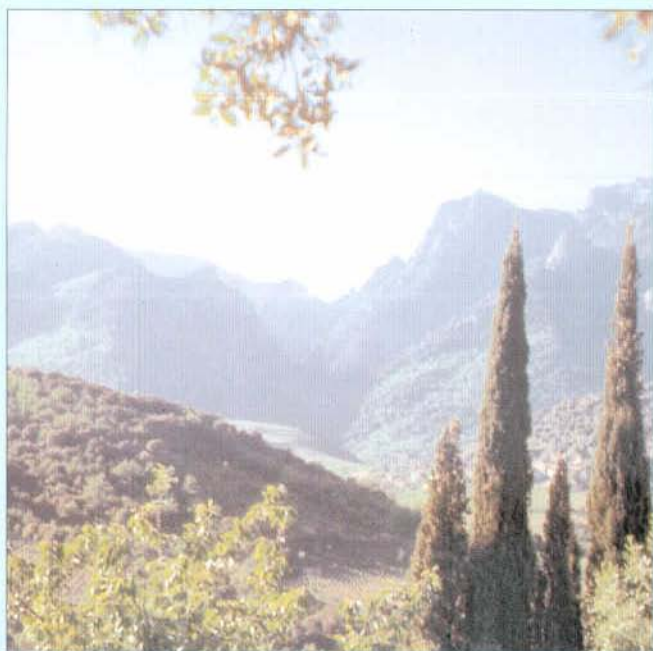


CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/250 000

MONTPELLIER



MONTPELLIER - 38



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MONTPELLIER À 1/250 000**

par

**B. ALABOUVETTE, M. DEMANGE, J. GUÉRANGÉ-LOZES,
P. AMBERT**

2003

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : BERGER G., ALABOUVETTE B., GUÉRANGÉ-LOZES J., DEMANGE M., AMBERT P. (2001) – Carte géol. France (1/250 000), feuille Montpellier (38). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Alabouvette, M. Demange, J. Guérangé-Lozes, P. Ambert (2003), 164 p.

– *pour la notice* : ALABOUVETTE B., DEMANGE M., GUÉRANGÉ-LOZES J., AMBERT P. (2003) – Notice explicative, Carte géol. France (1/250 000), feuille Montpellier (38). Orléans : BRGM, 164 p. (2 volumes). Carte géologique par G. Berger, B. Alabouvette, M. Demange, J. Guérangé-Lozes (2001).

© BRGM, 2003. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2238-8

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
<i>GÉNÉRALITÉS</i>	7
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	11
DOMAINE VARISQUE	15
<i>PRINCIPAUX ENSEMBLES – PRÉSENTATION</i>	15
Zone axiale de la Montagne noire	18
Domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire	23
Domaine au Sud de la zone axiale de la Montagne noire	29
<i>FORMATIONS DU DOMAINE VARISQUE</i>	34
Formations anté à synorogéniques	34
Magmatisme anté-orogénique (et roches associées)	55
Magmatisme syn- à tardi-tectonique	61
<i>MÉTAMORPHISME</i>	69
Évolution tectono-métamorphique des unités superposées	71
Éclogites	73
Métamorphisme M1 contemporain des phases synschisteuses précoces	75
Conditions de charriage des unités « allochtones »	78
Métamorphisme M2 contemporain du domaine tardif	78
Métamorphisme tardif de type « de contact » ou « hydrothermal »	80
DOMAINE POST-VARISQUE	81
<i>PRINCIPALES UNITÉS GÉOLOGIQUES RÉGIONALES</i>	81
Bassins post-orogéniques	81
Zone entre la faille de Nîmes et la faille des Cévennes	85
Causses	87
Structures pyrénéennes	88
Structures post-pyrénéennes : l'extension crustale oligocène et néogène	95
Chaîne volcanique de l'Escandorgue	97
Marge messino-pliocène	98
<i>FORMATIONS POST-VARISQUES</i>	98
Terrains paléozoïques	98
Formations mésozoïques	101
Formations tertiaires	112
Volcanisme tertiaire et quaternaire	123
Quaternaire – Formations superficielles	126
Plate-forme continentale	130

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE	136
Évolution du domaine varisque	136
Évolution post-hercynienne	143
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	147
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	147
<i>RESSOURCES DU SOUS-SOL</i>	147
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	148
AUTEURS	159
ANNEXES	161
<i>ANNEXE 1 - TABLEAU D'ASSEMBLAGE DES COUPURES GÉOLOGIQUES À 1/50 000 COUVRANT LE TERRITOIRE DE LA FEUILLE</i>	163
<i>ANNEXE 2 - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX SONDAGES PROFONDS</i>	164

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Principaux ensembles géologiques représentés sur la feuille Montpellier	8
Fig. 2 - A) Variations du style tectonique à travers la marge languedocienne. Coupe de la croûte suivant le profil ECORS NW (Séranne et <i>al.</i> , 1995). B) Section Cévennes–Camargue d'après la sismique réflexion et les données de C. Gorini (1993)	hors-texte
Fig. 3 - Languedoc–Golfe du Lion. Carte gravimétrique (anomalie de Bouguer)	10
Fig. 4 - Contexte varisque régional	hors-texte
Fig. 5 - Domaine varisque : schéma structural	hors-texte
Fig. 6 - Coupes d'ensemble de la Montagne noire	hors-texte
Fig. 7 - a) Les phases souples en zone axiale ; b) Répartition des petites structures à travers la zone axiale ; c) L'évolution tardive de la zone axiale	hors-texte
Fig. 8 - Coupe interprétative de la zone axiale (Demange, 1998)	hors-texte
Fig. 9 - Coupes sériées dans l'Ouest de la Montagne noire	hors-texte
Fig. 10 - Les unités structurales des « monts de Lacaune »	hors-texte
Fig. 11 - Coupes schématisques des monts de l'Est de Lacaune : coupes a, b, c d'après J. Guérangé-Lozes ; coupe d : rapports entre les monts de Lacaune et la zone axiale d'après M. Demange	hors-texte

Fig. 12 - Les nappes du versant sud	28
Fig. 13 - Le Minervois	30
Fig. 14 - Les nappes du Mont Peyroux et des monts de Faugères	32
Fig. 15 - Corrélations entre les différentes formations de la zone axiale	hors-texte
Fig. 16 - Le Cambrien du versant sud de la Montagne noire	hors-texte
Fig. 17 - a) Lithostratigraphie des formations paléozoïques anté- orogéniques varisques des monts de Lacaune ; b) Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint- Salvi-de-Carcavès (Guérangé-Lozes et Burg, 1990)	40
Fig. 18 - L'Ordovicien inférieur du versant sud de la Montagne noire	48
Fig. 19 - Le Dévonien et le Carbonifère basal de la nappe du Mont Peyroux	52
Fig. 20 - Gneiss de la Montagne noire	56
Fig. 21 - Corrélations entre les groupes de Saint-Pons-Cabardès et de La Salvetat. Différentes hypothèses quant aux rapports entre orthogneiss du Somail et formations métasédimentaires et à la définition d'un socle (Demange, 1998)	58
Fig. 22 - Niveau structural de mise en place des granites de la Montagne noire (Demange, 1998)	62
Fig. 23 - Géochimie des granites de la Montagne noire	66
Fig. 24 - Carte des isogrades de la Montagne noire	hors-texte
Fig. 25 - Les différents types de métamorphisme	68
Fig. 26 - Carte des différents types de métamorphisme	70
Fig. 27 - Coupe avec la répartition des différents types de métamorphisme (Demange, 1998)	72
Fig. 28 - Enchaînement des faciès de métamorphisme en Montagne noire (Demange, 1998)	74
Fig. 29 - Coupe de la localisation des bassins permien de Lodève et de Saint-Affrique (d'après M. Lopez, inédit)	82
Fig. 30 - Principaux éléments de l'évolution paléogéographique du Sud-Est de la France au Jurassique (d'après Curnelle et Dubois, 1986)	86
Fig. 31 - Coupe interprétative à travers le Bas-Languedoc oriental (d'après Arthaud et Laurent, 1995)	hors-texte
Fig. 32 - La déformation pyrénéenne et sa signature dans la sédimentation paléogène. Coupes sériées dans le bassin de Saint-Martin- de-Londres	hors-texte

Fig. 33 - a) Coupe structurale à travers le complexe chevauchant de Saint-Chinian (A) et restauration du bassin avant plissement (A'). Interprétation en « duplex » à plis de propagation de rampe (Séguret et Benedicto, 1999) ; b) Schéma simplifié de corrélation stratigraphique et position structurale (rampes et paliers) des chevauchements dans l'arc de Saint-Chinian	hors-texte
Fig. 34 - Coupe de la nappe des Corbières de Jonquières à Port-la-Nouvelle (Viallard, 1987)	90
Fig. 35 - Domaine sud-occidental : coupe-temps établie à partir de profils de sismique-réflexion multitraces depuis les bassins languedociens jusqu'au Graben central (bassin des Cathares) (Guennoc et <i>al.</i> , 1994)	92
Fig. 36 - Coupe interprétative à travers le bassin des Matelles. Exemple de tectonique synsédimentaire dans un bassin en extension (Benedicto et <i>al.</i> , 1999)	94
Fig. 37 - a) Schéma structural de la marge du golfe du Lion ; b) Coupe à travers le golfe du Lion (Séranne et <i>al.</i> , 1995)	hors-texte
Fig. 38 - Schéma de l'évolution latérale de la série jurassique (d'après Dubois et <i>al.</i> , 1980, non publié)	hors-texte
Fig. 39 - Lithostratigraphie schématique des dépôts tertiaires	hors-texte
Fig. 40 - Restitution de la discordance messinienne dans la ria de l'Orb d'après les sondages profonds (Ambert, 1994)	120
Fig. 41 - Carte simplifiée de la surface messinienne corrigée de la surcharge des sédiments plio-quaternaires et de la tranche d'eau : profondeur approximative de la marge lors de l'abaissement messinien du niveau marin en Méditerranée (Guennoc et <i>al.</i> , 2000)	hors-texte
Fig. 42 - Répartition et âges K/Ar du volcanisme de Montpellier (Gastaud et <i>al.</i> , 1983)	122
Fig. 43 - Répartition et âges K/Ar du volcanisme de l'Escandorgue (Ambert, 1994)	124
Fig. 44 - Section de profil de sismique réflexion haute résolution et coupe interprétative. Profil transverse NW-SE dont l'origine se situe à 3 km au Nord-Est du cap d'Agde	134
Fig. 45 - Mise en place des nappes superficielles (Viséen supérieur-Namurien basal)	hors-texte
Fig. 46 - Évolution anté-stéphanienne : stade 0 à stade 2	hors-texte
Fig. 47 - La Montagne noire dans la chaîne hercynienne méridionale	140
Fig. 48 - Évolution anté-stéphanienne stade 3 à stade 5	hors-texte
Fig. 49 - Évolution au Stéphanien (stade 6) et évolution post-hercynienne (stade 7 à Actuel)	hors-texte

INTRODUCTION

GÉNÉRALITÉS

La coupure Montpellier à 1/250 000 est comprise dans la province du Languedoc à la marge nord-ouest du golfe du Lion. Elle recouvre au Nord l'extrémité méridionale du Massif central français, (Montagne noire-Albigeois, causse du Larzac, Cévennes méridionales) et à l'Ouest, les confins orientaux de l'Aquitaine (Carcassonnais, Castrais, Albigeois), et correspond pour l'essentiel au Languedoc méditerranéen entre les Corbières à l'Ouest et la Camargue et les garrigues du Gard à l'Est (voir ann. 1, hors-texte).

Les ensembles géologiques représentés sur la feuille offrent une succession lithologique des plus complètes qui se puisse rencontrer en France et où l'on peut définir deux domaines nettement distincts (fig. 1) :

Le **substratum varisque**, qui apparaît en Montagne noire, Albigeois, Cévennes et dans le massif de Mouthoumet, est constitué par des formations d'âge précambrien terminal possible (mais non daté géochronologiquement) ou cambrien inférieur à carbonifère (Namurien), structurées par l'orogénèse varisque (dévonien-carbonifère) et affectées par un métamorphisme épi à catazonal et par divers épisodes magmatiques.

Les termes les plus métamorphiques et vraisemblablement les plus anciens, constituent le cœur (zone axiale) de la Montagne noire et représenteraient par rapport aux unités allochtones empilées de part et d'autre, une fenêtre de leur substratum tardivement soulevée. Si les épisodes structuraux et magmatiques sont relativement bien connus de nombreuses questions restent posées à propos de l'histoire précoce.

