



## CAPENDU

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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# CAPENDU

La carte géologique à 1/50 000  
CAPENDU est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.  
à l'ouest : CARCASSONNE (N° 243)  
à l'est : NARBONNE MARSEILLAN (N° 244)

Carcassonne	Lézignan Corbières	Béziers
Limoux	CAPENDU	Narbonne
Quillan	Tuchan	Leucate



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
DES P. et T. ET DU TOURISME  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CAPENDU A 1/50 000**

par

**F. ELLENBERGER, P. FREYTET, J.-C. PLAZIAT  
G. BESSIÈRE, P. VIALLARD  
G.-M. BERGER, J.-P. MARCHAL**

**1987**

## SOMMAIRE

	Pages
<b>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</b>	<b>3</b>
<b>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE</b>	<b>4</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>4</b>
<i>FORMATIONS STRATIGRAPHIQUES SÉDIMENTAIRES</i>	<b>4</b>
Formations primaires	5
Formations secondaires	7
Formations tertiaires	20
Formations quaternaires et superficielles	31
<i>ROCHES ÉRUPTIVES</i>	<b>35</b>
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	<b>35</b>
<b>DESCRIPTION STRUCTURALE</b>	<b>36</b>
<i>HISTOIRE TECTONIQUE</i>	<b>36</b>
<i>DONNÉES MICROTECTONIQUES</i>	<b>60</b>
<b>VÉGÉTATION ET CULTURES</b>	<b>68</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>69</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>69</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	<b>75</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>77</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>77</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	<b>77</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>79</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>87</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>87</b>

## APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le territoire de la feuille Capendu s'étend entièrement sur les Corbières septentrionales, sous climat méditerranéen accentué. L'aridité, prononcée en été, est accrue le reste de l'année par l'effet desséchant du Cers, vent fréquent du Nord-Ouest, souvent violent, qui abandonne en général ses dernières pluies sur les reliefs immédiatement plus à l'Ouest (feuille Limoux). Cette aridité (mal contre-balancée, au printemps et en automne, par des pluies précédées par le vent marin) ne permet guère la formation que de sols squelettes, d'où une exceptionnelle densité de données sur la nature du sous-sol, presque inépuisables.

De prime abord, surtout pour qui aborde ce pays par le Nord-Est, le relief général paraît bien modeste. Trois plaines couvertes de vignes s'échelonnent obliquement de l'W.NW à l'E.SE : la plaine alluviale de l'Aude dans l'angle nord-ouest ; l'ample système de terrasses alluviales de l'Orbieu qui s'étend, d'Ornaisons à Ribaute et la dépression, aux ondulations molles, greffée sur la précédente à Ornaisons et remontant vers Thézan et Tournissan. Le reste est pays de collines, de plus en plus abandonnées aux broussailles. Les dénivellations maximum ne dépassent pas quelques centaines de mètres : points culminants 600 m (Montagne d'Alaric), 651 m (Serre de la Pène près de Mayronnes), 430 m à l'ermitage Saint-Victor. La majeure partie des collines ne dépasse pas 275 à 350 m d'altitude. Néanmoins la vigueur des pentes rachète la modicité du relief, notamment dans les gorges qui incisent les structures (gorges de l'Orbieu, gorge du Sou, défilé du Congoust entre Montlaur et Camplong-d'Aude, défilé de Ripaud dans la vallée de la Berre). Certains massifs sont des plateaux typiques, restes de pédiments subhorizontaux surélevés : ainsi sur une partie du chaînon de Lagrasse, sur les plateaux de Poursan (au S.SW de Thézan), du Devès et de Montbrun. Ces plateaux déçoivent par une sorte de dallage caillouteux lâche, uniforme, qui en voile la surface (mais les structures transparaissent sur les photos aériennes).

Comme il est de règle dans les régions méditerranéennes peu élevées, les données géologiques, notamment structurales, se manifestent souvent peu dans le paysage, et leur mise en évidence exige un levé cartographique pas à pas et minutieux. En contrepartie, l'image obtenue doit fort peu à l'interpolation. Les contacts anormaux, notamment les failles, sont objectivement suivis dans leur tracé réel. Seules les limites des colluvions restent assez incertaines par nature.

Le territoire de la feuille Capendu couvre une partie du vaste ensemblé sédimentaire formé au début du Tertiaire entre le Massif Central au Nord et les massifs frontaux pyrénéens au Sud (auge dite souvent "détroit de Carcassonne"). Mais on est ici en bordure méridionale de ce grand sillon, région fortement perturbée car prise en écharpe par un vaste feston du front tectonique pyrénéen. La feuille Capendu offre ainsi, d'Ouest en Est, de beaux exemples de structures tectoniques de plus en plus accentuées et de plus en plus tangentielles. On voit ainsi, dans les angles nord-est et surtout sud-est, deux lobes appartenant à la nappe des Corbières orientales. Les terrains formant l'avant-pays de ladite nappe montrent des structures d'écaillages enracinés, satellites frontaux de l'orogène languedocien proprement dit. Enfin, la bordure ouest ne montre plus que l'ennoyage sous le bassin tertiaire commun de deux amples voûtes anticlinales qui en relevaient le fond : la Montagne d'Alaric et l'anticlinal du Boucher.

Cette description générale serait fort incomplète si l'on omettait de signaler, comme un trait structural majeur, que toute la région de la feuille Capendu est traversée en diagonale, de l'E.NE à l'W.SW, par une bande d'accidents plus ou moins distensifs (failles normales, demi-grabens) où l'on peut voir l'ultime terminaison et l'extinction du système d'accidents nommés plus loin au Nord-Est "faille des Cévennes". On sait qu'à l'échelle régionale, ce vaste linéament complexe sépare deux régions de mobilité fort différente depuis le Mésozoïque au moins.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

Il convient de noter que, par la qualité remarquable des affleurements, leur facilité d'accès, la netteté des distinctions lithostratigraphiques, la grande richesse des données structurales et sédimentologiques, le territoire de la feuille Capendu est un terrain idéal pour l'enseignement pratique de la géologie et de ses techniques de recherches concrètes. Durant les trente années écoulées, de nombreux jeunes chercheurs et étudiants (notamment des écoles de terrain des universités de Paris et d'Orsay) y ont fait leurs premières armes et appris la stricte discipline de la cartographie géologique. Il en est résulté, ainsi que des diplômes et thèses, complétés, vérifiés, coordonnés par les cosignataires de la présente carte, une moisson de levés à l'échelle du 1/20 000 couvrant tout le terrain, levés particulièrement précis et exigeants. Leur réduction à 1/50 000 a forcément entraîné une perte d'informations que l'on peut déplorer, d'autant plus qu'il s'agit parfois de détails de contours importants pour la justification des interprétations structurales ici proposées. Il faut, de plus, noter que cette même échelle ne permet pas, comme le 1/80 000, de visualiser d'un coup d'oeil les articulations régionales. La présente notice ne saurait prétendre résumer, autrement que très incomplètement, les fruits de ce "ratissage" systématique, à certains égards exemplaire.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS STRATIGRAPHIQUES SÉDIMENTAIRES

Quatre ensembles de terrains sont à considérer successivement :

- Ceux, d'âge paléozoïque, ayant subi l'orogénèse hercynienne ; affleurant largement juste au Sud de la feuille dans le massif de Mouthoumet, ils ne sont visibles sur la feuille Capendu que sur une surface restreinte du flanc est de la Montagne d'Alaric (plus un petit affleurement au Nord-Ouest de Pechlat). Le grand intérêt de ces boutonnières est de nous faire connaître, au moins localement, la nature du socle varisque du "détroit de Carcassonne".
- Les terrains, mésozoïques et éocènes, ayant subi, avec une intensité variable, les effets de l'orogénèse "pyrénéenne" *s. lat.* ; ils couvrent une grande partie de la feuille.
- Les terrains sédimentaires, d'âge ici néogène, déposés après cet acte tectonique, en discordance régionale sur les structures compressives et autres issues de cette crise complexe ; ils n'ont subi que les effets d'une tectonique distensive à répétition, d'ampleur modeste.
- Les formations quaternaires et superficielles, très peu ou en général non dérangées.

On a là un bel exemple de quatre *étages structuraux* séparés par des discordances régionales successives.

### Formations primaires

Les terrains paléozoïques n'apparaissent que dans la région de Ripaux en petits lambeaux isolés de matériaux siluriens entraînés par la nappe des Corbières orientales et, surtout, dans la Montagne d'Alaric où ils affleurent en une étroite bande de formations du Dévonien — Dinantien limitée à l'Est par une importante faille, et plus au Sud dans un petit pointement de viséen au coeur de l'anticlinal de Pechlat.

5. **Silurien. Schistes graphiteux noirs.** Pris dans son sens large, il a été attribué au Silurien un certain nombre des différents pointements de terrains paléozoïques dont l'âge peut varier de l'Ordovicien au "Gothlandien" et qui représentent des écaillés entraînés avec des téguments du Trias inférieur à la base de l'allochtone que constitue la nappe des Corbières orientales.

Au Nord de Gléon, en bordure de la route départementale 611 a, il existe un premier affleurement de schistes graphiteux avec des blocs de quartz laiteux et rosés ; plus à l'Est, à 200 m environ, on observe une douzaine de mètres de schistes graphiteux noirs à cristaux de gypse noirâtres associés, alternant avec des bancs décimétriques de quartzites sombres. Il s'agit vraisemblablement des schistes carburés du Silurien *s.s.*. Cet ensemble est surmonté de calcaire dolomitique et de dolomie marron jaunâtre à patine noire attribués au Dévonien, sans preuve paléontologique.

Près du village de Gléon, à proximité d'un bloc de granite, il existe un petit affleurement composé de schistes noirs broyés, de grès fins silicifiés très durs et de schistes argileux gris et gris-brun ; en bordure de la route D 611, à l'Ouest de la Serre de Montagnac, également associé à du granite et au Nord du Pech de Bernus, le Primaire est représenté par des schistes lustrés gris clair ou vert de gris et des phyllades. Il pourrait s'agir, ici, du complexe schisto-gréseux de l'Ordovicien inférieur qui affleure à environ 12 km au Sud-Est dans la boutonnière de Feuilla (feuille Leucate) et qui est souvent injecté de filons et de sills de microgranite.

d2. **Dévonien inférieur. Dolomies à chailles, dolomies.** Le Dévonien inférieur pourrait être représenté par des dolomies de substitution de couleur grisâtre, localement à lits de chailles, d'aspect massif, avec ponctuellement des rubanements comme à l'Est de la métairie Sans Fin (ruines au Sud-Est de la Fontaine des Joncs) ainsi qu'au Sud du ravin de Combe Bandoulierle (Ouest de Mourel Redon). Ces calcaires et dolomies, très étirés, renferment quelques articles de Crinoïdes ; ils pourraient représenter la partie supérieure du Dévonien inférieur (Emsien), mais, en l'absence de tout fossile caractéristique, on ne peut exclure la présence de Dévonien moyen, et notamment de l'Eifélien.

d3-4. **Dévonien moyen. Calcaires blancs, calcaires massifs.** Le Dévonien moyen affleure largement à l'Est de la Fontaine des Joncs et au Sud-Ouest de Mourel Redon où il est constitué, pour l'essentiel, par des calcaires marmoréens de couleur gris clair, à patine blanchâtre (200 à 250 m). Partiellement dolomitisés, ils contiennent des lits de chailles et admettent localement (au Sud-Est du Roc Gris) une passée de pélites et de grès noirs, quelques peu charbonneux et riches en Tentaculites. Les calcaires contiennent des Tentaculites, des

Crinoïdes, des débris de Trilobites ainsi que de rares Conodontes (\*) dont *Polygnathus linguiformis linguiformis* morphotype  $\gamma$  qui date le Givétien.

d5-7. **Dévonien supérieur. Calcaires noduleux.** Epais de 50 à 70 m, le Dévonien supérieur affleure au Sud de Théron (ruines du château Saint-Pierre), au Nord-Ouest et au Sud-Ouest de Mourel Redon. Le Frasnien est représenté d'une part par des calcaires micritiques partiellement dolomités, gris noir, en dalles séparées par des joints argileux noirs, d'autre part par des calcaires micritiques noduleux noirâtres, à petits nodules de pyrite, ayant livré de rares Tentaculites, des Ostracodes et quelques Conodontes dont *Palmatolepis subrecta*, *Polygnathus webbi*, *Ancyrodella rotundiloba binodosa*, *Icriodus alternatus* ; au-dessus viennent des calcaires micritiques en dalles, gris à rosé, avec des Tentaculites, des Ostracodes et des Conodontes (*Palmatolepis subrecta*, *Polygnathus webbi*, *P. decorosus*, *Icriodus brevi*, *I. symmetricus*).

Le Famennien est constitué par des calcaires micritiques marmoréens, gris clair, très étirés ; montrant localement de nombreuses taches roses, ces calcaires contiennent des débris de Crinoïdes, des Ostracodes, de rares Ammonoïdés et quelques Conodontes (*Polygnathus procerus*, *Palmatolepis glabra prima*, *P. quadrantinodosa*). La partie supérieure est le plus souvent fortement dolomitée.

h1-2. **Tournaisien et Viséen. Calcaires, lydiennes.** Le Carbonifère inférieur (h1a) est constitué par quelques mètres de calcaires gris clair, à grain fin, grossièrement noduleux ; ils sont associés à des schistes et des lydiennes noires à nodules phosphatés (2 à 5 m). Au-dessus viennent 15 à 20 m de calcaires en dalles à grain fin, gris clair et noduleux dans lesquels on peut observer de minces lits de jaspes de couleur claire, gris-vert ou jaune. Ces calcaires, montrant parfois des grains de pyrite pouvant atteindre 1 cm, contiennent des débris de Crinoïdes, de spicules de Spongiaires, de rares Radiolaires, quelques Ammonoïdés ainsi que des Conodontes. La présence de *Gnathodus texanus* dans les bancs calcaires situés immédiatement au-dessus des lydiennes à nodules phosphatés date le Tournaisien supérieur. Dans les bancs calcaires les plus élevés, la présence de Conodontes tels que *Gnathodus commutatus commutatus*, *Gn. bilineatus bilineatus*, *Spathognathodus* sp. caractérise le Viséen terminal sans que l'on puisse exclure toutefois un âge namurien inférieur, certaines de ces espèces pouvant subsister au-delà du Viséen.

h3. **Namurien. Pélites gréseuses.** Le passage des calcaires au "Culm" se fait d'une manière assez rapide, mais progressive. Ainsi, sur 1 à 2 m, on observe un enrichissement des calcaires en matériel détritique très fin qui devient vite prédominant. On a alors des pélites de couleur verdâtre à gris sombre qui remanient des éléments millimétriques à centimétriques des calcaires viséens immédiatement sous-jacents. Vers le haut, ces assises détritiques deviennent plus micacées avec apparition de bancs gréseux centimétriques à décimétriques dans lesquels on peut observer des figures sédimentaires (granoclasses, *flute-casts*, pistes, ...). Parfois, on relève la présence de bancs conglomératiques à ciment calcaire emballant des éléments de calcaires dévoniens à Tentaculites ainsi que des grains de quartz et des grès siliceux.

(\*) Les Conodontes du Dévonien ont été déterminés par C. Cygan, ceux du Carbonifère par M.-F. Perret.

Cette série détritique, reposant sur des calcaires dont le sommet a été rapporté au Viséen terminal sur la foi des Conodontes, sera rattachée au Namurien en l'absence de toute autre donnée paléontologique.

On peut noter l'analogie existant avec le massif paléozoïque de Mouthoumet où, là aussi, le passage d'une sédimentation de type biochimique à celle de type clastique se situe dans le même laps de temps, à la limite V3c -E1, ce changement paraissant légèrement plus précoce (V3b -V3c) dans l'Est de la Montagne Noire (Monts de Cabrières).

### Formations secondaires

Les cartouches de la légende laisseraient entendre que tous les étages du Secondaire sont représentés sur la feuille. A la vérité, pour certains, il ne s'agit que d'affleurements infimes, isolés tectoniquement. Dans la réalité, il n'existe, au sein du territoire ici considéré, aucune coupe complète et continue, ceci en raison des faits suivants :

- décollement tectonique de base au niveau du Keuper,
- effets des mouvements médio-crétacés,
- ablation par érosion du Crétacé, dans une partie importante de la nappe des Corbières, à une époque non précisée.

Celle-ci offre, cependant, dans la région au Sud de Fontjoncouse, de bonnes coupes tectoniquement continues du Keuper au Jurassique terminal inclus. Le massif de Boutenac offre un coupe beaucoup plus limitée allant du Keuper au Lotharingien, interrompue par une vaste lacune stratigraphique. L'effet des mouvements intra-maastrichtiens n'étant pas général, la feuille permet d'étudier des coupes continues allant du Turonien supérieur au Maastrichtien (puis, en continuité, au Lutétien, voire au Bartonien).

### Trias

t2. **Trias inférieur. Conglomérats, grès quartziques, pélites.** Localisé uniquement au Nord de Gléon dans le lambeau de recouvrement du Taura, étudié par A. Charrière, le Trias inférieur est représenté par des affleurements discontinus, situés au Sud de la ferme de Taura et antérieurement décrits par L. Barrabé, qui comprennent : un conglomérat à ciment gréseux et ferrugineux de teinte lie de vin, à éléments de quartzites, de lydienes et à blocs de quartz laiteux ; des pélites gréseuses rouge violacé à débris anguleux de quartz laiteux empruntés au substratum paléozoïque. Cet ensemble broyé et plissé représente une éaille entraînée à la base de la nappe des Corbières.

t3-6. **Muschelkalk. Dolomies, calcaires dolomitiques.** Dans son étude du lobe de Fontjoncouse, M. Jaffrezo rapporte au Muschelkalk divers affleurements situés dans le vallon de la Figarasse à l'Est de la crête de la Roubine. Il s'agit de calcaires en plaquettes jaunâtres, de calcaires dolomitiques cargneulisés ou avec quartz bypyramidés et de dolomies massives gris sombre.

A la Guiroule, au Sud de Gléon, affleurent des écailles de dolomie muschelkalk emballées dans les marnes du Keuper.

A l'Ouest de Bouquignan, près d'Ornaisons, il a également été distingué un ensemble de dolomies jaunes qui correspond à un lambeau de Trias moyen.



t7-9. **Keuper. Marnes et argiles bigarrées, niveaux gypseux et dolomitiques.** Le Keuper est caractérisé par des marnes et des argiles bariolées de teintes vives : rouges ou lie de vin le plus souvent, parfois vertes ou grises, riches en cristaux caractéristiques de quartz bipyramidés, hyalins, blancs, gris, roses ou rouges, centimétriques. Ces marnes contiennent fréquemment du gypse disséminé ou en amas fibreux colorés en rouge, vert ou gris. Il existe souvent des zones dolomitiques caractérisées par des cargneules jaunâtres fragmentées et disséminées dans les marnes. Plus localement, on peut trouver des traces de sel gemme (Combe de Berre).

A ces argiles bariolées sont très souvent associées des roches éruptives vertes, parfois fortement altérées et qui forment des pointements étalés de quelques mètres à quelques dizaines de mètres au milieu des argiles. Ce sont les "ophites" des anciens auteurs qui correspondent en fait à des spilites de type albitophyre ou ortho-albitophyre (K, PK).

Les marnes gypsifères du Keuper ont joué un rôle tectonique important lors de la mise en place de la nappe des Corbières orientales ; cet étage a servi de niveau de décollement à la base de la nappe, puis de semelle de glissement pour les diverses unités écaillées allochtones ; il jalonne le bord de la nappe de façon presque continue. Plissé et laminé, il est impossible d'établir une stratigraphie détaillée du Trias et difficile d'en évaluer l'épaisseur qui peut varier considérablement.

t10. **Rhétien. Marnes et calcaires.** Dans le lobe de Taura, où les formations rhétiennes offrent au Nord un large développement, il a été distingué un *Rhétien inférieur* (t10a) constitué de marnes gris-vert surmontées de niveaux de calcaires en plaquettes jaunes (40 m) et un *Rhétien supérieur* (t10b) caractérisé par des calcaires dolomitiques à dragées de quartz avec au sommet des niveaux à plaquettes et des calcaires oolithiques gris (25 m).

Au Sud-Ouest de Jonquières, au-dessus des argiles violacées du Keuper, M. Jaffrezo a décrit un ensemble composé d'une série de marnes généralement vertes ou parfois gris bleuté se débitant en fines plaquettes ou en aiguilles et sans quartz bipyramidé, avec des intercalations gréseuses, dolomitiques ou calcaires à débit prismatique (25 m), suivi d'une formation de calcaires dolomitiques, gréseux, oolithiques à débris de Lamellibranches, puis marneux à débit en plaquettes (5 m).

Dans la vallée de la Berre, entre Durban et Ripaud, J.-M. Vila a noté la succession suivante : calcaires gréseux jaunes à intercalations marneuses, grès jaunes avec des bancs à gros grains de quartz blancs roulés, calcaires en plaquettes, un niveau de calcaires lumachelles à *Avicula contorta* (Portlock) et *Paleocardita* sp., des calcaires en plaquettes jaunes à intercalations de gros bancs de calcaire bleu oolithique à microfaune abondante (*Amovertella* sp., *Glomospira* sp.).

Dans le secteur d'Ornaisons, les différents niveaux de cet étage sont également bien représentés ; ils ont été étudiés successivement par H. Magnan, M. Viguier, L. Doncieux et J. Huguet. Au ravin des Platrières, au-dessus des marnes vertes ou bleues, des calcaires dolomitiques ont livré dans leur partie supérieure *Rhaetavicula contorta* (Port.).

La série triasique des collines de Boutenac, décrite par A. Combes, débute par des argiles vertes contenant des petits bancs dolomitiques gris représen-

tant soit le sommet du Keuper, soit la base du Rhétien. Au-dessus viennent des calcaires à grains de quartz, certains en bancs compacts et épais de 0,5 à 1 m, d'autres en plaquettes ; la taille et l'abondance des grains de quartz sont très variables : on passe du conglomérat à dragées au grès à ciment calcaire. Un horizon de calcaire en plaquettes constitue par endroits (la Prade) de véritables lumachelles à petits Gastéropodes, radioles d'Oursins, *Pteria contorta* (Portl.) et *Modiola cf. scalpra* (Sow.). Au-dessus des calcaires à grains de quartz, affleurent des dolomies jaunâtres peu épaisses, parfois cariées, attribuées à l'Hettangien basal et difficiles à séparer sur la carte du Rhétien lorsque celui-ci se présente sous l'aspect de grès calcareux roux ; d'où l'utilisation fréquente dans ce secteur de la notation compréhensive t10-l1, *Rhétien et Hettangien inférieur indifférenciés*. L'épaisseur de la série ainsi définie est d'environ 30 à 40 mètres.

## Jurassique

l1-2. **Hettangien. Dolomies, marnes et calcaires.** Au Sud-Est, dans la nappe des Corbières, l'Hettangien affleure en série calme ou faiblement ondulée aux plateaux de Jonquières, des Monédières et de la Mulgue, ou fortement écaillée et plissée au Nord de Fontjoncouse et de la Berre. Il constitue une série essentiellement dolomitique comprenant successivement : des dolomies microcristallines grises ou brunes en gros bancs, ou cargneulisées et bréchoïdes à stratification non visible, des dolomies calcareuses beige à gris clair à intercalations de marnes grises ou gris-vert et qui se débitent en petits prismes ou se réduisent souvent par altération en poudre blanchâtre, au sommet des dolomies grises ou jaunâtres à stratification bien visible. Les épaisseurs de cette série peuvent varier considérablement avec souvent réduction par laminage (100 à 20 m).

Au Pech à l'Est d'Ornaisons, J. Huguet a observé, au-dessus du Rhétien, la succession suivante : calcaires dolomitiques beige à débit en plaquettes (2 m), calcaires bleus (4 m), calcaire dolomitique beige et dolomie grise (5 m), dolomie brune, puis le reste de la colline formé de dolomies vacuolaires à patine claire sans stratification alternant avec des dolomies bréchoïdes. La puissance totale de cette série est évaluée entre 50 et 80 mètres.

Dans les collines de Boutenac, étudiées en particulier par A. Combes, dans la coupe du ravin au Nord du Pradel, il a été distingué un *Hettangien basal* (l1) débutant par des dolomies jaunâtres qui, souvent, n'ont pu être départagées du Rhétien, suivies de calcaires finement feuilletés à petits Lamellibranches et perforés de terriers (1 à 4 mm de diamètre), au-dessus viennent des calcaires oolithiques qui forment une longue barre à l'Est de Boutenac s'étendant vers le Nord de la borne 265 jusqu'à proximité de la bergerie de Beltrand. On retrouve ces calcaires inférieurs dans le synclinal de Laval où ils sont représentés par les calcaires oolithiques et l'horizon particulier du calcaire à terriers (15 m). Le complexe dolomitique de l'Hettangien débute par des dolomies massives (l2a) à patine sombre, rugueuse au toucher (100 m) qui forment, au lieu-dit la Roche Trouée, des escarpements ruiniformes très pittoresques. Il se poursuit par une alternance (l2b) de dolomies en petits bancs et de dolomies gris clair cristallines (150 m). Le sommet de l'Hettangien (l2c) est représenté par des calcaires gris sublithographiques en petits bancs et à interlits marneux.

l3-5. **Sinémurien-Carixien. Calcaires gréseux, calcaires graveleux ou oolithiques.** Au Sud-Est de Jonquières — Fontjoncouse, le Sinémurien débute par une série de calcaires très sombres à grain fin et siliceux dont certains

niveaux présentent des dépôts lumachelliques ou des intercalations de marnes schisteuses noires à silex (15 m) ; il est suivi par une série de calcaires oolithiques et graveleux à patine grisâtre et à grains de quartz plus ou moins abondants où ont été signalés des niveaux à Algues qui dateraient le Lotharingien (15 m).

Dans le secteur de la Berre, le "Lias calcaire" est caractérisé par une suite de calcaires massifs micrograveleux avec zones rousses silicifiées et à lits de marnes charbonneuses, de calcaires oolithiques et de calcarénites à grains de quartz fins moyens (80 à 100 m).

Dans les collines de Boutenac, le Sinémurien — Carixien s'étire en deux bandes parallèles N-S qui forment les deux flancs de l'anticlinal de Barry-longue ; il est représenté par des calcaires à silex clairs, finement cristallins, souvent gréseux ou ferrugineux, d'abord bien lités puis massifs, et épais d'une vingtaine de mètres. Associés à ces calcaires à silex, on trouve des calcaires oolithiques à Encrines et débris de Brachiopodes. Au Nord de la Roche Trouée, ces calcaires supérieurs ont livré *Spiriferina walcottii* (Sow.).

16. **Domérien. Marnes et bancs de calcaire.** Le Domérien n'a été distingué qu'au Sud des plateaux du Redon, du Redonnel, et du Devès où cette formation possède une puissance notable. Elle est composée de calcaires argileux à cassure bleutée, en bancs décimétriques séparés par des marnes très feuilletées (8 m), de marnes grises à noires très feuilletées et sans fossiles (10 m), de calcaires roux en bancs de plus en plus épais qui s'intercalent dans la série marneuse pour finir par un banc massif de 1,5 m renfermant en abondance des Bélemnites, des Brachiopodes et *Pseudopecten aequivalvis* (6 m).

17-8. **Toarcien — Aalénien inférieur. Marnes noires.** Au-dessus de la barre calcaire précédente, une série marneuse épaisse d'environ 35 m débute par des marnes gris foncé à noires avec quelques intercalations de petits bancs de calcaires gréseux roux et des lentilles de marnes jaunâtres ; les fossiles souvent pyriteux sont abondants : *Dactyloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Phymatoceras* sp., *Harpoceras* sp., *Hildoceras bifrons* ; viennent ensuite des marnes noires peu fossilifères mais présentant de grosses miches rondes de calcaire bleuâtre à patine rousse. Au sommet, les marnes sont de plus en plus claires, gréseuses et jaunâtres. Sur la bordure sud-est du plateau du Devès, il a été trouvé dans ces derniers niveaux *Gryphaea sublobata*.

1M. **Lias marneux.** Sous cette dénomination, sont groupées les marnes feuilletées généralement sombres du Domérien, du Toarcien et de l'Aalénien, difficiles à différencier bien que souvent fossilifères, car cette formation a très souvent servi, comme le Keuper, de niveau de décollement lors de la mise en place de la nappe de charriage des Corbières orientales ; cette série marneuse se trouve ainsi souvent laminée, incomplète, écaillée et l'épaisseur en est par suite très variable. Au Nord de Bizanet J. Huguet et N. Lespinasse ont trouvé *Lenticulina bochari*, *Protocytheridea sermoisansis* et *Cytherella* sp. ; dans des marnes gréseuses supérieures, G. Dubar cite *Pleydellia aalensis*, *Dumortiera costulae*, *Grammoceras subcomptum*, *Trigonia costata*.

19. **Aalénien supérieur. Calcaires à silex clairs.** Reconnu seulement au Nord de Bizanet, il est représenté par des "calcaires à chailles" ; il s'agit de calcaires argileux à patine beige ou rousse, à pâte fine sombre et silex blancs, renfermant de nombreux débris de Brachiopodes et de Lamellibranches. Ces bancs calcaires sont séparés par des petits lits de marnes bleues généralement

azoïques. A la surface des bancs, il a été trouvé *Rhynchonella subangulata*, *Terebratula punctata* var. *lata*, *Lenticulina* sp.. Aux environs de Bouquignan, G. Dubar a découvert *Ludwigia* cf. *murchisonae*.

j1-2. **Bajocien — Bathonien. Calcaires.** Au-dessus de la formation précédente, on trouve (J. Huguet et N. Lespinasse-Legrand) des "calcaires ferrugineux" brun-roux, graveleux grossiers, se débitant en dalles (3 m) et renfermant Madréporaires, Oursins, Lamellibranches et Brachiopodes dont *Burmihynchia turgida*. La microfaune est constituée par *Trocholina* gr. *palastiniensis*, *Protopeneroplis* sp., *Nautiloculina circularis*, *Koskinobullina socialis*. Plus haut, un niveau marneux (2,5 m) a livré des Rhynchonelles silicifiées et *Pseudocyclamina maynci*. Viennent ensuite des calcaires graveleux (6 m) à surfaces durcies ferrugineuses, surmontés de "calcaires blancs massifs" (6 m) à *Paracoskinolina occitanica*, *Praekurnubia crusei*, *Pfenderina salernitana*.

Dans le lobe de Fontjoncouse, il y a lacune de l'Aalénien supérieur et d'une partie du Bajocien ; sur la bordure du plateau du Devès apparaissent 5 m de calcaires ferrugineux à *Pseudocyclamina maynci*, surmontés de 6 à 7 m de "calcaires blancs massifs" repérables sur toute la périphérie du plateau. Cette dernière assise a livré *Praekurnubia crusei*, *Nautiloculina circularis*, *Haurania* sp. et *Paracoskinolina occitanica*.

jD. **Dogger supérieur à Malm inférieur (Callovien — Oxfordien). Dolomies cristallines.** Dans le secteur du lobe de Fontjoncouse comme dans celui de Bizanet, la série jurassique se poursuit par des dolomies cristallines, noires, fétides et azoïques, acceptant quelques intercalations lenticulaires de calcaires dolomitiques également sans fossile. Ces dolomies, le plus souvent massives, pourraient correspondre au Callovien, à l'Oxfordien et au Kimméridgien basal ; mais les limites inférieure et supérieure de dolomitisation ne sauraient correspondre à des limites stratigraphiques précises et uniformes, la dolomitisation pouvant atteindre des termes plus anciens ou plus récents.

j7-9. **Kimméridgien — Tithonique. Calcaires.** Au centre du plateau du Devès, surmontant les dolomies noires, affleurent de façon sporadique des calcaires gris-clair, microcristallins à *Favreina salevensis* et *Cladocoropsis striata*.

Au Sud-Est de Gléon, on observe une épaisse série (100 à 200 m) composée de calcaires massifs sublithographiques brun clair, finement oolithiques, de calcaires en plaquettes à patine grise, de brèches polygéniques à éléments calcaires bruns ou beiges et ciment carbonaté plus ou moins ferrugineux, de calcaires gris-beige ou beige clair à *Clypeina* cf. *jurassica*. L'attribution stratigraphique de cette série reste imprécise quant à sa limite inférieure et seul le sommet de la série peut être rattaché avec certitude au Tithonique.

### Crétacé inférieur

n1. **Berriasien. Calcaires beiges et roux.** Dans le secteur du col de Gléon, les derniers bancs de calcaire sublithographique du Jurassique supérieur se chargent en petits débris détritiques et font place à des calcaires argileux beiges et roux en plaquettes, alternant avec des marnes et des niveaux de calcaires micrograveleux à Algues, Milioles, Ostracodes : *Macrocypris horatiana*, et Foraminifères : *Trocholina elongata*.

