calcaire (Dévonien sup.)	Indice
Les Gours	2-4006	Cu	Cuivre gris, chalcopryrite, oxydes de Cu	Filon 50°	Schistes (Carbonifère)	Filon orienté à 50°, signalé au N W du Puech des Barres
Le Lau	2-4007	Cu	Cuivre gris, chalcopryrite, oxydes de Cu	Filons	Schistes (Carbonifère)	Filons orientés à 30 et 150°
Puech des Barres	2-4008	Cu	Cuivre gris, chalcopryrite, oxydes de Cu	Filon	Calcaire (Dévonien)	Filon orienté à 15°
La Suque	3-4001	P	Nodules phosphates de chaux	Stratiforme	Schistes (Viséen)	Autre nom : Saint-Nazaire-de-Ladarez
Camprafaud	5-4001	Zn, Pb	Blende, galène, chalcopryrite, pyrite, cuivre gris	Fracture 20°	Dolomie (Cambrien inf.)	
Le Priou	5-4002	Ba	Barytine	Amas	Schistes (Ordovicien)	
Tudery	5-4003	Cu	Oxydes de Cu, barytine, cuivre gris	Filon	Schistes, grès (Tremadoc)	Filon orienté à 70° Travaux de recherches

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gragnos	5-4004	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst)	Dolomie, calcaire, argile, grès (Dogger, Crétacé sup.)	Indice. Remanié. Grattages. Écaille tectonique
Villespassans	5-4005	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst)	Dolomie, calcaire (Dogger), argile, grès (Crétacé sup.)	Écaille tectonique Bauxite remaniée Gîte exploité
Pierrerie	6-4001	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas, couche	Dolomie, calcaire (Dogger), argile, grès (Crétacé sup.)	Écaille tectonique. Couche redressée en surface. Travaux de recherches par sondages. Fe_2O_3 : 1 à 17 %
Montmajou	00-4001	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst)	Dolomie (Jurassique), argile, grès (Crétacé sup.)	Sondages Péchiney
Fond d'Aiguille	7-4001	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst), couche	Dolomie (Dogger), argile, marne (Crétacé sup.)	Production 1950-70 : 400 000 t Sondages Péchiney
Puech du Rougeas	7-4002	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst), couche	Dolomie (Dogger), argile, marne (Crétacé sup.)	Production 1961-75 : 500 000 t Réserves : 350 000 t Sondages Péchiney
Le Rougeas	7-4003	Al	Boehmite, kaolinite, hématite	Amas (poche, karst), couche	Dolomie (Dogger), argile, marne (Crétacé sup.)	Production 1926-74 : 150 000 t Réserves : 100 000 t

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le Guide géologique régional : Languedoc méditerranéen—Montagne Noire, par B. Gèze, 1979, Masson, Paris:

- itinéraire 3: de Béziers à Castres, par Saint-Pons et Anglès;
- itinéraire 4 : de Castres à Béziers, par Lacaune et Olargues.

On pourra aussi consulter le livret-guide de l'excursion 010-A du 26e Congrès géologique international, Paris, 1980: évolution structurale, métamorphique et magmatique du socle antépermien dans le Massif Central-Itinéraire de la 1ère journée.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Tous les sondages déclarés, effectués à la date de parution de la carte, sont répertoriés par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier.

La plupart d'entre eux ont été signalés sur la carte géologique et leurs résultats résumés sont présentés dans le tableau suivant, dans leur ordre d'inscription au fichier.

Chaque ouvrage est affecté d'un indice numérique se décomposant comme suit: 1014.2.1, par exemple :

- 1014 : numéro indicatif de la coupure Saint-Chinian à 1/50000 ;
- 2 : numéro du huitième de feuille considéré (huitième n°2) ;
- 1 : numéro d'inscription au fichier dans le huitième considéré.

L'exemplaire original des feuilles I.G.N. où sont portés ces ouvrages, ainsi que la documentation correspondante, sont consultables au siège du Service géologique régional Languedoc—Roussillon, à Montpellier.