La **couverture post-varisque** est constituée par les recouvrements sédimentaires successifs de ce substratum ancien, s'échelonnant du Carbonifère supérieur (Stéphanien) aux temps actuels. L'organisation et la structuration de cette couverture répondent aux divers événements de l'histoire géologique régionale dont les principales étapes sont :

- les réajustements tardi-orogéniques varisques (en extension) à la fin du Stéphanien-début du Permien, qui créent dans le bâti de la chaîne un certain nombre de dislocations majeures qui joueront un rôle éminent durant les périodes ultérieures, en particulier dans la paléogéographie de l'extension téthysienne (Trias-Jurassique) sur le domaine cévenol ;
- la création d'un bassin sédimentaire mésozoïque, le bassin sub-alpin, très épais (plus de 10 000 m) sous la zone d'Orange. Cette carte couvre la marge cévenole sud-ouest de ce bassin.

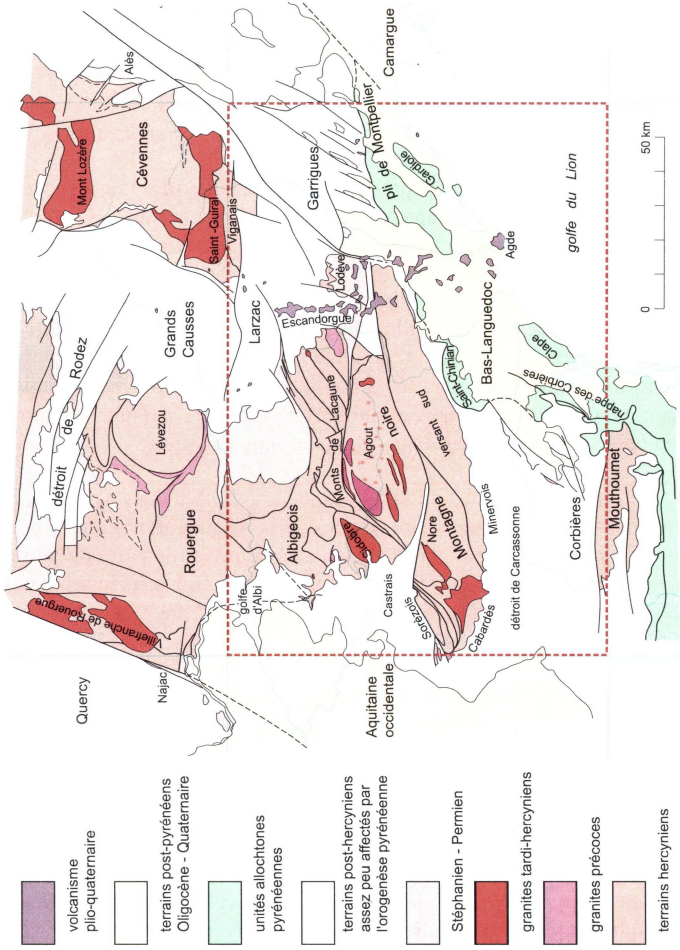


Fig. 1 - Principaux ensembles géologiques représentés sur la feuille Montpellier

– l'individualisation d'un domaine orogénique pyrénéo-provençal reliant les Pyrénées proprement dites à la Provence, dont les *structures compressives* Sud-Nord initiées dès le Crétacé supérieur sont actives périodiquement du Paléocène à l'Éocène supérieur. Ce domaine est caractérisé en Languedoc par une tectonique de couverture avec décollement généralisé au niveau du Trias argilo-gypsifère qui se traduit par :

. une zone de chevauchements allant d'Ouest en Est de la Nappe des Corbières au chaînon de Saint-Chinian et au chevauchement de Montpellier et se prolongeant plus à l'Est en Provence ;

. au Nord de cette zone de chevauchements, et au Sud de la faille des Cévennes (ou vers l'Ouest ou vers le Sud-Ouest du môle stable de la Montagne noire), le domaine « des garrigues » est caractérisé par une structure où coexistent des panneaux peu déformés affectés de décrochements et de grands plis d'avant-pays (Castries, Pic Saint-Loup, bordure de la faille des Cévennes, Montagne d'Alaric...) ;

. plus au Nord encore, les témoins de couverture conservés sur les Causses loin du front de déformation ont été très peu affectés par ces déformations compressives, avec cependant un certain nombre de rejeux en faille inverse d'anciens accidents. Il en est de même vers l'Ouest où dans un contexte très peu déformé par ailleurs, le rejeu (inverse) de la faille de Mazamet (ancien accident varisque réactivé), atteint plusieurs centaines de mètres.

– la phase de compression pyrénéenne se termine à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur, et immédiatement après se met en place un *événement extensif majeur* qui va bouleverser le Sud-Est de la France.

C'est d'abord un événement *européen* qui se manifeste par l'ouverture de toute une série de fossés d'effondrement à l'Oligocène moyen-supérieur, analogues à ceux qui se forment vers le Nord (et en Provence), dans la région de Valence, la Bresse, le Fossé Rhéan.

C'est ensuite un événement *méditerranéen* qui correspond à la dérive rapide du bloc corso-sarde (vers 20 Ma), à l'ouverture océanique de la Méditerranée, et à la formation d'une *marge continentale* exemplaire dont on connaît la géométrie grâce à des sondages et à un profil ECORS (fig. 2, hors-texte).

Dans cette évolution il faut évidemment souligner le dépôt du sel « messinien » (≈ 6 Ma) qui prouve que la Méditerranée était au moins périodiquement à sec ce qui explique le creusement des célèbres canyons sous-marins qui jalonnent toute la côte.

Cette océanisation est évidemment responsable de la disparition (à l'Est du Roussillon) des reliefs de la chaîne des Pyrénées, qui se prolongeaient initialement jusqu'au Sud de Toulon.

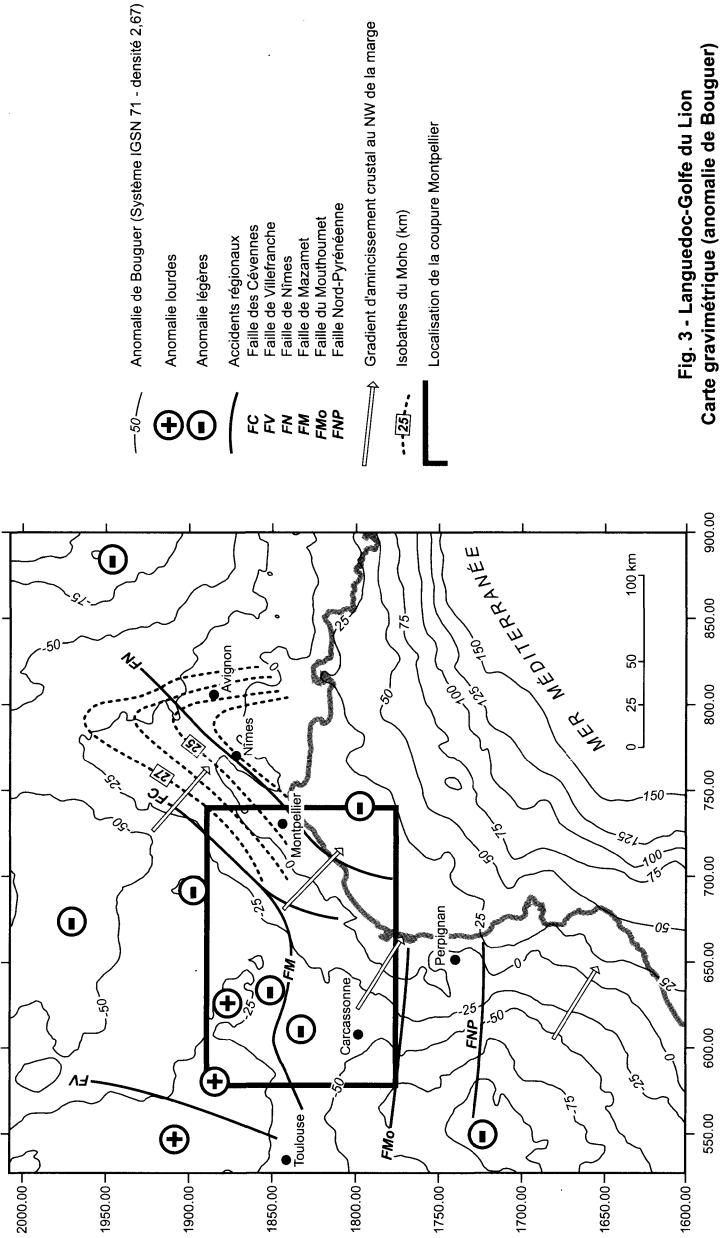


Fig. 3 - Languedoc-Golfe du Lion
Carte gravimétrique (anomalie de Bouguer)

L'examen qualitatif de la carte gravimétrique (fig. 3) permet de détecter un certain nombre des traits majeurs du contexte régional profond à semi profond.

Le gradient général positif du Nord vers le Sud traduit l'amincissement crustal depuis le Massif central (à croûte légère épaisse, 30 à 31 km) en direction de la Méditerranée. Ce gradient manifeste à l'emplacement de la vallée du Rhône une profonde invagination traduisant (courbes isobathes du Moho) une remontée importante du manteau entre Massif central et domaine alpin. À l'extrême Sud, entre les valeurs +50 et +150, le fort gradient marque la limite entre la marge et le bassin profond à croûte océanique (lourde).

Un fort gradient positif W-E, se manifeste en outre des Pyrénées, où l'effet de « racine » de la chaîne engendre une réponse négative importante, vers le golfe du Lion à croûte amincie et illustre l'interruption de la chaîne vers l'Est.

À ce gradient général se superposent un certain nombre d'anomalies à caractère plus local :

- gradient négatif NW-SE à l'emplacement de l'accident des Cévennes en relation avec l'anomalie du Moho et la limite nord-ouest du bassin sédimentaire mésozoïque subalpin ;
- anomalies négatives à l'emplacement des plutons granitiques (Cévennes, Margeride). Celle qui se manifeste au large au voisinage du sondage offshore Sirocco peut être en relation avec le socle granitique révélé par ce sondage ;
- l'anomalie négative superposée à la zone axiale de la Montagne noire peut être liée au contraste entre un socle partiellement granitisé et gneissique relativement léger et la couverture paléozoïque essentiellement grésopélitique non ou peu métamorphique qui l'encadre ;
- l'importante anomalie positive de la région d'Albi semble pouvoir être reliée avec le charriage, depuis le Nord des séries du « groupe leptyno-amphibolique ». Celle qui la prolonge vers le Sud-Est au Nord de la Montagne noire, (région de Saint-Affrique-Lodève) et coïncide à peu près avec l'emprise des dépôts permien, n'est pas clairement expliquée ;
- les multiples anomalies négatives de la marge Bas-Languedoc-golfe du Lion, coïncident assez bien avec les structures extensives oligo-miocènes.

GÉOMORPHOLOGIE

La région couverte par la feuille Montpellier à 1/250 000, est drainée pour sa majeure partie vers le bassin méditerranéen par les fleuves côtiers, Aude,

Orb, Hérault et Lez, et, pour son quart nord-ouest vers le bassin atlantique par les affluents du Tarn, Gijou, Agout, Rance et Sorgue. Les conditions climatiques méditerranéennes, dominantes dans la majeure partie de la région, à précipitations rares et concentrées sur de brèves périodes, conditionnent pour les fleuves côtiers en particulier des débits irréguliers à étiages sévères et crues soudaines et violentes. La partie nord-ouest de la feuille subit à la fois des influences océaniques avec une pluviosité plus également répartie et une nette tendance continentale, avec écarts thermiques importants, du fait de l'éloignement de la côte atlantique et pour le contrefort Montagne noire-Albigeois cristallin un effet notable de l'altitude.

Au niveau des reliefs on peut distinguer :

- au Nord, un « Haut-Pays » comprenant la Montagne noire, l'Albigeois, les Causses et l'extrémité méridionale des Cévennes, et représentant la terminaison sud du Massif central. Les altitudes s'échelonnent entre 500 et 1 200 m (1 211 au pic de Nore, 1 267 au Montgrand) ;
- au Sud et à l'Ouest, un « Bas-Pays », correspondant en gros au Bas-Languedoc, avec des altitudes généralement inférieures à 500 m (656 m au pic Saint-Loup) représentant le piémont entre le Haut-Pays et le littoral.