Dans le lambeau de recouvrement de Taura, plusieurs affleurements de Berriasien existent dans les écailles du front de nappe ; en particulier au

ruisseau de Taura, on trouve une écaille laminée en série renversée de quelques dizaines de mètres d'épaisseur comportant à la base un calcaire graveleux et pseudo-oolithique qui renferme *Trocholina elongata*. Au Sud du Crêt de Carmantran, dans le ruisseau du Génibret, on peut observer des calcaires roux, des calcaires en plaquettes riches en *Trocholina* cf. *alpina* et débris d'Algues, et localement un calcaire argileux à Ostracodes et *Nautiloculina* sp..

n2-4. **Valanginien, Hauterivien, Barrémien. Calcaires grumeleux, calcaires argileux, calcaires noirs.** A l'Est du Plan de la Fin, d'après la coupe de Combe Longue, établie par A. Charrière, on rencontre, au-dessus des calcaires roux du Berriasien, successivement :

- des calcaires graveleux et pseudo-oolithiques à cassure beige clair, riches en Algues : *Clypeina* sp., Polypiers, Trocholines : *Tr. alpina*, *Tr. elongata* et autres Foraminifères : *Pseudotextulariella salevensis*, *P. courtionensis*, *Valdanchella miliani* qui caractérisent le Valanginien (30 m) ;
- les calcaires argileux à cassure grise, riches en Ostracodes, coprolithes de Crustacés, *Glomospira*, *Eggerella* et grands Foraminifères : *Palaeodictyoconus* sp., *Paracoskinolina* sp., *Sabaudia minuta* qui correspondent à l'Hauterivien (50 m) ;
- des calcaires à Characées à cassure sublithographique de couleur noire et d'odeur fétide (6 m) ;
- des calcaires argileux à abondants Orbitolinidés : *Orbitolinopsis subkliani*, *O. flandrini*, *Palaeodictyoconus barremianus*, *P. cuvillieri*, qui datent le Barrémien inférieur (10 m) ;
- des calcaires à Characées à patine blanche, en bancs décimétriques, à débit parallélépipédique et à cassure noire et fétide (130 m) ;
- des calcaires graveleux à *Orbitolinopsis* sp. (12 m) ;
- des calcaires fins à Characées (35 m) ;
- des calcaires graveleux identiques à l'avant-dernier niveau (7 m) ;
- des calcaires fins en plaquettes à Characées (17 m).

Certaines écailles du front de la nappe, au voisinage de Ripaud et au Crêt de Carmantran présentent les mêmes faciès et la même microfaune que ceux de la coupe de Combe Longue.

A l'Est de Gléon, sur la bordure ouest du plateau du Bois, seule la base du Néocomien apparaît à la faveur d'un pli synclinal ; il est formé de calcaires graveleux et pseudo-oolithiques à cassure beige clair ou blanchâtre avec niveaux à Polypiers, alternant avec des calcaires sublithographiques ou finement détritiques à *Trocholina elongata* (40 m).

n5a, n5b. **Aptien inférieur (Bédoulien). Calcaires à gros silex, calcaires marneux et marnes.** A Combe Longue, la base (n5a) de l'Aptien est représentée par des calcaires à gros rognons de silex orangés de dimension décimétrique et de forme circulaire ; il n'a pas été trouvé de faune caractéristique (100 m).

Le Bédoulien supérieur (n5b) comprend :

- des calcaires marneux où quelques Orbitolines ont pu être mises en évidence : *Praeorbitolina cormyi* (200 m)
- des marnes à Orbitolines, feuilletées et très fossilifères ; on y trouve des Gastéropodes, des Lamellibranches, des Brachiopodes : *Sellithyris sella*, *Loriolithyris* cf. *ruissilensis*, des Orbitolines : *Praeorbitolina cormyi*, *P. wienandsi*, *Palorbitolina lenticularis* (60 m).

n6a. **Aptien supérieur (Gargasien). Calcaire blanc, marnes et calcaires argileux.** Au Plan de la Fin, la coupe de Combe Longue se poursuit par deux niveaux de calcaires à faciès urgonien, n6a (1), et n6a (3), séparés par un horizon à silex n6a (2). Les deux niveaux urgoniens correspondent à un calcaire organogène constitué de débris de Rudistes : *Requienia*, *Toucasia*, de Polypiers, d'Orbitolines, etc. ; dans le niveau supérieur, il a été déterminé *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. lotzei* et *O. texana cf. parva*.

Le niveau de calcaire à silex de la partie médiane est caractérisé par des petits silex rognonneux noirs centimétriques répartis de façon uniforme dans la roche. L'ensemble a une épaisseur de 370 mètres.

Au-dessus du niveau supérieur de calcaire urgonien se développent :

- des calcaires marneux à spicules qui se présentent souvent avec un débit en boules ; on trouve localement quelques Brachiopodes : *Terebratula russilensis* et la microfaune est très pauvre : *Sabaudia minuta* (200 m) ;
- des calcaires marneux et des marnes à Orbitolines : *Sabaudia minuta*, *Mesorbitolina texana texana* (120 m).

A la Combe de Berre et au Roc de Malpas, on retrouve la même série, les niveaux à Rudistes présentent cependant des intercalations marneuses importantes et les épaisseurs sont sensiblement plus réduites.

Au Sud-Ouest de Thézan sur le plateau de Poursan,affleure une vaste klippe d'Aptien en forme de ménisque ; cette lentille qui est un témoin de l'extension primitive de la nappe des Corbières orientales est formée d'une puissante série de calcaires blancs organogènes à Orbitolines et niveaux à silex.

Dans le lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières, plusieurs affleurements de calcaires de teinte beige clair ou blanc crème, souvent fracturés et en écailles, apparaissent au Sud du plateau de Jonquières à la Roubine, au Nord de Fontjoncouse, au Pech Barbu ; bien que généralement de faciès urgonien, ils ont été notés n6 car l'absence de microfaune caractéristique n'a pas permis de préciser leur position dans l'Aptien.

n6b. **Aptien supérieur (Clansayésien).**

● n6b1. **Calcaires et marnes à Huîtres.** Les termes supérieurs de la série aptienne sont masqués à l'Est de Col Rouge, mais à 1 km à l'Ouest une importante boutonnière laisse apparaître un calcaire marneux fin très riche en Huîtres de grande taille : *Aetostreon latissimum*, en Echinodermes, en Brachiopodes : *Terebratula dutempleana*.

A la Combe de Berre, les calcaires marneux à Orbitolines du Gargasien passent à des marnes à Huîtres : *Aetostreon latissimum*, *Epicypriina angulata*, *Venericardia crossiformis*, et Echinodermes : *Toxaster collegnoi*, *T. leymeriei*. Il existe au milieu de ces marnes un banc épais de 1 m, que l'on peut suivre jusqu'au Roc de Mampas et entièrement formé par des Brachiopodes : *Tamarella tamarindus* (110 m).

● n6b2. **Calcaires gréseux à débris.** A la Combe de Berre et au Roc de Malpas, la partie terminale de l'Aptien est représentée par un calcaire gréseux souvent recristallisé à débris indéterminables de Brachiopodes, d'Echinodermes et de Rudistes (20 m).

n7. **Albien. Calcaires gréseux glauconieux.** L'Albien affleure essentiellement à la Roubine, dans l'Est du plateau de Jonquières. Il s'agit d'une épaisse succession de grès glauconieux en bancs métriques se débitant souvent en miches, de marnes glauconieuses et très gréseuses ; il a été trouvé *Exogyra aetostreon latissima*, *Trigonia* cf. *archiacana*, *Tr. fittoni*, *Tr. corbierensis* qui caractérisent l'Albien inférieur élevé.

Au Sud de Bizanet, affleurent deux klippes d'Albien formées de calcaires gréseux blancs ou jaunes à Algues : *Archaeolithothamnium amphiroforme*, *Agardhiellopsis cretacea*.

La klippe de Saint-Martin-de-Tèques, Pech des Combarelles, Pech de l'Auzine contient outre l'Aptien inférieur marneux et le Cénomaniens, de l'Albien indifférencié marno-calcaro-gréseux qui s'apparente à la série du massif de Fontfroide (feuille Narbonne).

### Crétacé supérieur

c1, c2. **Cénomaniens.** Il est localisé dans la klippe du Pech des Combarelles, en position allochtone, coïncé en situation renversée entre l'Albien du Pech et la série à Hippurites de type Fontfroide. Par comparaison avec la série complète de Fontfroide (feuille Narbonne), on peut identifier un *Cénomaniens inférieur* (c1) grés-quartzitique, et un *Cénomaniens supérieur* (c2) argilo-ligniteux, à passées calcaires renfermant quelques coquilles saumâtres.

A1. **Bauxite siliceuse et altérites ferrugineuses.** Plusieurs affleurements de bauxite liée à des altérites ferrugineuses ont été signalés dans la Montagne d'Alaric, dans les collines de Boutenac et dans le massif de Fontfroide (feuille Narbonne).

Ces altérites sont réparties sur une surface d'érosion crétacée dont le mur est de plus en plus récent de l'Ouest vers l'Est : dévonien à l'Alaric, liasique à Boutenac, aptien à Fontfroide, et dont le toit est de plus en plus récent vers l'Ouest : maastrichtien à la Montagne d'Alaric, coniacien à Boutenac, probablement cénomaniens à Fontfroide.

Dans la Montagne d'Alaric, A.-F. de Lapparent a signalé en 1944 une "argile résiduelle, sans doute une *terra rossa*" reposant dans de petites cavités karstiques du Dévonien. C'est en fait une argile sableuse rouge, à composition variable (kaolinite pure, ou mélange illite-kaolinite et illite-kaolinite-smectite). Les grains de pseudo-sable (débris de cuirasse ferrugineuse) ont livré après attaque acide des grains de quartz filonien, parfois à géodes, de grès, de quartzite, de lydiennes. Il s'agit donc de produits de remaniement d'altérites situées à la surface du Paléozoïque, avant le Maastrichtien, mais à une date imprécise.

A Boutenac, reconnues dès 1909, plusieurs poches d'altérites ferrugineuses et de bauxites siliceuses de caractère karstique ou lenticulaire reposent sur la surface liasique. Ce sont des altérites kaoliniques pisolithiques avec micas et quartz dans les faciès les plus ferrifères et boehmite dans les faciès les moins riches en fer.

c3-5. **Turonien supérieur — Coniacien — Santonien.** Grès ferrugineux, grès micacés, grès calcareux. Le territoire représenté sur la feuille Capendu est situé à l'extrémité ouest du sillon languedocien esquissé au Cénomaniens, et

qui va prendre tout son développement du Turonien au Campanien. C'est un élément paléogéographique important, qui s'étend vers l'Est jusqu'en Provence, et que l'on voit se fermer dans les collines de Boutenac. Bien que les faciès soient monotones, on peut malgré tout suivre les variations de lithologie et d'épaisseur, plus de 2000 m à Fontfroide (feuille Narbonne) et 200 m seulement dans l'Ouest des collines de Boutenac ; il n'y a plus rien sur la Montagne d'Alaric, où le Maastrichtien repose directement sur le Paléozoïque.

L'ensemble Turonien — Coniacien — Santonien s'observe dans trois régions différentes, avec de notables variations : le bois du Vicomte, à l'Est et au Sud-Est de Saint-André-de-Roquelongue (terminaison de la série de Fontfroide en direction du Sud), les klippes des Combarelles et de Loumet (matériel de la série de Fontfroide transporté sous la nappe des Corbières) et les collines de Boutenac dans les deux synclinaux de Boutenac et de Laval — Villerouge-la-Crémade. Dans cet ensemble, localement très fossilifère mais avec peu d'espèces utilisables stratigraphiquement, on a surtout défini des unités lithologiques datées çà et là, principalement à Boutenac (Rudistes) et dans la coupe de Fontfroide (Rudistes, Foraminifères).

Une première unité, représentant le Turonien supérieur — Coniacien inférieur repose sur le Cénomaniens à Fontfroide, l'Aptien au bois du Vicomte et le Lias à Boutenac (A. Combes, 1962, Rudistes déterminés par G. Astre). Au bois de Loumet, la série débute par un conglomérat à galets de quartz et de lydienes, dont la taille diminue vers le Nord, passant à un grès grossier qui n'existe plus à Aussières (feuille Narbonne). C'est le delta du bois du Vicomte, à alimentation méridionale (ride de Mouthoumet). Au-dessus, on trouve des grès ferrugineux à moules internes de Lamellibranches littoraux (*Cardium* abondants), avec localement bien conservées, des lumachelles à *Ostrea plicifera*. On peut raisonnablement penser que cette première unité, surmontée par le récif coniacien à Fontfroide, passe latéralement à Boutenac à des grès à faune marine, à rares Rudistes isolés (Turonien terminal) et faunule de Lamellibranches littoraux. La base de la formation est ici un gravier à quartz filonien, lydienes et quartz bipyramidés rémaniés du Lias (et non du Keuper).

Le Coniacien n'est daté par ses Rudistes que dans la coupe de Fontfroide. Etant donné la continuité des couches à faune marine entre les niveaux précédents et les suivants, rapportés au Santonien par les Rudistes, on peut penser que le Coniacien est présent aussi bien au bois du Vicomte qu'à Boutenac. En ce dernier lieu, il apparaît dans le synclinal de Laval — Villerouge-la-Crémade des argiles sableuses grises, à petits *Cardium*, de faciès estuarien, tout de suite au-dessus des couches gréseuses à faune marine, et débris de Rudistes. C'est la première indication d'apports fluviaux en provenance de l'Ouest.

La masse principale des dépôts détritiques et récifaux est datée du Santonien. Les faciès les plus fréquents sont les suivants : calcaires construits à Rudistes (*Hippurites* en bouquets, rares *Radiolites*), en bancs de 1 à 3 m, séparés par des lits marneux ou grés-ferrugineux ; barres de 1-2 m de calcaire gréseux à débris de Rudistes et riche faune de Gastéropodes et de Lamellibranches ; bancs de 20-30 cm de grès micacés à nodules de pyrite et pratiquement azoïques ; grès à ciment ferrugineux parfois très abondant et corrodant activement les grains siliceux ; argiles sableuses grises, parfois à débris végétaux flottés et petits *Cardium* ; limons marmorisés. Tous ces faciès se répartissent, à un moment donné, en ceintures concentriques assez régulières, qui correspondent à des milieux de dépôt différents : fluvio-estuarien, littoral



néritique, platier récifal à quelque distance de la côte, milieu plus profond à sédimentation détritique prédominante et sous conditions réductrices.

C'est au Santonien inférieur, période d'extension maximale des formations récifales, que la disposition en zones concentriques est la mieux représentée, soulignant la fermeture du sillon languedocien vers le Sud et vers l'Ouest.

Les variations d'épaisseur de l'ensemble Turonien — Coniacien — Santonien sont considérables (fig. 1). Les épaisseurs mesurées ou estimées sont les suivantes : flanc ouest du synclinal de Laval — Villeroche-la-Crémade : 70 m ; flanc ouest du synclinal de Boutenac : 350 m ; flanc est du synclinal de Boutenac (Pech Ténarel, estimation) : 600 m ; Combe Longue (Sud de Saint-André-de-Roquelongue) : 150 m ; bois du Vicomte (à la limite des feuilles Capendu et Narbonne) : 200 à 250 m ; ruisseau de Fontfroide : 520 mètres.

Il faut insister, ici, sur le fait que la subsidence est presque compensée par la sédimentation dans les domaines estuariens littoraux néritiques et sur le platier récifal, et que la bathymétrie de la zone "profonde" ne devait pas dépasser quelques dizaines de mètres seulement.

**c6. Campanien (Valdo-Fuvélien). Limons et grès.** En concordance au-dessus du Santonien, il vient une série fluviatile épaisse d'au moins 1000 mètres, formée de grès remplissant des chenaux, avec base ravinante, et des limons de plaine d'inondation à traces de pédogenèse (marmorisation, nodulisation). Chaque séquence grès/limon a une épaisseur moyenne de 5 m, ce qui représente donc environ 250 cyclothèmes successifs.

Les dépôts campaniens sont localisés dans la partie orientale de la feuille, et achèvent le comblement du sillon languedocien. Le matériel détritique provient du Sud (ride de Mouthoumet) et débouche au bois du Vicomte, où les premiers cyclothèmes sont chargés de galets de quartz filonien et de lydienes. Vers le Nord, le Nord-Ouest et l'Ouest, les dépôts basaux sont simplement gréseux grossiers. Au-dessus, tous les grès sont fins à très fins ; ils contiennent systématiquement des stratifications obliques et assez souvent des accidents ferrugineux attribuables à un concrétionnement sous l'influence d'une nappe aquifère oscillante. Les limons de plaine d'inondation, latéraux aux grès des chenaux, sont marmorisés, c'est-à-dire présentent des taches rouges, jaunes, grises, parfois brunes et roses, et, de temps en temps, de petits nodules ferrugineux, plus rarement des nodules calcaires. La répartition particulière du fer responsable de la coloration, est due à l'oscillation d'une nappe aquifère dans un profil pédologique (sol hydromorphe), alternativement noyé (crue) et à sec (étiage).

La moitié inférieure du Campanien, notée c6a (Valdonnien), est totalement dépourvue de carbonates et azoïque. Ses minéraux argileux sont illite-kaolinite. La moitié supérieure, notée c6b (= Fuvélien), datée par des faunes d'Unios et de Corbicules identiques à celles de la Provence, renferme une petite quantité de carbonates sous forme d'un ciment calcaire dans les grès des chenaux, des oncolites et coquilles de Lamellibranches dans ces mêmes grès et des nodules carbonatés pédologiques dans les limons de plaine d'inondation. Les minéraux argileux sont illite, kaolinite et smectite, ce dernier minéral se développant progressivement dans la série.

D'un point de vue plus général, la mer santonienne a régressé dans le sillon nord-pyrénéen, bien que la subsidence campanienne ait été très forte. Cette

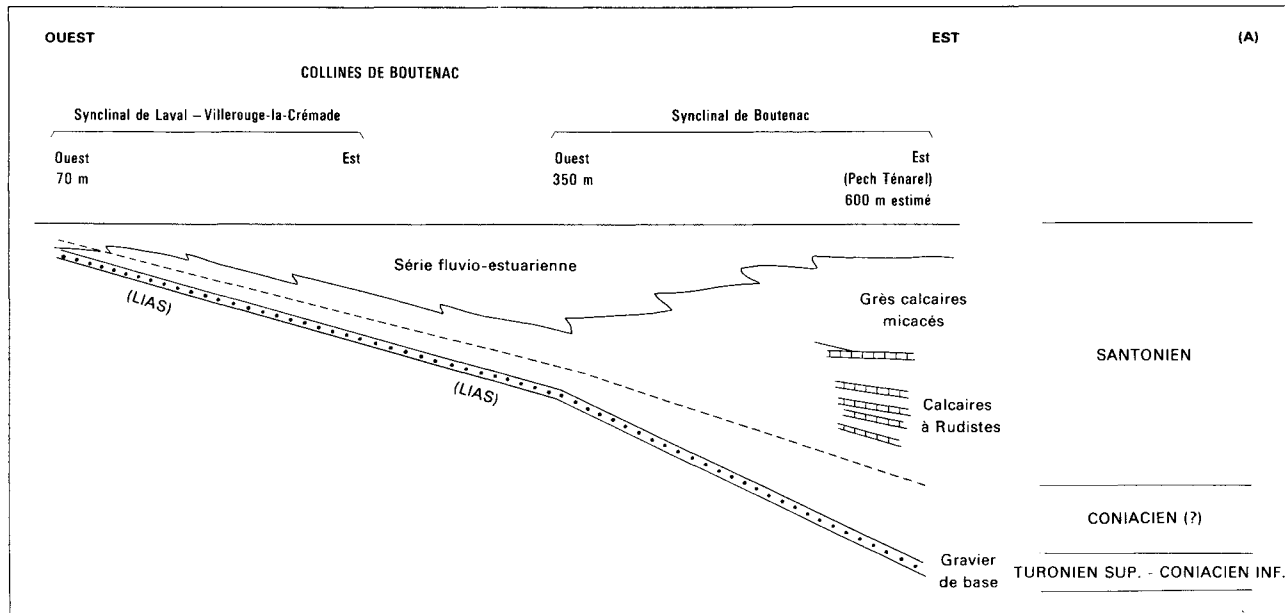
subsidence a été compensée par la sédimentation fluviale, au-dessus du niveau de la mer donc, et le paysage est resté identique à lui-même pendant toute la durée de l'étage : c'est une plaine de piémont fluviale.

**c7. Maastrichtien. Calcaires lacustres et palustres, dépôts fluviaux conglomératiques gréseux et limoneux.** C'est un ensemble complexe dans le détail de dépôts fluviaux (chenaux : conglomérats (c7P) et grès (c7G) ; plaine d'inondation : limons calcaires marmorisés (c7L), lacustres (calcaires micritiques et bréchiques) et palustres (calcaires à traces de pédogenèses, racines, nodules, fentes de dessiccation) (c7C), peu épais par rapport aux énormes séries précédentes : 0 à 200 m seulement. Très schématiquement, la partie inférieure est fluviale et ne contient guère que des oncolites (faciès "bégudien") ; la partie supérieure est lacustre — palustre (faciès "rognacien"), carbonatée et localement riche en faune de Gastéropodes d'eau douce (*Lychnus*, *Cyclophorus*, *Bauxia*). Récemment, des récoltes de Charophytes ont été effectuées dans la moitié est du territoire de la feuille et la coupe de Montplaisir (route de Fontjoncouse) a livré les espèces caractéristiques des trois zones définies en Provence (Bégudien, Rognacien inférieur et Rognacien supérieur).

La paléogéographie du Maastrichtien est très différente de celle des époques précédentes et résulte de modifications importantes apparues lors de la phase tectonique anté-maastrichtienne, bien datée maintenant dans les Corbières (coupe de Montplaisir, ci-dessus), puisque les derniers Unios fuvéliens sont à 100 m sous le sommet des grès et des limons rapportés à cet étage et que les premières Charophytes bégudiennes sont à 2 m au-dessus de la barre de grès conglomératique pris comme base du Maastrichtien.

Le Maastrichtien est concordant sur le Campanien à Boutenac, dans la région de Saint-André (Nord et Nord-Est), et de Thézan à Ripaud ; il est discordant sur des termes variés du Mésozoïque et du Paléozoïque ailleurs, et plus particulièrement sur le Keuper des diapirs de Combe de Berre, de la Pinède de Durban et de Cucugnan (feuille Tuchan). Très intéressantes sont les klippen traînées, sous la nappe des Corbières (Ripaud, plateau de Poursan, au Sud de Thézan) et qui portent une série maastrichtienne et éocène réduite, provenant des marges du bassin.

Dans les parties est et sud de la feuille (et régions immédiatement voisines), l'arrière-pays qui fournit le matériel détritique et les carbonates en solution est totalement différent de celui des époques antérieures : c'est le Mésozoïque nord-pyrénéen, riche en carbonates et en marnes. La lithologie des galets, la nature des sables (en particulier les quartz bipyramidés remaniés du Keuper ; la minéralogie des argiles, permettent de reconstituer des cônes fluviaux juxtaposés en un vaste piémont au pied des reliefs nouvellement créés. Au Maastrichtien supérieur, ce paysage est remplacé par celui d'un vaste marécage calcique, entrecoupé de petits lacs peu profonds et dont les dépôts facilement exondables sont riches en figures d'émersion et de pédogenèse.



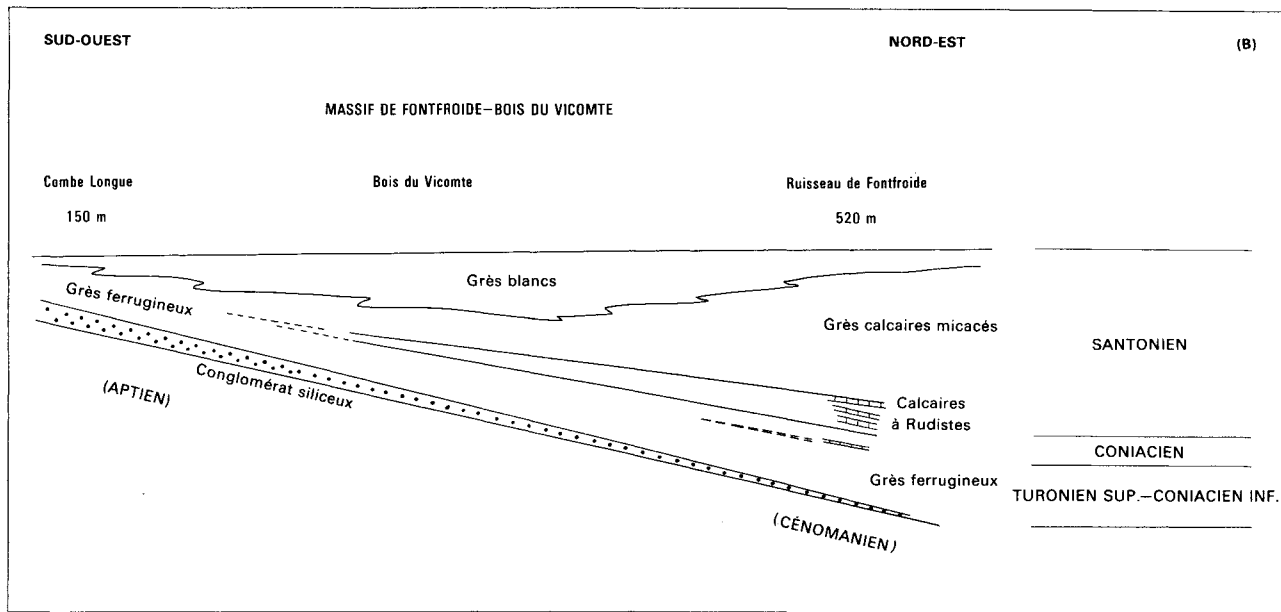


Fig. 1 - Variations d'épaisseur et de faciès dans les collines de Boutenac (A) et dans le massif de Fontfroide - Bois du Vicomte (B)

### Formations tertiaires

e1. **Dano-Montien (Vitrollien). Conglomérats et limons rouges.** La fin du Maastrichtien est marquée par un nivellement parfait de presque toute la surface représentée sur la feuille, alors occupée par un marécage calcaire (fin de comblement de lac = calcaires palustres à traces de pédogenèse). Le Vitrollien et une partie du Thanétien le plus inférieur constituent un épandage fluvatile très régulier, sous la forme de cônes juxtaposés, et dont le contenu reflète l'arrière-pays nourricier.

Ce matériel détritique se compose de conglomérats lenticulaires, remplissant d'anciens chenaux, et de limons de plaine d'inondation, très carbonatés, à traces de pédogenèse, d'un brun rouge caractéristique. Les conglomérats sont rares dans la partie centrale (masse inférieure à 1 % des dépôts), nettement plus abondants sur les bords du bassin : région méridionale de Taura — Albas. Il y a très peu de sable associé aux galets, à la différence des remplissages de chenaux du Campanien, du Maastrichtien inférieur et du Lutétien. Les limons de plaine d'inondation renferment de nombreux débris de *Microcodium*, ainsi que des "colonies" entières en forme d'épis de maïs. Très rarement, les *Microcodium* sont en laminations concentriques centripètes autour des nodules pédologiques (plaine d'inondation) ou des galets (chenaux). Actuellement, il est admis que les *Microcodium* résultent d'une biosynthèse de calcite par des micro-organismes (bactérie + champignons (ou bactéries)) en milieu dépourvu de lumière (profils pédologiques) à partir de galets calcaires dans les chenaux fluviatiles émergés, des parois des cavités karstiques, de joints de stratification et même de sédiments carbonatés fissurés par dessiccation sur les littoraux lacustres.

Dans la région de Tournissan et de Lagrasse, le Vitrollien est surmonté par des limons fluviatiles moins colorés, plus pauvres en *Microcodium*, attribués au Thanétien inférieur ; dans le Sud-Est de la feuille, il n'est pas possible de séparer ces deux formations, tous les limons et les conglomérats sous-jacents au calcaire lacustre massif sont notés e1. Grâce à l'existence du niveau marin thanétien, on a pu montrer (Plaziat, 1966) que les limons fluviatiles passaient latéralement aux calcaires lacustres (fig. 2). Il est probable que dans l'Alaric, entre les bancs de Pechlat et le Congoust, la formation limoneuse à *Microcodium* passe également aux calcaires lacustres les plus inférieurs, azoïques, ceux-ci reposant directement sur les calcaires maastrichtiens. Mais la Montagne d'Alaric a également pu servir de barrière paléogéographique (esquisse de l'anticlinal) aux dépôts fluviatiles, comme elle a limité l'extension de la mer thanétienne (ride Alaric — Saint-Chinian).

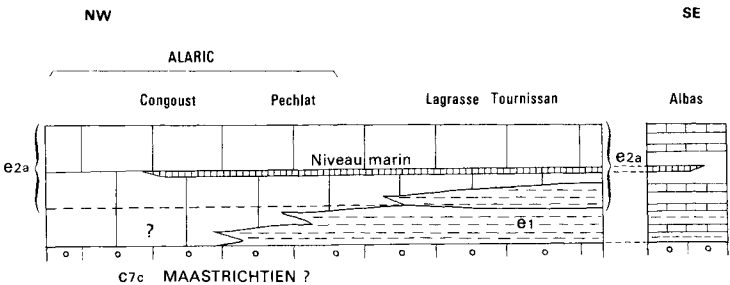


Fig. 2 - Notation des divers corps sédimentaires du Vitrollien et du Thanétien inférieur, et leurs passages latéraux

Du point de vue sédimentologique, la granulométrie de la fraction fine et des galets, la lithologie des galets, la nature des sables (quartz bipyramidés du Keuper, spicules d'Eponges siliceuses du Néocomien) et la minéralogie des argiles, ont permis de reconstituer des cônes fluviaux :

- cône de Taura — Tournissan, à galets d'Aptien — Néocomien prédominants, quartz bipyramidés et spicules d'Eponges, smectite prédominante ;
- cône d'Albas (feuille Tuchan), à galets d'Albien prédominants et de Jurassique, quartz bipyramidés assez rares et association illite — kaolinite — smectite ;
- cône de Pechlat — Côte-Aigre, à galets mésozoïques variés et de la chlorite parmi les minéraux argileux ;
- cône de Villerouge — Terménès (feuille Tuchan), à galets de roches mésozoïques variées et smectite abondante ;
- cône d'Arques (feuille Quillan), à galets de Jurassique et de Néocomien, quartz bipyramidés et illite abondante.

e2a, e2b. **Thanétien. Calcaires lacustres à intercalation marine et limons fluviatiles.** Leur épaisseur varie de 200 à 300 mètres. Ces terrains sont attribués au Thanétien en raison de la présence de Mollusques d'eau douce (Physe et Paludine : *Aplexa prisca* et *Viviparus aspersus elongatus*) dans les faciès lacustres de tous niveaux. Cet âge est confirmé par des formes marines communes avec le Thanétien du Bassin de Paris : *Ostrea bellowacina*, *Battillaria goniophora*, *Tympanotonos proavus* (ex- *B. brunhildae* et *T. siegfriedi*, cf. Plaziat, 1984a) comme par les Charophytes (*Harrisichara leptocera*, *Sphaerochara edda*) (Massieux et Plaziat, 1979). Mais la datation est surtout basée sur les corrélations avec la série des Petites Pyrénées de la Haute-Garonne dont les faciès néritiques sont associés à des intercalations à Foraminifères pélagiques de la zone à *Globorotalia pseudomenardii* (Toumarkine et Villatte, 1972). Des Alvéolines (*Glomalveolina primaeva*) sont connues dans la même incursion marine e2a (2), sur la bordure nord-ouest du massif de Mouthoumet, à quelques kilomètres de l'angle sud-ouest de la feuille Capendu (à Lairière, Massieux, 1973).

Dans la région de Lagrasse, les calcaires lacustres sont intercalés entre deux formations à dominante limoneuse qui contiennent également des niveaux à *Aplexa prisca*. Les variations de faciès sont importantes entre le Sud (Durfort) et la Montagne d'Alaric (fig. 2). Les calcaires lacustres inférieurs à l'incursion marine (20 m à Lagrasse) disparaissent presque totalement dans les limons du Sud e2a (1) et par contre remplacent les limons inférieurs dans l'Alaric. Le niveau marin, unique, forme un golfe allongé entre la Montagne d'Alaric (qu'il n'atteint pas) et le massif de Mouthoumet (dépôts très minces : 1 m à la métairie de Greuille, hors de la feuille). Le rivage oriental semble proche de Thézan et l'axe du golfe passerait par la région de Caunettes-en-Val (11 m). Dans la région de Lagrasse, le niveau marin, marneux, succède à une émergence (traces de racines et fissures de dessiccation). Un niveau de dolomie finement saccharoïde ou micritique remplace certains calcaires lacustres vraisemblablement sous l'influence des eaux marines. Les dépôts marins se terminent par un calcaire à Miliolites (sursalure) qui passe en transition aux calcaires lacustres supérieurs (Foraminifères, Charophytes et algues filamenteuses = dessalure). La faune classique de Ventefarine (Sud de Thézan, cf. Doncieux, 1903), à Miliolites, *Potamidites* et Huitres s'enrichit localement en petits Foraminifères (Massieux, 1973), Bryozoaires et petits Madréporaires (colonial et solitaire). La domination des Miliolites dans les calcaires comme dans les marnes indique une tendance à la sursalure plutôt qu'à la dessalure.