Les principaux maîtres d'oeuvre des forages sont :

- la Direction départementale de l'Équipement ;
- la Direction départementale de l'Agriculture ;
- les Compagnies pétrolières: S.A.F.R.E.P., S.N.P.L.M., la Société Péchiney et la Compagnie nationale pour l'aménagement du Bas-Rhône—Languedoc (C.N.A.B.R.L.).

N° archivage S.G.N.	Indicatif d'origine	Coordonnées Lambert		Coupe géologique
		x	y	
1014.2.1	Vieussan	651.4	139.4	6 sondages : alluvions : 2,75 à 8,10; schistes paléozoïques : 7,20 à 30,00
1014.3.11	Murviel-lès-B.	664.16	130.53	Miocène : 22; calcaire bartonien : 93; argile rouge bartonien : 100
1014.4.1	Magalas	671.05	130.98	Helvétien : 27,50; Éocène sup.—Oligocène : 70,00; Trias : 388; Permien : 398,60
1014.4.2	Laurens 1	670.206	135.055	Flysch viséen : 2 219 (sur la totalité du forage)
1014.4.8	Grézan	669.39	133.53	Trias : 191; calcaire dévonien : 387,50
1014.5.1	St-Chinian 1	649.650	123.800	Keuper : 215; faille, Vitrollien : 235,20
1014.5.2	St-Chinian 2	648.45	122.75	Keuper : 170; calcaire crétacé sup. : 173,09
1014.5.3	St-Chinian 3	647.880	121.960	Hettangien : 80; Rhétien : 106; Keuper : 281; calc. crétacé sup. : 288,8
1014.5.4	St-Chinian 4	648.230	122.230	Hettangien : 123; Rhétien : 173; Keuper : 245,5; faille, calc. crét. sup. : 250,83
1014.6.1		658.250	123.780	Calcaire et argile crétacé inf. : 15,6; dolomie du Dogger : 20,30
1014.6.2		658.281	123.772	Dolomie du Dogger : 10,5; argile jaune : 12,2; dolomie et argile rouge : 16; dolomie vacuolaire du Dogger : 37,20
1014.6.6		657.90	128.12	Alluvions : 7,5; calcaire et argile rouge du Bartonien : 13,5; calcaire lutétien et marnes : 58; argile éocène inf. : 76,00
1014.7.7	Cazouls 1	661.836	124.301	Keuper, grès, argiles : 40,19; faille, Éocène : 508; bauxite : 510; Bajocien : 596; Lias, Éocène, Keuper tectonisé : 857; faille, Éocène, Rognacien : 1 224; Keuper : 1 349; faille, Éocène : 1 408; Lias calc.-dol. : 1 512,82
1014.7.8	Murviel-lès-B.	664.04	126.60	Alluvions : 10; Helvétien : 20
1014.7.11		660.896	123.736	Bauxite : 62,10; Dogger : 63,90
1014.7.12		661.012	123.853	Lias marneux : 63,4; Lias calcaire : 72,6; faille, Lias marneux : 87,70
1014.7.13		660.703	123.720	Dolomie du Dogger : 59,6; faille, Bauxite : 114,5; dolomie du Dogger : 117,50
1014.7.14		660.928	123.184	Bauxite : 13,3; calcaire du Dogger : 60,70
1014.7.15		660.762	123.865	Crét. inf. : 74,9; Bauxite : 77,10; argile bauxitique : 79; dolomie du Dogger : 83,40
1014.7.16		660.832	124.014	Dolomie siliceuse du Dogger : 21,70
1014.7.17		660.824	123.758	Bauxite : 15,90; cavité : 18,40; Bauxite : 30,60; argile bauxitique : 32,40; dolomie du Dogger : 35,30
1014.7.18		660.697	123.775	Crétacé : 6,00; Bauxite : 33,6; Dogger : 54; faille, Crétacé : 64,5; Bauxite : 90,6; Dogger : 92,20
1014.7.19		660.702	123.815	Dogger : 18,6; Bauxite : 34,7; Dogger : 37; faille, Bauxite remaniée, Crétacé : 73,4; Bauxite : 91,50; Dogger : 94
1014.7.20		660.743	123.748	Marne : 2,00; calcaire : 53,10; marne rouge : 61,5; Bauxite : 72,70; Bauxite siliceuse : 92,40; argile bauxitique : 122; Dogger : 123,7
1014.7.21		660.679	123.673	Marne et calc. crétacés : 59,6; argile bauxitique : 60,5; Bauxite : 84,6; bauxite siliceuse : 89,20; calcaire du Dogger : 94,40
1014.7.22		660.852	123.951	Dolomie à silex : 37,30; dolomie gris-bleu à silex noirs : 48,20
1014.7.23		660.976	124.228	Argile rouge : 7,00; argile feuilletée : 8,5; argile rouge compacte : 10,00; argile feuilletée : 12,10; dolomie : 13,90
1014.7.24		660.971	124.196	Dolomie bréchoïde du Dogger : 18,6; calcaire marneux lias. : 31,6
1014.7.25		660.584	123.733	Bauxite : 6,6; Crétacé argileux : 74,30; dolomie à silex du Dogger : 82,10
1014.7.26		660.448	123.757	Calcaire à silex bréchoïdes : 12; Lias sup. : 96
1014.7.27		660.538	123.989	Marnes noires ou grises lias. : 96
1014.7.28		660.480	123.630	Limon jaune plio-quatenaire : 5,00; Helvétien : 9,5; marno-calcaire lias. : 37,00
1014.7.29		660.860	123.064	Dolomie à silex bajocien : 3,6; marno-calcaire lias sup. : 35,7
1014.7.30		661.180	122.612	Dolomie bajocien : 15,10; faille, Bauxite : 19,20; dolomie bajocien : 22,10
1014.7.31		661.245	122.667	Dolomie grise bajocien : 34,5
1014.7.32		660.113	122.320	Dolomie à imprégnations bauxitiques : 27
1014.7.33		660.533	123.046	Lias marneux : 19,50; marne crétacée : 43; Bauxite rouge : 54,20; Bajocien : 56,6
1014.7.34		661.410	123.546	Crétacé : 21,50; Bauxite : 22; faille, Keuper : 76,70
1014.7.35		658.339	123.778	Dolomie du Dogger : 33
1014.7.36		660.548	123.082	Lias supérieur : 43; faille, Crétacé : 84; Bauxite : 84,70; argile bauxitique : 87,30; Dogger : 92,20
1014.8.1		668.15	125.70	Alluvions : 2,80; Helvétien : 13,8
1014.8.2		672.50	129.10	Poudingue et grès mio-pliocènes : 30; Helvétien : 130
1014.8.10		671.501	128.98	Alluvions : 6,5; argiles mio-pliocènes : 45; Helvétien : 70
1014.8.11		671.54	126.31	Alluvions : 6,00; argiles, sables, graviers mio-pliocènes : 20; Helvétien : 28
1014.8.12		671.50	128.98	Alluvions : 6,5; conglomérat, argile jaune mio-pliocènes : 41,50; Helvétien : 70
1014.8.13		671.45	121.13	Villafranchien : 5; Astien : 35; Helvétien : 99