L'allure relativement régulière (particulièrement dans le domaine causenard), de l'enveloppe des reliefs du **Haut-Pays**, a été traditionnellement imputée à une surface d'érosion, la Surface Fondamentale des Causses. Il s'agit en fait d'une surface polygénique, résultat combiné d'une succession de cycles d'érosion et de phases de réajustements tectoniques. Les principales périodes de morphogenèse peuvent être situées pour ce domaine entre le Crétacé supérieur et le début du Néogène. Plusieurs arguments (Ambert, 1994) laissent penser que vers 13 Ma, soit au milieu du Miocène, le réseau fluvial était déjà nettement inscrit en contrebas d'une surface soumise à une évolution karstique, et qu'en conséquence était déjà esquissé le décalage entre haut et bas-pays.

La surrection de ce « Haut-Pays » représente en fait l'expression la plus méridionale et peut-être la plus suggestive du soulèvement général du « Plateau central ». Ce soulèvement serait associé (Granet et *al.*, 2000) à la présence à l'aplomb des volcans néogènes du Massif central d'un vaste diapir de l'asthénosphère. Cette zone profonde chaude caractérisée par un contraste de 200° ou plus avec son environnement lithosphérique, atteindrait vers 200 km de profondeur une dimension E-W de l'ordre de 250 km, alors que sa dimension N-S, non fermée au Nord et au Sud faute de mesures, est caractérisée sur 120 km. Plus haut et jusqu'au Moho, des colonnes « chaudes » épaisses de plusieurs dizaines de kilomètres réchauffent la lithosphère supérieure et contribuent significativement au flux thermique interne du Massif central. L'activité de la perturbation thermique (à la base

de cette interprétation) mise en évidence d'après l'étude tomographique des séismes, se situerait au cours du Miocène et probablement encore au Pliocène. Elle serait actuellement en décroissance. Cette anomalie de la lithosphère n'a été jusqu'ici caractérisée de façon précise qu'au Nord de la latitude de Montélimar ; son prolongement méridional et la corrélation avec le volcanisme languedocien (Larzac-Escandorgue) sont très probables.

En dehors de l'évidence dispensée par l'allure générale des reliefs, les témoins bien conservés de véritables aplanissements sont rares et délicats à corrélés. Dans les Causses ils sont passablement dégradés par l'évolution karstique. En Montagne noire et en particulier en zone axiale, on peut reconnaître, tronquant la surface anté-tertiaire nettement basculée et décalée par les rejeux pyrénéens des failles de Mazamet et des monts de Lacau, les témoins de plusieurs hautes surfaces étagées, restées sub-horizontales et dominées par quelques inselbergs constituant les points hauts du massif. La chronologie de ces aplanissements (Miocène, Pliocène ?) n'est pas établie.

Si les anciens aplanissements rendent compte du dispositif général de haut plateau, les traits les plus caractéristiques des paysages sont liés aux retouches ultérieures :

- creusement des grands canyons (Vis, Tarn) et des vallées majeures du Néogène au Quaternaire entaillant le plateau de 3 à 400 m ;
- effets de l'érosion différentielle aux marges du plateau calcaire avec le dégagement structural des avants-causses liasiques, ou, sur les massifs paléozoïques, de la dépression permienne de Saint-Affrique et des reliefs structuraux des monts de Lacau ;
- phénomènes karstiques engendrant toute la palette des formes caractéristiques des Grands Causses, paysages ruiniformes du Caylar, lapiez, poljes (le Coul et L'Hospitalet-du-Larzac), dépressions fermées avec localement lacs temporaires (Les Rives, La Canourgue). Le drainage essentiellement souterrain ne réapparaît qu'à la périphérie du domaine, et la plupart des formes fluviales sont ou bien inadaptées (cours aval de la Vis) ou bien non fonctionnelles, vallées sèches et vallées suspendues (les Nages, Virenque) ;
- les phénomènes périglaciaires sont relativement discrets dans leur expression morphologique sur les plateaux où ils se signalent par quelques « niches de nivation » et surtout par la participation d'éléments gélifracés dans les nappes de cailloutis qui empâtent le pied des reliefs. Ils sont en revanche beaucoup plus présents dans les vallées et canyons avec des dépôts de versant caractéristiques et le facteur climatique qu'ils représentent a joué un rôle important dans les mécanismes du creusement quaternaire.

Entre le Massif central et la chaîne pyrénéo-provençale, le **Bas-Languedoc** constituait, avant l'ouverture de la Méditerranée qui s'amorce à l'Oligocène, une sorte de gouttière continentale ouverte vers l'Ouest en direction de l'Atlantique. Dès le stade du rift initial oligo-aquitain ce bas-pays se trouve scindé en une province orientale, le Bas-Languedoc proprement dit, tournée vers le domaine maritime méditerranéen nouvellement formé, et une province ouest qui garde son obédience atlantique et est représentée ici par le « détroit de Carcassonne ». Ce n'est que tout récemment (Quaternaire) que certains secteurs limites des deux provinces, basse vallée de l'Aude et vallée du Jaur notamment, ont été gagnés au bassin méditerranéen par la progression de l'érosion régressive.

Un des caractères du piémont languedocien est constitué par le contraste lithologique entre les terrains mésozoïques et paléogènes résistants et bien différenciés et les terrains néogènes et quaternaires relativement tendres et homogènes.

Les premiers dominants dans la partie orientale et très minoritaires vers l'Ouest, conservent l'empreinte d'aplanissements anciens, causses d'Aumelas, de la Selle, plateaux nord-montpellierains. Des formes similaires tronquent également les reliefs de la nappe des Corbières. Étant donné l'intensité des déformations paléogènes il est vraisemblable que la plupart de ces surfaces ressortent de morphogenèses néogènes (Miocène, Pliocène) les traces de formes plus anciennes ne pouvant subsister qu'exceptionnellement et sur des aires limitées. Dans certains cas, Port-la-Nouvelle, la Clape notamment, certains de ces aplanissements peuvent être assimilés à des plates-formes d'abrasion littorale en relation avec des niveaux marins miocènes.

Le modelé des terrains plus récents est en revanche beaucoup plus redevable à l'évolution récente du piémont. Les grandes lignes du réseau hydrographique sont largement héritées du réseau prolongeant sur le continent les canyons messiniens (Orb, Hérault, Lez) dont les incisions ont été remblayées lors de la transgression pliocène (cf. fig. 41, hors-texte). Les défluviations postérieures relèvent de deux mécanismes et de deux périodes principales :

- la première mal datée (Pliocène récent à Quaternaire ancien), correspond au remblaiement pliocène et aux cailloutis « villafranchiens » qui jalonnent un paléo-glacis considérablement démantelé ;
- la seconde correspond à l'influence des périodes froides du Quaternaire dans la morphogenèse, avec surtout (au Riss particulièrement) le rôle de l'érosion éolienne responsable de la plupart des dépressions fermées des pays de molasse dont Montady est l'exemple le plus célèbre. Aux mêmes phénomènes périglaciaires sont liés les glacis qui tapissent le raccord amont du piémont dans le prolongement des terrasses fluviales (Arboras, Saint-Jean-de-Fos).

Les grandes étapes de l'évolution récente du piémont, sont soulignées par l'édification des terrasses, dont certaines peuvent être précisées grâce à la succession des phases volcaniques du secteur Escandorgue-vallée de l'Hérault et témoignent comme dans les Causses de l'importance du creusement préquaternaire.

Enfin le paysage caractéristique de la côte languedocienne avec son cordon de sables dunaires et ses étangs d'arrière-côte, correspond à la zone d'oscillation entre les domaines maritime et continental pendant les périodes les plus récentes du Quaternaire avec un maximum transgressif (Eutyrrhénien) relativement stable sur l'ensemble de la région vers 7-8 m d'altitude.

DOMAINE VARISQUE

PRINCIPAUX ENSEMBLES – PRÉSENTATION (fig. 4 et 5, hors-texte)

Les terrains anté à synorogéniques varisques représentés sur la feuille et plus particulièrement dans l'axe Rouergue méridional, Albigeois, Montagne noire, constituent une succession d'unités généralement bien individualisées par leurs caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques que l'on s'accorde à situer dans un domaine relativement externe de l'orogène varisque. Un domaine interne de l'orogène est toutefois représenté autour de Réalmont par une klippe de la grande « nappe supérieure » à matériel équivalent à celui du « Complexe leptyno-amphibolique » connu plus au Nord (Najac, Lézou).

La Montagne noire est depuis plus d'un siècle une région classique de la chaîne varisque par ses séries paléozoïques fossilifères et les nappes du versant sud. Les nombreux travaux développés dans cette région depuis 25 ans en ont largement renouvelé les connaissances sans toutefois parvenir à une synthèse unanimement admise. Les incertitudes et controverses concernent : la signification du noyau métamorphique que constitue la zone axiale, ses rapports avec les domaines nord et sud, les rapports de ces deux domaines entre eux, et la position originelle des ensembles allochtones.

Les principales unités ou groupes d'unités de part et d'autre de la zone axiale de la Montagne noire sont délimités par de grands accidents de direction générale NE-SW à E-W. Mais il s'agit là d'accidents tardifs qui masquent des affinités entre unités plus fondamentales. En première approche trois ensembles peuvent être définis :

– la **zone axiale** de la Montagne noire constituée de séries allant d'un Précambrien terminal probable au Dévonien, affectées par un métamorphisme prograde de moyenne à basse pression. Ces séries sont structurées en nappes précoces ultérieurement déformées en dômes tardifs (dôme de

l'Agout-Nore et du Cabardès) ; dans la partie centrale du dôme de l'Agout se développe tardivement le granite migmatitique du Laouzas ; ce qui donne à la zone axiale son allure la plus immédiate : dômes de gneiss et de migmatites entourés d'une enveloppe de schistes et micaschistes. À l'extrême ouest de la Montagne noire le massif de Revel est une boutonnière anticlinale de terrains de type zone axiale émergeant de la couverture tertiaire ;

– un **domaine nord** représenté par les *monts de Lacagne, l'Albigeois cristallin et le Rouergue méridional* auquel on rattache, plus à l'Est, le *Lodévois, le Viganais, et l'extrémité méridionale des Cévennes*. Ce domaine est constitué de séries sédimentaires entrecoupées d'un certain nombre d'épisodes volcano-sédimentaires, s'étageant d'un possible Précambrien au Silurien, structurées en nappes à déversement sud-est et affectées d'un métamorphisme épizonal (à mézozonal dans le dôme de Viane (monts de Lacagne)) ;

– un **domaine sud** représenté surtout par le *versant sud de la Montagne noire*, auquel on rattache la minuscule boutonnière de l'Alaric et le massif de Mouthoumet (à peine représenté en limite sud de la feuille). Il est constitué de terrains essentiellement sédimentaires, parfois affectés d'un métamorphisme épizonal, bien datés paléontologiquement du Cambrien inférieur au Namurien inférieur, structurés en grandes nappes de charriage.

On peut remarquer toutefois que ces distinctions entre une zone axiale métamorphique formant un anticlinal entre les domaines épimétamorphiques du Nord et du Sud, ne fait que souligner des différences de degré de métamorphisme. Par ailleurs il est clair que le « *doming* » de la zone axiale est un phénomène tardif et que les contacts entre les trois domaines sont généralement des failles tardives à jeu décrochant et extensif.

Aux extrémités nord-est (Saint-Gervais-sur-Mare) et ouest (Sorézois), hors de l'emprise de ces accidents tardifs, s'observent des klippes de terrains cambriens que leur lithostratigraphie permet de rattacher aux domaines nord ou sud et qui reposent sur la zone axiale par l'intermédiaire d'unités arrachées à celle-ci.

Par ailleurs on peut noter l'extrême analogie lithostratigraphique entre les unités du domaine sud et certaines unités (Mélagues en particulier) du domaine nord.

Il semble donc que la distinction classique : zone axiale, domaine nord, domaine sud ne corresponde qu'à des phénomènes tardifs et que ceux-ci masquent en fait une division beaucoup plus fondamentale (Demange, 1994) entre :

– un ensemble à valeur d'**autochtone**, correspondant à la zone axiale *s.s.* et à quelques unités écaillées « para-autochtones » (= *Domaine catalan*). On

peut y rattacher aussi l'« autochtone relatif » qui affleure dans la partie occidentale du massif de Mouthoumet ;

– un ensemble **allochtone** qui comprend les nappes du versant sud, les klippes préservées sur la zone axiale, et les Unités des monts de Lacaune (= *Domaine occitan*) chevauchées avec troncature sommitale par les nappes de l'Albigeois et des Cévennes (= *Domaine albigeois*) elles-mêmes chevauchées par l'unité hautement métamorphique de Réalmont–Carmaux–Najac, représentant une klippe des zones internes de l'orogène hercynien méridional (= Nappe supérieure des gneiss du Massif central).