Les calcaires lacustres e2a, postérieurs à la régression, équivalents exacts du Calcaire de Montolieu de la Montagne Noire, sont les plus épais (60 m à Lagrasse). Ils comportent des faciès d'émersions répétées (calcaires bréchiques et graveleux modifiés par des circulations d'eau de haut en bas et traces de racines (Freytet et Plaziat, 1982 ; Plaziat, 1984).

Les limons jaunâtres (e2b) qui leur succèdent sont des limons de crues fluviales associés à des lentilles de calcaire déposées dans des étangs d'interfluvés dans la plaine d'inondation. L'ensemble de ces dépôts a subi des pédogénèses à accumulations ferriques (pseudogley remarquable entre Rieux et Caunettes-en-Val au Sud de la D.42). Certains calcaires sont dolomités irrégulièrement (aspect crayeux ou cloisonné). Cette assise limoneuse croît de 35 à 60 m entre l'Alaric et le chaînon de Lagrasse. Elle s'épaissit également d'Est en Ouest. Son rattachement au Thanétien tient à la présence d'*Aplexa prisca* dans la région de Lagrasse (Plaziat, 1970). Jusque là, elle était rattachée au Sparnacien (1/80 000, feuille Carcassonne).

**e3a. Sparnacien inférieur. Limons fluviaux et calcaires lacustres avec deux intercalations marines** (100 à 225 m d'épaisseur). Depuis Bresson (1898), ce niveau est caractérisé par sa faune lacustre à *Macrophysa columnaris*, commune avec le Sparnacien inférieur du Bassin de Paris et du Bassin d'Aix-en-Provence. Les calcaires lacustres contiennent aussi *Viviparus* aff. *desnoyersi* et *Biomphalaria* (ex-*Planorbis*) *sparnacensis* et des Charophytes dont *Peckichara disermas*, caractéristique du Sparnacien inférieur parisien (fig. 3).

La définition proposée ultérieurement par Doncieux, basée sur la présence d'*Ostrea uncifera* (Doncieux et al., 1913) doit être abandonnée par référence à la série de la Haute-Garonne et de l'Ariège (cf. Tambareau, 1972, et Massieux, Tambareau et Villatte, 1981). Cependant l'incursion marine bifide du territoire de la feuille Capendu est rattachée au Sparnacien inférieur grâce à l'intercalation d'un calcaire lacustre à *M. columnaris* au Sud du plateau de Thézan (Combe Escure, Coustouge). D'autre part, ces couches marines et lagunaires sont attribuées à la zone à *Alveolina* (*Glomalveolina*) *levis* en raison de leur continuité avec les couches néritiques plus occidentales comportant des microfaunes franchement marines.

Les variations de faciès sont considérables mais les deux incursions marines (e3a (1)) sont plus étendues que celle du Thanétien : l'axe de l'Alaric ne se marque donc plus dans les faciès ou dans les épaisseurs. Cependant, la faune la plus franchement marine coïncide avec l'épaisseur maximale, selon l'axe Rieux-en-Val - Lagrasse (25 + 13 m). Elle dépasse 120 espèces (Plaziat, 1970) et comporte un grand nombre de formes franchement marines (Echinodermes, Madréporaires variés y compris une forme coloniale en coussins de grande taille : jardin de la gendarmerie de Lagrasse). Il s'agit donc d'une avancée de la mer selon l'axe de subsidence du détroit de Carcassonne, à deux reprises, la seconde étant plus nettement marine, en un golfe allongé tendant à la sursalure. Un peuplement lagunaire à Limnées, Cyrènes, *Potamides* et petits Foraminifères rotaliformes indique cependant des dessalures locales (Sud-Ouest de Lagrasse, Est de Montlaur). La très faible profondeur est indiquée par une domination de *Potamides* polymorphes (*Batillaria praesubacuta*, *Tympanotonos*, *Tiaracerithium*). Des Huitres à surface de fixation cylindrique, moulant des fines craquelures longitudinales, peuvent être interprétées comme des Huitres de palétuviers suggérant un rivage bordé de mangroves peu développées (Plaziat, 1970 b).

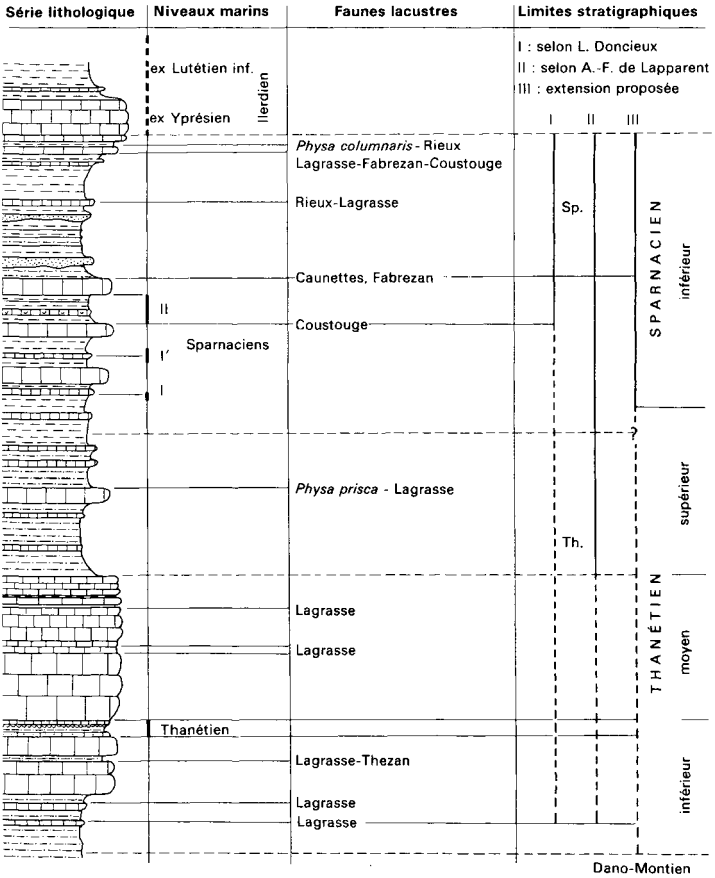


Fig. 3 - Eléments de datation de la série de Lagrasse



Les deux brèves incursions marines (e3a (1)), quelques mètres d'épaisseur en général) constituent des repères chronologiques dans les formations continentales, surtout limoneuses au Sud-Ouest et plutôt calcaires au Nord et à l'Est (fig. 4). De l'Alaric au Nord-Est de Coustouge, le Sparnacien laguno-marin s'intercale dans des calcaires lacustres en barres de plusieurs mètres d'épaisseur (e3a). Par contre, dans le val de Dagne comme en bordure du massif de Mouthoumet (feuille Tuchan) la série encaissante est essentiellement limoneuse (e3a (2)) avec des bancs de calcaire lacustre de faible extension (petits lacs ou étangs) dans la plaine d'inondation de cours d'eau à forte charge en suspension lors des crues. Les remplissages de chenaux (sables et graviers) indiquent une alimentation générale d'origine méridionale et orientale (petits galets de roches du Mésozoïque pyrénéo-provençal) et, exceptionnellement, d'origine septentrionale (sable quartzo-feldspathique). Ces dépôts de chenaux ne représentent que 5 à 10 % des sédiments fluviaux. Ils contiennent localement des oncolithes et des Stromatolithes dans les secteurs d'agitation modérée (Sud de Montlaur, Sud de Fontcouverte). Une florule d'arbres (feuilles) est préservée dans les faciès gréseux lités bruns (chaînon de Lagrasse). Les limons n'ont fourni que des terriers d'un type d'Annélides écailleuses (Oligochète ?) et des traces de racines moulées ou non par de la sparite. Les paléosols hydromorphes (engorgement saisonnier) sont de plus en plus colorés vers le haut de la formation limoneuse, ce qui peut correspondre à un ralentissement de la subsidence.

e3b, e3c, e3d. **Ilerdien : transgression marine majeure et régression progressive. Calcaires, marnes et grès.** On a, à ce niveau, de l'ordre de 500 m de dépôts marins, correspondant à une subsidence qui s'accélère vers le haut. C'est le Nummulitique des Corbières des anciens auteurs, attribué avant 1960 au Cuisien et au Lutétien. Hottinger (1962) rapporte à l'Ilerdien la totalité des calcaires à Alvéolines (ex-Yprésien) et des marnes à Nummulites (ex-Lutétien) des Corbières et du Minervois, mais la cinquième zone n'est pas représentée par des couches marines.

Si l'on admet les corrélations de l'Ilerdien avec la série du Bassin de Paris proposée par Plaziat (1981, 1984), les trois premières biozones d'Alvéolines, zone à *A. cucumiformis*, zone à *A. ellipsoidalis* et zone à *A. moussoulensis* plus la zone à *A. levis*, seraient équivalentes au Sparnacien du Bassin de Paris, tandis que les zones à *A. corbarica* et à *A. trempina* (non marine ici) correspondraient au Cuisien inférieur (sables de Laon). Selon Bignot (1981), la zone à *A. moussoulensis* pourrait être également cuisienne (= yprésienne). Noter que la zone à *A. corbarica* représente plus de la moitié de l'épaisseur de l'Ilerdien marin de Coustouge et qu'elle a fourni la majorité de la macrofaune (Plaziat, 1984b).

La transgression de l'Ilerdien est brutale. Elle correspond partout à des faciès calcaires (e3b) dont l'âge de la base ne varie pas (zone à *A. cucumiformis*) mais qui se maintiennent plus longtemps dans la Montagne d'Alaric (jusqu'à la zone à *A. moussoulensis*) dont la série est intermédiaire entre la série méridionale terrigène (marno-gréseuse) et celle du Minervois, presque entièrement calcaire pendant le même intervalle de temps (feuilles Carcassonne et Lézignan-Corbières).

Dans la série méridionale, au Sud d'une ligne Fabrezan - Serviès-en-Val, au-dessus des calcaires de base pauvres en Alvéolines, les formations marneuses puis gréso-marneuses sont riches en macrofaunes infralittorales et circalittorales (Mollusques, Nummulitidés, Madréporaires). L'étude de la série de Coustouge (Plaziat, 1984 b) montre qu'elle correspond à un contexte pérideltaïque enrichi par des apports de tempestites ou tsunamites (fig. 5). Par

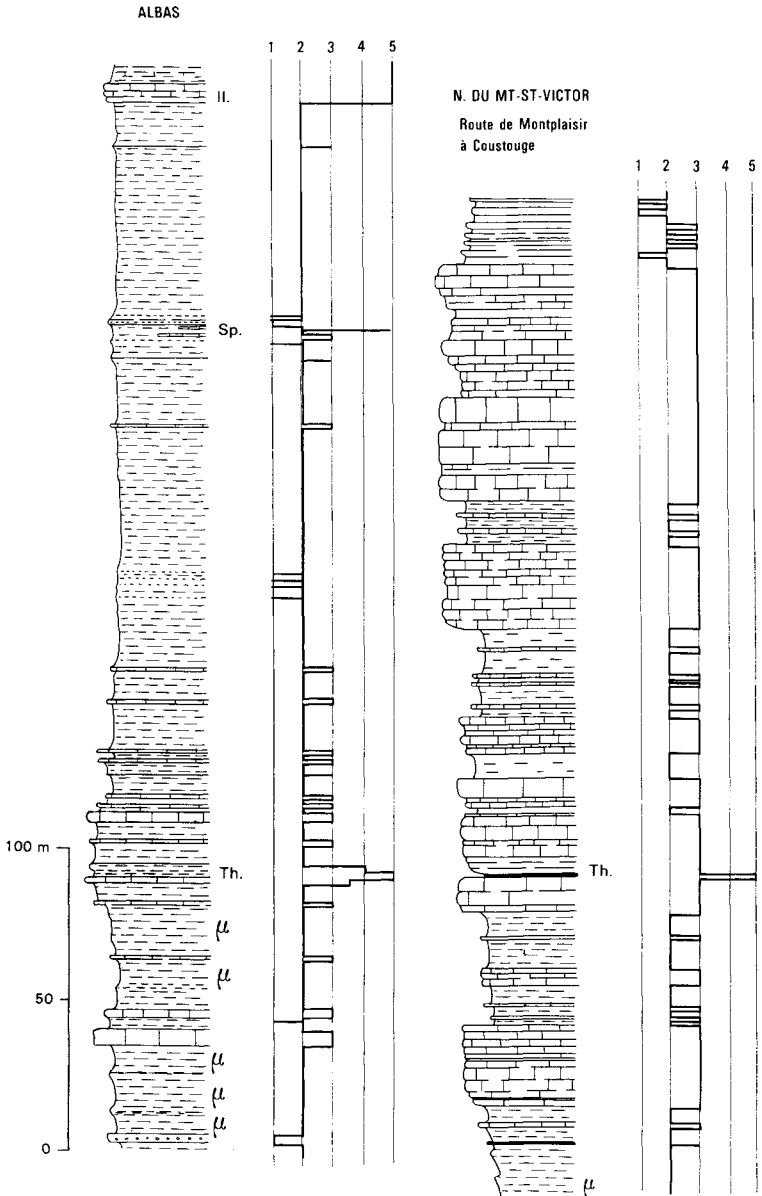
exemple, les Alvéolines et certains Polypiers ont été transportés dans le domaine de vie des Nummulites. Les niveaux à Turritelles (paléobiocénose circalittorale) qui ont donné leur nom aux "marnes inférieures et supérieures à Turritelles" constituent par contre des peuplements autochtones formant une ceinture intercalée entre des peuplements plus profonds (à plancton marin) et moins profonds (à macrofaune variée). Une émergence médiane et la régression finale expliquent la répartition des niveaux à *Potamides* et autres formes littorales. Par contre, les fruits du palmier *Nypa* (vivant actuellement en arrière des mangroves) sont des fruits flottés en mer et, selon les cas, abîmés au large ou échoués sur des flèches sableuses. La riche macrofaune ilerdiennne décrite comme "lutétienne" par L. Doncieux (1908-1911), principalement de la région de Coustouge, correspond donc au concours d'une évolution bathymétrique complexe et d'apports d'éléments transportés depuis des secteurs littoraux plus méridionaux.

Entre le domaine méridional et la Montagne d'Alaric, le calcaire basal reste peu épais (~ 20 m). Il est suivi de marnes grises, très pauvres en macrofaune (Pycnodontes, Brachiopodes, petits Mollusques, rares restes de Nautilies), qui représentent la presque totalité de la série.

Dans l'Alaric, on note une très forte évolution d'Ouest en Est comme du Nord au Sud. A l'extrémité orientale (Fontcouverte), les calcaires sont moins épais, à faune plus confinée (peu ou pas d'Alvéolines, faciès à Crustacés fouisseurs, cf. Plaziat et Secrétan, 1971). Par contre, les marnes sus-jacentes sont assez riches en plancton pélagique (Lézaud, Massieux et Tourmakine, 1969) et ont livré à la tuilerie de Fontcouverte des pièces d'un petit Crinoïde (*Conocri-nus doncieuxi*, Roux, 1978) qui suggère une bathymétrie maximale, pour le détroit de Carcassonne, à ce niveau : profondeur de l'ordre de 100 mètres.

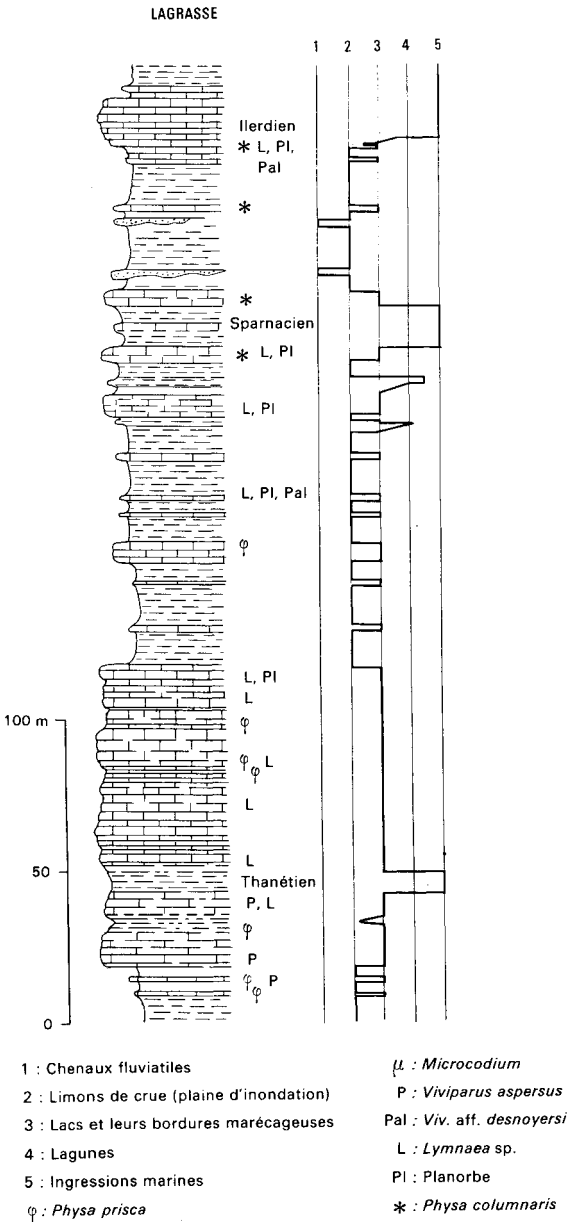
A l'Ouest, entre Montlaur et Capendu, la série calcaire de base (e3b) s'épaissit et s'enrichit en faciès franchement marins : des couches à Alvéolines, des calcaires oolithiques et des récifs (biostromes) à *Solenomeris douvillei*, un Foraminifère (*Acerulina* ou *Gypsina*) capable de construire des édifices plurimétriques que l'on trouve également au Sud de Caraguille (plateau Thézan) et dans les récifs de la région d'Albas (feuille Tuchan). Des corps lenticulaires oolithiques à méga-stratifications obliques (jusqu'à 9 m de haut) ont été interprétés comme les remplissages, progradant vers le Sud, de chenaux creusés à la périphérie de la plate-forme du Minervois et alimentés par le delta de Caunes — Villeneuve-Minervois qui aurait apporté en mer les grains de quartz et de feldspaths constituant les noyaux des oolithes. Cet apport terrigène issu de la Montagne Noire a dû traverser la plate-forme carbonatée sous l'action de courants sous-marins. Il est moins oolithisé vers l'extrémité occidentale de l'Alaric (Pradelles-en-Val) où ce niveau devient gréseux.

La transgression de l'Ilerdien correspond partout à des faciès calcaires plus ou moins pauvres en Alvéolines indiquant une morphologie très plane. A la fin de l'Ilerdien inférieur, la plate-forme du Minervois conserve une sédimentation calcaire tandis que le sillon à remplissage terrigène (marneux) commence à se différencier sur l'emplacement des Corbières. La limite méridionale de cette plateforme coïncide alors avec l'Alaric : sur son flanc sud (ravin à l'Est de Réquy) des blocs glissés et basculés de matériel bioclastique varié (calcarénite à *Solenomeris*, micrite à Madréporaires), déposés dans une boue à Operculines plus profonde, indiquent une pente assez forte et l'existence d'un faciès récifal sur le bord externe de la plate-forme. Les marnes pélagiques qui succèdent recouvrent la totalité de l'Alaric. Le sillon s'élargit donc progressivement vers

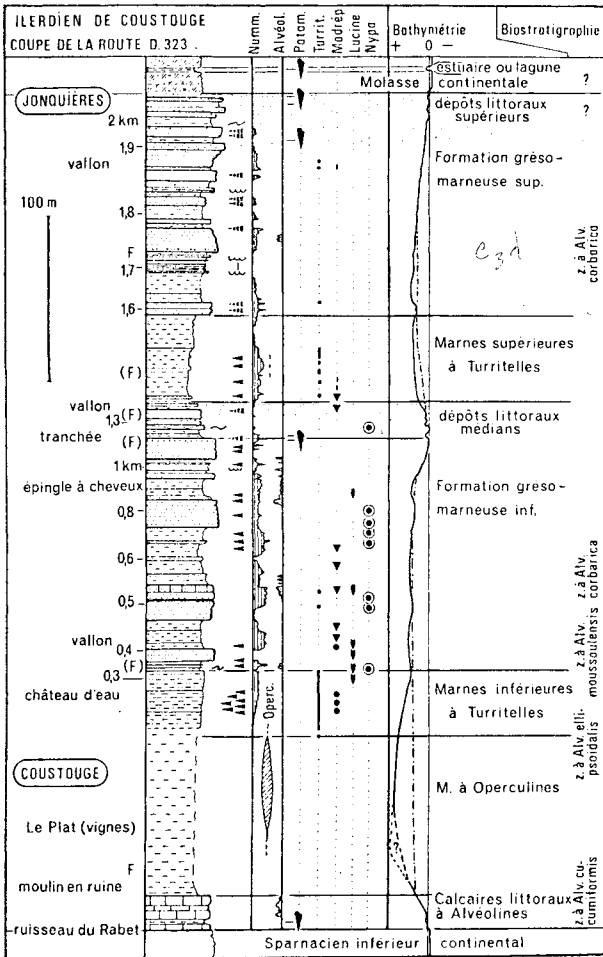


**Fig. 4 - Trois coupes des Corbières** qui illustrent la rapidité et l'importance des changements de faciès dans les séries continentales molassiques. Extrait de COMBES et al. (1975, fig. 79).

Figure 4



Les distances sont de 14 km entre les coupes de Lagrasse et d'Albas et de 7 km entre celle d'Albas et celle de Montplaisir



Les deux formations de Marnes à Turritelles ne sont pas équivalentes : il est vraisemblable que les Marnes inférieures correspondent à un habitat plus profond (cf. la colonne d'interprétation bathymétrique). Le pointillé représente la limite d'action des vagues ordinaires qui ne dépend pas uniquement de la profondeur d'eau : protection par la configuration de la côte ou par l'édification d'un obstacle en avant du site étudié.

**Fig. 5 - La coupe de l'Ilerdien de Coustouge** étudiée le long de la route de Coustouge à Jonquières (Aude). Extrait de PLAZIAT (1984).

le Nord tandis que la tranche d'eau reste importante presque jusqu'à la fin de la zone à *Alveolina corbarica* contrairement au secteur méridional où la subsidence est compensée par un taux plus élevé de sédimentation.

Du Nord au Sud, on passe de marnes argileuses à des marnes sableuses et des grès, avec des conglomérats plus locaux : entre Maironnes et Caunettes-en-Val et l'Ouest de Coustouge. Avant la fin de l'Ilerdien marin, les graviers et galets atteignent le plateau du Devès entre Moux et Lézignan. Ils définissent des axes deltaïques majeurs alimentés par les reliefs paléopyrénéens.

La régression apparaît donc brutalement dans l'Alaric, avec des bancs de sable pré littoraux (e3a), à déformations hydroplastiques (paléoséismes) et des dépôts de plage sablo-vaseux à pistes d'oiseaux (Côte Gourgouniou et Rocher du Renard, Sud et Nord-Est de Moux). Elle est beaucoup plus progressive au Sud, précédée par un épisode d'émersion local (flèche deltaïque selon Plaziat, 1984) entre Jonquières et Coustouge, vers le milieu de la zone à *A. corbarica*. Au Nord de Jonquières et à l'Est de Saint-Pierre-des-Champs (vallon d'Ardenne), une récurrence lagunaire (ou estuarienne ?) a été mise en évidence après quelques mètres de sédimentation continentale (Plaziat, 1966). Cette régression semble due à l'accélération des apports alluviaux en liaison avec un bombement croissant des paléo-Pyrénées orientales. Cette surrection des reliefs correspond à la phase tectonique pré-pyrénéenne responsable de la mise en place d'une nappe de charriage dans le Nord de l'Espagne (Nord du Cotiella, Séguret, 1967).

e4-6. **Cuisien — Lutétien — Bartonien. Molasse de Carcassonne.** Cette formation continentale a été érodée et tectonisée superficiellement lors de la phase paroxysmale pyrénéenne (chevauchée par la nappe des Corbières orientales et par le lambeau du Devès) après une première phase de plissement et d'érosion (Plaziat, 1969). Son épaisseur réelle n'est donc pas connue. Elle dépasse 700 m au Nord de l'Alaric comme à l'Ouest de Saint-Pierre-des-Champs (Plaziat, 1966) et semble diminuer vers l'Est.

La continuité de sédimentation avec l'Ilerdien marin implique un âge ilerdien supérieur (= Cuisien inf. du Bassin de Paris) pour la base, et les Mammifères indiquent un âge bartonien pour le haut (gisements à *Paralophiodon leptorynchum* du Sud de Douzens (Plaziat, 1969) et du Nord de Douzens (Depéret, 1910). Une partie de la Molasse de Carcassonne du Nord de l'Alaric est donc synchrone de la formation d'Aigne (Minervois). Elle devrait, par conséquent, être rattachée à la formation suivante : la Molasse de Castelnaudary réputée seule bartonienne (voir feuille Limoux). Des différences de faciès avec la Molasse de Castelnaudary conduisent cependant à maintenir ces couches bartoniennes au-dessous de la Molasse de Castelnaudary.

Les faciès évoluent du Sud au Nord de la feuille : les remplissages des chenaux sont plus volumineux et plus grossiers (conglomératiques) dans le Sud du synclinal de Talairan. Mais ils varient aussi d'Est en Ouest : un calcaire lacustre et palustre (e4-6 (1)) se développe au Nord-Est de Talairan dans une série moins conglomératique c'est-à-dire dominée par les limons de crue pédogénétisés. Par contre, les gorges de l'Orbieu, en amont de Saint-Pierre-des-Champs, traversent une série très riche en chenaux particulièrement profonds.

Au Sud de Ferrals, les conglomérats sont particulièrement grossiers (éléments supérieurs à 50 cm) ce qui paraît explicable par la permanence d'un axe fluvial S.S.E — N.N.W., passant à l'Est de Coustouge, déjà mis en éviden-

ce dans l'Ilerdien marin. Le lac de Talairan serait donc un lac d'interfluves entre les cônes fluviaux majeurs riches en galets de la série mésozoïque et paléozoïque pyrénéenne. Les chenaux sont isolés dans les dépôts limoneux de plaine d'inondation. Le matériel sableux et pélitique est riche en grains de carbonates (pédogénèses calcimorphes) et les conglomérats contiennent une forte proportion d'éléments calcaires et gréseux. Le socle granitique pyrénéen et les calcaires à Alvéolines ilerdiens contribuent à partir du Bartonien inférieur, mais pour une très faible part, au stock de galets (Moux). Ces chenaux rarement sinueux et relativement espacés sont interprétés comme un réseau anastomosé convergent vers l'axe du détroit de Carcassonne, au Nord de l'Aude, avant de s'écouler vers l'Aquitaine.

Les fossiles sont surtout connus à l'état de moules externes à l'intérieur d'oncolithes (encroûtements stromatolithiques libres) des chenaux fluviaux. Fossiles d'eau douce (*Unio*, *Melanopsis*, *Néritines*) et terrestres (Pulmonés bulimiomorphes tombés à l'eau, os ou dent de *Lophiodon*). On trouve aussi les *Romanella* (ex- *Bulimus*) *boriesi* et *hopei* et des Hélicides hélicimorphes dans des faciès carbonatés de marécages périlacustres (palustres), avec les Limnées (*Stagnicola michelini*) et les Planorbes (*Biomphalaria pseudoammonius-pseudorotundatus*). Les *Romanella* apparaissent avant la fin de l'Ilerdien moyen et les formes lacustres au Cuisien supérieur ou au début du Lutétien. Il ne semble pas possible de subdiviser cet intervalle à partir des Mollusques toujours très rares, contrairement à la tentative de Doncieux (1912).

**g3. Oligocène supérieur. Calcaires lacustres, marnes, poudingues.** L'Oligocène affleure seulement dans l'extrémité sud-ouest du grand bassin fluvio-lacustre oligo-miocène de Narbonne — Portel — Sigean. La petite fraction du bassin qui intéresse la feuille Capendu appartient au compartiment occidental fait de dépôts de l'Oligocène supérieur. Les différents dépôts qui n'ont pas été distingués sur la carte comprennent une série marno-détritique de couleur saumon clair très riche en galets passant le plus souvent à de véritables poudingues de bordure. Cette épaisse série détritique peut être surmontée localement par une alternance de marnes blanchâtres et de calcaires lacustres à grain fin, beige ou gris. Sur la bordure nord, au contact du massif néocomien, affleurent des brèches sédimentaires qui peuvent être localement gypseuses.

**m. Miocène molassique continental et marin.** La formation molassique de Thézan et de Fabrezan correspond au remplissage continental des deux demi-fossés de Tournissan — Thézan — Bizanet et Camplong — Fabrezan — Lézignan. C'est une molasse post-phase pyrénéenne qui repose en discordance sur tous les termes antérieurs. Attribuée initialement à l'Oligocène ou à l'Aquitainien (Combes, 1960), puis au Pliocène (F. Ellenberger, 1961), cet ensemble doit maintenant être rattaché au Miocène en raison de la découverte d'*Unio* du groupe *flabellatus* au Nord-Est de Tournissan (nucleus d'oncolithes dans un chenal fluvial) ce qui reste bien approximatif. De plus, il y a au Nord (Lézignan, Ornaisons) des intercalations marines incontestablement miocènes. Ces dépôts molassiques varient surtout en fonction de la distance des reliefs : on a distingué un faciès *conglomératique* (mP) de bordure, qui comporte des blocs subanguleux dans une matrice rougeâtre (Ouest de Camplong, Conillac-Corbières, Bizanet). Ce matériel est induré et passe localement à une *croûte calcaire* pédologique (calcrète) (mC) qui contient des *Microcodium* (Ouest de Fabrezan, Nord-Ouest de Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse). Les dépôts les plus éloignés des reliefs sont des marnes limoneuses jaune moutarde, à petits nodules calcaires pédologiques, qui correspondent au remaniement et à l'oxydation des marnes grises ilerdiennes. Ces dépôts fins sont les limons de

crue associés aux chenaux fluviaux à remplissage sableux et graveleux faiblement indurés.

Le *Miocène marin* (m<sub>2a</sub>) n'est connu que dans l'angle nord-est de la feuille : du Sud de Lézignan au Nord d'Ornaisons. Les couches à *Crassostrea crassissima* étaient attribuées à l'Helvétien moyen jusqu'à ce qu'Aguilar et Magné (1978) montrent qu'à Luc-sur-Orbieu, il s'agit d'un Burdigalien supérieur (ou Langhien inférieur) approximativement équivalent au niveau de Sansau (Gers) d'après les Mammifères. Cette brève transgression, à faciès calcaire littoral, constitue le fond du golfe de Narbonne. Elle s'intercale dans les dépôts du demi-fossé le plus septentrional où elle est recouverte par des *dépôts carbonatés apparemment continentaux* (m<sub>2b</sub>) entre Cruscades et Ornaisons. Mais il est impossible d'établir la corrélation de ce niveau repère avec telle ou telle partie de la série entièrement continentale de ces demi-fossés.

C'est, cependant, dans ces seuls fossés que l'on observe la tectonique tardive qui se manifeste par des rejeux de failles affectant les faciès de bordure (Nord de Tournissan), avec basculement de la série vers le N.NW et poinçonnement ou frictions mutuelles de galets (Ouest et Nord-Est de Tournissan). De ce fait, l'âge de cette tectonique ne peut pas être fixé avec précision ; elle s'est probablement étendue sur une fourchette de durée importante (voir partie tectonique).

## Formations quaternaires et superficielles

### Terrasses alluviales

En aval de Ribaute, la vallée de l'Orbieu, jusque là encaissée, s'ouvre brusquement, le cours d'eau ayant largement déblayé les formations tendres des marnes ilerdiennes et des limons néogènes de Fabrezan. On a là un très beau système de terrasses alluviales. Les plus basses s'encaissent l'une dans l'autre. Les hautes terrasses sont étagées (le subsaisement affleure dans le talus).

**Fx. Alluvions anciennes : hautes terrasses.** Des vestiges d'une ou plusieurs *très hautes terrasses* subsistent en quelques points très localisés : crête du Rounet (altitude 150 m) à l'Ouest de Fontcouverte ; les Vals (170 - 175 m), 1 km 800 plus au Sud ; lambeau suspendu à flanc de coteau (145 - 150 m) au Sud et au Sud-Est de Ribaute. Dans les deux premiers cas, un exhaussement néotectonique n'est pas exclu. Le lambeau de Ribaute (avec cône de déjection annexe) serait le seul reste d'une terrasse de 55 - 60 m (au-dessus du lit actuel).