8,10 : profondeur en mètres de la base des formations.
30,00 : profondeur finale en mètres.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ARTHAUD F. (1970) — Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire et l'anticlinal de l'Iglesiente. Thèse doct. Sc. nat, Montpellier, *Pub.U.S.T.L*, série géol. struct., I, 175 p.
- BARRABÉ L. (1938) — Sur la structure de l'extrémité méridionale du chaînon de Saint-Chinian. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 14-16.
- BOYER F., KRYLATOV S., LEFÈVRE J., STOPPEL D. (1968) — Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie, biostratigraphie (Conodontes). *Bull. Cent. Rech. Pau, S.N.P.A.*, 2, 1, p. 5-33.
- CASTÉRAS M. (1945) — Observations relatives à la structure du chaînon de Saint-Chinian. (Hérault). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 80, p. 119-144.
- COURTESOLE R. (1973) — Le Cambrien moyen de la Montagne Noire. Biostratigraphie. Imprim. d'Oc, Toulouse, 237 p.
- DEMANGEON P. (1959) — Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. Thèse, Montpellier.
- DEPÉRET Ch. (1906) — Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4) VI, p. 207-230.
- DUPLAN L. (1945) — Rapport géologique sur la région de Saint-Chinian. S.N.P.L.M., inédit. Carte géologique de la région de Saint-Chinian, par Duplan L., Giret, Grūnewald M., Maruejol, Torteaux, à 1/20 000, inédit.
- ELLENBERGER F. (1959) — Sur la terminaison méridionale du chaînon de Saint-Chinian, Hérault. *C.R. Acad. Sci.*, t. 248, p. 712-715.
- ELLENBERGER F. (1967) — Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian). Note, sur les charriages cisailants. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. IX, fasc. 2, p. 87-142.
- ELLENBERGER F., GOTTIS M. (1967) — Sur le jeu des failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. IX, fasc. 2, p. 153-159.
- ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1978) — Synorogenic gravitational transport, in the Carboniferous of the Montagne Noire (South France). *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 461-472.
- FEIST R. (1977) — Le Siluro-Dévonien du Sud-Est de la Montagne Noire (Hérault, France) et ses faunes de Trilobites. Th. doct. Sc. nat., U.S.T.L, Montpellier, 251 p.