Âge de la structuration

– Dans le **domaine nord**, la fin de l'évolution métamorphique est datée du Dinantien inférieur (350 Ma) dans le Lot, pendant le Viséen (340 Ma) dans les Cévennes et les nappes de l'Albigeois, du Viséen moyen à supérieur (333 Ma) dans les monts de Lacaune (Costa, 1990 ; Caron, 1994). Ces âges illustrent la migration progressive de l'orogène depuis les zones internes (au Nord) vers les zones externes (au Sud).

La mise en place des différentes unités du domaine nord est clairement post-métamorphique puisque systématiquement les termes plus métamorphiques reposent sur les termes moins métamorphiques. Les nappes transportent une déformation et un métamorphisme acquis antérieurement à 333 Ma.

– La mise en place des nappes du **versant sud**, est synsédimentaire dans le bassin viséen du Sud-Est de la Montagne noire (Engel et *al.*, 1980, 1981) et est datée du Viséen supérieur au Namurien. On date ainsi la fin de l'avancée des ensembles allochtones occitan et albigeois.

– La structuration de la **zone axiale** comprend deux étapes majeures (fig. 5, 6 et 7, hors-texte) :

. une étape précoce qui correspond à la formation des nappes profondes en régime hautement métamorphique (métamorphisme M1 avec anatexis modérée) qui daterait, d'après les données géochronologiques disponibles, de 346-334 Ma¹.

L'avancée des unités allochtones sur la zone axiale post-date cette évolution précoce puisque des écaillles de terrains très métamorphiques sont entraînées à la base des nappes (monts de Saint-Gervais–Sorézois) ;

. une seconde étape (qui affecte non seulement la zone axiale mais aussi les unités allochtones), crée des dômes et ensembles. La mise en place du granite du Haut-Vialais à 327 ± 5 Ma et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite dans l'Espinouse et le Caroux à 316 Ma, montrent le début du refroidissement du dôme dès le Namurien et son achèvement au Westphalien (Maluski et *al.*, 1991).

¹ Cette estimation de l'âge des phases précoces repose sur des datations assez anciennes, faites essentiellement par la méthode rubidium–strontium. La récente datation des orthogneiss à l'Ordovicien pose le problème de l'âge réel de ces phases précoces.

Zone axiale de la Montagne noire

La zone axiale est généralement définie comme un bombement de terrains métamorphiques émergeant entre les séries paléozoïques fossilifères des versants sud et nord (fig. 8, hors-texte).

Malgré le métamorphisme il est possible d'y établir une lithostratigraphie et de reconnaître deux grands ensembles de terrains antétectoniques :

- des orthogneiss (**groupe du Somail–Nore**) ;
- des séries d'origine sédimentaire qui affleurent dans deux domaines disjoints : le groupe de **Saint-Pons–Cabardès** (« schistes X ») au Sud et à l'Est et le groupe de **La Salvetat** au Nord et Nord-Ouest de la zone axiale. En dépit des différences de degré de métamorphisme ces groupes sont équivalents. Malgré l'absence de fossiles, il est vraisemblable que ces séries soient d'âge protérozoïque terminal² ;
- le groupe de Saint-Pons–Cabardès est surmonté en faible discordance par le groupe du **Roc Suzadou** d'âge vraisemblablement ordovicien supérieur à silurien ; ce groupe est lui-même surmonté stratigraphiquement par des terrains dévonien (cf. fig. 15, hors-texte).

Les rapports entre les orthogneiss et les séries métasédimentaires sont encore discutés : les orthogneiss étant interprétés soit comme des intrusions anté-orogéniques dans ces dernières, soit comme leur substratum anté-cambrien².

Les formations impliquées dans la zone axiale sont analogues aux séries des Pyrénées orientales, où l'existence d'un socle précambrien est également supposée. Le groupe de Saint-Pons–Cabardès se corréle terme à terme aussi bien au point de vue lithostratigraphique que géochimique avec le groupe de Canaveilles. Les groupes de La Salvetat–Saint-Pons–Cabardès représenteraient un Infra-cambrien appartenant à une zone isopique différente de celle des versants sud et nord².

Limites de la zone axiale

Les limites de la zone axiale sont d'ordre structural plus que métamorphique et coïncident avec un certain nombre d'accidents majeurs :

- au Sud, l'accident complexe qui la sépare du domaine allochtone des nappes du versant sud ;

² Des datations U/Pb ponctuelles (SHRIMP) sur les volcanites du groupe de Canaveilles dans le Canigou et sur les orthogneiss du Canigou et du Somail définissent leur âge de mise en place respectivement à 580 Ma et 470 Ma et valident l'âge à 545 Ma obtenu par la méthode d'évaporation Pb/Pb des zircons sur les volcanites du sommet du groupe du Cabardès. En conséquence ils discréditent l'interprétation d'un socle précambrien dans les deux massifs et ils imposent un âge uniquement protérozoïque terminal pour les groupes de Saint-Pons et de La Salvetat d'une part et du groupe de Canaveilles dans les Pyrénées (cf. aussi p. 138).

– au Nord et Nord-Ouest, l'accident également complexe, parfois accompagné d'accidents satellites, dit faille des monts de Lacaune. Son tracé suivi sur plus de 120 km est orienté E-W entre le bassin de Graissessac et le col de la Bassine, il s'infléchit ensuite vers le Sud-Ouest jusqu'à la terminaison occidentale de la Montagne noire. Le long de son tracé, se superposent plusieurs types de rejeu et de déformation : rejeu inverse pyrénéen dans son tronçon E-W, faille normale tardi-hercynienne au droit du bassin stéphanien de Graissessac, décrochement dextre tardi-hercynien tout le long de son parcours. Dans sa branche occidentale NE-SW, il coïncide avec la base du chevauchement des unités du versant septentrional sur la zone axiale.

La faille E-W dite de Mazamet, partage la zone axiale en deux massifs : celui de l'Agout au Nord-Est et celui de Nore-Cabardès au Sud-Ouest. Vers l'Ouest cette faille s'infléchit vers le Sud-Ouest et marque la limite entre la Montagne noire et le bassin tertiaire du Castrais. Vers l'Est elle s'infléchit vers l'ENE et se confond à peu près avec la base des nappes du versant sud ; à peu près seulement puisqu'il existe au Nord de cet accident des unités allochtones (Portes-Aprat) qui se rattachent au domaine des nappes, et, au Sud de cet accident, des unités (Fournels et Pujol-Margal) qui se rattachent à la zone axiale. Plus à l'Est la faille de Mazamet se poursuit par l'accident du Tantajo qui fait chevaucher la Montagne noire sur le bassin mésozoïque de Bédarieux, puis par le faisceau complexe d'accidents qui limite au Sud le bassin permien de Lodève. Comme la faille des monts de Lacaune qu'elle décale, la faille de Mazamet-Tantajo est un accident complexe : le rejet pyrénéen en faille inverse est le plus évident. On lui attribue également dans sa partie la plus occidentale un rejeu néogène à quaternaire. Elle a pu en outre jouer en faille normale contrôlant l'installation du bassin permien du Lodévois. Son rejeu le plus important consisterait en un décrochement dextre tardi-hercynien d'amplitude déca-kilométrique (Demange et Jamet, 1986).

Du fait de ces accidents ce n'est que dans des secteurs limités que l'on peut tenter d'appréhender les rapports entre la zone axiale et les domaines allochtones : ainsi, dans la région de Saint-Gervais-sur-Mare au Nord-Est, et surtout en Sorézois à l'Ouest (fig. 9 (hors-texte) : coupes du Sorézois), on observe la succession suivante, d'unités empilées de bas en haut et séparées par des contacts anormaux :

- la *zone axiale* ;
- des *unités à matériel zone axiale* : unités de Cabausse au Nord-Est, des Cammazes, d'Arfons et de la Loubatière en Sorézois, et l'unité d'Espérière, prolongement de celle des Cammazes au Nord de la faille de Mazamet. Ces unités présentent un degré de métamorphisme supérieur à celui des terrains autochtones qu'elles chevauchent ;

– des *unités à matériel épimétamorphique* cambrien d’affinité versant sud et/ou versant nord (unité des monts de Saint-Gervais et de la Haute Mare au Nord-Est, et de Durfort en Sorézois).

À partir de ces observations une hypothèse a été formulée (Demange, 1994b, 1998) qui considère les unités supérieures épi- à méso-métamorphiques comme des témoins des ensembles allochtones des versants nord et sud, charriés au-dessus de la zone axiale postérieurement à la structuration précoce et au métamorphisme de celle-ci. Les unités à matériel « zone axiale » intercalées entre l’allochtone et son substratum représenteraient des écailles arrachées à ce dernier sous l’effet du charriage. L’âge de ce dernier est daté stratigraphiquement du Viséen supérieur dans les nappes de Faugères/Cabrières.

L’évolution précoce syn-métamorphe de la zone axiale est donc antérieure à la mise en place des nappes des versant nord et sud ; elle est par ailleurs post-dévonienne puisque des terrains dévoniens « autochtones » (Dévonien inférieur et moyen) y sont impliqués en Minervois. Cet âge de la structuration précoce syn-métamorphe de la zone axiale est donc d’âge carbonifère inférieur. Les données radiométriques suggèrent un âge de 346-334 Ma.

Structuration de la zone axiale

Le trait le plus évident sur la carte est l’organisation de la zone axiale en dômes de gneiss et de migmatites entourés de schistes et micaschistes du groupe de Saint-Pons–Cabardès : le dôme de l’Agout, et le massif de Nore qui en est le prolongement au-delà de la faille de Mazamet et le massif du Cabardès au Sud-Ouest qui disparaît très rapidement sous la couverture tertiaire, où son extension est révélée par la forme de l’anomalie gravimétrique légère.

L’analyse géométrique à toutes les échelles (Demange, 1998) montre que la structuration de la zone axiale résulte d’une tectonique polyphasée où l’on peut distinguer :

- un ensemble de phases précoces en plis isoclinaux synschisteux et synmétamorphes ;
- un ensemble de phases tardives, communes à la zone axiale et aux unités allochtones.

• Phases tardives

Elles comprennent (fig. 7, hors-texte) :

- une phase (P4) en plis en genou de plan axial 70 à 90 N30 à 60 accompagnée d’une crénulation régionale. Cette phase détermine des zones

verticalisées plurikilométriques et des zones où les séries demeurent relativement peu pentées. Son déversement apparent est vers le Sud ;

– plusieurs phases (P5, 6, 7) en plis droits, dont l'interférence dans les zones restées peu pentées après la phase P4 crée des structures en dômes et bassins : dômes du Laouzas et de Lamontélarié séparés par le bassin du Vernoubre dans la partie nord du massif de l'Agout, et le détroit de Lacombe, enlèvement de direction N130° entre les culminations de Nore et du Cabardès. Ces phases tardives replissent les nappes des versants nord et sud comme le montre en particulier la structure du Sorézois et du Mont Peyroux. Elles seraient donc d'âge post-viséen supérieur.

• **Phases précoces**

Les structures tardives reprennent une structuration polyphasée précoce analysable depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle de la carte.

La carte montre une organisation en lames alternées d'orthogneiss et de paragneiss. En règle générale, on observe du Sud vers le Nord un accroissement en fréquence et en épaisseur des bandes de paragneiss aux dépens des orthogneiss intercalaires : ainsi les orthogneiss sont plus abondants vers le Sud où les paragneiss n'apparaissent qu'en étroites bandelettes.

L'imbrication des faciès est extrêmement serrée et linéaire dans les zones verticalisées, et présente dans les zones restées plus plates (« dômes » des phases tardives) de remarquables structures en « écailles d'oignon » (dôme du Laouzas dans le massif de l'Agout, et « fenêtre de Mazamet » dans le massif de Nore).

Le suivi des bandelettes de paragneiss intercalées dans les orthogneiss montre que ces bandelettes peuvent se replier sur elles-mêmes et enregistrer les déformations des phases ultérieures.

À l'échelle de l'affleurement l'étude microtectonique reconnaît trois phases principales :

- une phase majeure synschisteuse (P1) à plis isoclinaux (à déversement nord-ouest ou nord) dont les axes évoluent depuis des directions nord-est dans le Nord et le Nord-Ouest à des directions N80° dans la partie sud verticalisée de la zone axiale ; les linéations sont parallèles aux axes des plis, les vecteurs glissements construits et la déformation des phénocristaux des orthogneiss indiquent un déplacement vers le Nord à NNE ;
- une phase P2 forme des plis ubiquistes assez serrés d'axe N70-80° à vergence nord accompagnés d'une schistosité de crénulation. Certains sont de dimension kilométrique ou plus ;

– une phase P3, en plis couchés à vergence sud accompagnés ou non, d’une schistosité de crénulation, n’est développée que dans la partie sud du massif de Nore et en Sorézois immédiatement sous le contact des unités allochtones.