Mais, surtout, on suit tout au long de la rive gauche de l'Orbieu, de Ribaute jusqu'à l'angle nord-est de la feuille, une *haute terrasse* très bien individualisée, soit en amont de Fabrezan, conservée en buttes d'érosion, soit plus en aval, en un plateau aride entre le droit de Ferrals et Lézignan. Le caractère remarquable de cette terrasse est d'être nettement plus inclinée que les terrasses plus récentes : dans le sens longitudinal, sa hauteur par rapport au lit actuel décroît de 35 - 40 m près de Ribaute et de Camplong, à quelques 20 m vers Lézignan et 10 m à Villedaigne (feuille Lézignan - Corbières), en aval d'Ornaisons. De plus, ses lambeaux amont, de Camplong à Pechlat, ont une inclinaison transversale marquée. La terrasse de galets passe en même temps à un glaciais de cailloutis de pente adossé au versant sud-est des Bords de Pechlat (beau chenal d'alimentation torrentielle formant par inversion du relief la crête à 700 m au Nord-Ouest de Pechlat). Cette pente transversale peut donc être



primitive, mais une accentuation néotectonique n'est pas exclue (cf. § Travertin). Cette haute terrasse est, de plus, caractérisée par une rubéfaction superficielle marquée et surtout par une cimentation calcitique parfois intense (d'où l'aspect de "crau" aride et stérile). L'autoroute A9 a nécessité l'usage massif d'explosifs pour l'ouverture de la tranchée au travers du plateau de l'aérodrome de Lézignan, toute la moitié inférieure de la nappe de galets étant, sur environ 2 m, durcie en un poudingue très résistant par un ciment sparitique millimétrique soudant les éléments sans combler cependant tous les vides. Cette cimentation ne doit pas être confondue avec la sédimentation carbonatée, tuf ou travertin, qui empiète localement sur la terrasse : elle implique un battement de la nappe phréatique, dont l'âge peut être assez peu éloigné de l'apport alluvial lui-même.

Fy. **Alluvions anciennes des moyennes terrasses.** Non submersibles et enrichies de limons superficiels, ces moyennes terrasses, presque planes, portent de belles vignes. Leur profil transversal est presque horizontal. En gros, l'altitude du remblaiement par rapport au lit actuel est de l'ordre de 10 - 15 à 20 mètres. Vers l'aval, on a distingué une terrasse Fy<sub>1</sub> un peu plus élevée et plus rubéfiée que la nappe principale (notée Fy<sub>2</sub>). Mais il serait illusoire de prétendre individualiser des formations alluviales réellement distinctes. L'image est plutôt celle d'un long processus d'alluvionnement par balayage du lit majeur, accompagné de reprises d'érosion au sein de la masse déjà accumulée. Un âge wurmien est plausible.

Fz. **Alluvions récentes et actuelles.** Ce terme n'a qu'une valeur relative et compréhensive. Schématiquement, on y distingue une *basse terrasse* (Fz<sub>1</sub>), rarement inondée et largement plantée de vignes et des *alluvions "actuelles"* (Fz<sub>2</sub>), souvent remaniées par les crues. En fait, certains arguments font penser que ces cailloutis mobiles sont un héritage, non réalimenté par l'amont. Le régime actuel serait plutôt celui d'un creusement sur place (affouillement latéral du soubassement, localement en aval de Cruscades).

**Datation des terrasses de l'Orbieu.** On ne la tentera pas ici. Un seul fait peut servir de point d'ancrage : la haute terrasse (cimentée) paraît précéder de peu la formation des travertins de Fabrezan ; c'est du moins ce qu'indique leur mode de jonction intime au carrefour des routes D111 et D611 (au Nord-Ouest de Ferrals).

**Autres nappes alluviales et restes de terrasses.** La moyenne terrasse Fy si nette de Fabrezan à Ribaute peut également être suivie, bien reconnaissable, de Fabrezan à Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse, mais ici entaillée brutalement sur place par la Nielle et le Rabet (souvent peu d'alluvions récentes) ; mêmes faits dans la vallée de l'Aussou, au Sud d'Ornaisons.

Les vallées représentées, sur le reste de la feuille, présentent localement des lambeaux de terrasses étagées, mais trop restreintes pour être valablement figurées. Seule une basse terrasse est partout assez nette, entaillée (plus souvent que la carte ne l'indique jusqu'au bed-rock) par une reprise actuelle de creusement. Sur le terrain, sa nature alluviale est volontiers masquée par un glaciais de limons et de cailloutis de pente.

K. **Dépôts de marécages (sédiments palustres).** Ces dépôts subactuels n'ont été mis à sec qu'à une date récente, par le creusement d'émissaires asséchant des dépressions fermées. A l'Est de Lézignan, il s'agit de curieux cirques ovoïdes à fond plat creusés dans les limons néogènes (voir aussi la feuille Lézignan)

et dont on observe les homologues plus spectaculaires au Nord de Capendu (étang de Marseillette) et à l'Ouest de Béziers (cuvette de Montady). Inexpliquable par des influences liées au sous-sol, leur origine semble éolienne (déflation en saison sèche enlevant le terrain décomposé en saison humide). Mais nul dépôt éolien corrélatif ne s'observe au voisinage. L'ancien marais entre Fontcouverte et Lézignan peut également résulter de l'ablation éolienne des marnes ilerdiennes (avec mise en relief par inversion de la terrasse indurée Fx), ou à la rigueur d'un gauchissement néotectonique créant une contre-pente.

Gisant dans une position plus banale, on retrouve de semblables dépôts gris pulvérulents à Mollusques d'eau douce, mais ici de plus associé à un tuf, à mi-chemin entre Fabrezan et Camplong, tuf plus récent que les tufs de Fabrezan.

**N-C. Limons éoliens et colluvions.** Seuls les principaux affleurements ont été figurés. Le matériel de fond est un silt très peu argileux, typique d'un apport éolien, mais toujours plus ou moins mêlé de cailloux anguleux (colluvions). Ces limons, très vraisemblablement nivo-éoliens, empâtent notamment le massif de Boutenac et aussi (non figurés) les extrémités orientales de l'Alaric et du chaînon de Lagrasse. D'autres gisements seraient à différencier dans la masse ici indivise des colluvions C-F.

**U. Travertins et marnes d'eau douce associées.** Les travertins ici appelés tuf de Fabrezan (ailleurs nommés tufs de Ferrals-Fontcouverte) devaient avoir, avant leur démantèlement par l'érosion, une bien plus grande extension (résidus perchés au N.NW et à l'W.NW de Fabrezan : cotes 143 et 118).

Divers indices font penser qu'ils formaient originellement un dépôt subhorizontal de marécage, et non une carapace de versant. De ce fait, ils constituent un précieux révélateur de mouvements néotectoniques d'âge quaternaire assez récent : d'une part, un léger basculement global apparent vers le Sud-Est, et surtout leur brusque dénivellation tectonique par le rejeu de la faille majeure SW — NE bordière du fossé néogène de Fabrezan (surélévation de 20 m environ du lambeau perché de la Caune). On a ici un témoin palpable du rejeu très récent de certaines failles de la région, ailleurs postulé sans preuves directes. Le lambeau situé à l'Est de Graffan (cote 143) repose contre le miroir strié de cette même faille limite. Son altitude anormale suppose son relèvement par une branche quelconque de ladite faille ; de même, sans doute, pour le lambeau de Notre-Dame de Consolation (cote 118).

Le travertin est une roche blanche en bancs massifs (non diaclasés) qui, du Moyen-Age au début du XXe siècle, a été exploitée comme pierre d'oeuvre, puis plus récemment, sciée en grandes dalles minces à des fins ornementales. Ces calcaires concrétionnés très durs se sont formés en encroûtant *in situ* des roseaux de marécages, restés en position verticale (cavités cylindriques). Leur flore et leur palynologie restent à étudier. Pour autant que les conditions d'affleurement permettent de l'affirmer, le travertin ne forme pas une dalle unique, mais deux (localement trois) bancs étagés, séparés par des niveaux crayeux et marneux à débris d'encroûtements (déposés dans le même type d'environnement), les surmontant parfois, ou en contenant des poches. Ces limons (à distinguer de ceux, plus récents, de l'Estagnol-Graffan) ont fourni une faunule de Gastéropodes, confirmant l'âge quaternaire. Un âge rissien, pour ces travertins et la haute terrasse Fx à laquelle ils sont intimement associés à leur base, a été proposé et reste plausible.

**C-F. Colluvions et alluvions de fond de vallon.** On a groupé, dans cette rubrique, l'ensemble des formations superficielles de remaniement, autres que les éboulis et les formations ci-dessus décrites. Leur dominante est volontiers limoneuse, d'où leur mise en culture générale. Ces colluvions tapissent, sur des espaces souvent vastes, le fond de plaines d'ablation et comprennent, de plus, des glacis d'apports plus ou moins caillouteux, issus des proches versants ("formations de pente" de faible gradient). On a renoncé à tenter d'analyser la logique interne de ces formations, tâche méritant une cartographie particulière par des spécialistes.

A noter, pour mémoire, les deux taches du figuré C-F reportées un peu en contrebas, au Sud de la crête de l'Alaric en pleins calcaires thanétiens. Il s'agit de deux cavités subcirculaires, bien distinctes des deux cirques d'érosion à fond rognacien. La plus occidentale contient des brèches de calcaire disjoint. L'hypothèse de dolines est peu convaincante. A la lumière de structures semblables décrites dans le Gard, il n'est pas absurde d'imaginer deux petits astroblèmes jumeaux (diamètre : 200 m), dont l'étude reste à faire.

**E, Br. Eboulis, brèches, éboulements en masse.** N'ont été figurés comme *éboulis* que des talus raides pierreux. Certains de ces éboulis sont encore actuellement en cours d'alimentation (on s'est gardé de figurer de simples voiles superficiels, sans épaisseur, fréquents sur les affleurements de calcaires purs). D'autres sont typiquement des grèzes cryo-nivales, formées d'éclats calcaires calibrés, un peu stratifiés en pente raide, avec une proportion variable de limon de type éolien. Tel quel, ce matériel est recherché pour servir de sous-couche de chemins, bien que le volume des gisements soit restreint.

Sous la même notation, on a figuré sur le flanc des Cayrides (2 km, 200 au Sud-Ouest de Lagrasse) des coulées de solifluxion encore faiblement actives, très typiques dans le paysage. Un autre glissement de terrain est, de même, figuré immédiatement au Sud-Est de Lagrasse, lui aussi vivant (crevasses de départ).

Par contre, les spectaculaires amas de terrains glissés en masse, avec brèches de cimentation, figurés 3 km à l'Est de Montlaur, sont un héritage du passé et se reliaient à une morphologie disparue du terrain.

**Remarque interprétative sur le Quaternaire de la feuille Capendu.** Les observations faites notamment dans la gorge du Sou à l'Ouest de Lagrasse, mais aussi dans la basse vallée de l'Orbieu, font suggérer le modèle suivant dans la succession cyclique des processus :

- **Climat de type actuel :** apports alluviaux quasi nuls, apports de versants faibles, tendance au creusement sur place des lits avec affouillement latéral en terrain tendre par déplacement des méandres (affleurements jeunes dans les concavités).
- **Climat glacial humide :** puissantes nappes alluviales périglaciaires (selon F. Bourdier), suralimentées par des coulées de solifluxion généralisées, et étalées par la chasse d'eau des débâcles répétées ; la phase fine est entraînée au loin, sauf à la fin de cet épisode.
- **Climat glacial sec :** l'alluvionnement a pris fin. Un régime cryo-nival s'installe, des glacis d'apports de pente en nappes de limons caillouteux (gélifraction active) viennent recouvrir en partie les terrasses alluviales. Cette migra-

tion lente se poursuit un peu de nos jours, activée par la déforestation. Mais le surpacage ovin des derniers siècles a, au bénéfice de la géologie, provisoirement rompu l'équilibre des versants et induit des ravineaux d'érosion mettant à nu le sous-sol, ailleurs voilé de cailloutis superficiels.

### ROCHES ÉRUPTIVES

Les roches intrusives des Corbières ont été étudiées principalement par A. Lacroix, L. Barrabé et surtout plus récemment par B. Azambre.

**γ. Granite.** Seulement deux petits affleurements de granite ont été observés, l'un isolé à Gléon, l'autre au Sud de Ripaud, en bordure de la route D 611, mêlé à des schistes lustrés et à des phyllades. Il s'agit d'un granite très altéré et légèrement mylonitisé où sont seuls reconnaissables les quartz et les feldspaths. Ces témoins emportés par la nappe des Corbières doivent sans doute avoir un rapport avec les filons et les sills de microgranite qui injectent les schistes gréseux de l'Ordovicien dans les boutonnières de Feuilla et de Treilles (feuille Leucate).

**K, pK. Spilites.** Souvent confondues avec les "ophites", autres roches éruptives, les spilites des Corbières, plus particulièrement étudiées par B. Azambre, sont des roches volcaniques vertes qui forment généralement des reliefs arrondis, se détachant des marnes gypsifères du Keuper qui affleurent dans les régions situées au Sud-Est de Coustouge et de Fontjoncouse ainsi que dans la plaine de la Guiroule au Sud de Gléon. De couleur bleu-vert à brun verdâtre, ces laves basiques, à faciès spilitique, présentent une grande variabilité de composition minéralogique et de structure, généralement microlitique ou parfois doléritique. Leur composition minéralogique est caractérisée par la présence de minéraux de basse température : albite, orthose, chlorite, calcite et des minéraux de basaltes alcalins : augite titanifère souvent chloritisée, phénocristaux d'olivine pseudomorphosés, ilménite et biotite brune.

L'âge de l'éruption de ces roches vertes n'est pas déterminé avec certitude, cependant leur présence limitée aux marnes du Trias incite à les rattacher au Keuper.

Des spilites pK, de teinte brun-vert, à débit parallélépipédique, ont été distinguées des autres laves de teinte vert clair à bleu vert, à texture vacuolaire et souvent altérées.

### ROCHES FILONIENNES

**Q. Quartz.** Dans le Primaire de la Montagne d'Alaric, entre la métairie de Théron et les ruines du château-fort, A. de Lapparent avait déjà noté cinq gros filons de quartz parallèles mis en relief par leur dureté et reconnaissables à leur patine vert bronze. Le plus méridional, remplissant une large faille, présente des traces de malachite.

## DESCRIPTION STRUCTURALE

### HISTOIRE TECTONIQUE

Cette feuille nous donne l'image cartographique d'une structure, qui est le résultat cumulé de divers actes tectoniques survenus au Paléozoïque, au Mésozoïque et au Tertiaire. On peut les regrouper en trois grands chapitres, eux-mêmes complexes :

- *l'orogénèse hercynienne,*
- *l'orogénèse pyrénéenne s.lat,*
- *les déformations post-pyrénéennes.*

L'orogénèse pyrénéenne comporte elle-même trois phases, d'importance inégale en ce qui concerne le territoire ici décrit :

- *les mouvements médiocrétacés,*
- *les mouvements tardicrétacés,*
- *les mouvements de l'Eocène supérieur,* de beaucoup les plus marqués.

On verra, plus loin, qu'eux-mêmes demandent à être décomposés en deux actes distincts.

A la différence de ces mouvements pyrénéens (surtout des derniers), les déformations post-pyrénéennes ne sont pas compressives, mais uniquement verticales et/ou coulissantes, en régime modérément distensif chronique. Elles se prolongent faiblement jusqu'au Quaternaire par une néotectonique modeste.

### Orogenèse hercynienne

L'existence de la boutonnière d'érosion de la Montagne d'Alaric permet de savoir exactement en quoi consiste le socle hercynien de la région, donnée intéressante. Mais en même temps, cette connaissance est beaucoup trop locale pour autoriser la moindre extrapolation quant au plan tectonique général et au contenu stratigraphique complet de ce socle.

Le matériel paléozoïque du massif de l'Alaric est constitué par des terrains d'âge dévonien et carbonifère dont on ne voit pas le substratum. Il forme une bande de 2 km de long pour une largeur variant de quelques mètres à 250 m, orientée approximativement N-S entre Moux, au Nord, et Camplong-d'Aude, au Sud.

Les déformations hercyniennes se marquent essentiellement par des plis, de dimensions décamétriques à hectométriques le plus souvent, déjetés et déversés vers le Sud et accompagnés d'une schistosité à très faible pendage vers le Nord.

Ces plis sont affectés par des accidents qui découpent ce Paléozoïque en blocs ; ces accidents présentent des directions variables : soit N.NW — S.SE, soit encore E-W dans la partie nord où ils sont jalonnés par des filons de quartz. Ces accidents sont scellés par les dépôts discordants du Rognacien ; leur âge ne peut être davantage précisé. Certains d'entre eux ont probablement rejoué ultérieurement comme celui situé au Nord de la Combe d'Alaric. De manière générale, le jeu de ces accidents (tardi-hercyniens ?) se marque par un bombe-

ment de la partie centrale de la bande de terrains paléozoïques où affleurent surtout des terrains dévoniens, les parties méridionale et septentrionale, d'importance inégale, montrant en outre du Carbonifère.

## Déformations pyrénéennes

### Mouvements d'âge créacé

Sur la feuille Capendu, il ne s'agit, en général, que de mouvements atténués (sauf sur l'extrême bordure est). Du moins, ils confirment l'existence de deux crises, l'une médiocrétacée, l'autre maastrichtienne.

### Mouvements médiocrétacés

C'est très probablement à cette phase que l'on doit le gauchissement épirogénique, suivi d'une importante dénudation, qui, dans le massif de Boutenac, se traduit par une lacune stratigraphique majeure (repos du Turonien supérieur sur le Sinémurien (*s. lat.*) ou l'Hettangien). A l'extrémité sud-ouest du massif, un levé fin permet de voir que le Néocrétacé arase stratigraphiquement un anticlinal émoussé à coeur rhétien, faible esquisse probable du futur genou de la phase éocène.

Peu au Sud de la bordure de la feuille, dans le massif de la Pinède de Durban, ainsi qu'à l'Est (feuille Narbonne), le Néocrétacé (localement daté du Cénomaniens) est transgressif et discordant sur l'Aptien ou l'Albien. On ne discutera pas ici sur l'existence ou non de déplacements tangentiels lors de cette phase médiocrétacée.

### Mouvements tardicrétacés (maastrichtiens)

En terme de la stratigraphie classique languedocienne et provençale, il s'agit de la *phase anté-bégudo-rognacienne* (P. Freydet, 1970). D'après les équivalences maintenant établies, il faut parler de *phase maastrichtienne* (ou éomaastrichtienne). Sur la feuille Capendu, son expression cartographique palpable est limitée à l'angle sud-est :

- le Bégudo-Rognacien de sur Roque repose en discordance évidente (moins nette sur le terrain pour des raisons de qualité d'affleurements) sur le Turono-Campanien ;
- sur le pourtour du promontoire de Taura, le Bégudo-Rognacien conglomératique repose en discordance angulaire prononcée sur divers termes néo- et éocrétacés, ces derniers très redressés.

Plus au Sud-Ouest, sur la feuille Tuchan, le massif de la Pinède de Durban confirme la réalité de dislocations tardicrétacées importantes, délicates à préciser vu l'intensité de la tectonique éocène.

A l'Est, sur la feuille Narbonne, le massif de Fontfroide montre une très belle série créacée (Aptien à Campanien inférieur) en situation renversée, solidaire du Campanien en position normale de l'angle nord-est de la feuille Capendu. L'une des hypothèses concernant ce vaste renversement est qu'il s'agirait du flanc inverse d'un vaste anticlinal déversé datant de la phase maastrichtienne, l'autre, moins probable vu l'ampleur du renversement, étant

un rebroussement induit ultérieurement par l'avancée de la nappe des Corbières orientales.

En s'éloignant du bord est de la feuille, la lacune due à l'érosion consécutive aux mouvements tardicrétacés disparaît rapidement, et cet événement n'est plus indiqué dans les coupes que par une décharge détritique, nette entre Saint-André-de-Roquelongue et Bizanet (conglomérats) et au N.NW de Ripaud (grès). Plus rien n'est enregistré à Thézan, où la série Campanien-Maastrichtien est d'un seul tenant sédimentaire. Ce n'est donc pas à une dénudation anté-maastrichtienne qu'il faut attribuer le repos direct du Rognacien (= Maastrichtien) sur le Paléozoïque de l'Alaric, mais plus probablement au non-dépôt des formations néocrétacées antérieures (cf. la réduction rapide en épaisseur, d'Est en Ouest, dans le massif de Boutenac).

### Mouvements d'âge éocène supérieur

Ce sont, de loin, les plus importants. Précisons que, sur le territoire de la feuille, ils n'affectent pas les couches avant, au plus tôt, la fin de l'Eocène moyen. Partout, la série sédimentaire, allant (régionalement) du Rognacien au Bartonien, est remarquablement concordante. D'emblée, il faut distinguer trois étapes majeures, bien distinctes, dans l'histoire tectonique pyrénéenne majeure :

— dès avant le Cuisien, le bassin tranquille, où la subsidence s'accélère, reçoit des décharges répétées de conglomérats dont les éléments, roulés, sont parfois de grande taille. Il importe d'insister sur le fait que, dans le périmètre considéré, ces décharges *précèdent* l'orogénèse. Aucun accident "vivant" nourricier n'a pu être décelé, même aux abords immédiats du massif paléozoïque de Mouthoumet (alors encore enseveli sous une grande épaisseur de sédiments) et de la région intensément déformée de l'angle sud-est de la feuille. On peut rattacher ces décharges conglomératiques à l'édification bien plus au Sud de reliefs, lors de la phase pré-pyrénéenne (Ilerdien supérieur) mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées ;

— une première phase de mouvements, du type plis de couverture sans écaillage, affecte la moitié orientale de la feuille (mais probablement aussi, avec un style différent, le reste du terrain). Ces mouvements sont accompagnés ou suivis d'une dénudation localement considérable, attestée par le fait que la nappe des Corbières orientales et ses lambeaux de base, reposent de façon épi-glyptique sur des terrains très variés, maastrichtiens à bartoniens ;

— une deuxième phase de mouvements est de style résolument tangentiel. Elle se traduit avant tout par la mise en place de la nappe de charriage précitée, mais aussi, plus en avant, par des écaillages enracinés (Lagrasse, Boutenac, Montbrun) et par des déformations affectant les plis antérieurs.

Tout est terminé dès la fin de l'Eocène, comme l'atteste le dépôt de l'Oligocène inférieur du bassin de Sigean (peu à l'Est de la limite de la feuille) sur l'arrière de la nappe des Corbières, déjà plus ou moins érodée.

L'acte principal de la tectonique pyrénéenne, à savoir les grands mouvements tangentiels, ne dispose donc que d'une fourchette de temps très courte pour son accomplissement, puisqu'il faut loger dans le seul Priabonien (et même dans une partie seulement de cet étage) à la fois cet événement et la phase

antérieure de déformation et dénudation : cette érosion exigeant impérativement une durée notable à l'échelle géologique.

### **Déformations anté-nappe**

On a de bonnes raisons d'attribuer à cette phase la genèse des *flexures en genou* caractéristiques de l'autochtone relatif de la nappe dans l'Est de la feuille ; leur direction est N.NW à subméridienne. Suivons les choses d'Est en Ouest, en tenant compte du fait que de grandes failles SW — NE ont dénivélé ultérieurement les structures (sans coulissement majeur). Le synclinal très évasé de sur Roque — Montsérét borde l'anticlinal très dissymétrique que tracent les pendages selon une ligne passant un peu à l'Est de Montplaisir et Donos et se suivant au-delà dans le Campanien (c6a). Son flanc ouest est souvent très raide, localement vertical. Au Sud de la faille de Donos, la forte inclinaison des couches du Rognacien à l'Ilerdien est spectaculaire (cuesta de la Cadorque). Plus à l'Ouest, le plateau de Poursan forme un panneau à faibles pendages, encadré entre deux flexures à regard ouest : flexure de Thézan (relais de la flexure de Montplaisir — Donos) et flexure du Rabet. Les klippes du plateau de Poursan attestent que, lors de l'arrivée de la nappe, ce gradin tectonique était déjà dénudé jusqu'au Thanétien. Comme plus au Sud, la nappe repose sur le Cuiso-Lutétien du synclinal de Jonquières (et, en discordance tectonique spectaculaire, sur les têtes de couches de son flanc sud, qu'elle rebrousse) ; il est donc démontré que la flexure du Rabet — Coustouge est anté-nappe. Même constatation pour la flexure de Montplaisir, qui formait alors, apparemment, un paléorelief (mais une accentuation ultérieure n'est pas exclue). Notons, en passant, que, sur toute la bordure est de la feuille, la nappe ou ses écaïlles basales reposent directement sur le Néocrétacé.

Le massif de Boutenac est remarquable par la bande subméridienne de Trias — Lias qui le traverse en séparant deux zones synclinales. Elle correspond à une double flexure en genoux inversés, revenant à un pli coffré dont les deux flancs, très raides ou verticaux, enserrrent parallèlement une bande linéaire de Keuper (ils se rejoignent en charnière à replis tout au Nord). Dans ce cas précis, il est impossible de démontrer que cette structure est anté-nappe, mais, pour des raisons multiples d'homologie, la chose est des plus probables. Le pli coffré de Boutenac a exigé, pour sa formation, le décollement de toute la série mésozoïque au niveau du Keuper et, par extrapolation, on peut présumer que, dans toute la moitié est de la feuille, ce Keuper est présent en profondeur. De ce fait, l'ensemble de la couverture pouvait, en principe, glisser sur le socle ; mais ce n'est pas suffisant : les flexures, subméridiennes, de cette région orientale de l'autochtone posent un problème de déterminisme génétique. D'une part, elles semblent être la réponse à une compression E.NE — W.SW, unique en son genre dans le plan régional, et, d'autre part, leur amplitude verticale même, amène logiquement à postuler comme nécessaire une dénivellation du socle hercynien en panneaux et gradins eux-mêmes subméridiens (sauf pour la double flexure centrale de Boutenac, où le décollement seul peut suffire).

De solides arguments microtectoniques (voir plus loin) laissent penser que le territoire de la moitié ouest de la feuille a également subi une majeure partie de sa structuration durant la phase tectonique anté-nappe. C'est notamment le cas pour la belle flexure en genou aigu déversé bordant au N.NE le chaînon de Lagrasse et pour la faible flexure E-W du Sou. Par homologie, on est tenté de dire que les ruptures tangentielles ultérieures au front nord-ouest du massif de Boutenac et au front N.NW du plateau de Montbrun ont de même



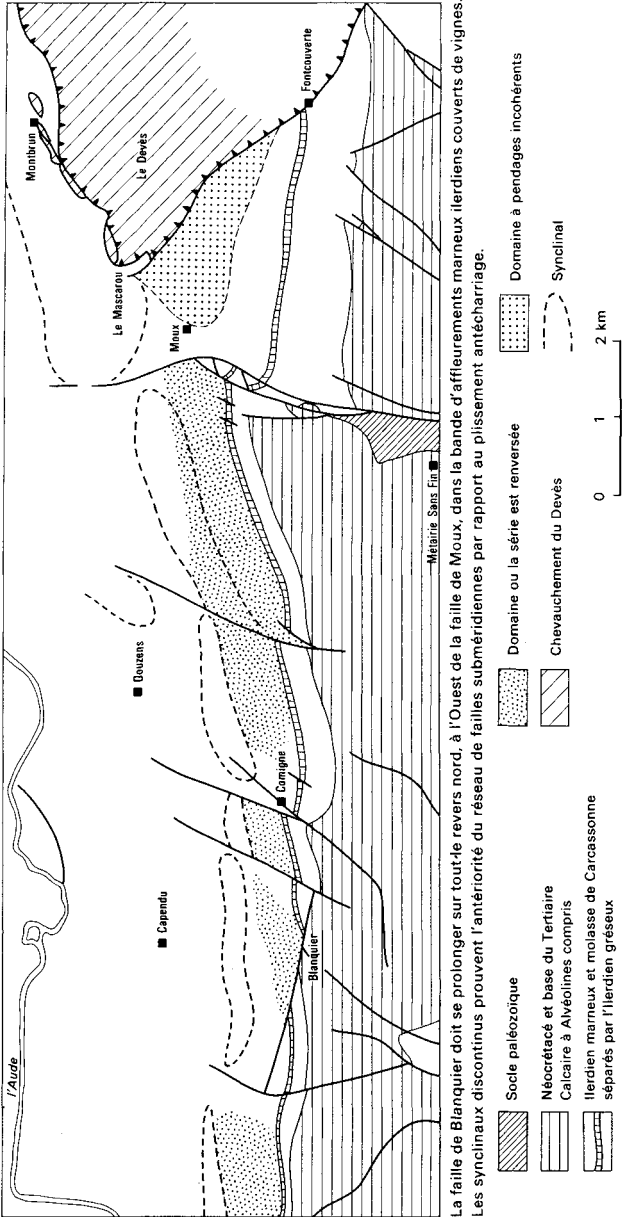
pris naissance le long de semblables flexures initiales en genou. Il reste à comprendre comment il se fait que ces flexures occidentales sont orientées presque orthogonalement aux flexures plus orientales. Comme, dans cette région ouest, l'absence du Trias en profondeur est probable, et même démontrée dans la région de l'Alaric, la participation du socle est nécessaire. Il est tentant de penser que les flexures sont induites, ou guidées, par le rejet d'accidents préexistants du socle. Les grandes structures tectoniques autochtones de tout l'Ouest ou le Nord-Ouest de la feuille ne sont pas datées, mais il est logique de les attribuer, en grande partie, à cette même phase tectonique anté-nappe.

La plus spectaculaire est *l'anticlinal de l'Alaric*, structure marquante du paysage tant par son altitude et son relief, qui domine de partout les plaines avoisinantes, que par ses qualités d'affleurement. Brusquement tranchés à l'Est par la faille méridienne de Moux, les calcaires thanétiens dessinent spectaculairement, vu de l'Est, le contour de la voûte évasée, qui est là à sa culmination axiale. Plus à l'Ouest, le plongement axial général fait que l'on voit se succéder, dégagées en surfaces structurales, tout d'abord la voûte thanétienne, puis, plus loin, la voûte du sommet du calcaire à Alvéolines ilerdien (non sans ressauts dus à des accidents subméridiens). Considéré dans son ensemble, l'anticlinal de l'Alaric est dissymétrique. Les couches calcaires de sa retombée nord, localement rompue en faille, ont un fort pendage N.NW ; entre Moux et Douzens, les têtes de couches de l'ancienne enveloppe cuiso-bartoniennes sont même renversées. Tout ce front nord équivaut à une flexure de grande amplitude verticale, dépassant 1000 mètres. Il apparaît que, d'après la géophysique, cette flexure majeure est à l'aplomb d'un accident du socle profond.

En contrebas, à l'Est de la faille de Moux, la *voûte thanétienne de la Peyrouse* représente, en principe, le prolongement affaissé de l'anticlinal de l'Alaric, mais les faits sont plus complexes qu'un simple abaissement par une faille tardive. On notera que, dans toute sa partie nord, les couches du compartiment affaissé plongent vers l'Ouest à la rencontre du Primaire de l'autre compartiment. Au Sud de l'axe de la voûte, les choses sont plus complexes encore : entre le Primaire et le bassin tranquille de Camplong, la série thanétien supérieur — ilerdien (solidaire de la voûte de la Peyrouse) est ployée en un anticlinal serré, déjeté au Nord-Ouest, délicat à déchiffrer car haché de petites failles (suivre sur le terrain les deux niveaux traceurs saumâtressparnaciens).

Au Sud de la Montagne d'Alaric, le *synclinal de Montlaur* a contenu ilerdien, déblayé en plaine, forme à l'Est un golfe tectonique complexe. On note les replis déversés de la voûte de l'Alaric et la terminaison orientale majeure pincée (synclinal du Congoust) qui sépare l'Alaric du massif arrière des Bancs de Pechlat, à structure interne compliquée, limité au Sud par la *grande faille de la Madourneille*. La partie nord-ouest de ce plateau forme *l'anticlinal du Boucher*, surtout net à sa proue plongeante ouest. Le *périsynclinal de Serviès — Villemagne* la sépare de la proue moins accentuée de la Côte Aigre.

Cette culmination du Paléocène est marquée par la *flexure du Sou* (ou AIsou), au centre, entaillée de cirques d'érosion spectaculaires, et, au Nord, par la *flexure de Clamençou*, de rejet plus important : elle ennoie le Paléocène calcaire sous les marnes ilerdiennes du *demi-fossé de Camplong — Fabrezan* (dont une partie de l'affaissement est néogène).



La faille de Blanchquier doit se prolonger sur tout le revers nord, à l'Ouest de la faille de Moux, dans la bande d'affleurements marneux ilerdiens couverts de vignes. Les synclinaux discontinus prouvent l'antériorité du réseau de failles subméridiennes par rapport au plissement antécharriage.

Fig. 7 - Schéma structural du revers nord de la Montagne d'Alaric

Entre ce demi-fossé et celui, lui aussi accentué au Néogène, de *Tournissan*, le *chainon de Lagrasse* modelé en plateau présente des structures internes intéressantes, fort complexes dans le détail, car cumulant les déformations de la première phase tectonique ici considérée (essentiellement, la *flexure de Lagrasse*, déversée) et celles des phases ultérieures, décrites plus loin.

Tout le pays plus au Sud est une vaste, profonde et tranquille (à l'origine) dépression structurale, le *synclinal de Talairan* à contenu essentiellement cuiso-lutétien. Il est brusquement limité au Sud, juste au-delà de la limite de la feuille, par l'*accident bordier majeur du massif paléozoïque de Mouthoumet* : tantôt faille, tantôt grande flexure (ou les deux). Certains indices laissent penser que pour une large part, son jeu vertical et la dénudation au moins partielle du Primaire datent de la phase anté-nappe. Ce grand accident de fond Est-Ouest appartient très probablement au même déterminisme mécanique que la flexure de l'Alaric, elle aussi à regard et commandement nord. Or, il tranche les structures hercyniennes sans égard à leur contenu. Si héritage il y a, c'est donc dans la structure de la croûte plus profonde qu'il faut le chercher.