- FREYTET P. (1971) — Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. I, fasc. 4, p. 1 -54.
- GÈZE B. (1949) — Etudes géologiques de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 62, nouv. sér., 29, 215 p.
- GOTTIS M. (1957) — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse, Montpellier.
- LEBOUCHÉ M.-C. (1962) — Etude du Lias calcaire (Rhétien—Pliensbachien) du chaînon de Saint-Chinian.
- PINNA P., PRUNAC M. (1976) — Sur la distinction d'unités tangentielles nouvelles dans les monts de Faugères, versant sud de la Montagne Noire (feuille à 1/50 000 Bédarieux). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. I, n° 3, p. 239-246.

Gîtes minéraux

- AGARD J. (1975) — Les ressources en bauxite de la France. Rapport BRGM, 75 SGN 312 GMX.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J.-J., SOULIÉ M. en collaboration avec BOYER F., COMBES P.-J. (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. II, n° 3.
- BERGER G. (1977) — Bauxite de l'Hérault. Coupes résumées des sondages atteignant le mur des formations bauxitiques. Rapport B.R.G.M., 77 LR0 196 PR.
- COMBES P.-J. (1969) — Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège. Thèse Etat, Montpellier.
- ELLENBERGER F. (1963) — Carte géologique inédite du faisceau de Saint-Chinian à 1/20 000. Labo. géol. struct, univ. Paris-Sud.
- ELLENBERGER F. (1965) — L'arc de Saint-Chinian (Hérault) et la tectonique languedocienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, n° 26, p. 6939-6942.
- GONORD H. (1966) — Contribution à l'étude des gisements minéraux de la région est de la Montagne Noire. Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- LAJOINIE J.-P., LAVILLE J. (1980) - Les formations bauxitiques du Languedoc et de la Provence. *Mém. B.R.G.M.*, n°100, 146 p., 6 cartes h.-t.
- LAVILLE P., LAJOINIE J.-P. (1978) — Bauxites de l'Hérault. Estimation des ressources et des réserves au 1er janvier 1978. Rapport B.R.G.M., RDM/FE.
- LOUGNON J. (1956) — Rapport général sur les gisements de manganèse en France. XXe Congrès géologique international, Mexico.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Bédarieux* : 1ère édition (1900), par J. Bergeron, R. Nicklès, Ch. Depéret,
2ème édition (1936), par A. Michel-Lévy, M.Thoral, J. Blayac, F. Daguin, H. Termier, R. Böhm, C. Roquefort, D. Schneegans,
3ème édition (1971), coordination par B. Gèze.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. Méloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, soit au B.R.G.M., 191 rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

François ARTHAUD : Primaire, tectonique et paléogéographie

Pierre FREYTET : Crétacé et Paléogène

Henri PALOC : Hydrogéologie

André BAMBIER : description des gîtes et indices minéraux

Bruno ALABOUVETTE : les autres chapitres et la coordination des textes.