Plusieurs interprétations ont tenté de rendre compte du dispositif. La cartographie et l’analyse structurale suggèrent très fortement que ce dispositif en bandelettes alternées est une succession de replis isoclinaux (synclinaux à cœur de paragneiss, anticlinaux à cœur d’orthogneiss). On observe en effet dans certaines bandelettes dont le synclinal de Fraïsse qui est la plus importante, une remarquable symétrie de la structure lithologique. Le style général et notamment celui des terminaisons des bandes d’orthogneiss au Nord-Ouest (Laouzas) s’encapuchonnant dans de grands plis couchés de paragneiss, est comparé aux nappes penniques des Alpes (cf. fig. 15, *in* Demange, 1998), (Demange, 1975).

Une phase précoce P1 aurait structuré les orthogneiss de la zone axiale et leur couverture de paragneiss en grands plis couchés à vergence nord. Quatre grandes unités sont reconnues de haut en bas³ :

- les nappes de l’Espinouse et du Concord (ces deux unités étant séparées par le synclinal de Fraïsse) ;
- la nappe de Nages ;
- les unités profondes du Laouzas.

Ces nappes sont d’autant plus importantes qu’elles sont situées plus haut dans l’édifice. Elles sont reprises par la phase P2 qui crée des structures plurikilométriques complexes (clairement reprises par les phases tardives) : synclinorium du col de Fontfroide, anticlinorium de Maurouls–Planacan, anticlinal du Caroux, retombée nord du dôme du Cabardès (cf. fig. 12 *in* Demange, 1998).

L’ensemble des données géochronologiques sur la zone axiale (Vachette, 1967 ; Roques et Vachette, 1970 ; Hamet, 1975 ; Cantagrel, 1973 ; Gebauer 1974 ; Gebauer et Grünenfelder, 1976, 1977, 1982 ; Carpéna, 1980 ; Baubron et Duthou, 1982 ; Costa, 1990 ; Lancelot, 1996) définit deux groupes d’âges pour le métamorphisme :

- un premier groupe compris entre 346 et 334 Ma, correspond sans doute au métamorphisme régional prograde M1 contemporain de ces phases précoces ; en particulier les données Rb-Sr sur les muscovites de la base de la

³ L’âge ordovicien des orthogneiss, interprétés antérieurement comme un socle, écarte l’hypothèse que ces différentes unités d’orthogneiss correspondent à des noyaux de plis couchés. Ces unités stratiformes, relativement peu épaisses, concordantes sur leur encaissant, correspondent sans doute à des sills ou laccolites anté-hercyniens. Il est toutefois troublant que ces lames d’orthogneiss s’encapuchonnent vers le Nord dans les plis couchés bien mis en évidence dans les séries méta-sédimentaires (nappe de Nages par exemple) et que le synclinal de Fraïsse, qui sépare les unités de l’Espinouse et du Concord, soit remarquablement symétrique.

mésosone, qui ne semblent pas avoir été portées au-dessus de 600°, enregistrent la culmination ou le début de la retombée du métamorphisme vers 335-330 Ma ;

– un second groupe compris entre 316 et 305 Ma, correspond aux événements tardifs⁴.

Dans l'état actuel des données, nous considérerons donc que les événements tectono-métamorphiques précoces de la Montagne noire sont d'âge carbonifère inférieur, et plus précisément viséen ce qui est conforme aux contraintes lithostratigraphiques évoquées plus haut.

Domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire

Les terrains du Paléozoïque inférieur de ce domaine sont impliqués dans trois grands ensembles lithostratigraphiques et structuraux majeurs superposés, du Sud au Nord et de bas en haut : les « *écaillés* » des *monts de Lacaune*, les *nappes de l'Albigeois*, et le *complexe gneissico-amphibolique* de Réalmont–Carmaux–Najac. À ces ensembles peuvent être rattachés les affleurements paléozoïques plus orientaux : *Lodévois*, *Unités Viganaises*, *Cévennes méridionales*.

Monts de Lacaune–Lodévois

On peut ainsi définir du Sud-Est au Nord-Ouest, et de bas en haut, les unités suivantes (fig. 10 et 11, hors-texte) :

– l'Unité d'*Avène-Mendic*, à valeur d'anticlinal, caractérisée par la présence de « Blaviérites » au Cambrien inférieur (k₁). Le *Lodévois*⁵, l'Unité de *Murat–Castanet* (au Sud du bassin de Graissessac), celle de *Cambounès* (à l'Ouest du Massif de l'Agout), celle de *Durfort* (en Sorézois), se rattachent à ce même ensemble ;

– l'Unité de *Mélagues* où la série paléozoïque cambro-ordovicienne est très semblable à celle du versant sud, et se caractérise par un Cambrien inférieur (k₂) carbonaté bien différencié ; l'unité du Désert de Saint-Ferréol en Sorézois présente une lithostratigraphie analogue ;

– l'Unité de *Brusque* (synclinal) où l'on voit passer latéralement la partie supérieure du Cambrien carbonaté (k_{2b}) aux schistes ardoisiers ;

– l'Unité du *Merdellou* qui montre dans la série cambrienne où les carbonates sont rares, un très large développement du volcanisme (acide et basique). La série n'est pas datée mais il est probable qu'il s'agisse de la

⁴ Voir la discussion de cette évolution métamorphique dans le chapitre « Métamorphisme ».

⁵ Une anomalie gravimétrique légère ancrée sur le métagranite du Mendic se prolonge vers le Nord-Est, à l'Ouest du Lodévois sous le Permien, parallèlement aux directions NE-SW des écaillés orientales des monts de Lacaune (fig. 4 et 5, hors-texte).

zone de passage Cambrien inférieur–Cambrien moyen (k2b-k3), en variation latérale de faciès des séries carbonatées du Sud-Est et des schistes ardoisiers de Brusque et du Nord-Ouest.

À l'Ouest de Lacaune, un certain nombre d'unités complexes occupent la même position structurale que l'Unité du Merdellou, avec du Sud au Nord :

- l'Unité de *Farayruc–Calmejanne*, avec Cambrien inférieur (k2) à carbonates et schistes ardoisiers ;
- les Unités du *Thioys* et de *Cuillé-le-Teil*, à succession analogue à celle du Merdellou (volcanisme) ;
- l'Unité de *la Quille*, avec série cambrienne sans blaviérites (k1) ni volcanisme (k2b-k3), montrant de ce fait une analogie certaine avec l'Unité de Mélagues ;
- l'Unité de *la Sagne–Beselbes* avec un Cambrien inférieur à moyen à volcanisme de type Merdellou ;
- la grande Unité de *Barre–Viane* où le Cambrien inférieur (k2) se présente en totalité sous le faciès de schistes ardoisiers. Cette grande unité est divisée par l'effet de cisaillements internes en plusieurs sous-unités :
 - . sous-unité des *Ardoisières* (anticlinal k2-k3),
 - . sous-unité de *Senaux–Cabaniel* (monoclinal O1-2),
 - . sous-unité de *Murasson* (synclinal silurien),
 - . sous-unité de *Sepval–les Cambous* (O1-2).

Cet ensemble se prolonge vers l'Ouest autour du massif du Sidobre où la délimitation des différentes sous-unités n'est pas encore totalement établie.

Les unités les plus septentrionales de cette succession, de *la Quille* à *Barre–Viane*, sont surmontées en troncature sommitale par le charriage de la nappe « albigeoise » de *Saint-Salvi-de-Carcavès*.

Nappes « albigeoises » (fig. 11b et c, hors-texte)

– *La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès* est l'unité la plus méridionale de l'Albigeois. La structure interne de cette unité correspond à un mégasynclinal, dit du Dadou, dont le flanc normal, dans la région de Saint-Pierre-de-Trivisy, est affecté de replis cartographiques secondaires (anticlinal de la Trivale et synclinal du Bousquet). La nappe repose en contact anormal sur les unités des monts de Lacaune qu'elle recouvre en troncature. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau lithologique privilégié.

– *La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance* plus complexe car affectée d'importants chevauchements internes, repose sur n'importe quel terme lithologique du Cambrien moyen à supérieur du flanc inverse du mégasynclinal du Dadou, voire même sur les schistes ordoviciens du cœur de cette unité.

Viganais et Cévennes méridionales

On peut rattacher au domaine nord précédemment décrit, les terrains paléozoïques qui apparaissent au Nord-Est de la feuille sous la couverture mésozoïque du Larzac oriental et de la frange cévenole et qui montrent la superposition de deux ensembles distincts :

– au Sud, l'empilement des *Unités « Viganaises »*, à matériel cambro-ordovicien à lithologies variables d'unité à unité, très localement datées paléontologiquement ;

– au Nord, l'ensemble des « *Schistes des Cévennes* », chevauchant les Unités Viganaises, et caractérisé par une lithologie très uniforme et une déformation intense et homogène.

• **Unités « Viganaises »**. L'Unité des Malines, à la base de l'édifice, la moins affectée par la schistosité (limitée aux horizons pélitiques) et le métamorphisme, pourrait représenter le substratum autochtone. Elle est structurée en grands plis couchés kilométriques.

Au-dessus, les *Unités de Saint-Bresson, Sumène, Le Vigan*, aux rapports mutuels souvent incertains en raison d'accidents tardifs, présentent une lithologie comparable, avec une série schisto-gréseuse inférieure et une série carbonatée proche du Cambrien inférieur de la Montagne noire (k₁, k₂), un ensemble schisto-carbonaté qui a livré un fragment de trilobite de la limite Cambrien moyen–Cambrien supérieur, et une série schisto-gréseuse supérieure vraisemblablement ordovicienne.

La structuration en plis couchés écaillés, s'accompagne d'une schistosité de flux subhorizontale de plus en plus marquée vers le haut. Les linéations et le déversement des plis indiqueraient un déplacement du Nord ou Nord-Est vers le SSW.

On rattache aux *Unités « Viganaises »*, une unité plus septentrionale : l'Unité du col de Moures, dont les rapports avec les unités précédentes sont oblitérés par des accidents tardifs. Elle s'en distingue en outre par une lithologie sensiblement différente et une très intense déformation avec plis nord-sud à déversement ouest.

Par comparaison des faciès et des styles tectoniques, les Unités « Viganaises » peuvent être rapprochées des Unités des monts de Lacaune.

• **Cévennes méridionales**. L'ensemble des « *Schistes des Cévennes* », surtout représenté plus au Nord-Est, se superpose aux unités viganaises par l'intermédiaire d'un contact cisailant relativement tardif par rapport à la schistosité principale et au métamorphisme.

L'âge des séries représentées dans cet ensemble n'est pas connu. On les suppose, par comparaison avec les séries de l'Albigeois-Montagne noire, correspondre au Cambro-Ordovicien. Cette attribution est compatible avec l'âge U/Pb sur zircons (Caron, 1994), à 500 ± 16 Ma obtenu sur la métadiorite d'Aire de côte (ou du Pas) dans l'horizon carbonaté, et l'âge Pb-Pb par évaporation (Méthode de Kober) sur zircons sélectionnés, à 482 ± 8 Ma (Guerrot, 1996), dans l'horizon volcanogène de Bassurel, à la partie inférieure des « micaschistes noirs » assimilables à ceux de l'Albigeois, et rapportés à l'Ordovicien.

Complexe gneissico-amphibolique de Réalmont-Carmaux-Najac. Unités internes de l'orogène varisque

Les roches rapportées au *complexe gneissico-amphibolique* affleurent dans les secteurs de Réalmont et de Carmaux, et ont été reconnues par sondages sous la couverture tertiaire du golfe d'Albi où leur présence coïncide avec une spectaculaire anomalie gravimétrique lourde. Les affleurements de Réalmont constituent le témoin le plus méridional du « Complexe leptyno-amphibolique » représenté plus au Nord en Rouergue (Najac, Carmaux, Lézou) et au Nord de la Lozère (Marvejols). Cet ensemble de formations intensément déformées et comportant des roches éclogitisées à protolite ordovicien (485 Ma) exhumées au Carbonifère inférieur (≈ 350 Ma), représenteraient un des éléments les plus internes de l'orogène varisque, où il constitue une nappe précoce supérieure, entraîné ici en chevauchement sur les unités plus externes.