Précisons, comme une donnée à retenir dans les futures synthèses géodynamiques globales, que ni l'un ni l'autre de ces deux grands accidents Est-Ouest ne présente d'indice visible de coulissement.

*En conclusion*, ce que l'on peut supputer de l'image structurale du pays considéré, avant la phase des chevauchements tangentiels, est peu différente du dispositif actuel (au niveau d'érosion près) et donne l'impression d'une tectonique peu cohérente, sans véritable plissement, ni raccourcissement important, et où montent des sortes de blocs encadrés par des flexures souvent brutales. Une dénudation poussée 500 ou 1000 m plus bas que le niveau actuel aurait fait de ces compartiments élevés autant de petits horsts hercyniens. Autant dire que toute cette marqueterie a été engendrée beaucoup plus par la réponse du socle hercynien, aux contraintes tectoniques compressives que par une réaction autonome de la couverture (le pli coffré de Boutenac faisant exception). Il reste à comprendre pourquoi cette réponse du socle est si peu de nature tangentielle et privilégie les dénivellations verticales : problème posé dans bien d'autres régions analogues. Le contraste est frappant avec la phase qui suit.

### **Phase proprement tangentielle**

Le territoire couvert par la feuille est bien trop limité pour donner une image un peu complète du très intéressant dispositif de charriages et d'écaillages, acte final de l'orogénèse pyrénéenne dans cette région. Le raccourcissement au niveau des couvertures et donc, très probablement, le resserrement crustal sont estimés devoir être de l'ordre de 25 km, ou un peu plus, mesurés dans le sens E.SE - W.NW à SE - NW. Mais ce raccourcissement, dans les superstructures (seules visibles), s'exprime différemment selon les transversales considérées. Sur celle de la bordure sud de la feuille Capendu, l'essentiel du mouvement tangential consiste dans la translation de la *nappe des Corbières orientales* et dans son écaillage plat interne, nappe accompagnée de très intéressants copeaux à sa base. Autochtone et allochtone (complexe) sont ici brutalement distincts : tant tectoniquement (l'allochtone "flotte") que stratigraphiquement (l'autochtone est, pour l'essentiel, formé de terrains néocrétacés à éocènes, de faciès pour une part saumâtre ou continental ; l'allochtone *s.str.* est fait d'une série marine allant du Trias au Néocomien).

En allant vers le Nord-Est, on voit apparaître, à distance du front de la nappe, des écaillages enracinés (chevauchements parautochtones) formés par cisaillement sécant à pente sud-est, faible à modérée à l'affleurement. Pour autant que la couverture néogène et quaternaire laisse supputer les raccords, il semble que ces cisaillements, bien distincts au Sud-Ouest, se rapprochent et fusionnent au Nord-Est pour aboutir au chevauchement principal de l'arc de Saint-Chinian (feuilles Béziers et Saint-Chinian). En même temps, la nappe des Corbières orientales, modifiée en style et en contenu, viendrait rejoindre cet arc en lui fournissant son unité supérieure (unité de Cazouls) ou en se réduisant à des écaillages arrières mal connus. Notons que le resserrement minimum mesuré dans le système d'écailles empilées de Saint-Chinian est de 20 km (F. Ellenberger, 1967).

Sur la feuille Capendu, seules affleurent les terminaisons, plus précisément les extinctions, du système d'écailles enracinées, à savoir *l'écaille de Boutenac* et *l'écaille de Montbrun*. Il faut y ajouter le *chevauchement de Lagrasse*, de faible amplitude et vite éteint au Nord-Est, mais grandement instructif quant à la mécanique et aux modalités fines des ruptures tangentielles à l'oeuvre.

Pour mémoire, une petite rupture cisailante isolée, elle aussi pédagogique, est visible dans le versant sud du défilé du Congoust. Elle n'appartient pas à la famille précédente de ruptures plus ou moins alignées au sein d'une "bande faible" SW - NE.

Il est difficile de prouver que tous ces écaillages parautochtones sont synchrones et sont nés lors de la mise en place de la nappe des Corbières. Du moins, il est sûr qu'aussi bien les chevauchements enracinés que le charriage principal sont postérieurs à la genèse des grandes flexures précédemment considérées.

La nappe est au plus haut point typique d'un *charriage épiglyptique* : elle a recouvert un pays autochtone déjà structuré et ayant subi une très importante ablation subaérienne nivelant plus ou moins horizontalement toutes les structures. Dans la région du plateau de Poursan et dans celle du lobe de Taura (tout comme, plus au Nord, pour le lobe de Bizanet), la base de la nappe vient reposer sur le Vitrollien ou le Néocrétacé, ce qui implique l'ablation d'une tranche de Tertiaire d'épaisseur considérable. Or, dès qu'il s'agit de phénomènes d'érosion, on introduit une contrainte incompressible de durée, s'agissant d'un processus dont la fourchette de taux annuel est connue. D'où l'obligation de postuler un laps de temps important (le million d'années est un minimum absolu) entre les deux grandes phases tectoniques tardi-éocènes. Il faut prendre en compte le fait que l'ablation a dû commencer dès le début des premiers mouvements, mais était loin d'être achevée lors de leur arrêt (les formes structurales au niveau de la paléo-surface supposent une charge minimum).

Les détails structuraux attestent que, de son côté, l'écaille de Montbrun est elle aussi épiglyptique.

**Ecailles parautochtones.** Elles ont un trait commun : leur front est systématiquement localisé sur le trajet de flexures antérieures, probablement devenues des zones faibles par suite de l'érosion (dénudation du panneau exhaussé, gradient topographique même léger guidant la rupture).

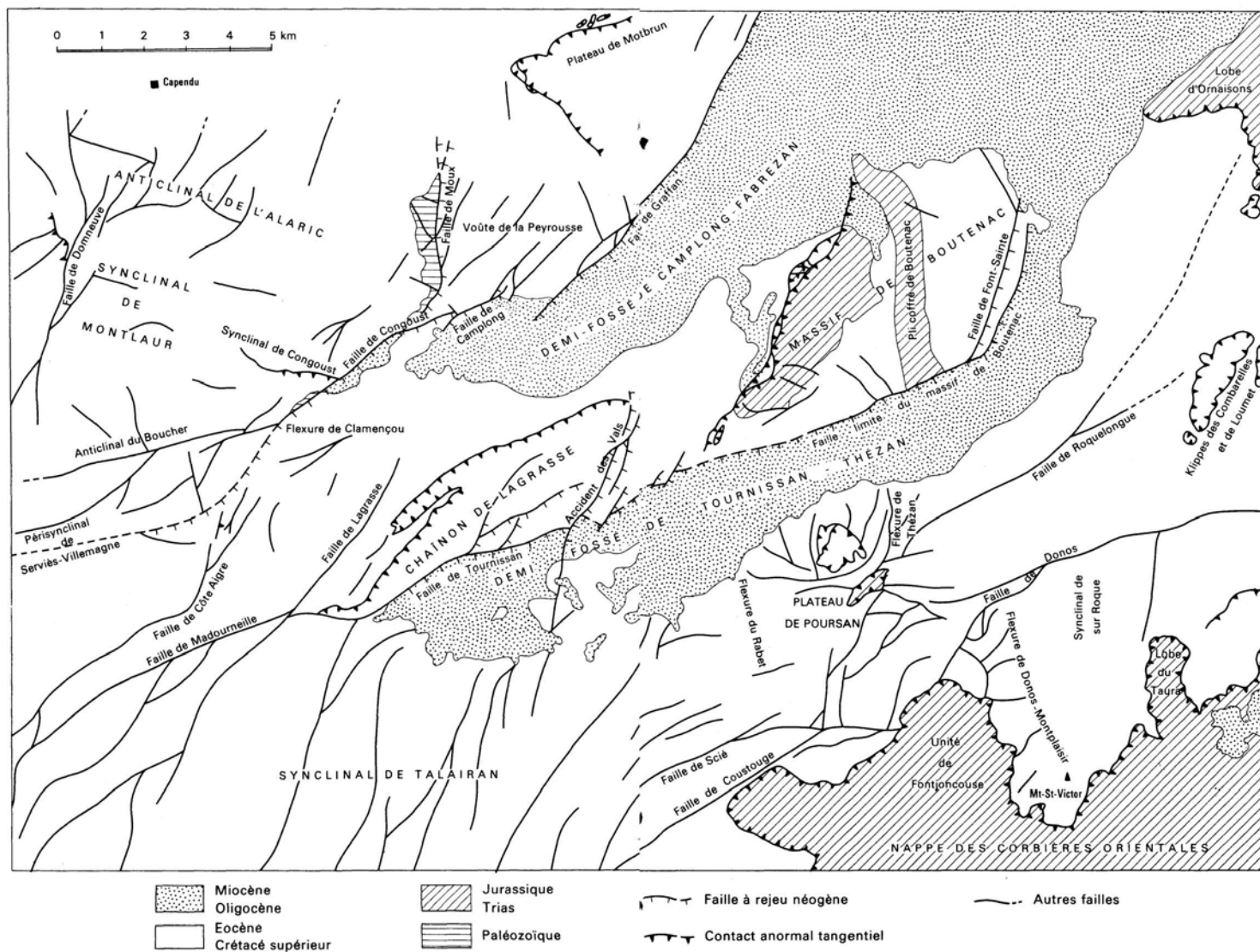


Fig. 6 - Grandes lignes de la structure

*L'écaille de Boutenac*, en gros, fait chevaucher l'Eocène par le Mésozoïque, en l'occurrence le Keuper — Hettangien du flanc nord-ouest du synclinal occidental du massif. Préalablement à l'écaillage, ce flanc était en fait affecté de plis subméridiens à coeur de Keuper, satellites probable du grand pli coffré médian. La masse chevauchante n'est cependant nullement issue d'une simple tectonique nouvelle de décollement dans le Keuper. C'est ce que montre fort bien la terminaison sud-ouest du massif (compte tenu des jeux de failles ultérieurs) : on y voit que le contact anormal tranche les couches redressées, voire renversées, d'un anticlinal en genou à plongement axial sud-ouest, non à la charnière, mais au travers du flanc court raide. L'avancée de la masse principale s'est faite sur des lambeaux tectoniques de Lias et de Néocrétacé, de pendages chaotiques, nets dans le golfe d'érosion (demi-fenêtre) de la Bouissière et à l'Est de Ferrals. Peut-être s'agit-il de restes bousculés du flanc raide de la grande flexure initiale présumée ? Il est impossible d'estimer la flèche réelle du chevauchement. Un mouvement en ciseau est probable, avec un point fixe quelque part entre les Palais et Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse. De même, on ne sait ce que devient l'écaille sous la plaine alluviale de l'Orbieu. Notons l'absence de répliques cisaillantes mineures tant dans le Mésozoïque chevauchant que dans le Cuiso-Lutétien chevauché et, dans ce dernier, l'accentuation du pendage à la rencontre du chevauchement et sous celui-ci (reste d'un synclinal bordant l'ancien genou anticlinal ?).

*L'écaille de Montbrun* est moins spectaculaire et certains traits sont encore objets de discussions. L'interprétation ici adoptée comme tenant le mieux compte de toutes les données de terrain est qu'il s'agit d'un chevauchement listrique (en forme de cuiller allongée longitudinalement), de 3 km au moins de porte-à-faux, enraciné sur la ligne Fontcouverte — Lézignan et qui amène l'Ilerdien sur le Cuiso-Lutétien. Son front passant par Montbrun montre les couches subhorizontales du plateau ilerdien visiblement poussées sur les bancs très redressés cuiso-lutétiens gisant à leur pied. De plus, de part et d'autre du village de Montbrun, le recul par érosion du front actuel de l'écaille a mis à nu des lambeaux flottants d'Ilerdien subvertical : il s'agit très vraisemblablement de restes du flanc court raide d'une ancienne flexure en genou, débité en lentilles et poussé sous le front de la masse chevauchante, restée, elle, d'un seul tenant.

Si l'on ne disposait que de ce rebord N.NW du plateau de Montbrun, on pourrait prétendre qu'il ne s'agit que d'un chevauchement modeste par rupture de flexure. Mais l'observation attentive des structures sur le rebord sud-ouest dudit plateau impose un porte-à-faux tectonique beaucoup plus important. Déjà, cette solution découle du contraste vigoureux entre les faibles pendages de l'Ilerdien au Nord-Est et ceux, beaucoup plus forts, des têtes de couches du Cuiso-Lutétien en contrebas au Sud-Ouest. Or, qu'il ne s'agisse pas d'une simple faille SE — NW mettant en contact deux compartiments si dissemblables est attesté par ce que l'on observe au lieu-dit le Mascarou (1 km au Nord-Est de Moux). Là, la marne ilerdienne ne surmonte pas seulement topographiquement, en contact brutal, le Cuiso-Lutétien redressé. Entre les deux est interposée une lentille tectonique (non figurée sur la carte) d'Ilerdien terminal (grès marins grossiers) ; ses bancs intérieurs redressés sont, à leur sommet, tronqués et écrasés ; ils sont également tronqués à leur base. Une ablation récente de la marne ilerdienne a localement mis à nu le contact tectonique de sa base sur le lambeau précité. Quelques stries NW — SE sont visibles ; le contact est assez fortement incliné (de l'ordre de 35°) vers l'E.NE. Cet important relèvement axial du contact anormal (en bord de cuiller) tend à montrer,

par analogie avec certaines structures du chaînon de Saint-Chinian, que l'on est ici proche de la terminaison latérale primitive du "feston" tectonique.

Le brusque développement, au Nord-Est, d'une traverse passant par Moux et Fabrezan, de ces deux chevauchements de flèche totale probablement pluri-kilométrique, implique nécessairement (en l'absence de tout décrochement visible) un raccourcissement progressif croissant vers le Nord-Est au niveau des infrastructures, c'est-à-dire, presque nécessairement, dans le socle hercynien. A l'heure actuelle, l'hypothèse alternative de glissements par gravité, naguère à la mode, ne résiste plus à la leçon des faits dûment inventoriés.

Le *chevauchement de Lagrasse*, de flèche bien moindre, s'éteint à l'Est et ne peut, en aucun cas, être raccordé à l'écaille de Boutenac. De même, il s'atténue beaucoup au Sud-Ouest et n'est plus visible au-delà de l'Orbieu. Avant le début des ruptures cisailantes, le front N.NW du chaînon de Lagrasse était une belle flexure légèrement arquée, de rejet important (500 m ?), redressant et même renversant (localement jusqu'à 50°) les couches du Thanétien — Sparnacien. La charnière anticlinale est encore bien conservée à l'Est (pli de la Boutignane). L'Ilerdien basal (le banc mince ici de calcaire à Alvéolines) s'était plissé en fronces (et peut-être parfois cassé en gradins) dans la charnière inférieure. L'écaillage tangentiel a cisailé le tout, non sans complexité, de détails insolubles sans une analyse minutieuse et prolongée du terrain. Les choses sont assez simples au Sud-Ouest de Lagrasse : le flanc normal peu incliné de l'ancienne flexure est venu reposer sur la tranche des couches verticalisées ; la rupture sécante, nette, s'est faite un peu au-dessous de la charnière. Au droit de Lagrasse, le resserrement est maximum (croupe de la Caglière), sans beaucoup dépasser 350 mètres. Le cisaillement sécant se répartit ici en deux surfaces distinctes de mouvement (voir fig. 8). La plus élevée, en forme de voûte évasée, tranche les couches (complètement indifférente à leur plus ou moins grande compétence et à leur position géométrique) en passant peu au-dessous de la charnière vitrolienne puis en coupant net les couches du flanc renversé, de plus en plus bas, jusqu'à aboutir à la charnière basse à Alvéolines. Celle-ci, avec ses replis, est donc charriée sur l'Ilerdien subhorizontal du panneau bas. Un autre cisaillement a choisi une voie plus directe, plus plane et plus basse, pour aboutir, lui aussi, sous ces replis d'Ilerdien basal. Entre les deux surfaces, on a donc une écaille lenticulaire formée de couches renversées, elle-même clivée par des répliques cisailantes de même style. En allant vers l'E.NE, le cisaillement supérieur s'atténue et s'éteint (*cf.* la coupe en couleur en marge de la feuille). Plus loin, à son tour, le cisaillement inférieur s'éteint, vers la Boutignane. En conclusion, on voit donc que cette tectonique de chevauchements cisailants, ici à l'état naissant, est en gros guidée par l'existence de la grande flexure ("poussée au vide" vers le bassin ilerdien de Ribaute — Fabrezan), mais que, dans le détail, les ruptures, tranchées au rasoir, se localisent et se relaient dans l'espace à leur gré. Il ne s'agit, en tout cas, nullement du cas théorique simple d'un pli en genou rompu selon son plan axial. Ajoutons que tout s'est fait en condition non ductile (voir Microtectonique). D'autres mécanismes que le fluage des roches doivent être invoqués pour rendre compte, entre autres, de l'extinction vers l'avant de certaines ruptures cisailantes mineures.

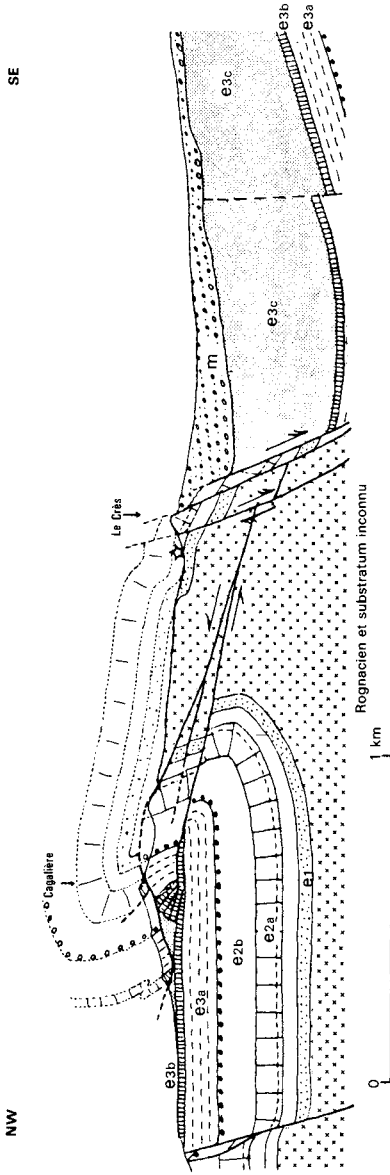


Fig. 8 - Chainon de Lagrassé. Coupe de la Cagalière



Pour finir, le petit *chevauchement du Congoust* (mal figuré sur la carte) correspond, lui, à la rupture de la charnière anticlinale qui raccordait angulairement le flanc normal (plateau de Roquecave) au flanc renversé sud du synclinal du Congoust. Cette rupture, naissante à l'Est, se voit très bien à distance, depuis l'Est, dans le paysage. Le porte-à-faux s'accroît vers l'Ouest (contact direct Thanétien — Illelien basal), puis s'éteint dans les marnes illeliennes. On note, par contraste, la non-rupture de la charnière synclinale, fort nette dans le flanc sud du défilé du Congoust. Il se peut que, dans ce cas, la même poussée ait causé la rupture et accentué le renversement, même si divers arguments indiquent que cette flexure du Congoust jalonne un accident profond, trahi précocement en surface par une frontière paléogéographique paléocène, et donc rendent probable un âge anté-nappe pour la genèse principale de la flexure elle-même. (Précisons que le petit affleurement de Dinantien est au cœur de l'anticlinal déversé, et solidaire du Rognacien et du Thanétien renversés, dont ils formaient le socle).

Les écaillés hectométriques qui affectent les calcaires lacustres thanétiens avec répétition du niveau marin, au niveau de Notre-Dame du Carla (gorge du Sou, à l'Ouest de Lagrasse) montrent que la flexure a exercé une poussée tangentielle dont les effets sont un clivage localisé qui rappelle celui de la Caglière. Une forme en cuiller des écaillés empilées explique leur faible extension latérale mais les failles N-S à NE — SW indéniablement précoces au Nord de l'Alaric ont pu également délimiter les panneaux susceptibles d'être écaillés lors d'une poussée ultérieure.

**Klipes avancées de la nappe des Corbières orientales s.lat.** *Le plateau de Poursan : klipes, réactions du substratum.* Ce sont de précieux témoins de l'extension passée de la nappe des Corbières orientales. De cette dernière, il ne subsiste qu'un témoin de Keuper et d'Hettangien conservé dans un creux du substratum. Noter les belles stries tectoniques (d'allure "glaciaire") du contact Thanétien — Keuper, uniques en leur genre, au point  $x = 634,70$  ;  $y = 3086,54$  (plongement des rainures 10 à 30° au NW à N.NW). Un peu au Nord-Ouest, on observe un système fort intéressant de klipes. La plus vaste et la plus élevée est une grande lentille d'Aptien massif, dont les bancs inclinés sont tronqués net à la base, "lubrifiée" parfois par un peu de Keuper. Elle ne peut provenir que de la décapitation tectonique (par une "faille plate" listrique) d'un Aptien parautochtone comparable à celui du Plan de la Fin (bordure est de la feuille). Coincée sous elle au Nord-Ouest, gît une autre klippe, faite de calcaire rognacien et de brèches vitrolliennes, plissés ensemble, dont le faciès sédimentaire est celui, très différent, des affleurements autochtones voisins, que prennent ces formations sous le lobe de Taura, également en bordure est de la carte. Enfin, au prix d'un déplacement local vers le Nord-Ouest, l'Illelien calcaire basal, qui formait le flanc est du synclinal de Caraguilhès, a été lui aussi cisailé et poussé sur le cœur marneux du synclinal. Ce lambeau parautochtone montre à son intérieur une famille de contacts listriques presque plats, décalant les hauts par rapport aux bas : effet évident de la pression tangentielle exercée par l'arrivée des masses allochtones.

La nappe des Corbières est donc arrivée sur le plateau actuel de Poursan en entraînant, sous elle, des klipes comme elle l'a fait ailleurs. Mais ici, le substratum autochtone a de plus réagi de façon singulière : une cartographie minutieuse du réseau fort complexe de failles hachant cet autochtone autorise à isoler une famille d'accidents dont la géométrie est celle de cuillers listriques empilées. Au centre, ce sont des failles normales à faible inclinaison N.NW ; sur les bords, leur pente se redresse et leur donne une composante de décroche-

ment. Tout se passe comme si le poids et la poussée tangentielle des masses charriées avaient clivé cette partie du substratum en coups d'ongle enracinés en profondeur vers l'avant. De telles structures sont bien connues dans le Houiller du bassin du Pas-de-Calais, sous les grandes "failles plates" de charriage ("failles normales de poussée").

Par extrapolation, on peut postuler qu'une partie des lambeaux tectoniques lenticulaires jalonnant la base de la nappe des Corbières a été au départ découpée dans le substratum de la nappe en marche par de tels "coups d'ongle" (d'autres klippes provenant de l'arrachement de têtes de couches rebroussées).

**Klippes du bois de Loumet et des Combarelles.** Le lambeau du bois de Loumet (à cheval sur les feuilles Capendu et Narbonne) est composé uniquement de Santonien à Hippurites, en position renversée. Le lambeau Auzine — Combarelles — château Saint-Jean est plus complet et se compose de plusieurs niveaux, renversés et en contact anormal les uns avec les autres. Le niveau le plus inférieur est formé de Santonien à Hippurites ; il repose sur le Campanien ou le Maastrichtien autochtones, ici concordants : ce qui suppose évidemment une forte érosion pour amener ces couches à l'affleurement avant l'arrivée des klippes. Au-dessus vient un ensemble de copeaux et de klippes allant de l'Aptien au Cénomaniens et reposant soit sur l'autochtone précité, soit sur le lambeau santonien renversé.

Toutes ces formations allochtones et renversées proviennent du massif de Fontfroide (feuille Narbonne), où existe, bien conservée, une très belle série dont on peut suivre d'Ouest en Est le renversement progressif, de Sainte-Eugénie (à la hauteur de Pradines) jusqu'à Aussières. Les terrains affectés vont du Campanien inférieur à l'Aptien. On peut admettre que, dans cette région, la nappe des Corbières s'est avancée sur une surface d'érosion recoupant le flanc inverse d'un pli renversé. Les divers lambeaux conservés sur la feuille Capendu représentent des fragments de ce flanc renversé, entraînés sous la nappe.

**Nappe des Corbières orientales.** Les structures tangentielles des Corbières sont connues depuis les travaux de Barrabé (1922, 1923, 1948) qui permirent de définir la nappe des Corbières orientales suivant les interprétations de L. Bertrand (1906). Fait rare dans la géologie du domaine pyrénéen, cette interprétation ne put jamais être remise en cause lors des travaux ultérieurs. Ceux-ci confirmèrent l'existence de ces charriages et précisèrent les caractères de cet ensemble allochtone et ses relations avec l'avant-pays. Ils conduisirent notamment à distinguer des écaillés frontales allochtones dans les secteurs de Fontjoncouse et de Ripaud (Viallard, 1963), écaillés qui furent, par ailleurs, considérées comme des unités parautochtones (Vila, 1964, 1965), puis désignées comme "unité de Ripaud" (Durand-Delga, 1964), correspondant à des éléments allochtones entraînés sous la nappe. Leur étude, plus détaillée, a ensuite été réalisée dans les secteurs de Fontjoncouse — Ripaud (Jaffrezo, 1967, 1970) et de Taura (Charrière, 1979, 1980).

Par rapport à la période d'identification de la nappe, ce n'est que tardivement qu'a été reconnu le caractère particulier de ce charriage, sur une topographie accidentée, résultat d'une érosion consécutive à des déformations anté-nappe. Ainsi l'existence de paléoreliefs anté-nappe a été signalée dans les secteurs du mont Saint-Victor, de Taura ou de la Pinède-de-Durban (Casteras et Viallard, 1961 ; Viallard, 1963 ; Azéma *et al.*, 1963). Par ailleurs, l'importance des déformations crétacées a été diversement appréciée. Pour les uns, la

phase anté-cénomaniennne serait la seule phase crétacée notable (Azéma *et al.*, 1963 ; Durand-Delga, 1964) ; d'autres y ajoutent les effets de plissements finicrétacés, amenant le Maastrichtien en discordance sur divers termes allant du Trias au Crétacé supérieur (Mengaud, 1940 ; Mattauer et Proust, 1962, 1965 ; Viillard, 1963, 1980 ; Bessière et Viillard, 1984).

Le sens du mouvement de la nappe a été apprécié différemment selon les auteurs. La plupart admettent un déplacement vers l'Ouest ou le Nord-Ouest ; certains proposent, cependant, un mouvement global vers le Nord, ou même le N.NE (Cornet, 1980).

Dans la partie nord-est des Pyrénées, les unités allochtones correspondant à la nappe des Corbières s'avancent vers le Nord-Ouest ou l'W.NW en formant une virgation majeure, prolongement de la zone nord-pyrénéenne, dans le Languedoc méditerranéen, au Nord du Roussillon. L'ensemble allochtone principal comprend :

- une semelle basale de Trias marno-gypseux ;
- des lames de charriage, associées à cette semelle et arrachées par cisaillement au substratum ;
- des unités carbonatées supérieures séparées de la semelle par une surface de décollement.

Les duplex supérieurs : ce sont des écailles allochtones formées de terrains mésozoïques analogues à ceux de la nappe ; ils peuvent apparaître comme de simples écailles imbriquées quand l'érosion a supprimé les unités sus-jacentes. On y retrouve les deux dispositifs classiques : duplex à plongement interne ou à plongement externe. Un trait structural caractéristique correspond à leur localisation au contact de paléoreliefs ou de surélévations du substratum.

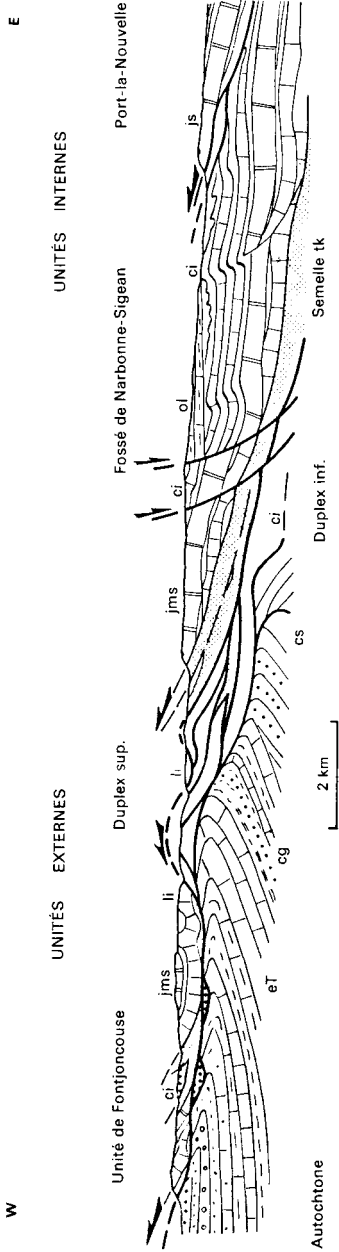
Les unités parautochtones, liées paléogéographiquement à l'avant-pays, incluent :

- des unités chevauchantes, entraînées sous l'allochtone (duplex inférieurs) ;
- du parautochtone externe, jusqu'à la limite du décollement basal coïncidant avec un chevauchement localement émergeant (Boutenac) ou aveugle plus au Sud).

Dans l'autochtone et le parautochtone externe, plissé et parfois schistosé avant la mise en place de la nappe, les structures les plus remarquables liées au charriage sont les ploiements superficiels des couches sur des paléoreliefs anté-nappe.

Sur le secteur sud-est de la feuille Capendu, les unités allochtones formant la partie frontale de la nappe des Corbières subsistent dans les lobes d'érosion de Fontjoncouse et de Taura. Les bonnes conditions d'observation du front de l'allochtone et de ses relations avec son substratum en font l'un des secteurs privilégiés pour l'étude de cette nappe.

● **Unités parautochtones.** Ce terme s'appliquera, d'une part, à des unités chevauchantes, souvent en série inverse, apparaissant au front de la nappe et qui sont liées paléogéographiquement à l'avant-pays, d'autre part, aux unités s'étendant jusqu'à la limite externe, supposée, du décollement pouvant correspondre, localement, à un chevauchement aveugle.



tk : Keuper; jms : Jurassique moyen-supérieur; js : Jurassique supérieur; ci : Crétacé inférieur; cg : Maastrichtien; eT : Thanétien; ol : Oligocène; li : Lias; cs : Crétacé supérieur

Fig. 9 - Coupe de la nappe des Corbières, de Jonquières à Port-la-Nouvelle

*Unités parautochtones internes.* Ce sont des unités à matériel principalement crétacé, entraînées sous l'allochtone sur des distances plurikilométriques. Un bon exemple est fourni par les lames de Crétacé inférieur — Malm terminal, en série inverse du secteur de Taura — Ripaud (Viallard, 1963 ; Charrière, 1979), unité coïncée entre du Thanétien — Maastrichtien parautochtone, ployé en synclinal N-S, anté-*nappe*, et des *écailles* allochtones de Taura constituées de terrains triasiques et liasiques. Ce matériel est issu de l'extrémité sud de l'ensemble parautochtone du Plan de Couloubret. Sa mise en place est directement liée au déplacement de l'allochtone déformant et entraînant des *aspérités* du substratum. Du point de vue mécanique, elle résulte à la fois d'un *plioement* et d'un *cisaillement* ; les plans de cisaillement principaux ont, généralement, un faible *pendage* sud-est ou est. De petits lambeaux de calcaires *éocrétacés*, parfois isolés en *klippes* sur les calcaires thanétiens, montrent "l'*émiettement*" frontal des éléments entraînés sous l'allochtone. Le déplacement relatif, observable à l'échelle de l'*affleurement*, reproduit celui des unités majeures. On peut envisager que ces unités seraient totalement limitées par des *cisaillements* ; elles correspondraient donc à des *duplex*.

*Unités parautochtones externes.* En l'absence de sondage, on ne connaît pas exactement la limite d'extension vers le Nord-Ouest du Trias marno-gypseux et par suite celle du *décollement* majeur. Cependant, dans le faisceau de Boute-nac, les terrains apparaissant au coeur des anticlinaux sont les marnes dolomiti-ques rouges et vertes du Rhétien (Trias terminal). Etant donné la nature de ce terrain, il est possible d'envisager un *décollement* de la couverture jusque dans ce secteur. Vers le Nord, la prolongation de l'*accident* frontal a été envi-sagé jusque vers le faisceau allochtone du Saint-Chinian (Azéma *et al.*, 1963). Vers le Sud, l'*accident* est coupé par la faille E.NE de Villerouge (feuille Tuchan). Mais on peut proposer la prolongation, vers le Sud, d'un *chevauchement* aveugle, coïncidant avec des anticlinaux, *déjetés* vers l'Ouest (Donos) et *décalés* par des *accidents* sénestres E.NE à Nord-Est.

*Diapirisme.* Près de Ripaud, dans la Combe de Berre, des marnes triasiques parautochtones (M. Mattauer et F. Proust, 1962) percent des calcaires de l'Aptien, mais aussi du Paléocène. Elles ont entraîné, à leur contact, divers ter-mes de la série jurassique. Cette structure de type *diapirique* indique que, dans cette partie de l'avant-pays, l'*épaisseur* du Keuper doit être relativement im-portante. Il est possible que le *perçement* des terrains marno-salins, triasiques, au coeur de *rides* anticlinales se soit marqué dès le Crétacé. La présence de quartz *bipyramidés* dans des niveaux de base du Maastrichtien (Mattaueur et Proust, 1962) fournit un argument.

● *Unités allochtones.* La *semelle à matériel triasique* est essentiellement cons-tituée de marnes gypseuses, mais elle inclut aussi des *cargneules* et des roches magmatiques basiques, le plus souvent *spilitisées* (Azambre et Rossy, 1981). L'*épaisseur* de cette *semelle* varie considérablement, de 0 m à plusieurs centai-nes de mètres. Ces variations résultent soit d'un *étirement* local, soit d'une accumulation en arrière de *saillies* du toit du substratum autochtone. Par exemple, dans le secteur interne des *fenêtres* de Feuilla — Treilles (feuille Leucate), elle a été traversée sur plus de 600 m dans le sondage de Fitou (Destombes, 1949) alors que sur le *pourtour* des *fenêtres* elle peut être totale-ment laminée.

*Les lames de charriage*, de dimensions *décamétriques* à *kilométriques*, sont généralement liées au matériel marno-gypseux de la *semelle*. Dans les unités externes de Fontjoncouse ou d'Ornaisons, l'*étude* des relations avec le substra-

tum autochtone ou parautochtone montre que l'individualisation de ces lames résulte d'un charriage sur une surface rendue irrégulière par l'érosion différentielle dans des terrains carbonatés déjà redressés. Elles correspondent, essentiellement, à des calcaires crétacés arrachés à l'autochtone et au parautochtone. De tels éléments affleurent sur le pourtour des lobes d'érosion mais ils peuvent apparaître en klippes, donc totalement isolés par l'érosion, en avant du front de charriage, soit sur du Crétacé supérieur : klippes de Loumet et des Combarelles (Barrabé, 1948), soit sur de l'Eocène : Roc de Carla (feuille Tuchan), entre Durban et Albas (Casteras et Viillard, 1961) et klippe de l'Erle, sur le plateau de Poursan (Dujon *et al.*, 1964). Des lames de Paléozoïque arrachées au substratum hercynien sont connues au Sud de Taura secteur de Gléon.

*Les duplex supérieurs (écailles de nappes)*, près du front de charriage, sont particulièrement développés au Nord de Fontjoncouse et dans le secteur du mont Saint-Victor, de Ripaud et de Taura. Le matériel qui les constitue (Trias et Jurassique) est identique à celui de la nappe, fait appuyant l'idée qu'ils sont issus d'un même ensemble allochtone.

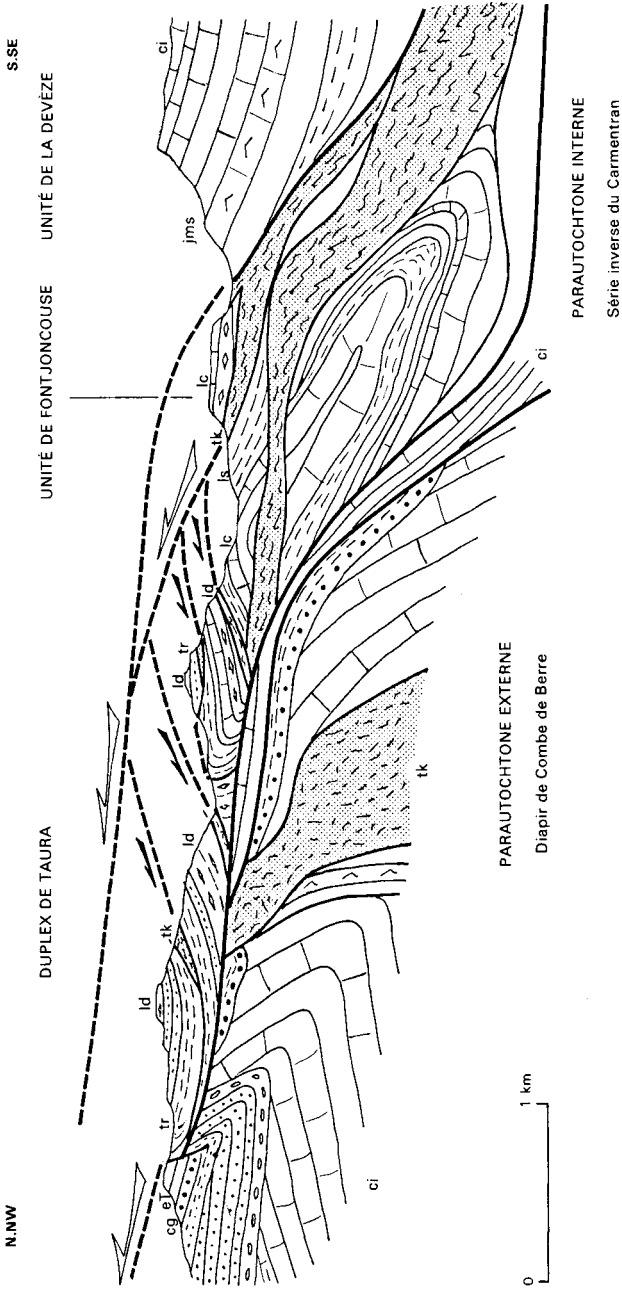
La géométrie de ces unités, schématisée sur des coupes passant au Sud du mont Saint-Victor et par Taura (fig. 10), montre qu'elles s'organisent en duplex tels qu'ils ont été définis dans des travaux classiques sur les Montagnes Rocheuses. Ces duplex sont en série inverse ou normale et le plongement des surfaces de cisaillement se fait soit vers l'arrière des unités (Sud du mont Saint-Victor et de Ripaud), soit vers l'avant (Taura), ce qui correspond aux modèles figurés par Boyer et Elliott (1982, fig. 12).

L'orientation des chevauchements vers le Nord-Ouest (Taura, Sud du mont Saint-Victor) ou vers le Nord (Est du Saint-Victor et Nord de Fontjoncouse) traduit l'influence des paléoreliefs dans la formation des rampes recoupant l'allochtone. Des fragments de plis, relativement serrés, indiquent que l'écaillage s'est réalisé dans un ensemble déjà plissé. La déformation interne contraste avec celle de la nappe, beaucoup moins accusée.

Dans la zone interne, au-dessous de la surface de décollement réalisée dans les marnes du Lias supérieur, la partie inférieure de la série jurassique est également débitée en duplex au Sud des surélévations du substratum de Feuilla et Treilles (feuille Leucate).

*Les unités supérieures décollées*, limitées à leur base par une surface de décollement, se superposent soit aux duplex, soit, seulement, à une semelle de couches triasiques, incluant ou non des lames de charriages.

Dans l'unité de Fontjoncouse, les terrains rhéto-jurassiques sont affectés de plis de faible amplitude comportant des brachy-synclinaux perchés (Devès, Redon, Redonnel) et des plis à axe courbe (Sud-Est du Devès). Ces structures indépendantes de celles du substratum, et en partie antérieures au charriage, ont été déformées lors de la translation.



tk : Keuper; tr : Rhétien; ld : Lias dolomitique; lc : Lias calcaire; ls : Lias supérieur; jms : Jurassique moyen-supérieur; ci : Crétacé inférieur; cg : Maastrichtien; e : Thanétien; ol : Oligocène; li : Lias; cs : Crétacé supérieur

Fig. 10 - Duplex à plongement "externe" sur la paléostructure de Taura (en partie d'après Charrière, 1980, réinterprété)

L'allochtone a parfois subi un écaillage intense au contact de paléoreliefs faisant obstacle à la progression de la nappe, tel le mont Saint-Victor. Ils ont induit la formation de rampes découpant l'allochtone en écailles ; accumulées contre ces reliefs, elles ont été surmontées par des unités plus internes suivant un type "*regressive overthrust*" (Morley, 1986). A l'inverse, la progression de l'allochtone a été facilitée par l'existence de dépressions pouvant coïncider avec des aires synclinales anté-nappe (Coustouge, Taura).

### Les failles

Le caractère dénudé des affleurements rocheux, le caractère méticuleux et prolongé des levés systématiques à grande échelle, confèrent une fiabilité particulière au réseau de failles figurant sur cette feuille. D'emblée, elles sont à grouper en trois catégories :

- les failles certainement anté-néogènes (car scellées par les dépôts de cet âge) ;
- les failles qui dénivellent ces dépôts ;
- les failles non datées.

En majorité, pour des raisons de similitude, elles peuvent être attribuées à la première catégorie ; mais des rejeux tardifs ne peuvent pas être exclus.

#### Failles anté-néogènes

On peut considérer comme établi que quelques-unes, au moins, de ces failles datent d'avant la phase de tectonique proprement tangentielle, que ces failles soient scellées par l'allochtone (peu d'exemples probants), ou qu'elles affectent cet allochtone seul et soient tronquées tectoniquement par sa surface de base (on sait que les deux cas existent dans l'arc de Saint-Chinian). Des systèmes de failles anté-charriages sont connus dans la nappe des Corbières. D'autres affectent les masses dites parautochtones (il en serait ainsi pour l'ensemble du Mésozoïque anté-rognacien de la Pinède de Durban, affecté de grandes failles NE — SW apparemment scellées par la transgression rognacienne d'une part, et tronquées basalement au contact du Paléozoïque qu'elles ne décalent pas : d'où, dans ce cas, un âge plausible déjà crétacé pour ces failles). L'écaille de Boutenac est de même, au Sud-Est, affectée de petites failles tronquées par le contact anormal de base.

Mais on peut supposer que, dans leur large majorité, les jeux de failles principaux succèdent à la phase tangentielle. Sans doute peut-on les appeler "tardi-pyrénéennes". La carte, au premier coup d'oeil, fait voir combien il est délicat, et même arbitraire, de prétendre les classer selon leur direction prédominante en familles tranchées. On peut, du moins, déjà noter que presque toutes oscillent dans le quadrant nord-est en laissant presque vide le quadrant nord-ouest. En forçant un peu les choses, on peut distinguer :

- une orientation franchement NE — SW ;
- une orientation N.NE — S.SW ;
- une orientation E.NE — W.SW.

C'est sans doute l'examen d'une carte régionale qui éclaire un peu la signification de tout ce train de failles. Il définit une "bande faible" centrée sur un axe NE — SW, prolongement manifeste du faisceau d'accidents collectivement



nommé "faille des Cévennes", et qui sépare une vaste plate-forme stable, au Nord-Ouest, d'un pays en permanence mobile, au Sud-Est. On peut suivre en continuité ce faisceau (par Lézignan, Puisserguier, Gabian) au travers de la grande auge sédimentaire bordant au Sud la Montagne Noire. Mais deux données capitales modifient la nature des choses à l'arrivée de ce faisceau dans la feuille Capendu :

- le pays situé au Sud-Est a (tout comme plus au Nord-Est) été toujours plus subsident que le pays au Nord-Ouest, du moins jusqu'au Crétacé élevé ; mais il ne présente au Tertiaire aucune tendance globale à l'affaissement ;
- l'extinction des failles à l'approche ou en bordure du massif de Mouthoumet interdit de postuler un quelconque mouvement d'ensemble de coulissement sénestre selon ce faisceau, dans le territoire considéré. A l'échelle des affleurements, on observe quelques indices locaux de coulissement, mais le plus souvent ce sont des phénomènes minimes. On a ici affaire essentiellement à des jeux verticaux.

Or, dans la région sud tranquille de la carte, les faisceaux de failles à rejet faible ou modéré dénivellant le Cuiso-Lutétien ont un curieux tracé en forme de S (partie centrale N.NE — S.SW, inflexion dextre aux deux extrémités). L'absence pratiquement complète de toute déformation plastique dans ces roches interdit toute explication par l'intervention d'un grand cisaillement régional dextre d'âge tertiaire. Par contre, il est frappant de constater que des accidents sigmoïdes coulissants, d'orientation et de tracé tout-à-fait similaires, d'âge tardi-hercynien, affectent sur le même méridien le versant sud de la Montagne Noire. Il devient, dès lors, tout naturel d'admettre que ces faisceaux de Saint-Pierre-des-Champs et de Talairan sont simplement dus au rejeu, purement vertical, de tels accidents du socle hercynien souterrain.

De façon plus conjecturale, on peut admettre aussi que la direction E.NE — W.SW reflète un héritage profond. Le détail des structures atteste (voir par exemple l'angle sud-ouest de la feuille) qu'en dehors des failles proprement NE — SW (direction globale du grand faisceau régional ci-dessus décrit), la rupture cassante oscille souvent en fait de l'W.SW au S.SW, en un compromis mécanique dont la résultante est bien sud-ouest, mais imposé par la préexistence probable d'un réseau losangique en profondeur. Il n'y a donc pas lieu de spéculer sur des modèles interprétatifs liant ce réseau à la dynamique tertiaire, dès le moment où nous admettons qu'il s'agit de structures posthumes héritées.

Il importe de souligner encore la rareté de failles pouvant être considérées comme accidents conjugués des précédents. Toutefois, de petites failles orientées N.NE — S.SW existent deci-delà. Leur rejet est partout très modeste, et les indices de coulissement nuls ou non convaincants. La disproportion est flagrante avec l'ampleur des accidents de direction orthogonale E.NE — W.SW.

On pourra encore remarquer l'opposition entre le gros de la feuille et l'Est de la carte, à large développement du Néocrétacé. Au lieu d'une pléthore de petites failles tortueuses, on n'a là que quelques failles espacées, de rejet notable, et continues sur d'assez longues distances ; leur orientation moyenne est N50°E (faille de Roquelongue et surtout faille de Donos, relayée par la faille de Coustouge). Les structures situées de part et d'autre de la faille de Donos ne se raccordent pas en faisant jouer un simple coulissement sénestre. Plus probablement, elles paraissent avoir évolué différemment dès la phase

tectonique anté-nappe, puis de plus lors de la mise en place de celle-ci (rebroussement du Pech Barbu, écaillages le long de la faille au Sud-Ouest de Donos).

Une telle évolution différentielle s'impose aussi pour la région du Congoust et du pied de l'Alaric au droit de Camplong : les structures complexes déjà décrites, visibles immédiatement au N.NW de la faille de Pechlat — Camplong ne se retrouvent nullement, même atténuées, dans le bassin tranquille de marnes ilerdiennes du compartiment S.SE.

De façon analogue, aucun artifice de coulissement ni de jeu vertical ultérieur ne permet de raccorder les structures internes du massif de Boutenac avec celles visibles sur l'autre bord du fossé néogène de Thézan.

Ces remarques invitent donc à la plus grande prudence dans l'application, au réseau de failles de la feuille Capendu, de modèles dynamiques par trop simples et unicausaux.

### Failles à jeu néogène et récent

Commençons par celles dont le jeu, ou plutôt le rejeu, tardif est certain : rejeu, car on démontre aisément que ces accidents existaient dès avant le dépôt transgressif des sédiments néogènes (dont l'âge miocène est maintenant admis). Ces rejets anté-miocènes étaient mêmes beaucoup plus importants que ceux d'âge miocène (contemporains du dépôt) ou plus récents.

Chacun des deux grands fossés néogènes est limité au Nord ou au Nord-Ouest par une grande ligne d'accidents cassants qui, sur une carte à petite échelle, serait tracée comme une unique faille normale continue, effondrant le compartiment méridional.

Le fossé de Thézan — Tournissan est plus exactement (au moins à l'Ouest) un demi-fossé, dont les couches miocènes (faiblement) inclinées en gros au N.NW sont en repos stratigraphique (discordant, avec paléoreliefs) sur la bordure sud ou sud-est, et viennent (en principe) buter contre l'accident-limite au Nord ou au Nord-Ouest. En bordure du massif mésozoïque de Boutenac, on peut suivre une faille continue, orientée W.SW — E.NE puis tournant au N.NE (en se dédoublant). La composante de distension est faible.

En allant vers l'Ouest, on ne peut plus, à partir de Villeroze-la-Crémade, tracer d'accident-limite continu. En divers points, la molasse de Thézan déborde, en repos stratigraphique local (souvent alors sous le faciès de conglomérats grossiers), sur le Crétacé, puis le Tertiaire. Ce faisant, elle masque momentanément le ou les accidents de bordure. Il est clair que leur jeu allait de pair avec la sédimentation (signalons, pour mémoire, le cas de conglomérats à ciment meuble dont les gros galets ont été striés par friction tectonique réciproque). La ligne d'accidents limitant au Sud le chaînon de Lagrasse a sans aucun doute une histoire complexe. La dynamique profonde imposait un tracé global rectiligne N80°E, qui est la direction du demi-fossé. Mais dès avant le remplissage de celui-ci, on avait d'une part des failles normales N65°E, enserrant des compartiments basculés, voire ployés en anticlinal, et d'autre part des failles N20° à N30°E. De plus, une grande flexure (sans étirement) s'était formée, avec de forts pendages S.SE. Le grand mouvement de descente au Sud, tel qu'on le voit aujourd'hui dans les structures à l'affleurement, superficielles, s'est fait en utilisant souvent les failles antérieures, obliques à sa direction longitudinale, d'où des jeux en ciseaux de ces failles dans la zone de bordure

(torsion vers le bas de la lèvre sud-est). Ainsi le terme de "*faille de Tournissan*" qualifie, en fait, une structure composite très riche de détails.

Le *fossé de Camplong - Fabrezan* présente des traits homologues. En particulier, depuis le Congoust jusqu'au droit de Fabrezan, on pourrait, en généralisant, parler d'une "*faille de Camplong*", elle aussi orientée de façon rectiligne au N80°E. Dans le détail, il en est presque exactement comme de la précédente (utilisation en redans des failles antérieures N50°E, contact stratigraphique local du Néogène, etc.). Vers l'Est seulement la *faille de Graffan* limite tectoniquement de façon continue le Néogène. Elle a ceci d'unique sur la feuille, c'est d'avoir à coup sûr rejoué au Quaternaire (dénivellation du travertin de Fabrezan).

Considérons dans leur ensemble ces deux lignes de failles néogènes. Leur rejet est important (au moins 500 m cumulés pour la "*faille de Tournissan*") ; le compartiment affaissé est toujours celui du S.SE ou Sud-Est ; le tracé de ces accidents est courbe, avec convexité au Sud-Est ; des rejeux très récents ont pu se produire.

Dans ces conditions, la seule considération du modelé géomorphologique rend bien tentant d'ajouter à la liste des failles courbes, à rejeu récent, d'une part la grande *faille Moux - le-Congoust* ceinturant le Paléozoïque de l'Alaric et, d'autre part, la *faille ceinturant le massif de la Côte Aigre*, au N.NE de Caunettes-en-Val. D'emblée, disons que toute preuve manque pour cette dernière. Par contre, pour la première, on dispose d'un précieux témoin. Il s'agit d'une brèche à ciment rouge, lambeau immédiat du Dinantien du Mourel des Mouches, 1500 m au Nord-Ouest de Camplong. Son faciès est identique à celui des dépôts de bordure du Néogène du bassin de Fabrezan - Lézignan au contact des failles-limites ouest. Un âge miocène (au plus) est de ce fait plausible. Or, cette brèche ne contient ni éléments du Paléozoïque (schistes et grès), ni, apparemment, d'éléments empruntés au Rognacien formant vers le haut la suite du versant. La brèche daterait d'une époque où le versant voisin n'était formé que de calcaires thanétiens : ce qui implique un rejet ultérieur de la faille d'au moins 200 m, s'ajoutant à 300 à 400 m de rejet antérieur.

La courbure même de ces failles exclut tout coulissement autre que minime. Le seul coulissement néogène avéré est celui, dextre, de direction N15°E, décalant de plus de 500 m les structures à l'Est des Vals (vers la terminaison est du chaînon de Lagrasse) : mais les faits sont complexes (répartition entre des rameaux, présence de "navettes", superposition de ces accidents à une inflexion plus ancienne des couches). La torsion des couches du Lias de l'anticlinal central de Boutenac aux abords immédiats de Néogène suggère un coulissement dextre selon l'accident bordier. Mais s'il existe, il est forcément antérieur au Miocène, vu ce qui a été dit, ci-dessus, de la faille limite courbe partout normale.

Qu'en est-il de la *néotectonique quaternaire* ? Une seule donnée sûre : le rejeu de la faille de Graffan, à une époque relativement récente du Quaternaire (voir plus haut). Des présomptions : le basculement en pente douce de la terrasse "rissienne" Fx, avéré dans le sens longitudinal, présumé, tout en amont, dans le talus de raccord de Camplong et de Pechlat. Peut-être le rejeu de la faille limite de l'Alaric, qui serait l'une des explications de la rupture de pente du ruisseau des Mattes au défilé du Congoust, est-il aussi une donnée de néotectonique ?

La topographie suggère d'autres mouvements possibles, antérieurs au creusement des thalwegs à leur niveau présent. Mais sans doute est-il risqué de les supputer d'après le seul relief, dans un pays où il est notoire que des pédiments subhorizontaux bien nivelés se forment de longue date en se terminant brusquement par des escarpements et montinsules.

### *DONNÉES MICROTECTONIQUES*

Pour des raisons restant à préciser, les terrains couverts par la feuille Capendu, Paléozoïque de l'Alaric excepté, ne comportent, pour ainsi dire, jamais de plis d'échelle déci- à centimétrique (on signalera pour mémoire le cas tout à fait isolé des jolis replis affectant le Thanétien marin en bordure de la D3, à 400 m au N.NE de Notre-Dame du Carla dans les gorges du Sou). Toute étude microtectonique portant sur les structures de petits plis et microplis est donc exclue.

A ce jour, il n'a pas été fait d'investigation systématique sur le cortège de petits accidents cassants pouvant accompagner les failles cartographiables, ni de relevés globaux de stries sur leurs miroirs.

Par contre, prenant pour point de départ les observations ponctuelles de F. Ellenberger et de son école de terrain d'Orsay basée à Lagrasse, D. Cluzel a analysé de façon particulièrement approfondie, dans sa thèse (1977), l'ensemble des déformations ou crypto-déformations intimes du matériel formant l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales. Précisons de suite que cette investigation laisse de côté le matériel de la nappe, ainsi que le Néocrétacé détritique de l'angle nord-est de la feuille, bien entendu, également, les formations postérieures à la tectonisation pyrénéo-provençale. Le résultat le plus inattendu de cette étude a été de montrer que la microstructuration a commencé bien avant la phase tangentielle majeure terminale (mise en place de la nappe) et même avant la phase anté-nappe responsable des grandes flexures décrites plus haut. On a affaire à une réponse (multiforme) des roches à des efforts régionaux souvent sans lien évident avec la macrotectonique. Rien d'étonnant, dès lors, dans le fait que son intensité relative est assez indépendante de la localisation géographique des points étudiés (fort nombreux) par rapport au plan structural d'ensemble. Elle ne dépend même pas sensiblement de la profondeur stratigraphique au sein de la série Rognacien — Lutétien affectée.

Ajoutons que l'étude sur le terrain a été complétée par toute une gamme d'examen et d'expériences de laboratoire. Les résultats (à certains égards uniques en leur genre en France) de ce labeur considérable n'ayant été que très insuffisamment publiés, il importe que la présente notice en résume succinctement les grandes lignes, en renvoyant pour le reste au volumineux mémoire de thèse de D. Cluzel.

D'une façon très claire, la géométrie des données (monographies locales, centaines de mesures pour chaque famille d'objets structuraux) permet d'établir une histoire microtectonique aux phases bien individualisées.

#### **Diaclases**

**Système de diaclases à caractère régional.** Il affecte toutes les formations et date donc au plus tôt du Bartonien inférieur. Il est, par ailleurs, indépendant des plis et des flexures et antérieur à eux (car tournant avec les couches redres-

sées). Une famille principale, très visible dans les calcaires francs, correspond à des joints décimétriques, rectilignes, de tension, orientés, dans tout l'autochtone de la feuille, N.NE — S.SW (à NE — SW), avec joints associés perpendiculaires. Plus les calcaires deviennent silto-argileux, plus s'ajoutent des systèmes de diaclases de cisaillement compliquant l'image. Les problèmes de déterminisme génétique restent ouverts à la discussion. En tout cas, on est conduit à invoquer un champ de contraintes régionales bien différent de celui concomitant de la tectonique qui va suivre de peu dans le temps.

**Diaclases syntectoniques.** Elles sont localisées dans les zones (ici très espacées) de charnières et offrent le dispositif classique de joints diagonaux verticaux croisés. Dans ces charnières de flexures, tous les bancs ne sont pas affectés, et il n'y a pas continuité de l'un à l'autre.

### Schistosité et petites failles inverses conjuguées antithétiques

Un peu partout sur le territoire de la feuille Capendu, on peut observer dans des lits, ou parfois dans des formations favorables (calcaires un peu marneux et limoneux surtout, ex. Vitrollien) un débit en lamelles grossières, volontiers d'allure colonnaire, perpendiculaire ou quelque peu oblique à la stratification. Une étude fine atteste qu'il s'agit bien d'une anisotropie d'aplatissement et d'allongement, révélée par l'agression des intempéries. Le terme de schistosité est donc légitime.

D'autre part, on observe, de façon assez ponctuelle au premier abord, notamment dans des calcaires massifs lacustres et surtout marins, un système de plans de rupture croisés en losange, le plan bissecteur des dièdres aigus étant parallèle à la stratification. Un faible déplacement des couches, ainsi que la polarité des stries très marquées dans les enduits habituels écaillieux de calcite blanche, montre qu'il s'agit là d'un système de petites failles inverses conjuguées à un mouvement antithétique en compression.

Or, dans certains types de roches privilégiées (notamment le Vitrollien : affleurement type un peu à l'W.NW de la métairie de Terres Rouges, 1,950 km au Sud-Est de Lagrasse), on observe à la fois, associés génétiquement, le débit schisteux et les petites failles inverses. On voit que la schistosité fruste, ici normale aux bancs (donc verticale en l'absence de basculement), correspond exactement au plan bissecteur du dièdre obtus des ruptures. Bien que celles-ci soient survenues en dernier (elles tranchent la schistosité en la tordant légèrement), il est clair que les deux phénomènes sont deux types de réponse à un même champ de contraintes en régime de compression horizontale (où  $\sigma_1$  est horizontal, parallèle aux bancs, perpendiculaire à la schistosité et bissecteur de l'angle aigu des ruptures cisailantes). Pourquoi ce terme de compression *horizontale* ? Justifions-le.

Un argument irréfutable impose d'admettre que les deux phénomènes associés de schistogenèse et de cisaillements conjugués datent d'une époque où, sauf dans de rares sites (ex. Ripaud), les couches gisaient encore subhorizontalement : en effet l'un et l'autre type de structures tournent solidairement avec les couches affectées et sont donc nécessairement antérieurs à la phase régionale de formation des grandes flexures. Paradoxalement, on a ici affaire à une *schistogenèse antétectonique*. De même, les stries portées par les petites failles inverses observées en un lieu donné (localité type : le calcaire ilerdien basal du pont sur l'Orbieu à Ribaute) n'ont, dans le cas général, nulle relation avec la phase tangentielle d'écaillages locaux parautochtones. En effet, dans

une station donnée, on relève un nombre pratiquement égal de mini-chevauchements de directions opposées. L'ensemble strates — schistosité — mini-failles inverses obéit idéalement à une symétrie orthorhombique : réponse logique d'une pile de couches parallèles horizontales à un champ de contraintes où  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont elles-mêmes horizontales, en l'absence de flexion.

Dans la réalité, les choses sont assez complexes. En un site donné, on peut parfois démêler deux systèmes de stries contenues dans des plans de mouvement bien séparés en direction (cas précisément du pont de Ribaute). Plus laborieusement, on peut ailleurs discerner deux directions de plans de clivage. Reportées sur carte, les directions de raccourcissement peuvent caractériser un domaine donné et changer brusquement de l'un à l'autre. Ailleurs, éparses sur de vastes étendues, plusieurs directions peuvent coexister. Comme les faciès lithologiques qui présentent à la fois le clivage schisteux et les ruptures losangiques sont assez rares, il n'est guère étonnant qu'une telle carte puisse juxtaposer des directions différentes selon qu'il s'agit d'observations de l'un ou de l'autre phénomène. C'est notamment le cas pour tout le synclinorium cuisolutétien de Talairan, où l'on relève trois directions principales de raccourcissement, N165°, N95° et N120°-140°E, comme parsemées un peu au hasard, en tout cas sans lien avec la tectonique, du reste molle (failles ultérieures exceptées).

Ailleurs une relation peu discutable existe. C'est le cas dans le domaine très bien exposé et très étudié comprenant le chaînon de Lagrasse et la gorge du Sou.

Commençons par celle-ci. Les hémicycles d'érosion du Chaudron et du Grand Bac entaillent la flexure du Sou, dont l'orientation rectiligne est au N85°E. Le Vitrollien et le Thanétien inférieur y sont clivés par une schistosité ici très marquée, perpendiculaire aux bancs (du moins dans les panneaux restés horizontaux). Si l'on suppose les couches remises à plat, son orientation est constamment au N70° à 74°E. Mêmes résultats déduits des losanges de ruptures conjuguées. Ainsi, le raccourcissement, orienté au N160° à N164°E, n'est pas exactement perpendiculaire à l'axe de la flexure. Il s'en faut de 11° à 15°.

Néanmoins, tout bien considéré, il paraît probable que l'importante micro-structuration a correspondu en quelque sorte à un stade préparatoire de l'acte de flexuration qui allait ensuite affecter cette bande de terrain. Du reste cette même direction de serrage anté-macrostructures se retrouve un peu partout au Nord jusqu'au delà de l'Alaric, c'est-à-dire dans le domaine affecté par les grandes flexures de fond E-W à E.NE — W.SW.

Le chaînon de Lagrasse et son proche avant-pays présentent une direction principale de raccourcissement orientée de façon franchement différente (N135° à 145°E) : or, c'est à peu près la perpendiculaire à la partie sud-ouest de la flexure. Ici aussi il y a une indubitable corrélation entre le serrage précoce et la macrotectonique qui le suit. (Toutefois, on peut déceler au pont de Ribaute les effets locaux d'un serrage ultérieur orienté au N115°E. Une telle direction, environ E.SE, s'observe ici et là dans toute la partie sud de la feuille et n'a pas d'homologue d'échelle macrotectonique dans l'autochtone).

De même, les flexures de Thézan, de Donos — Montplaisir et du Rabet, sub-méridiennes, se sont faites dans un domaine où, auparavant, s'était déjà imprimée une schistosité alors verticale, orientée en gros selon une direction voisine (Nord à N.NW).

Il faut donc qu'il existe une corrélation quelconque entre les deux phénomènes successifs, à savoir la production des microstructures de serrage "à plat", puis celle des flexures macrotectoniques. Mais avant de tenter d'expliquer cette coïncidence spatiale, il faut essayer de comprendre comment, dans un cadre régional, somme toute restreint, sont juxtaposés des domaines où, au sein de chacun, le serrage, en ses deux étapes, a pu être orienté de façon si différente de celui régnant dans les domaines voisins (compte tenu de quelques empiètements mineurs). L'une des solutions possibles est d'admettre que tout est subordonné à l'anisotropie du socle hercynien, lequel serait formé de compartiments eux-mêmes juxtaposés en mosaïque. En supposant, de plus, que les contraintes des premiers serrages pyrénéens (*s. str.*) variaient en orientation dans le temps, chaque compartiment n'aurait répondu qu'au serrage capable d'accentuer cette anisotropie micro- et macrotectonique du socle, accentuation induisant les déformations de la couverture mésozoïque — éocène solidaire de ce socle hercynien. Le peu que l'on observe dans et autour de la boutonnière paléozoïque de l'Alaric ne contredit pas cette hypothèse.

Un *cas particulier* fort curieux est celui du beau synclinal déversé très bien visible dans le Rognacien peu après la sortie ouest du *défilé de Ripaud*. Un examen hâtif y fait voir un bel exemple de schistosité apparemment de plan axial. Une étude attentive montre sans appel que ce n'est qu'une illusion. Premièrement, la charnière du pli (qui est déversé vers l'Ouest) est orientée au N175°E et l'intense clivage schisteux est, lui, orienté au N20°-N200°E, soit 25° d'écart angulaire. Deuxièmement, l'inclinaison de cette schistosité, assez constante, est de 55° à 65° au N110°E dans l'un et l'autre flanc, et cette inclinaison est plus forte que le pendage du flanc renversé. Force est donc d'admettre qu'ici la phase locale de schistogenèse a trouvé un pli déjà formé, dont le déterminisme exact reste à établir. Il semblerait plausible de postuler que la formation du pli (structure tout à fait isolée) est liée à une tectonique pyrénéenne précoce, et la naissance de la schistosité, à la tectonique proprement tangentielle des Corbières orientales.