Structure du domaine au Nord de la zone axiale

En Albigeois et dans les monts de Lacaune où les conditions d'observation sont les meilleures, deux événements distincts concourent à la structuration de ce domaine (Guérangé-Lozes et Burg, 1990) (coupes fig. 11, hors-texte) :

- un événement tectono-métamorphique tangentiel majeur (D1-3), d'âge dinantien (360-330 Ma), se caractérisant par un plissement polyphasé, synmétamorphique, et la mise en place des nappes à vergence sud ;
- un événement composite tardif (D4-5), d'âge carbonifère supérieur qui est responsable de déformations souples de large amplitude et de déformations cassantes associées, en relation avec du plutonisme namuro-westphalien.

La structuration interne précoce de chaque unité structurale apparaît comme la superposition de deux phases de déformation tangentielle superposées (D1 et D2), corrélables d'une unité à l'autre, et présentant un gradient de déformation croissant globalement du Sud vers le Nord, unité structurale par unité structurale, et phase par phase ; toutefois l'unité de Mélagues est pratiquement sans schistosité ni métamorphisme tandis que

les unités du « dôme de Viane », sont plus métamorphiques que celles qui les encadrent. La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est affectée en outre par une déformation D3 qui lui est spécifique.

La déformation D1, se traduit par des plis d'ordre cartographique, de direction axiale NE-SW et couchés vers le Sud-Est. Ces plis sont aschisteux dans les monts de Lacaune. Ils admettent une schistosité synmétamorphique comme plan axial dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Ils sont oblitérés dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, où la schistosité S1, en relique, est généralement transposée par les schistosités SD2 et SD3.

La déformation D2, qui se superpose sans équivoque au plissement D1, en lui succédant en continuité, se caractérise par :

- un cisaillement ductile (surfaces de cisaillements basales des nappes et cisaillements satellites internes) ;
- un plissement complexe (plis à axes courbes), synschisteux et synmétamorphique, d'amplitude au maximum hectométrique.

Les schistosités synmétamorphiques SD1 et SD2 affectent avec les mêmes caractères le complexe gneissico-amphibolique de Réalmont–Carmaux–Najac.

La déformation D3, à l'échelle de l'affleurement, est spécifique à la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Elle se caractérise par un plissement en chevrons, d'amplitude au maximum décamétrique dans la partie méridionale de la nappe, puis progressivement d'ordre cartographique au Nord de Lédergues (feuille Aurillac à 1/250 000), où il s'associe à des décrochevauchements dextres (NW-SE), contrôlant la mise en place des granitoïdes de type Pinet vers 350 Ma (Pin, 1981 ; Maluski et Monié, 1988).

Le caractère polyphasé de la déformation, quelle que soit l'unité structurale considérée (deux phases de déformation tangentielle superposées, D1 et D2 à schistosité subhorizontale dans les nappes) ainsi que la complexité des plis D2 à axes courbes, sont des critères géométriques de structure en nappe.

La géométrie des mégaplis D1, couchés vers le Sud-Est à l'échelle régionale, ainsi que le déversement des plis dans cette direction, indiquent sans ambiguïté la vergence réelle de la chaîne vers le Sud ou le Sud-Est. L'orientation de la linéation d'étirement (N170°E à N10°E), visible notamment dans les quartzites et les tufs rhyolitiques situés immédiatement sous la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, précise la direction du déplacement.

Dans ce schéma d'empilement de nappes, les unités les plus septentrionales (nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès, Saint-Sernin-sur-Rance et complexes gneissico-amphiboliques de Réalmont–Carmaux–Najac–Lévezou, apparaissent comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue cristallins.

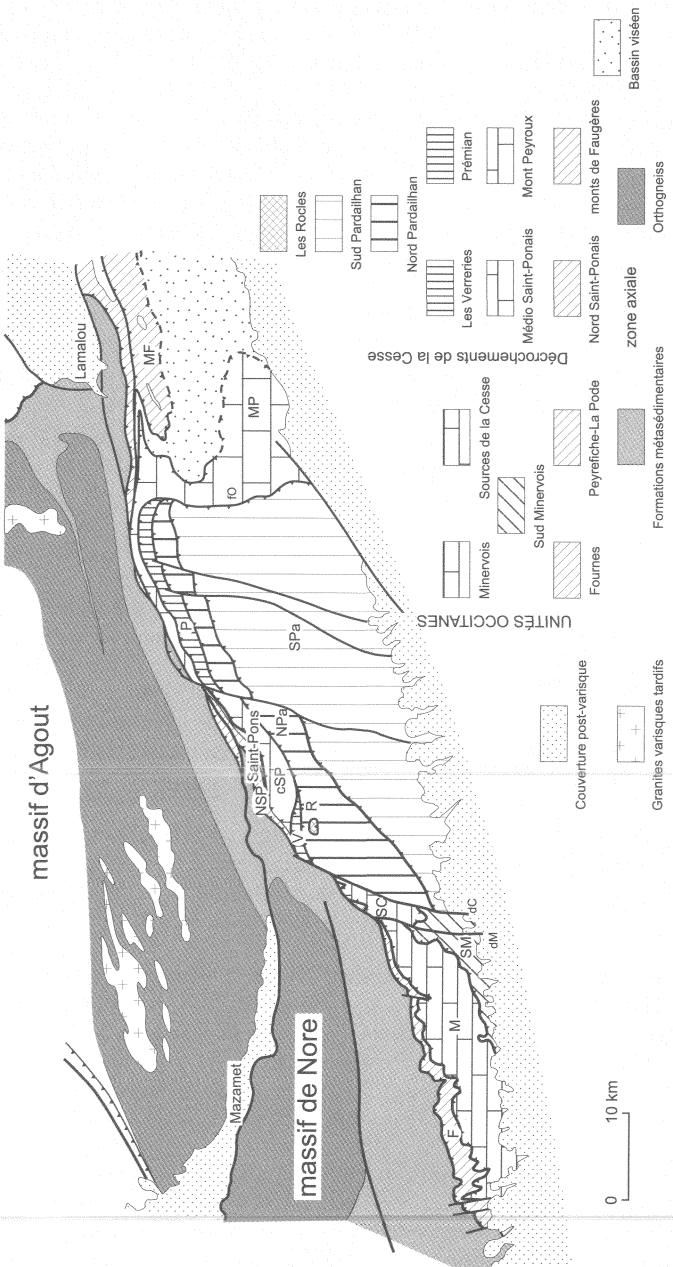


Fig. 12 - Les nappes du versant sud

Les événements tectoniques tardifs D4 et D5, communs à toutes les unités structurales, se caractérisent par des couloirs régionaux de déformation, soulignés par des plis à grand rayon de courbure, associés à la mise en place de granitoïdes, et par une intense tectonique cassante, contrôlant notamment l'ouverture des bassins stéphaniens.

La déformation D4 correspond à un plissement d'amplitude cartographique de direction N60°E, contemporain de la mise en place du granite du Sidobre vers 313 Ma (par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Monié et Maluski, 1996) et associé à plusieurs familles d'accidents cassants.

La déformation D5, dont les effets cartographiques sont distincts de ceux de la déformation D4, apparaît composite. Un premier événement, prépondérant, se caractérise par un plissement d'ordre régional, de direction NNE-SSW, probablement contemporain de la mise en place d'un granitoïde « caché » (axe gravimétrique léger). Un second événement, subordonné mais distinct, se traduit par un plissement, orienté NNW-SSE à N-S, qui se manifeste par des plis de faible amplitude.

L'âge des déformations D4 et D5 est carbonifère supérieur.

• Datation de la structuration tectono-métamorphique tangentielle

Des muscovites synchrones de la déformation D2 dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance ont fourni des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $343,6 \pm 3,5$ et $337,7 \pm 3,4$ Ma (Costa, 1990).

Le métamorphisme du Mendic est daté à 333 ± 3 Ma (Costa, 1990).

Rappelons qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 351 ± 2 Ma a été obtenu sur des micas du granite syntectonique du Pinet dans le Rouergue, (syn-D3), synchrone des décro-chevauchements dextres WNW-ESE (Maluski et Monié, 1987).

Le métamorphisme du domaine nord apparaît donc hétérochrone : achevé dès le début du Tournaisien vers le Rouergue, il est viséen inférieur dans les unités des monts de Lacaune.

Domaine au Sud de la zone axiale de la Montagne noire

Versant sud de la Montagne noire (fig. 12)

Il est formé d'un empilement de nappes de charriage en grands plis couchés synschisteux, à matériel épi à non métamorphique d'âge cambrien inférieur à namurien, dont on admet aujourd'hui, qu'elles se sont déplacées, suivant les auteurs, du Nord (Nord-Est à Nord-Ouest) vers le Sud, ou de l'Ouest vers l'Est.

Le substratum des nappes n'est pas connu avec certitude ; dans leur partie frontale il est caché sous le Tertiaire. Dans la partie orientale où affleurent les termes les plus profonds il semble que les nappes reposent sur le Viséen.

Les rapports mutuels des différentes unités de même que leurs rapports avec la zone axiale sont rendus ambigus du fait de replissements tardifs à plan axial raide, et de la présence entre les deux domaines d'un accident bordier où les rejeux tardifs en décrochement et/ou faille normale masquent le plus souvent un éventuel plan de charriage initial. L'accident de base des nappes est déformé par toutes les phases tardives et en particulier par la phase P4 qui verticalise le Sud du massif de l'Agout, mais au Sud du massif de Nore, cet accident peut être localement (mine de Salsigne par exemple) relativement peu penté. Il a joué en décrochement au stade tardi-hercynien.

L'édifice des nappes présente un ensellement axial limité à l'Est par la flexure de l'Orb et à l'Ouest par la zone de décrochement de la Cesse. C'est dans *cette partie centrale* que sont exposées les nappes les plus élevées, les unités inférieures étant fortement réduites et laminées entre ces unités supérieures et la zone axiale. De haut en bas, se succèdent :

- la petite **Unité des Roques** près de Verreries de Moussan, à matériel cambrien moyen repose sur le Cambrien inférieur du synforme de Ferrals (nappe de Pardailhan) ;

- la **nappe de Pardailhan** constituée de terrains d'âge cambrien inférieur à ordovicien en position renversée reposant sur une semelle de Dévonien fortement écaillée ; la nappe est structurée en trois grands plis couchés à cœur de Cambrien inférieur, du Nord au Sud, les synformes de Ferrals–Malviès, de Lucarnis–Naudet (Nord Pardailhan), dont seuls les flancs inverses sont préservés et la synforme de Camplong–Poussarou (Sud Pardailhan) dont le flanc normal est cisaillé par des accidents peu pentés en extension ; l'ensemble de la nappe est découpé par de grands décrochements SSW-NNE ;

- le **Saint-Ponais**, entre la nappe de Pardailhan et la zone axiale, est formé de trois unités superposées à matériel d'âge cambrien moyen à viséen ; les Unités *sud-saint-ponaise* et *médio-saint-ponaise* montrent des plis isoclinaux synschisteux où les séries sont en position renversée, l'Unité *nord-saint-ponaise* apparaît globalement comme un monoclinale en position normale ; ces unités se laminent rapidement vers l'Ouest et l'Est de sorte que dans la vallée du Jaur, ces unités inférieures ne sont plus représentées que par des écailles de carbonates dévoniens et une lanière de schistes ordoviciens qui se rattache à la nappe du Mont Peyroux ;

- le **Minervoïs**, à l'Ouest du décrochement de la Cesse, est constitué de bas en haut des unités superposées suivantes (fig. 13) :

- des *écailles dévoniennes* qui représentent la couverture de la zone axiale à peine déplacée,