### **Effet de la tectonique pyrénéenne autochtone sur la schistosité**

Les observations prolongées ayant établi de façon irréfutable que, partout ailleurs dans l'autochtone, la schistogenèse a précédé la première phase macrotectonique (celle des flexures non encore rompues), il importe d'examiner quels ont été les effets de cette tectonique sur les microstructures en question. Les grandes flexures comportent chacune deux flancs longs et un flanc court, où le pendage pouvait atteindre et même dépasser la verticale (cas du chaînon de Lagrasse). Or, on remarque constamment que dans ces flancs courts, la schistosité n'est plus perpendiculaire aux couches, l'écart par rapport à 90° variant avec la compétence des couches (apparence de réfraction). La preuve que cette obliquité n'est pas primitive est fournie par la sédimentologie : en effet, les striatotubules (moules de terriers), toujours verticales lors de leur genèse dans un sédiment horizontal, continuent à être parallèles à la schistosité et ont donc tourné avec elle en cessant d'être perpendiculaires à la surface des bancs.

Cette rotation équivaut à un cisaillement simple : en l'absence de déformation ductile, les bancs du flanc court se sont déplacés, sans rupture ni surface de friction, grâce à l'existence de la schistosité. Les microlithons de celle-ci ont glissé les uns par rapport aux autres tout en tournant à l'intérieur de la masse (rotation pouvant dépasser 30°). Le réseau losangique a lui aussi été quelque peu dérangé.

## Valeur du raccourcissement initial et mécanisme de la schistogenèse

L'anisotropie, liée à la schistogenèse, a été précisée par des méthodes physiques mises en oeuvre avec le Laboratoire central des Ponts et Chaussées : diffractométrie, paramètres d'élasticité par la célérité des ondes longitudinales d'ultrasons (sous contrainte ou non), essais efforts - déformation, anisotropie de gonflement, microscopie électronique à balayage, anisotropie de conductibilité thermique. Tous les résultats ont été cohérents et ont permis de bien caractériser la nature intime de cette si singulière schistogenèse opérée indépendamment de tout plissement. Dans les faciès lithologiques favorables, le raccourcissement varie de 5 ou 10 % à plus de 15 % (et même 35 % localement). L'allongement correspondant, subvertical en principe au départ, varie en conséquence ; il s'exprime sur le terrain par l'aspect colonnaire de la roche. Bien que l'aspect sur le terrain, surtout dans les faciès lithologiquement hétérogènes, soit plutôt celui de microjoints anastomosés que de feuillets plans, les études microscopiques établissent que l'on a affaire à une schistosité véritable. Elle affecte l'intimité de la matière et s'y exprime de diverses façons. Il y a rotation des grains de quartz allongés (sans nourrissage) et, comme le microscope électronique à balayage le montre fort nettement, rotation également des paillettes des minéraux argileux originels, sans aucun signe de néoformation. De plus, il y a aussi dissolution et recristallisation de la calcite. Celle-ci nourrit des queues d'accrétion en bout des grains de quartz. Des insolubles s'accumulent selon des surfaces gauches qui contribuent à structurer la schistosité. Le tout s'est fait presque à froid (moins de 75°C probablement), sous une charge lithostatique variant (selon les horizons affectés) entre quelques centaines de mètres et au maximum 1500 à 2000 mètres. L'effet de la profondeur stratigraphique précitée variable n'est pas évident (niveaux cuiso-lutétiens schistosés de façon tout à fait similaire à des niveaux du Thanétien inférieur de même lithologie). Le rôle de la charge variable semble, par contre, en rapport avec l'angle dièdre des ruptures conjuguées : mais cette relation est complexe, car la pression fluide intervenait aussi. De plus, il apparaît que le délestage par érosion a modifié la charge entre les pulsations successives de serrage en un lieu donné.

## Effets microtectoniques des chevauchements cisailants et charriages

Il importe de séparer d'emblée les accidents tangentiels enracinés (structures parautochtones), épars dans l'avant-pays, de la structure allochtone majeure qu'est la nappe des Corbières orientales. Dans l'un et l'autre cas, on a affaire au dernier événement compressif, d'un type fort différent des précédents : en effet, ici il y a glissement discontinu de masses désolidarisées, selon des contacts anormaux francs où se localise l'essentiel du mouvement. Précisons, de suite, que de part et d'autre, la déformation ductile, quand elle existe, est également très localisée. Il n'y a plus ici de champ régional de contraintes analysable.

**Dans le parautochtone.** Les deux grands écaillages enracinés de Boutenac et de Montbrun ne se prêtaient pas à une étude fine (question de conditions d'affleurement, et de matériel lithologique). C'est donc le chaînon de Lagrasse qui est ici en jeu. L'amplitude de l'écaillage tangentiel y est certes bien modérée, mais la (ou les) surface(s) de cisaillement sont parfaitement dégagées en quelques points et ont permis de déterminer exactement les modalités de la réaction des roches à ces déplacements en masse. Ces effets sont, somme toute, très localisés, surtout perceptibles au voisinage immédiat des surfaces de chevauchement (dans le Vitrollien, juste sous la "dalle" chevauchante rogn-

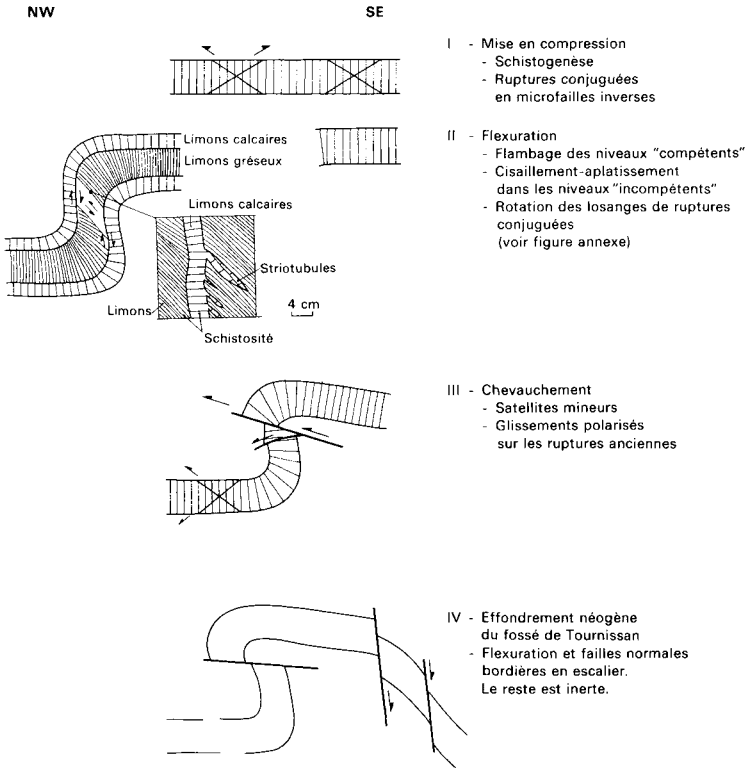


cienne : au col Rouge et dans la Combe de Ribaute ; Roc de la Caglière dans les écaillés ilerdiennes empilées). L'essentiel de la microtectonique de cette phase consiste en glissements mineurs, "satellites" de l'écaillage majeur, pouvant se ramener en bonne partie de la réutilisation forcée, unidirectionnelle ("polarisée"), du réseau losangique préexistant, avec jeu en pseudo-failles normales des anciennes mini-failles inverses à pente N.NW ou NW (striation nouvelle de sens opposé) et reprise du mouvement sur les conjuguées à pente S.SE ou SE. De plus, par torsion, les anciens losanges deviennent fusiformes (en section). Des considérations théoriques laissent penser que lors de ces jeux tangentiels, l'érosion avait déjà supprimé une partie de la charge sur le flanc long haut et la voûte de la flexure.

**Dans le substratum de la nappe des Corbières.** Toute la région située dans l'angle sud-est de la feuille se prête très bien à cette étude. Les choses sont ici à une toute autre échelle. Précisons, de suite, que la microtectonique syn-nappe n'est perceptible que dans le substratum, affecté de façon relativement homogène d'un lieu à l'autre (dans un type de roches donné) et sur une profondeur ne dépassant pas 200 m sous le contact de base de la nappe ou des klippes traînées sous elle. L'allochtone est par contraste pratiquement non déformé. Qu'il s'agisse bien d'une réaction spécifique de l'autochtone au mouvement sur lui de la nappe est attesté par le fait que l'intensité des déformations décroît de haut en bas.

Les effets microtectoniques en question sont de deux sortes : soit une déformation continue (sous forme d'une schistogenèse néoformée particulière), soit des ruptures discontinues (microfailles normales conjuguées), ou encore les deux à la fois, ou aucune des deux, tout dépendant du type de roche. Les sites étudiés peuvent se trouver tout proches du bord actuel d'érosion de l'allochtone (plateau de Poursan, Pech de la Selve, Coustouge, région de Taura), ou à plus ou moins grande distance (Thézan, plateau de sur Roque, colline de Roquelongue au Nord-Est de Montséret). Ces derniers sont précieux par le fait qu'ils attestent irréfutablement l'ancienne extension de l'allochtone jusqu'en bordure de l'actuel demi-fossé néogène de Thézan — Ornaisons (et donc le caractère de demi-fenêtre du "golfe" compris entre les deux lobes de Jonquières et de Bizanet). Par contre, aucun signe d'une extension homologue de la nappe n'a été observé au Sud-Ouest du lobe de Jonquières.

Dans les panneaux subhorizontaux du substratum affecté, la schistosité secondaire syn-nappe, là où elle existe (elle est surtout manifeste dans le matériel vitrollien), recoupe franchement la première schistosité décrite plus haut, anté-tectonique. Celle-ci, rappelons-le, est subverticale dans de telles couches subhorizontales. La schistosité secondaire syn-nappe, elle, est inclinée régulièrement de 20° à 25° par rapport à la surface de base, elle-même peu inclinée, de l'allochtone, en direction du Sud à Sud-Est. Il y a aplatissement et également une élongation parfois visible sur le terrain sous forme de "crayons", qui sont eux aussi orientés N-S à NW — SE.



**Fig. 11 - Evolution de la structure du Chaînon de Lagrasse**  
Chronologie des déformations microtectoniques

Dans les mêmes circonstances structurales, le système de réactions cassantes consiste en deux familles conjuguées de microfailles normales. L'une d'elle est modérément inclinée au Nord ou au Nord-Ouest, l'autre est fortement inclinée au Sud ou au Sud-Est. Le plan bissecteur des dièdres ainsi délimités est normal à la schistosité secondaire. L'ensemble exprime une poussée de haut en bas, inclinée de quelque 65° au Nord ou au Nord-Ouest, et cette poussée est le principal effet de la nappe en mouvement sur son substratum, du moins enregistré à l'échelle microtectonique (*cf.* plus haut pour les effets d'échelle macroscopique : rebroussements, arrachage en coups d'ongle listriques). La charge, donc l'épaisseur de l'allochtone, devait être importante et peu variable dans tout le domaine étudié.

A ces déformations "pénétratives" au sein du substratum, il faut ajouter des observations malheureusement fort localisées sur le contact anormal lui-même. Au bord sud-est de la klippe de Keuper de la Plâtrière, sur le plateau de Poursan, on observe sur la surface du calcaire lacustre thanétien, au contact immédiat du gypse, de très belles cannelures tectoniques d'aspect "glaciaire", déjà mentionnées. Elles indiquent un déplacement relatif vers le N.NW (N340°-345°E) et, également, surtout vers le Nord-Ouest (N320°-325°E).

En conclusion, il résulte de la synthèse de ces données que, d'après les enregistrements dans le substratum, la nappe des Corbières orientales s'est principalement déplacée en direction du Nord-Ouest, puis secondairement vers le Nord (mais sur la bordure est de la feuille, cette direction nord est seule visible). Pour mémoire, on rappellera que l'allochtone de l'arc de Saint-Chinian témoigne de rotations internes en ciseau, qui rendent illusoire la détermination d'une "direction de chevauchement" unique. Sans doute en a-t-il été de même pour la nappe des Corbières.

### **Conclusions : récapitulation de l'histoire microtectonique compressive dans l'autochtone**

Elle se décompose, nous l'avons vu, en phases tranchées, bien que tout se soit passé dans le seul Eocène supérieur. Voici leur succession :

- formation du réseau principal, régional, de diaclases, en tension ;
- les couches étant encore dans leur position horizontale initiale, un raccourcissement horizontal s'exprime par la naissance d'une schistosité verticale et/ou par un réseau de microfailles inverses conjuguées en losanges, en réponse à un serrage homogène. La direction de ce serrage, constante au sein d'un domaine donné, varie d'un domaine à l'autre, dans l'espace et apparemment dans le temps ;
- déformation mégascopique de tout l'autochtone, s'exprimant principalement par de grandes flexures espacées, aux charnières brusques mais non rompues. Elles ont plusieurs directions et sont déjetées ou déversées préférentiellement vers l'Ouest, le Nord-Ouest ou le Nord. Chacune se trouve coïncider approximativement en localisation et direction avec l'un des compartiments de microtectonique compressive antérieure ci-dessus définis. Dans leurs flancs courts redressés, il y a rotation corrélative tant de la schistosité que des microfailles inverses conjuguées, avec quelques remaniements. On soupçonne que la structuration propre du socle hercynien a contribué à orienter les structures issues de cette phase et de la précédente ;
- phase des écaillages tangentiels parautochtones et (plausiblement au même moment) de la mise en place de la nappe des Corbières orientales. Dans le premier cas, les réactions tectoniques sont minimales (glissements satellites réuti-

lisant de façon polarisée l'ancien réseau losangique). La réaction du proche substratum de la nappe est plus importante : naissance d'une nouvelle schistosité peu pentée (vers l'arrière) et de microfailles normales conjuguées, exprimant la réponse à une compression fortement inclinée vers l'avant dans le sens du mouvement.

(On laisse de côté les accidents cassants de tous ordres, anarchiques, non reliés aux processus précédents. La distension associée aux demi-fossés néogènes ne s'enregistre que très localement à l'échelle microtectonique).

## VÉGÉTATION ET CULTURES

Les indications qui suivent sont tirées de la lecture et de l'interprétation de la Carte de la végétation de la France à 1/200 000, feuille Carcassonne, n°72, par H. Gaussen, G. Cabaussel, G. Dupias et L. Mestre, et de la notice provisoire accompagnant la carte, publiée en 1963. Depuis cette date, des incendies de forêts ont malheureusement détruit une partie de la végétation naturelle, en particulier dans les massifs de résineux de Fontfroide et de Boutenac ; il y repousse un maquis de Bruyères et de Cistes.

La végétation du territoire de la feuille Capendu, entièrement méditerranéenne, détermine trois types de paysages :

- les basses plaines à matériaux quaternaires et marnes ilerdiennes, cultivées en vignes, à végétation naturelle résiduelle ou très dégradée ;
- les collines à garrigues ou à Chêne vert, développées sur les calcaires et les marnes crétacées et tertiaires ;
- les collines à forêt de Pin maritime (Boutenac et massif de Fontfroide — bois du Vicomte) sur grès crétacés, siliceux ou décalcifiés.

La Montagne d'Alaric est recouverte dans sa plus grande partie par la forêt de Chênes verts très dégradée en garrigue calcaire à flore riche : Chêne Kermès (*Q. coccifera*), Romarin, Buis, Genévrier oxycèdre, Genêt scorpion, Thym, *Cneorum tricoccum*, *Lavandula latifolia*, *Euphorbia characias*, *Cistus albidus*, *Heliochrysum stoechas*, *Teucrium polium* et de deux curiosités botaniques *Allium molly* et *Genista villarsii*. La forêt de Chênes verts, entremêlés de Chênes pubescents, est bien conservée sur la retombée est de la montagne, au Nord-Ouest de Camplong d'Aude. Sur le revers nord, des reboisements de Pins divers ont été tentés.

Le même paysage de garrigues avec îlots de Chênes verts occupe la majeure partie des collines calcaires ou marno-sableuses entre Camplong et Fontcouverte, autour de Lagrasse, sur une partie de la région de Boutenac, et couvre presque tout le tiers méridional de la feuille. La forêt de Chênes pubescents, avec rares taches de Hêtres, et ses formes de dégradation (lande et pelouse à Brachypode) sont bien développées sur le terrain de la feuille voisine Limoux, et pénètrent un peu sur Capendu à l'Ouest de Saint-Martin-des-Puits. Ça et là, des plantations de Pins (Pin pignon, Pin d'Alep, Pin maritime, Pin noir, Pin sylvestre) ont été tentées, entre Camplong et Fontcouverte, au Sud et au Sud-Ouest de Lagrasse, dans la vallée du Rabet entre Saint-Laurent et Coustouge, au Sud et au Sud-Est de Thézan.

Sur substrat siliceux, la forêt de Chênes verts n'existe plus, elle est remplacée par le maquis à Cistes (dont *Cistus monspeliensis*) avec l'Arbousier,

le Calycotome, *Erica arborea*, *E. scoparia*, *Virburnum tinus*, *Lavandula stoechas*. Ce faciès est localisé sur les grès ferrugineux du Sénonien inférieur et du Campanien dans le triangle Thézan — Montsérét — Ripaud.

La série du Pin mésogéen est représentée par la pinède à Pin maritime sur sol siliceux. Elle est abondante à Boutenac et à Fontfroide. Le sous-bois est un maquis ressemblant à celui issu de la dégradation de la forêt de Chênes verts sur silice : nombreux Cistes, Callune, *Erica cinerea*, *E. scoparia*, *E. arborea*, Genévrier oxycèdre, Calycotome, *Ulex parviflorus*, *Phyllirea angustifolia*, *Lavandula stoechas*. A Boutenac, en exposition nord, on observe quelques Châtaigniers. Localement, des reboisements en autres espèces de Pins ont été tentés : Pin pignon et Pin d'Alep au bois du Vicomte, ces deux espèces plus le Pin noir et le Pin sylvestre à Boutenac.

Le contact entre végétation méditerranéenne et végétation atlantique n'est pas brutal et on peut reconnaître des "échelons d'appauvrissement" de part et d'autre. Ainsi, les thermo-méditerranéens stricts (Myrte, Oléaste, *Anagyris foetida*) ne dépassent pas, vers l'Ouest, une ligne Gléon — Bizanet. Le Lentsique, *Erica multiflora* s'arrêtent vers l'Ouest à une ligne Fontjoncouse — Montsérét — Lézignan. Un autre ensemble, formé par *Cneorum tricoccum*, *Calycotome spinosa*, *Globularia alypium*, *Phyllirea angustifolia*, *Juniperus phoenicea*, *Daphne gnidium*, *Coris monspeliensis*, occupent toute la région et atteignent Carcassonne. D'autres espèces sont encore plus loin vers l'Ouest : des Cistes, le Chêne Kermès, *Lavandula stoechas* (silicicole), la Salsepareille, etc. Réciproquement, on peut faire une zonation d'espèces atlantiques tolérantes ; pratiquement, on ne retrouve guère sur le territoire de la feuille Capendu qu'*Erica cineraria*, sur sols siliceux humides (Boutenac, Fontfroide, triangle Thézan — Montsérét — Ripaud).

Le bord des rivières porte une végétation héliophile marquée principalement par l'Aulnaie, avec Saules, Roseaux, Carex, etc. Dans la zone de la garrigue, les ruisseaux intermittents sont souvent bordés de Ronciers épais.

Il n'existe que très peu d'Oliviers, de céréales, d'arbres fruitiers et de pelouses artificielles (Fabrezan, Lézignan) ; les jardins sont étroitement localisés. Par contre, la vigne, assez souvent associée à des rideaux de Cyprés, occupe en surface au moins la moitié de la feuille. Chaque commune possède sa cave coopérative, et certaines grandes propriétés ont le titre de "Château". En 1963, d'après H. Gaussen, on relevait deux V.D.Q.S, le "Corbières" dans la moyenne vallée de l'Orbieu (centre de la feuille), et le "Corbières supérieur" dans la basse vallée de l'Orbieu et dans celle de son affluent l'Ausou.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Climatologie

Le climat de cette région est typiquement méditerranéen et se caractérise par une température moyenne relativement douce, une faible pluviosité et des vents fréquents ou parfois violents.

Sur le territoire de cette feuille, la température moyenne annuelle est comprise entre 13° et 14°C suivant les secteurs avec notamment 14,0°C à Crus-

cados et 13,2°C à Lagrasse. Les températures moyennes minimales s'observent en janvier avec un peu plus de 7°C à Cruscades et 6°C à Lagrasse. Les températures moyennes maximales, obtenues en juillet, sont de l'ordre de 22°C.

Les températures accusent des variations très importantes avec, par exemple, des maximums de 40°C à Cruscades et à Lagrasse en 1962. Pour plusieurs jours du mois de janvier 1985, les températures minimales ont été de -11°C pour ces deux dernières stations et -12°C à Lézignan-Corbières. La température du mois de janvier 1985 s'avère particulièrement basse avec -1,0°C à Cruscades, -1,3°C à Lagrasse et -2,4°C à Lézignan-Corbières.

Ainsi, l'amplitude thermique n'est pas adoucie par influence marine et l'absence de relief important n'entraîne pas de diminution des températures maximales d'été.

Les précipitations se produisent essentiellement en automne, de septembre à novembre, et au printemps, de mars à mai, avec cependant des variations très importantes d'une année à l'autre. On note une augmentation sensible de la pluviométrie annuelle en se dirigeant du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Ainsi, les moyennes annuelles pour une période de 34 ans comprises entre 1951 et 1984 s'établissent à 601 mm à Cruscades, 722 mm à Lagrasse, 813 mm à Termes et 893 mm à Vignevielle, ces deux dernières stations se trouvant sur la feuille voisine Tuchan. Ainsi, dans la vallée de l'Orbieu en amont de Lagrasse, se fait sentir l'influence climatique due à l'existence du Pic du Bugarach (1230 m) situé à la limite du département de l'Aude (feuille Quillan).

Les précipitations d'origine méditerranéenne sont de courte durée, mais ont généralement un caractère violent. Par contre, les perturbations océaniques n'apportent que des pluies de faible intensité.

Des précipitations importantes peuvent se concentrer pendant un temps très bref. Notons, par exemple, une hauteur de pluie de 181 mm en 24 heures et 269 mm en 48 heures en octobre 1970 à Lagrasse.

Le nombre de jours de pluie varie de manière sensible suivant les années, mais aussi en fonction de la situation géographique. Ainsi, en moyenne annuelle, les précipitations se produisent en 65 jours à Cruscades, 104 jours à Lagrasse et 120 jours à Vignevielle.

Les perturbations d'origine méditerranéenne peuvent donner d'importantes précipitations neigeuses qui peuvent même recouvrir les zones à faible altitude, comme cela fut le cas par exemple en 1981 et 1986. Des hauteurs de neige supérieures à un mètre ont été enregistrées en janvier 1986 sur une grande partie de la région couverte par la feuille. Les précipitations nivales importantes auraient une fréquence décennale.

Plus des deux tiers de la pluviométrie sont repris par évapotranspiration, le reste de l'eau ruisselle ou s'infiltre et participe alors à l'alimentation soit des ruisseaux et des rivières, soit des aquifères.

Les vents d'Ouest, appelés *cers*, sont les plus fréquents et souvent violents (jusqu'à 40 m/s). En provenance du N.NW, ils dessèchent l'atmosphère et accentuent les phénomènes d'évapotranspiration. Soufflant de l'W.NW ou du Sud-Ouest, ils s'avèrent plus humides et peuvent entraîner des pluies d'origine atlantique.

Les vents d'Est se dénomment marins. En provenance du Nord-Est, ils sont secs ; par contre s'ils soufflent du Sud-Est, ils entraînent généralement des précipitations parfois très violentes. Rares en été, ces vents sont plus fréquents en automne et au printemps. Les vents du Sud restent rares et amènent généralement une forte hausse de température dans une atmosphère particulièrement sèche.

### Eaux de surface

Malgré l'Aude qui se trouve en limite nord de la feuille, l'Orbieu est le principal cours d'eau rencontré sur cette carte qu'il traverse du Sud-Ouest au Nord-Est. Affluent de l'Aude, l'Orbieu développe son bassin d'alimentation sur une grande partie de la région représentée sur cette carte. Au Sud-Est, s'écoule la Berre, qui se jette dans l'étang de Bages et de Sigean au Sud de Peyriac-de-Mer (feuille Narbonne). Le bassin versant de la Berre est peu développé.

Les principaux affluents de l'Orbieu sont le Sou, en rive gauche, la Nielle et l'Aussou, en rive droite. En fait, ces différents cours d'eau superficiels présentent un écoulement temporaire, mis à part l'Orbieu en aval de Lagrasse. A Lagrasse, le débit d'étiage est pratiquement nul.

A la station de Luc-sur-Orbieu, des débits inférieurs à  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  ont été observés 6 années sur 13 entre 1972 et 1984, avec un minimum de  $40 \text{ l/s}$  durant plusieurs jours en août 1974 ainsi qu'en juillet et septembre 1979. De même pour l'Aude, les étiages sont très marqués avec des débits de  $400 \text{ l/s}$  pendant plusieurs périodes comprises entre juillet et octobre 1983 à Marseillette (feuille Lézignan-Corbières).

Par contre, les débits de crue peuvent être très élevés avec notamment des maximums instantanés de  $218 \text{ m}^3/\text{s}$  en mars 1972 à Luc-sur-Orbieu et  $562 \text{ m}^3/\text{s}$  pour l'Aude à Marseillette le 16 janvier 1982.

Les courbes représentatives des débits moyens mensuels marquent un maximum en mai pour l'Aude, traduisant ainsi l'apport des eaux de fusion nivale sur la haute vallée et en mars pour l'Orbieu correspondant aux apports depuis le Mouthoumet.

Les débits d'étiage se rencontrent le plus fréquemment en août et septembre.

Les débits moyens annuels s'établissaient à  $5,74 \text{ m}^3/\text{s}$  à Luc-sur-Orbieu entre 1962 et 1984, à  $0,925 \text{ m}^3/\text{s}$  à Ripaud sur la Berre entre 1970 et 1983 et  $38,4 \text{ m}^3/\text{s}$  pour l'Aude à Puicheric-Marseillette, en limite nord de la feuille entre 1968 et 1984.

A la station de jaugeage de Luc-sur-Orbieu, dont le bassin versant représentatif couvre la plus grande partie de cette carte, le coefficient d'écoulement représenté par le rapport entre le débit de la rivière et la pluviométrie moyenne sur l'ensemble du bassin calculée par la méthode de Thiessen atteint 32 % pour la période comprise entre 1972 et 1984 avec des variations sensibles d'une année à l'autre soit 11 % en 1976 et 58 % en 1984. Ainsi, le déficit d'écoulement moyen représente 535 mm pour une pluviométrie totale de 786 mm.

## Eaux souterraines

Les différents aquifères existant sur cette feuille restent peu exploités et les captages sont peu nombreux. En fait, les ouvrages les plus intensément utilisés sollicitent les alluvions de l'Aude ou de l'Orbieu. Notons en particulier que le syndicat de l'Orbieu, qui alimente en eau potable une quinzaine de communes de cette région, s'approvisionne essentiellement à la source de Termes (feuille Tuchan) émergeant des calcaires primaires du massif de Mouthoumet.

### Formations primaires

Très développées sur la feuille voisine Tuchan, les formations primaires n'affleurent que très partiellement sur cette carte au Nord de Camplong d'Aude. Eu égard à leur extension, les ressources en eau y restent très limitées.

### Formations carbonatées du Mésozoïque

Les grès du Rhétien et du Keuper contiennent quelques faibles ressources en eau. Ainsi, à Ornaisons, les travaux effectués dans le cadre de l'exploitation des niveaux gypseux du Trias ont rencontré des venues d'eau qui provoquent alors l'engorgement de l'ensemble des galeries.

A l'extrémité sud-est de la feuille, les formations jurassiques sont drainées en presque totalité par la Berre. Mais eu égard au compartimentage très accentué des terrains dans cette nappe des Corbières orientales, les quelques sources existantes ont des débits d'étiage inférieurs à 5 l/s. Ainsi, la source la Cisterne, située au contact des marnes infra-liasiques et utilisée pour l'alimentation en eau potable de Coustouge et de Jonquières, a un débit d'étiage voisin de 2 l/s. Le débit moyen du captage communal de Fontjoncouse est de l'ordre de 10 l/s.

Les eaux issues de ces formations carbonatées du Jurassique sont bicarbonatées calciques avec une résistivité comprise entre 1000 et 2500 ohm.cm et une dureté voisine de 30 degrés.

Les petites sources Naissant et Escarre situées à l'Est de Bizanet ne sont plus utilisées pour l'alimentation en eau potable du village.

Sur les collines de Boutenac, à l'Ouest de l'agglomération, plusieurs sondages de reconnaissance ont recoupé des calcaires et des marno-calcaires liasiques compacts ou fissurés, mais avec des bourrages d'argile rouge colmatant la majeure partie de ces fissures à cause de la fossilisation du karst. Ainsi, la productivité de ces ouvrages s'est révélée médiocre avec des débits inférieurs à 3 l/s dans le meilleur des cas.

Les calcaires, marnes et marno-calcaires du Crétacé inférieur sont très peu développés et ne s'observent qu'au Sud-Est de la feuille. Les ressources en eaux souterraines sont négligeables.

Le Crétacé supérieur composé de calcaires, conglomérats, grès et marnes, constitue un aquifère médiocre eu égard à la perméabilité de ces formations. Cependant, il reste quelques sources telle que la source des Clauses utilisée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Montséret. Le débit d'étiage reste inférieur à 1 ou 2 l/s. De même, la productivité des forages tentés dans ces niveaux ne dépasse pas 2 l/s. L'eau est bicarbonatée calcique avec une



résistivité comprise entre 1500 et 2500 ohm.cm et une dureté de l'ordre de 20 à 30 degrés.

### Formations du Paléocène — Eocène

Dans les formations du Paléocène — Eocène, les ressources en eau souterraine sont essentiellement contenues dans les calcaires lacustres du Thanétien, du Sparnacien et du Lutétien et les calcaires de l'Ilerdien.

Les calcaires sont parfois très fissurés et diaclasés et les phénomènes de karstification s'observent localement. On peut citer notamment la grotte de la Caglière à Lagrasse ou la grotte du Congoust dans le massif de l'Alaric. D'autres avens et cavités existent dans le chaînon de Lagrasse, entre Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse et Fontjoncouse ainsi que dans l'Alaric.

Les sources émergeant de ces formations ont des débits très variables et seuls quelques unes d'entre elles sont pérennes. Elles servent parfois à l'alimentation en eau des collectivités, telle que la commune de Saint Laurent de la Cabrerisse à partir de la source de la Doux dont le débit d'étiage est voisin de 6 l/s. Le trop plein entretient l'écoulement de la Nielle. Le Ripaud, affluent de la Berre, est particulièrement réalimenté par la source du Laurier, située à Fontjoncouse et émergant des calcaires lacustres du Thanétien. Le débit de crue peut dépasser 30 l/s. Plusieurs grottes existent à proximité de cette source karstique.

Le ruisseau des Mattes est particulièrement alimenté par le karst noyé du Congoust, situé sur le flanc méridional de l'Alaric. Sur le versant nord, les sources Sainte-Catherine et Font de Roque sur la commune de Capendu, Picon à Comigne, Font Alaric et Fontaine de Santé à Douzens émergent des calcaires de l'Ilerdien. Le débit de ces captages, qui varie sensiblement, devient insignifiant en étiage, soit généralement moins de 1 l/s.

Dans le synclinal de Montlaur, un forage réalisé en 1957 à proximité du village s'est révélé totalement négatif après avoir traversé 300 m de marnes de l'Ilerdien, les calcaires n'ayant pas été atteints au centre de la structure.

En 1984 et 1985, deux forages ont été réalisés sur les flancs de ce synclinal, d'une part au lieu-dit la Plage entre Montlaur et Camplong d'Aude pour l'irrigation du domaine de la Fraissinède et d'autre part à 1 km au Sud-Est du village de Montlaur afin d'alimenter cette commune en eau potable. Respectivement profonds de 267 m et 262 m, ces deux ouvrages rencontrent des marnes et des calcaires de l'Ilerdien, du Sparnacien et du Thanétien. Les niveaux calcaires de Thanétien inférieur se sont alors révélés productifs avec des débits de 5 à 15 l/s en pompage à l'air. L'eau présente une résistivité de 1800 ohm.cm environ.

Dans le massif de la Peyrouse, prolongement vers l'Est de l'Alaric, effondré par une importante faille de direction Nord-Sud, émergent trois sources temporaires qui sont les sources de l'Estagnol et de Fontcalel sur la commune de Fontcouverte et la source Font Intruse sur la commune de Camplong-d'Aude. D'un débit pouvant atteindre 30 l/s à Fontcalel et 70 l/s à chacune des deux autres émergences, le débordement est presque permanent à Fontcalel alors qu'il se produit en des périodes plus restreintes à Font Intruse et à l'Estagnol. La température de l'eau, comprise entre 18 et 22,5°C suivant la source et son débit, démontre une origine profonde de l'eau. Un forage d'exploitation a été

effectué près de la source de l'Estagnol afin de compléter l'alimentation en eau potable du syndicat de l'Orbieu et de la ville de Lézignan-Corbières. Implanté dans les grès du Sparnacien, l'ouvrage sollicite l'eau contenue dans les calcaires du Thanétien sous-jacents qui jouent le rôle de drains. La transmissivité des calcaires atteindrait  $5.10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s environ et le forage d'une cinquantaine de mètres de profondeur pourrait être exploité à plus de 40 l/s. Notons que l'eau d'exhaure à une température de 22°C, une résistivité de 200 ohm.cm et une dureté voisine de 28 à 30 degrés.