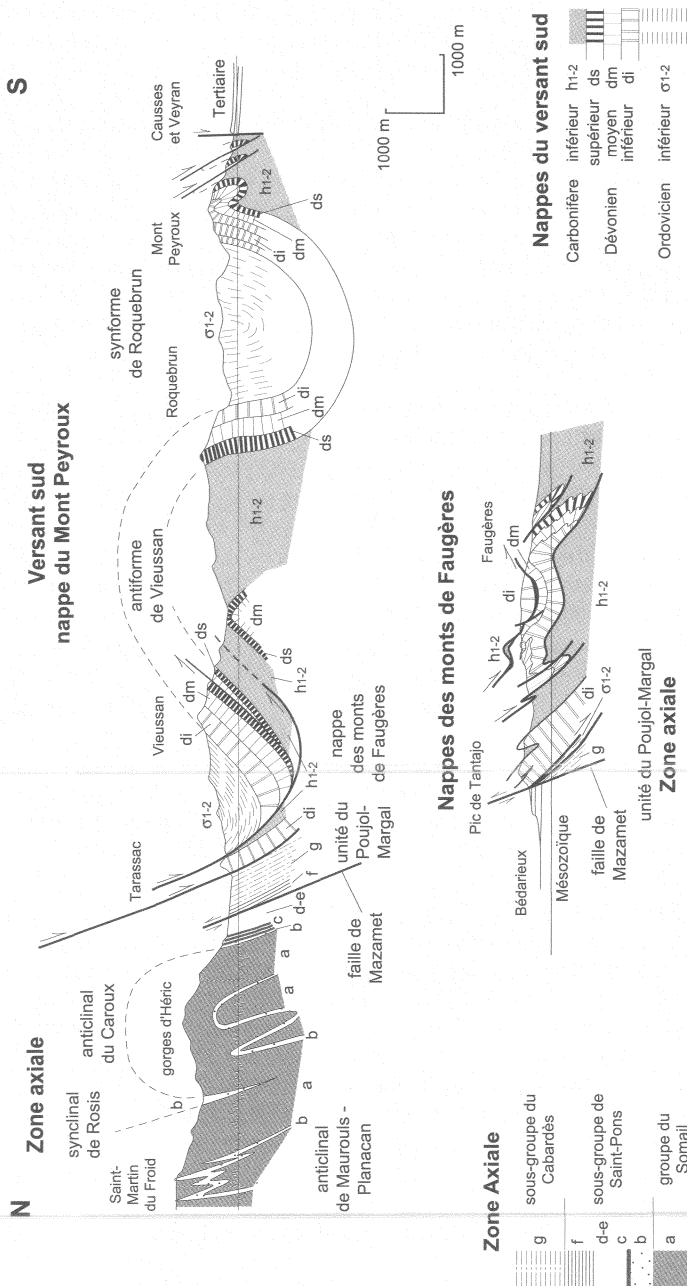


Fig. 14 - Les nappes du Mont Peyroux et des monts de Faugères

. l'*Unité de Fournes*, constituée de terrains d'âge cambrien inférieur à dévonien, généralement en position inverse, structurés en grands plis isoclinaux (antiforme de Cabrespine, synforme de Salsigne) les charriages cisailants qui limitent cette unité recoupent obliquement les structures,

. la *nappe du Minervois* qui présente la série la plus complète de toute la Montagne noire (Cambrien inférieur–Viséen) structurée en un grand pli couché représenté par son flanc normal et sa charnière verticalisée,

. l'*Unité Sud-Minervois* à matériel ordovicien ;

– la ***nappe du Mont Peyroux*** vers l'Est (fig. 14), chevauchée par la nappe de Pardhailhan, présente une série renversée allant de l'Ordovicien au Viséen ; elle est déformée par des plis droits postérieurs à sa mise en place : anticlinal de Vieussan et synclinal de Roquebrun ;

– la ***nappe des monts de Faugères*** (fig. 14), sous-jacente à la nappe du Mont Peyroux, comporte plusieurs unités superposées (Unités de Saint-Michel et de Faugères), chacune d'elle présentant des séries allant du Dévonien au Viséen en position normale et structurées en têtes plongeantes. Les formations viséennes solidaires des nappes du Mont Peyroux et des monts de Faugères, renversées sous la nappe du Mont Peyroux, se redressent progressivement vers l'Est et passent en position normale. On note en même temps une évolution progressive du mode de sédimentation de cette série : les faciès du Viséen évoluent de turbidites distales à des turbidites proximales où apparaissent des olistolites de plus en plus abondants et volumineux enfin à un véritable olistostrome dont les éléments peuvent atteindre une taille plurikilométrique ; le matériel de ces olistolites et olistostromes comprend d'abord essentiellement des calcaires de plate-forme viséens ; où s'ajoutent (vers le sommet de l'édifice) des terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens provenant sans doute du flanc normal de la nappe du Mont Peyroux. Les termes les plus récents impliqués dans les olistolites sont d'âge namurien basal. Cet olistostrome, improprement désigné « Écailles de Cabrières », est situé à l'extrémité orientale du versant sud.

Ces faits démontrent le caractère synsédimentaire de la mise en place de ces nappes et permet de dater cette mise en place, du moins à son stade terminal, au Viséen supérieur–Namurien (# 320-335 Ma).

Massif de Mouthoumet

Ce massif qui n'apparaît sur la feuille que par sa frange septentrionale, constitue, avec la petite boutonnière de l'Alaric, une culmination du substratum varisque, entre la Montagne noire et les Pyrénées. Cette culmination est liée au plissement pyrénéen.

Les séries paléozoïques qui le constituent vont de l'Ordovicien au Carbonifère (Stéphanien). Leur lithologie avec notamment un Viséen olisto-

litique dans certaines unités et le style tectonique, présentent certaines affinités avec les unités du versant sud de la Montagne noire.

On y distingue classiquement : un *autochtone relatif*, affleurant surtout à l'Ouest du massif, à structuration polyphasée avec plis et décollements (en particulier au niveau des ampélites siluriennes) et des *nappes pelliculaires* en position généralement normale dont la mise en place (par gravité ?) est liée à un événement tardif post-schisteux. Elles comprennent :

- une ou des nappes inférieures (Roc de Nitable, Félines–Palairac), à matériel surtout dévono-dinantien à schistosité de flux-fracture, et structuration en plis couchés déversés grossièrement vers le Sud ;
- une nappe supérieure (Serre de Quintillan) à matériel essentiellement ordovicien, structurée en plis couchés à schistosité de flux généralisée et déversement vers l'WSW.

La structure est compliquée par des déformations hercyniennes tardives, avec plis et failles postérieurs à la mise en place des unités tangentielles, et par les effets des mouvements pyrénéens (Crétacé, Éocène), en compression Nord-Sud. À ces derniers peut être imputé en particulier le grand accident frontal qui contrôle au Nord la surrection du massif avec un jeu de faille inverse et de décrochement sénestre.

FORMATIONS DU DOMAINE VARISQUE

Formations anté à synorogéniques (sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques associées)

Zone axiale de la Montagne noire

La zone axiale est constituée d'orthoigneiss (groupe du Somail–Nore, gneiss des Cammazes), qui seront présentés plus loin, et de séries d'origine supra-crustale, métasédimentaires et métavolcaniques, qui en constituent l'enveloppe et qui affleurent dans deux domaines disjoints :

- dans le centre du massif de l'Agout (et dans les « fenêtres » de Mazamet et d'Albine dans le massif de Nore) les formations du « **groupe de La Salvetat** » ;
- à la périphérie des massifs de l'Agout, de Nore et du Cabardès un puissant ensemble où l'on peut distinguer deux groupes de formations superposées séparés par une discordance peu importante : le groupe de **Saint-Pons–Cabardès** et le groupe de **Roc-Suzadou** (ces deux ensembles étant traditionnellement désignés « Schistes X ») ; localement le dernier de ces groupes est surmonté en concordance par le seul dévonien autochtone de la Montagne noire.

Groupe de Saint-Pons-Cabardès

Les formations de ce groupe (*SPb-j*) constituent une série essentiellement métasédimentaire reposant sur les orthogneiss du groupe du Somail-Nore et limitée à son sommet par la discordance cartographique du groupe du Roc-Suzadou. La lithologie et la géochimie permettent de subdiviser ce groupe en unités lithostratigraphiques plus fines, notées faisceaux **b** à **j** ; ces faisceaux s'organisent en deux grands ensembles sédimentaires, l'ensemble inférieur **b** à **f** (ou sous-groupe de Saint-Pons) et l'ensemble supérieur **g** à **j** (ou sous-groupe du Cabardès), la distinction entre ces deux ensembles est essentiellement fondée sur la géochimie qui traduit un renouvellement de l'apport sédimentaire au passage de l'un à l'autre.

***SPb-f*. Ensemble inférieur (sous-groupe de Saint-Pons)**

***SPb*. Faisceau b : ensemble inférieur grésopélitique : Formation de Rieumajou.** Gneiss plagioclasiques à biotite et micaschistes à rares niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques et de marbres. Sa puissance varie de quelques dizaines de mètres (Caroux) à 200 m (Labastide-Rouairoux, Verdun-en-Lauragais).

***SPc*. Faisceau c : Formation volcanique à volcanosédimentaire de Rouvials et « gneiss de l'Orbiel » (*Sa2*).** Cette formation se caractérise par la présence d'orthogneiss de composition acide à intermédiaire formant des bancs décimétriques à plurimétriques de faciès et de chimisme variés, interstratifiés avec des roches clairement métasédimentaires (« gneiss gris », micaschistes et gneiss-à-silicates-calciques).

Les faciès des orthogneiss sont très variables : « gneiss sombres à petits yeux » (à matrice riche en biotite et à phénocristaux infracentimétriques), « gneiss clairs à petits yeux » (pratiquement sans biotite mais à muscovite), gneiss leptynitiques isogranulaires à grain fin, (faciès « gneiss de l'Orbiel ») gneiss œillés à phénocristaux pluricentimétriques.

Ce faisceau montre d'importantes variations régionales à l'échelle de l'ensemble de la zone axiale. Une organisation paléogéographique se dessine d'Est en Ouest dans chacun des deux massifs de l'Agout et de Nore, montrant des séries plus réduites (100-150 m) à l'Est, plus puissantes vers l'Ouest (500 m), avec une dilution de l'apport volcanique dans les niveaux sédimentaires. Plus à l'Ouest, autour du massif du Cabardès on revient à des séries moins épaisses essentiellement orthogneissiques.

La discussion géochimique montre que si certains « gneiss sombres à petits yeux » ont une composition de roches sédimentaires (volcano-sédimentaires), la plupart des gneiss du faisceau **c** ont des compositions de

roches éruptives. Les compositions chimiques sont bien différentes des gneiss du Somail-Nore y compris pour le faciès « gneiss de l'Orbiel » (cf. fig. 20, p. 56). Malgré d'importantes altérations hydrothermales et des phénomènes cumulatifs, il est possible de montrer que les orthogneiss du faisceau c forment une lignée magmatique homogène différenciée depuis des termes de composition intermédiaire (SiO_2 63 à 69 %) jusqu'à des termes acides (SiO_2 71 à 77 %), de caractère subalcalin, pauvre en titane et relativement ferrifère. Un tel magmatisme peut s'interpréter comme un magmatisme post-orogénique.

Compte tenu de leur gisement (caractère lité, concordance tant locale que régionale sur des faciès incontestablement métasédimentaires) et sans exclure la possibilité de sills intrusifs (faciès « gneiss de l'Orbiel »), nous interprétons les faciès de ce faisceau comme d'origine volcanique et volcano-sédimentaire. Ils n'ont pas encore été datés.

SPd-e. Faisceaux d et e : Formation grésopélitique et carbonatée de Mas de Rieu. Elle se caractérise par une lithologie relativement variée (quartzites, grès, micaschistes parfois hyperalumineux, niveaux graphiteux, gneiss-à-silicates-calciques, marbres calciques et dolomitiques) organisés en séquences de divers ordres. La séquence type est formée de grès (souvent associés à des niveaux carbonatés)- micaschistes pélitiques- niveaux graphiteux. Quatre ou cinq mégaséquences peuvent être reconnues : les mégaséquences inférieures sont à dominante détritique ; la dernière mégaséquence (faisceau e) se caractérise par le développement important de niveaux carbonatés et l'existence de niveaux graphiteux.

Cette formation montre d'importantes variations régionales depuis des séries moins épaisses (300 m) plus riches en faciès gréseux à l'Est des massifs de l'Agout et de Nore vers des séries épaisses (700 m) plus uniformément pélitiques vers l'Ouest. Plus à l'Ouest encore (unités d'Arfons, des Cammazes et de la Loubatière) on retrouve des faciès plus gréseux et le faisceau e, très quartzitique, renferme des niveaux de carbonates (calcaires et dolomies) massifs pouvant atteindre quelques dizaines de mètres.

SPf. Faisceau f : Schistes et quartzites clairs. Ils sont de couleur blanchâtre, verdâtre, jaunes par altération (150-200 m). Les faciès quartzitiques prennent un développement important dans les unités d'Arfons et de la Loubatière.

SPg-j. Faisceaux (g à j) : ensemble supérieur schistogréseux (sous-groupe du Cabardès). Cet ensemble extrêmement monotone représente les deux tiers du groupe de Saint-Pons-Cabardès (1 000 à 1 500 m). Il est constitué en majeure partie d'un fond sédimentaire de schistes sombres, bleu-noir, souvent pyriteux montrant de manière constante une fine lamination milli-

métrique de grès clairs (laminites extrêmement parallèles et monotones qui correspond à un régime de turbidites distales).