Il faut même citer la source pérenne dite "eau chaude" située au Sud de Camplong, à proximité de l'Orbieu. Elle émerge des grès et des marnes de l'Ilerdien et sa température atteint 20 à 21°C. Un forage d'une profondeur de 142 m, implanté à proximité de cette émergence, n'a pas rencontré de venue d'eau significative, bien que cet ouvrage soit artésien jaillissant.

Quelques forages effectués au Nord du massif de l'Alaric dans les séries marno-gréseuses du Lutétien, du Cuisien et de l'Ilerdien se sont révélés faiblement productifs avec un débit potentiel maximal de 0,25 m<sup>3</sup>/h par mètre de rabattement.

Les grès et les molasses de l'Eocène supérieur donnent naissance à quelques sources dont le débit reste généralement inférieur à 1 ou 2 l/s en étiage. Citons par exemple la source alimentant en eau potable la commune de Mayronnes et celle située à Saint-Pierre-des-Champs.

### **Formations oligocènes**

Les formations oligocènes n'affleurent que très localement sur cette feuille, au Sud-Est, et les ressources en eau y sont pratiquement nulles.

### **Formations miocènes**

Les formations miocènes, que l'on rencontre dans la vallée de l'Orbieu en amont de Ribaute, dans la vallée de l'Aussou et dans le secteur de Tournissan — Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse, se révèlent peu perméables dans leur ensemble et les ressources en eau contenues dans ces horizons s'avèrent très limitées.

### **Alluvions quaternaires**

Les principaux aquifères quaternaires sont représentés par les alluvions de l'Aude au Nord de Capendu - Douzens et celles de l'Orbieu en aval de Ribaute. Les alluvions du Sou, de la Nielle et de l'Aussou ont une extension très limitée et leur épaisseur ne dépasse pas 5 mètres. Leur nature très argileuse en réduit encore plus l'intérêt hydrogéologique.

En amont de Ribaute, les captages implantés dans les alluvions de l'Orbieu fonctionnent en réalimentation induite à partir de la rivière. La qualité de l'eau est tributaire de celle de l'Orbieu. Plusieurs captages qui alimentaient en eau potable des collectivités sont actuellement abandonnés et notamment le puits Borderouge à Lagrasse utilisé autrefois pour le syndicat de l'Orbieu.

En aval de Ribaute et jusqu'à Ferrals, les alluvions ont une extension latérale plus importante, mais seuls les ouvrages situés à proximité de la rivière peuvent fournir des débits supérieurs à 2 ou 3 l/s. A Ferrals-les-Corbières, le

captage qui était utilisé par le syndicat de l'Orbieu est actuellement abandonné. Par contre, le puits communal est exploité à raison de 10 l/s environ.

A partir de Ferrals, les alluvions de l'Orbieu recouvrent plus largement les formations tertiaires. Ces dépôts de nature plus grossière et d'une épaisseur pouvant dépasser 5 à 6 m ont une transmissivité variable, atteignant localement  $5.10^{-3}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. Des ouvrages situés à plus d'un kilomètre de la rivière peuvent être exploités à des débits supérieurs à 10 l/s, comme par exemple le puits Jaujac utilisé pour alimenter partiellement en eau la ville de Lézignan-Corbrières, ou le puits d'Ornaisons.

L'eau pompée dans ces alluvions est bicarbonatée calcique avec une résistivité comprise entre 1000 et 2000 ohm.cm et une dureté moyenne de 30 à 45 degrés. La minéralisation semble moins élevée dans les alluvions récentes à proximité de la rivière.

Sur cette feuille, les alluvions de l'Aude constituent un aquifère limité, mais sollicité par plusieurs ouvrages pour l'alimentation en eau potable des communes de Capendu, Douzens et Comigne. D'une épaisseur généralement inférieure à 6 m, ces alluvions ont une transmissivité de  $5.10^{-3}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. Cependant, la faible hauteur d'eau, déterminée essentiellement par la cote du plan d'eau de l'Aude, limite dans le temps les débits d'exploitation des captages.

L'eau pompée dans ces alluvions est minéralisée avec une résistivité généralement comprise entre 1000 et 1500 ohm.cm et une dureté pouvant dépasser 40 degrés. Pour les ouvrages situés près de l'Aude et fonctionnant en réalimentation induite à partir de la rivière, la minéralisation de l'eau s'avère légèrement plus faible.

## *RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES*

### **Substances minérales concessibles**

**Aluminium (bauxite).** A Boutenac (3.4001), d'anciens travaux de reconnaissance ont été effectués en 1909 et 1927, puis abandonnés et oubliés. Ces indices ont été redécouverts en 1978 dans le cadre de l'inventaire des bauxites métropolitaines (P. Laville, 1980). Deux indices méridionaux ont été explorés en 1980 par quatre sondages carottés qui ont démontré le type karstique des altérites, le caractère lenticulaire de la formation bauxitique ainsi que sa qualité siliceuse. Ce sont des altérites kaoliniques pisolithiques avec micas et quartz dans les faciès les plus ferrifères et boehmite dans les faciès les plus déferriés. La puissance maximale du faciès à boehmite à l'affleurement est de l'ordre de 3 mètres. Le tonnage total grossièrement estimé pour les deux indices méridionaux n'excéderait pas 80.000 tonnes sous un recouvrement argilo-gréseux de 50 m d'épaisseur maximum.

**Fer - Manganèse.** Les gîtes de fer et de manganèse sont nombreux dans la partie supérieure des calcaires du Dévonien de l'Aude. Il s'agit de remplissages de poches karstiques par des argiles rouges englobant des amas minéralisés. Ces poches contiennent un minerai mixte de fer et de manganèse en proportions variables. Des gîtes de ce type existent au Nord de Camplong dans la boutonnière paléozoïque de la Montagne d'Alaric (Alaric 1, 2.4001).

**Cuivre.** Dans le Paléozoïque de la Montagne d'Alaric (Alaric 2, 2.4002), entre la métairie de Théron et les ruines du château fort, A. de Lapparent avait signalé plusieurs filons de quartz dont le plus méridional remplit une large faille et présente des traces d'oxydes de cuivre, azurite et malachite.

### **Substances utiles pour l'industrie, la construction et la viabilité**

**Gypse.** Le gypse, sulfate de calcium hydraté, est utilisé dans la construction pour la fabrication des plâtres et ciments et par les industries chimiques et métallurgiques. On le rencontre sur le territoire de la feuille Cependu, principalement en lentilles ou en amas dans les marnes à quartz bipyramidés du Keuper. Il a été exploité, parfois associé à du sel gemme, surtout à la Grangette à l'Est d'Ornaisons, dans plusieurs carrières actuellement abandonnées.

**Barytine.** La barytine, sulfate de baryum, caractérisée par sa forte densité et sa blancheur, est utilisée principalement pour alourdir les boues de forages et comme charge dans les industries de la peinture et du papier. Présente en filons ou en amas, elle fut largement exploitée dans la région des Corbières, jusque vers 1960, dans les carbonates du Dévonien. Quelques petits gîtes furent l'objet d'exploitation dans cette formation et un petit indice a été observé dans des calcaires emballés dans les marnes du Trias à 2 km au Sud-Est de Cous-touge (7.4001).

**Argiles.** Les argiles sédimentaires de différents niveaux stratigraphiques du Campanien (au Nord de Saint-André-de-Roquelongue), de l'Ilerdien moyen (Camplong-d'Aude, Nord de l'Alaric), de la molasse de Carcassonne (Moux, Nord de Talairan) furent autrefois exploitées pour alimenter les anciennes tuileries de l'industrie céramique.

### **Calcaires.**

Les calcaires de l'Eocène ont été anciennement utilisés pour alimenter des fours à chaux, comme au Nord de l'Alaric. Par ailleurs, plusieurs carrières furent ouvertes dans les calcaires de différents niveaux, pour satisfaire aux besoins locaux en moellons de construction ; en particulier au Nord-Ouest de Saint-Ferrals-des-Corbières, le travertin blanchâtre quaternaire disposé en banc de 1,80 m a servi au XIII<sup>e</sup> siècle à l'édification de l'église de Fabrezan et du clocher de Lézignan-Corbières. Le calcaire de l'Alaric a surtout été utilisé comme matériau d'enrochement et pour la fabrication de granulats concassés comme matériau de viabilité lors de la construction de l'autoroute.

**Grès.** Les grès molassiques du Lutétien — Bartonien ont été très largement exploités dans de nombreuses petites carrières pour la taille de moellons de construction utilisés dans de nombreux ouvrages d'art et pour l'habitat.

**Sables et graviers.** Les sables et graviers des alluvions actuelles ou anciennes de l'Aude dans la région de Cependu, et surtout de l'Orbieu de Lagrasse à Ornaisons, sont l'objet d'exploitations intermittentes, parfois intensives, (lors de la construction de l'autoroute par exemple) ; elles s'effectuent par dragage mobile dans le lit vif ou à la pelle mécanique dans les terrasses. Plusieurs stations de lavage et de criblage classent ce matériau en diverses catégories de granulats utilisés en construction comme agrégats pour béton et en viabilité comme couche de forme ou enrobés.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Plusieurs guides ou comptes rendus d'excursions donnent des descriptions d'itinéraires ou de sites géologiques du territoire de la feuille Capendu ; nous citerons, à ce titre, les publications suivantes :

**JAFFREZO M. (1977) - Guides géologiques régionaux. Pyrénées orientales, Corbières, Masson Ed.**

*Itinéraire 4a* : de Minerve à Albas (p. 78 - 84 ; J.-C. Plaziat et P. Freydet)

*Itinéraire 7* : l'extrémité orientale du golfe d'Aquitaine (p. 120 - 127)

*Itinéraire 9* : les dépôts continentaux au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur (p. 138 - 146 ; P. Freydet et J.-C. Plaziat)

*Itinéraire 10* : la nappe des Corbières orientales (p. 146 - 150 ; M. Jaffrezo)

**PEYBERNÈS B. (1978) - Le Jurassique des Pyrénées navarro-languedociennes.** Groupe français du Jurassique, Excursions 1978

Le Lias inférieur des plis de Boutenac (J1-3 à J1-5).

Le cycle sédimentaire Lias — Dogger dans le lobe de Bizanet — Nevian de la nappe des Corbières (J1-6 à J1-15).

Le Lias et le Dogger du lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières (JII-2 à JII-10).

**BIROT P. (1969) - Le Quaternaire de la basse vallée de l'Orbieu.** Livret guide de l'excursion A6, VIII Congrès INQUA, neuvième journée, p. 101 - 105.

#### Panoramas :

- Sommet de la Montagne d'Alaric (600 m) (sentier)
- Ermitage de Saint-Victor (421 m) (route goudronnée, étroite, sinueuse et avec de très fortes pentes)

### COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette édition, une trentaine de sondages avaient été effectués sur le territoire représenté par cette feuille Capendu. Ils sont répertoriés et les principales données conservées par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code Minier. La localisation de l'implantation de ces sondages est indiquée sur la carte et seuls figurent dans la liste suivante ceux jugés dignes d'intérêt et dont les résultats n'étaient pas confidentiels. Pour leur présentation, ils sont classés par ordre de numéro d'archivage au Service géologique national. Cet indice de classement comporte outre le numéro 1060, indicatif de la feuille Capendu, un premier chiffre de 1 à 8 qui correspond au huitième de feuille de l'IGN à 1/50 000 dans lequel est localisé le sondage, suivi d'un nombre qui est le numéro d'ordre du pointage exact effectué sur le huitième. L'exemplaire original des feuilles IGN où sont portés ces sondages ainsi que la documentation correspondante sont consultables au siège du Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier. Un bureau de consultation des microfiches correspondantes est ouvert au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.



Les principaux maîtres d'oeuvre des forages sont les Directions départementales de l'Agriculture et de l'Équipement de l'Aude, la SCET autoroute et les diverses communes.

Les valeurs indiquées dans les colonnes correspondent aux profondeurs exprimées en mètres du mur de la formation traversée par le sondage. L'absence d'une formation par érosion ou lacune stratigraphique est indiquée par un tiret (-); la valeur suivie d'un point donne la profondeur finale du sondage et non celle du mur de la dernière formation traversée.

## BIBLIOGRAPHIE

### Primaire - Secondaire

ALOISI J.-C. (1967) - Etude géologique des Corbières septentrionales, région de Bizanet (Aude). Thèse 3e cycle, Montpellier, 111 p.

AZAMBRE B. (1967) - Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées. Thèse 3e cycle. Paris, 147 p.

AZAMBRE B. et ROSSY M. (1981) - Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 253-262.

BARRABÉ L. (1937) - Sur l'existence d'affleurements paléozoïques à l'extrémité méridionale de la chaîne de Fontfroide (Aude) et leur interprétation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e s., t. VII, p. 99-100.

COMBES A. (1962) - Aperçu géologique sur les collines de Boutenac. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 362-380.

CHARRIÈRE A. (1979) - Etude géologique du lambeau de recouvrement de Taura et de son substratum entre Ripaud et Pech-Rascas (Corbières orientales - Aude). Thèse 3e cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 182 p., 1 carte géol.

DESTOMBES J.-P. (1949) - Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Les sondages de Fitou. *Publ. BRGG*, n° 7, 144 p.

FAURÉ P. (1981) - Le Lias de la Nappe des Corbières orientales (Pyrénées navarro - languedociennes). Feuilles de Capendu, Leucate, Narbonne et Tuchan. *Bull. BRGM*, sect. I, n°2, 1980/1981, p. 135 - 151.

HUGUET J. (1967) - Contribution à l'étude géologique de la région de Bizanet - Moussan. Dipl. Et. appr., Paris, 82 p.

HUGUET J. et LESPINASSE - LEGRAND N. (1970) - Preuves paléontologiques de l'existence du Dogger dans la partie nord-est de la nappe des Corbières orientales (Aude). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 279 - 282.

JAFFREZO M. (1966) - Etude géologique du lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières orientales. D.E.S, Faculté des sciences de Paris, 84 p.

JAFFREZO M. (1971) - Précisions stratigraphiques et tectoniques sur le lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 65 - 77.

LACROIX A. (1917) - La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. 165, p. 293 - 298.

LEGRAND N. (1967) - Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Narbonne et Bizanet. Dipl. Et. appr., Paris, 95 p.

L'HOMER A. (1963) - Contribution à l'étude géologique de la région de Portel-Ripaud (Aude). Diplôme E.N.S.P.M, 90 p., 1 carte.

MORRE N. et THIÉBAUT J. (1962) - Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IV, p. 539 - 546.

OVTRACHT A. (1960) - Paléogéographie du massif primaire de Mouthoumet (Aude, France). Intern. geol. congr. XXI, sess. Copenhague, part. 12, p. 56 - 64.

PEYBERNÈS B. (1970) - Le Dogger des Corbières *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 106, p. 437 - 458.

PEYBERNÈS B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, Toulouse, 459 p.

VIALARD P. (1963) - Etude de la couverture du massif du Mouthoumet entre Thézan et la Berre. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Fac. des Sciences, Toulouse.

VILA J.M. (1967) - Contribution à l'étude géologique de la région de Durban - Corbières (Corbières orientales). D.E.S., Paris, 114 p.

### **Crétacé supérieur — Tertiaire**

AGUILAR J.-P. et MAGNÉ J. (1978) - Nouveaux gisements à rongeurs dans des formations marines miocènes de Languedoc méditerranéen *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 20, p. 803 - 805.

AMIOT M. *et al.* (1983) - Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale : état des connaissances biostratigraphiques. Coll. Sénonien, Marseille, sept. 83, *Rev. Géol. médit.*

ARCHIAC A. d' (1859) - Les Corbières. Etude géologique d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2<sup>e</sup> série, t. VI, n<sup>o</sup> 2, p. 209 - 446.

ASTRE G. (1961) - Radiolitidés coniaciens et santoniens de Boutenac et de Fontfroide. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 96, fasc. 3 - 4, p. 199 - 204.

BENEST M. (1965) - Contribution à la connaissance géologique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Fac. sciences Bordeaux, 121 p., 1 carte.



BIGNOT G. (1981) - Le problème de l'Ilerdien et la nomenclature chronostratigraphique de l'Eocène inférieur. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 293, p. 985 - 988, 1 tabl.

BIGOT M. (1965) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Bassin de Carcassonne (Montagne d'Alaric - Minervois). Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Univ. Bordeaux, 107 p.

BOUSQUET J.-P. (1979) - Approche paléo-écologique de l'Ilerdien de la Montagne d'Alaric (Corbières septentrionales, Aude). *Géol. médit.*, VI, n°2, p. 369 - 378.

BRESSON A. (1898) - Sur la présence de couches à Physes et Limnées columnaires dans l'Eocène inférieur des Corbières septentrionales *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 127, p. 836 - 839.

CASTEL M. et GRAMBAST L. (1969) - Charophytes de l'Eocène des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XI, p. 936 - 943.

COMBES A. (1960) - Présence d'une série molassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 151 - 153.

COURRIER L.-P. (1961) - Etude de l'extrémité orientale du Bassin de Carcassonne. Le pli de Montbrun - Conilhac. D.E.S., Univ. Bordeaux.

DENIZOT G. (1964) - Sur l'Eocène marin des Corbières. *Mém. BRGM*, n°28 (Colloque sur le Paléozoïque), p. 393 - 394.

DEMANGEON P. (1959) - Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère Tertiaire. Thèse, Fac. Sc. Montpellier.

DEPÉRET C. (1910) - Note sur quelques gisements nouveaux de Lophiodontidés de la région de Carcassonne. *Bull. Soc. Et. sci. Aude*, t. 21, p. 107 - 130.

DONCIEUX L. (1903) - Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Ann. Univ. Lyon*, h.s., I, Sc., fasc. 11, 377 p., 69 fig., 7 pl., 1 carte.

DONCIEUX L. (1908-1926) - Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault-Corbières septentrionales. *Ann. Univ. Lyon*, fasc. 22, 30 et 45, 441 p., 55 fig., 36 pl.

DONCIEUX L. (1912) - Révision de la faune lacustre de l'Eocène moyen des Corbières septentrionales. *Bull. Soc. Et. sci. Aude*, t. 23, 28 p., 2 pl.

DONCIEUX L., DEPÉRET C., JACOB C., DOLLFUS G.-F., JODOT P. (1913) - Discussion sur la valeur d'un étage sparnacien dans les Corbières. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 153 - 157.

DUJON S.C. (1962) - Etude géologique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales. D.E.S, Fac. des sciences, Paris.

ELLENBERGER F. (1961) - Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (Molasses de Thézan) et jeux de failles tardifs. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 183 - 184.

ELLENBERGER F. et HOULEZ F. (1964) - Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne (données nouvelles sur les limons jaunâtres à galets, le sondage d'Ornaisons). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 3526 - 3529.

EUZET J. (1956) - Contribution à la connaissance de l'Helvétien dans le bassin néogène lézignonais. *Bull. Soc. Et. sci. Aude*, t. LVII, p. 103 - 117.

FEIST-CASTEL M. (1976) - Les Charophytes dans le Paléogène du Sud de la France (Provence, Languedoc, Aquitaine). Thèse U STL, Montpellier, 82 p.

FEIST M. et FREYNET P. (1983) - Conséquences stratigraphiques de la découverte et de la répartition de nouveaux gisements de Charophytes du Campanien et du Maastrichtien en Languedoc. Colloque Sénonien, Marseille, sept. 83, *Rev. Géol. médit.*

FREYTET P. (1961) - Découverte d'*Unio* d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Montplaisir, près Thézan (Aude) et description de la charnière d'*Unio biveris* Math. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 283.

FREYTET P. (1964) - Le Vitrollien des Corbières orientales : réflexions sur la sédimentation "lacustre" nord-pyrénéenne ; divagation fluviale, biorhexistatie, pédogenèse. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 2, VI, p. 179 - 199.

FREYTET P. (1965) - Découverte d'oeufs de Dinosaures à Saint-André de Roquelongue (Aude). *Bull. Soc. Sci. Aude*, t. LXV, p. 121 - 124.

FREYTET P. (1966) - Observations stratigraphiques et paléontologiques dans le secteur Thézan - Saint André - Ripaud (feuille de Capendu au 50 000e). *Bull. Carte géol. Fr.*, n°278, t. LXXI, p. 213 - 224.

FREYTET P. (1967) - Observations sur la feuille Capendu au 50 000e : le Crétacé supérieur du massif de Fontfroide et ses relations avec les terrains antécénomaniens ; les lambeaux avancés et la poussée de la nappe des Corbières orientales. *Bull. Carte géol. Fr.*, n°279, t. LXXI, p. 135 - 148.

FREYTET P. (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse d'Etat, Univ. Paris Sud (Orsay), 490 p., *Bull. BRGM*, section I, n°4, 1971, p. 1 - 54.

FREYTET P. (1971) - Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 2, XIII, p. 245 - 268, 13 pl. photo.

FREYTET P. et PLAZIAT J.-C. (1965) - Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. VII, p. 679 - 694.

FREYTET P. et PLAZIAT J.-C. (1982) - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. to sediment.* n°12, Schwerzebart'sche Verlagsbuh handling, Stuttgart, 213 p., 59 fig., 49 pl.

HOTTINGER L. (1962) - Recherches sur les Alvéolines de l'Eocène et du Paléocène. *Mém. suisse de Paléontologie*, n°75 - 76, 243 p., 117 fig., 1 tabl., 18 pl.

LAPPARENT de A. (1948) - La Montagne d'Alaric (Aude) et ses contours. Etude géologique. *Bull. Cart. géol. Fr.*, n°224, t. XLVII, 32 p., 1 carte géol.

LEZAUD L., MASSIEUX M. et TOURMAKINE M. (1969) - Principaux résultats d'une étude des Foraminifères pélagiques et du Nanoplancton calcaire du Nummulitique des Corbières septentrionales et du Mont Cayla (Aude). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 105, p. 121 - 135, 3 fig.

MASSIEUX M. (1973) - Micropaléontologie stratigraphique de l'Eocène des Corbières septentrionales (Aude). *Cahiers de Paléontologie*, 146 p., 17 fig., 29 pl., CNRS Paris.

MASSIEUX M. et PLAZIAT J.-C. (1979) - Characées du Thanétien et du Sparnacien inférieur des Corbières septentrionales (Aude). *Paléobiologie continentale*, Montpellier, t. 9 (2), 15 p., 5 fig., 1 tabl., 5 pl.

MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATE J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Rev. de Micropal.*, t. 24, p. 69 - 82, 3 tabl., 1 pl.

MAUDUIT E.Y. (1981) - Les unités pré-pyrénéennes du couloir de Carcassonne. Ensembles sédimentaires et structures. Thèse 3e cycle, Univ. Paul Sabatier (Sciences), Toulouse, 188 p.

PLAZIAT J.-C. (1966) - Contribution à l'étude stratigraphique du Lutétien continental des Corbières (au Sud de Lagrasse, Aude). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C.R. collaborateurs, campagne 1964, t. 61, p. 225 - 236, 4 fig., 3 pl.

PLAZIAT J.-C. (1969) - La structure de la Montagne d'Alaric (Aude). *Bull. BRGM*, 2e s., n°2, p. 1 - 10, 5 fig.

PLAZIAT J.-C. (1970a) - Contribution à l'étude de la faune et de la flore du Sparnacien des Corbières septentrionales. *Cahiers de Paléontologie*, 121 p., 67 fig., 15 pl., CNRS éd., Paris.

PLAZIAT J.-C. (1970b) - Huitres de mangrove et peuplements littoraux de l'Eocène inférieur des Corbières. Les mangroves fossiles comme élément déterminant de paléo-écologie littorale et de paléoclimatologie. *Geobios*, Lyon, t. 3 (7), p. 7 - 27, 9 fig.

PLAZIAT J.-C. (1981) - Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of Southwest Europe. *Palaeo-geogr., climatol., ecol.*, t. 36, p. 263 - 320, 1 tabl., 24 fig.

PLAZIAT J.-C. (1984a) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléo-environnements et évolution paléogéographique. Thèse, Paris Sud, multigraphie, 1362 p., 528 fig., 105 pl.

PLAZIAT J.-C. (1984b) - Paléobiocénoses et déplacements massifs d'organismes littoraux (Madréporaires, Mollusques, fruits de *Nypa*) en sédimentation vaso-sableuse péri-deltaïque. Rôle des courants, des tempêtes et des séismes dans l'Ilerdien de Coustouge (Aude, France). *Geobios*, Mém. spéc. 8, Cong. paléo-écologie, p. 301 - 312, 6 fig., 1 pl.

PLAZIAT J.-C. et SECRÉTAN S. (1971) - La faune de Crustacés décapodes des calcaires à Alvéolines yprésiens des Corbières septentrionales (Aude). *Geobios*, t. 4, p. 117, 3 fig., 3 pl.

REY J. et BOUSQUET J.-P. (1981) - Observations préliminaires sur les paléo-environnements de l'Ilerdien de Coustouge (Aude, France). *Geobios*, n°14.

ROUX M. (1978) - Importance de la variabilité de la forme du calice chez les Bothyrcrinidae (Echinodermes, Crinoïdes). L'exemple de l'espèce éocène *Conocrinus doncieuxi* nov. sp. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, p. 797 - 800, 2 fig., 1 tabl.

SCHAUB H. (1968) - Sur un essai de corrélation entre les couches paléogènes des Corbières et du Bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n°58, p. 607 - 610.

SÉGURET M. (1967) - Mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe à matériel crétacé déversé au Sud : la nappe du Cottiella. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 265, p. 1448 - 1451, 2 fig.

TAMBAREAU Y. (1972) - Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des chaînons audois. Thèse, Toulouse, 377 p., 25 fig., 5 tabl., 20 pl., 1 carte.

TOURMAKINE M. (1966) - Etude micropaléontologique et stratigraphique de l'Éocène marin du mont Cayla (Aude) et des écailles de Saint-Chinian (Hérault). Thèse 3e cycle, Micropal., Paris.

### Quaternaire

BIROT P. (1969) - Le Quaternaire de la basse vallée de l'Orbieu. Livret guide de l'excursion A6, VIII Congrès INQUA, neuvième journée, p. 101 - 105.

BRUNET P. (1957) - Recherches morphologiques sur les Corbières. CNRS, mém. et doc., 1957, t. VI, 123 p.

ECOCHARD M. (1965) - Etude morphologique de la Montagne d'Alaric orientale et de la vallée de l'Orbieu. D.E.S., Paris.

LE COZ J. (1967) - Aspects du Quaternaire languedocien, les niveaux de la Cesse et de l'Orbieu (Aude). *Bull. Soc. lag. Géogr.*, 3, 1, fasc. 2, p. 127 - 146.

### Tectonique

BARRABÉ L. (1922) - Sur la présence de nappe de charriage dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sc.*, t. 175, p. 1081.

BARRABÉ L. (1933) - Sur la tectonique du plateau de Poursan (Sud de Thézan). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 167.

CASTERAS et VIALARD P. (1961) - Sur l'allure de la constitution du front chevauchant de l'unité de Jonquières et de Fontjoncouse dans les Corbières orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230-231.

CHARRIÈRE A. (1980) - Un exemple de charriage épiglyptique : le lobe de recouvrement de Taura (nappe des Corbières orientales, Aude). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 22, 4-5, p. 293-302.

CLUZEL D. (1977) - Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales (Aude - France). Thèse 3e cycle, Univ. Paris-Sud (Orsay), 347 p.

CORNET C. (1980) - Genèse structurale des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXII, n°2, p. 179-184.

DUJON S.C., ELLENBERGER F. et PLAZIAT J.-C. (1964) - Un nouveau lambeau avancé de la nappe des Corbières orientales sur le plateau de Poursan (Aude) ; structures de truncature basale et réactions du substratum. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 46-48.

DURAND-DELGA M. (1954) - Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 100, p. 81-95.

ELLENBERGER F. (1967) - Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc ; note sur les charriages cisailants. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. IX, fasc. 2, p. 87-142.

ELLENBERGER F. et GOTTIS M. (1967) - Sur les jeux des failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. IX, fasc. 2, p. 153-159.

FREYTET P. (1966) - Sur le problème des lambeaux basaux, renversés de la nappe des Corbières orientales : cas des klippe de la demi-fenêtre de Fontfroide (bois de Loumet). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 255.

MATTAUER M. et PROUST F. (1967) - Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, (2), vol. 5, p. 5-11.

PLAZIAT J.-C. (1969) - La structure de la montagne d'Alaric (Aude). *Bull. BRGM*, 2e série, n°2, p. 1-10.

VIALARD P. (1980) - Aperçu sur la structure des Corbières orientales. *Ann. Soc. Hort. Hist. nat. Hérault*, fasc. 1-2, p. 11-17.

VILA J.M. (1965) - Relations entre la nappe des Corbières orientales et son substratum, dans la région de Durban-Corbières (Aude). *C.R. Acad. Sc.*, t. 260, p. 1700-1703.

#### **Hydrogéologie - Ressource du sous-sol**

COMBES P.-J. et PEYBERNÈS B. (1980) - Découverte de nouvelles bauxites dans les Pyrénées navarro-languedocienne et catalane. 3ème réunion des Sciences de la Terre.

ESPARSEIL R. (1957) - Sur la métallogénie du fer et du manganèse de l'assise dévonienne des Corbières. *Bull. Soc. Et. sci. Aude*.

JAEGER J.-L., OVTRACHT A. (1955) - Les minéralisations des Hautes Corbières (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6ème série, t. V.

JAEGER J.-L., OVTRACHT A., ROUTHIER P. (1956) - Sur l'origine exogène des gîtes de fer et de manganèse du massif de Monthoumet (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 491-500.

LAVILLE P. (1980) - Reconnaissance des indices de Boutenac. Rapport BRGM, 80 RDM 013 FE.

OVTRACHT A. (1959) - Gîte de barytine des Corbières (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15 avril 1959.

MARCHAL J.-P. (1973) - Exploration des aquifères, risques de pollution, basse vallée de l'Aude, carte à 1/100 000. Rapport BRGM, n°3, SGN 350 LRO.

MARCHAL J.-P. (1979) - Atlas des eaux souterraines. Aude. BRGM, SGR/LRO.

SALLÉLES A. (1942) - Etude minéralogique des gypses de Corbières. Thèse Sc. minérale, Toulouse n°64.

X. (1979) - Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude. BRGM SGR/LRO.

X. (1980) - Etude des ressources en granulats et des contraintes d'environnement dans la moyenne vallée de l'Aude. Rapport BRGM 80 SGN 761 LRO.

VERDEIL P. (1967) - Introduction à l'étude de l'hydrogéologie superficielle et souterraine du bassin de l'Aude, de l'Agly et du haut bassin de l'Ilers. Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Bordeaux.

## **Cartes géologiques antérieures et autres cartes thématiques**

### **Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille <i>Narbonne-Marseillan</i> :	1ère édition (1902) par Ch. Depéret et L. Doncieux. 2ème édition (1942) par L. Barrabé.
Feuille <i>Carcassonne</i> :	1ère édition (1901) par Vasseur et M. Bresson. 2ème édition (1951) par M. Thorat, Ch. Jacob et A. de Lapparent.

### **Cartes géologiques voisines à 1/50 000**

Feuille 1039 *Béziers* (1982), feuille 1059 *Limoux* (1977), feuille 1061 *Narbonne* (1982), feuille 1079 *Leucate* (1982).

### **Cartes hydrogéologiques**

Atlas des eaux souterraines de l'Aude, par BRGM, SGR Languedoc-Roussillon.

### **Cartes des ressources minérales**

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000. Feuille *Toulouse* (1962) par F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. Méloux.

Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude (BRGM, SGR Languedoc-Roussillon).

### **Carte de la végétation à 1/200 000**

Feuille n°72 *Carcassonne* (1963), par H. Gaussen, G. Cabaussel, G. Dupias et L. Mestre.

## **DOCUMENTS CONSULTABLES**

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents ainsi que les rapports inédits cités en bibliographie peuvent être consultés au Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier.

Les résultats de l'inventaire des sondages sont également consultables au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

## **AUTEURS DE LA NOTICE**

Cette notice a été rédigée par :

— F. ELLENBERGER, professeur à l'université de Paris-Sud : aperçu géographique et géologique d'ensemble, conditions d'établissements de la carte, description des terrains (formations quaternaires et superficielles), description structurale, histoire tectonique microtectonique.

— F. FREYTET, maître assistant à l'université de Paris VII : description des terrains (Crétacé supérieur, Dano-Montien), végétation et cultures.

— J.-C. PLAZIAT, maître assistant à l'université de Paris-Sud : description des terrains (Eocène, Miocène).

— G. BESSIÈRE, assistant à l'université Paul Sabatier de Toulouse : description des terrains (Dévonien, Carbonifère), description structurale (orogénèse hercynienne).

— P. VIALARD, maître de conférence à l'université Paul Sabatier de Toulouse : description structurale (nappe des Corbières orientales).

—G.-M. BERGER, ingénieur géologue au BRGM : description des terrains (Trias, Jurassique, Crétacé inférieur, Oligocène, roches éruptives et filoniennes), ressources minérales et carrières, documentation complémentaire ; coordination.

—J.-P. MARCHAL, hydrogéologue au BRGM : hydrogéologie.