Ce fond sédimentaire de schistes rubanés monotones est interrompu à plusieurs reprises par des décharges de grès clairs qui renferment parfois des clastes de quartz hyalin et, plus rarement de feldspath. La présence de ces niveaux gréseux permet de diviser l'ensemble supérieur en plusieurs faisceaux qui n'ont pas été individualisés sur la carte :

g₁ : schistes monotones et grès à clastes inférieurs,

g₂ : schistes rubanés monotones,

h : grès à clastes supérieurs,

i : « schistes violets » (différents des schistes des faisceaux précédents par l'absence de laminations gréseuses),

j : schistes sombres et grès à passées volcaniques.

Ces faciès, « tufs de Série », renferment des laves et des produits pyroclastiques plus ou moins remaniés. Les roches typiquement volcaniques de composition intermédiaire (SiO_2 : 63-70 %) définissant une lignée calcoalcaline sont très fréquemment hydrothermalisées. Une datation Pb/Pb par évaporation de grains de zircon sélectionnés (méthode de Kober) leur donnerait un âge minimal de 545 ± 15 Ma. (Lescuyer et Cocherie, 1992).

SR. Faisceau k. Groupe du « Roc Suzadou ». Très homogène et caractéristique sur toute la bordure sud de la zone axiale, ce groupe repose en discordance cartographique et même localement angulaire sur le groupe de Saint-Pons-Cabardès jusque sur le faisceau h.

Bien que de puissance réduite (150 m en général, exceptionnellement 300 m à Villardonnell) ce groupe est remarquablement uniforme à l'échelle régionale : à la base, conglomérats lenticulaires, quartzites et schistes blancs renfermant fréquemment andalousite et/ou chloritoïde (10 m) ; puis barre de quartzites qui passent ensuite à des schistes ; ces schistes se chargent progressivement en lentilles décimétriques de calcaires à entroques.

Dans la plupart des cas, cette série est tronquée dans sa partie supérieure par le contact de base des nappes du versant sud.

Groupe de La Salvetat

Le groupe de La Salvetat (Sa1-3), d'origine sédimentaire et volcanique, constitue l'enveloppe du groupe du Somail dans la partie centrale et septentrionale du massif de l'Agout. Il apparaît aussi dans les fenêtres d'Albine et de Mazamet au centre du massif de Nore.

Ce groupe comprend trois termes contrastés, de bas en haut :

Sa1. Formation d'origine grésopélitique de Puech Plo. La base de la formation est uniformément d'origine gréseuse (gneiss plagioclasiques à biotite) (Puech Plo inférieur) (50 à 100 m) avec des niveaux peu épais de kinzigites (gneiss à biotite-sillimanite-grenat-cordierite dérivant de shales), de « gneiss à silicates calciques » et d'ortho-amphibolites (à caractère de tholéïtes riches en titane).

Dans le synclinal de Fraïsse elle se poursuit assez uniformément par des gneiss plagioclasiques à biotite dérivant de grès impurs de puissance relativement réduite (100 à 200 m pour l'ensemble).

Par contre, dans les unités profondes et plus particulièrement dans la nappe de Nages, s'individualisent une partie moyenne constituée de micaschistes d'origine pélitique et une partie supérieure « gneiss plagioclasiques à biotite » avec à leur base des quartzites assez purs. Ces deux ensembles atteignent 300 à 400 m.

Sa2. Formation de Murat⁶. Cette formation dont la puissance varie de 0 à 50 m (en général elle est de l'ordre de 20 à 30 m) n'a été représentée que lorsqu'elle avait une puissance suffisante ; ailleurs elle a été regroupée avec la formation de Nages.

Elle est constituée de gneiss quartzo-feldspathiques leptynitiques, tantôt isogranulaires, tantôt porphyroïdes en bancs décimétriques à métriques à faciès et chimisme différenciés. On y rencontre également des gneiss plagioclasiques à biotite d'origine sédimentaire et des ortho-amphibolites (tholéïtes riches en titane).

La plupart des gneiss de Murat ont des compositions de roches éruptives, voisines de celles de rhyodacites et de rhyolites. Il existe toutefois des roches dont les compositions sont plutôt celles de roches sédimentaires (arkoses, grauwackes ou plutôt arénites volcaniques).

Les faciès orthogneissiques forment une série magmatique différenciée, saturée ou légèrement sursaturée en alumine, riche en fer et en titane. La formation de Murat est indistinguishable du point de vue géochimique de la formation de Rouvials dans le groupe de Saint-Pons.

La formation de Murat représente un complexe volcanique et volcano-sédimentaire : ces gneiss dériveraient de rhyodacites et de rhyolithes. Il n'est pas exclu qu'il existe aussi des sills (faciès à gros yeux en particulier), l'ensemble restant toutefois très homogène du point de vue chimique.

⁶ Dans la légende de la carte notée de façon erronée « gneiss de l'Orbiel ».

Ces gneiss sont datés à Murat-sur-Vèbre à 532 ± 13 Ma par la méthode U-Pb sur lot composite de zircons (Ducrot et *al.*, 1979), sur un faciès à gros yeux peut-être plutonique et ne garantit donc pas une position lithostratigraphique.

Sa3. Formation de Nages. Il s'agit d'un ensemble de paragneiss (gneiss plagioclasiques à biotite) plus ou moins riches en niveaux calciques, gneiss-à-silicates-calciques et cipolins, suivis d'une série schisto-gréseuse. Des niveaux graphiteux et localement des ortho-amphibolites s'y associent.

Corrélation entre les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons - Évolution sédimentaire de la zone axiale

Bien que les accidents qui bordent la zone axiale au Nord empêchent de voir le passage de l'un à l'autre, les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons sont équivalents. Les corrélations, probables en termes de lithofaciès, sont confirmées par l'étude géochimique (fig. 15, hors-texte).

On a déjà noté par ailleurs que le groupe de Saint-Pons-Cabardès se corréle terme à terme aussi bien en termes de lithofaciès qu'en termes géochimiques avec le groupe de Canaveilles des Pyrénées orientales (Baetens, 1988 ; Laumonier, 1996) dans lequel un épisode volcanique a été daté par U/Pb ponctuelle (SHRIMP) à 580 Ma (Cocherie, 2000) impliquant aussi un âge protérozoïque terminal pour le Groupe de Canaveilles.

Les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons représentent plusieurs cycles sédimentaires :

- le *premier cycle* représenté uniquement dans la partie centrale et nord de la zone axiale (parties inférieure et moyenne de la formation de Puech Plo) correspond à une sédimentation détritique (parfois légèrement carbonatée) sans doute assez proximale provenant d'une zone source très mature, d'abord assez gréseuse puis pélitique, avec quelques intercalations d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire ;
- le *second cycle* se développe dans l'ensemble de la zone axiale (partie supérieure de la formation de Puech Plo, formation de Murat et formation de Nages) et sur le flanc sud, à la partie inférieure du groupe de Saint-Pons-Cabardès. Ce second cycle, d'âge infracambrien-cambrien possible, correspond à l'établissement progressif d'un bassin sédimentaire.

Il débute très localement par des quartzites et se poursuit par des grès impurs (partie supérieure de la formation de Puech Plo-faisceau b), qui apparaissent comme des sédiments mal triés et peu évolués en grande partie d'origine volcano-sédimentaire.

L'épisode volcanique et volcano-sédimentaire des formations de Murat-Rouvials (faisceau c) s'intercale dans cette sédimentation et apparaît plutôt

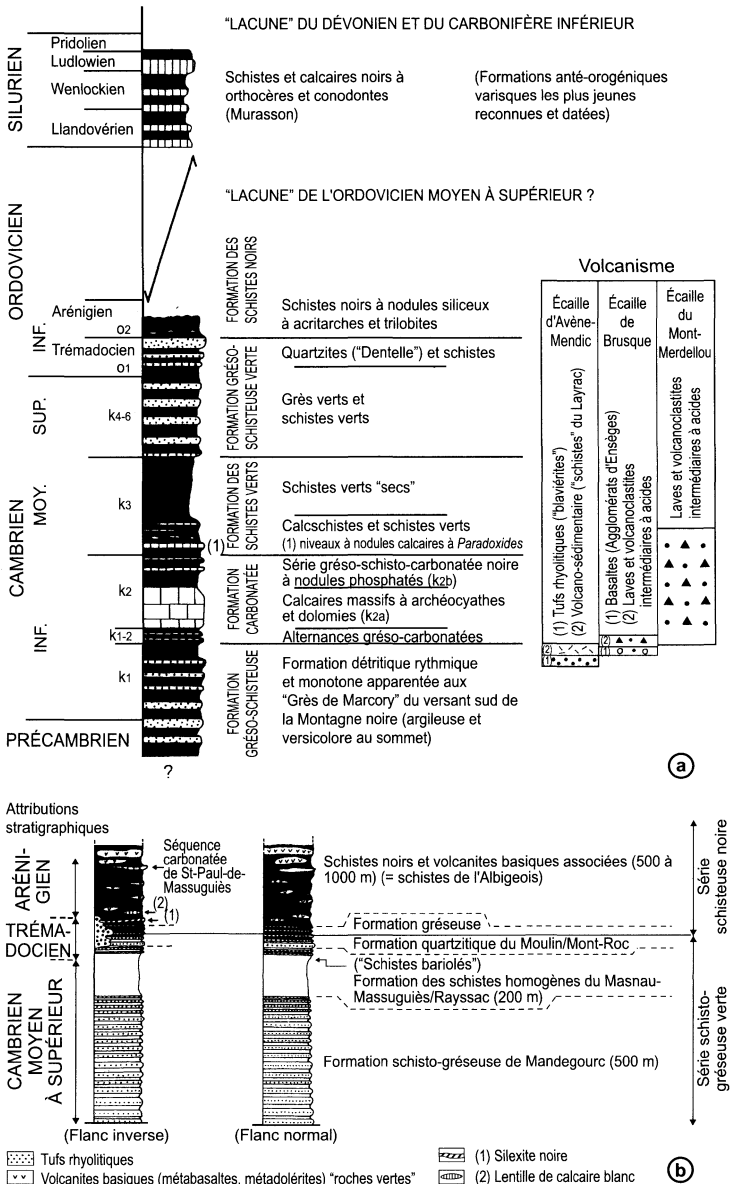


Fig. 17 - a) Lithostratigraphie des formations paléozoïques anté-orogéniques varisques des monts de Lacagne ; b) Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (Guérangé-Lozes et Burg, 1990)

comme une association de zone en distension. Le faciès œillé qui y est daté à 532 ± 13 Ma est peut-être plus jeune s'il est intrusif.

On revient ensuite à une sédimentation détritique très voisine de ce qu'elle était au début du second cycle si ce n'est l'influence du volcanisme et surtout l'installation locale mais fréquente d'une sédimentation carbonatée à laquelle s'associent parfois des niveaux euxiniques (schistes graphiteux) (formation de Nages et de Mas de Rieu = faisceaux d et e).

Après la sédimentation à forte composante biochimique du faisceau e et de la formation de Nages, le faisceau f voit un retour à une sédimentation purement détritique, assez bien triée. Puis à partir du faisceau g où les différences géochimiques traduisent un renouvellement de l'apport, s'instaure une sédimentation de shales-grauwackes mal triés à caractère de turbidites distales dont seules quelques décharges détritiques plus proximales et surtout le volcanisme calco-alcalin du faisceau j viennent interrompre la monotonie.

Les séries des écaillés para-autochtones de l'Ouest de la Montagne noire (Les Cammazes, Arfons, la Loubatière), tout en gardant la même organisation d'ensemble que le groupe de Saint-Pons-Cabardès, montrent des faciès plus contrastés avec en particulier un plus large développement des carbonates dans le faisceau e et des quartzites dans le faisceau f, ce qui indiquerait des conditions plus proximales et un passage aux faciès de plate-forme.

Les deux datations (des faisceaux c et j) U/Pb et Pb/Pb sur zircons, indiquant un Cambrien basal, suggèrent que l'ensemble des séries de Saint-Pons-Cabardès et de La Salvétat, ne représenterait que le Cambrien très inférieur, voire le Protérozoïque terminal.

D'autre part, D. Gebauer et *al.* (1989) montrent que les zircons extraits du groupe de Saint-Pons-Cabardès ont la même histoire, typiquement gondwanienne que les zircons resédimentés dans les terrains cambrien moyen et ordocicien inférieur du domaine des nappes. L'âge minimum des zircons d'origine magmatique resédimentés dans le groupe de Saint-Pons est de 556 Ma, ce qui donne un âge maximum pour ce groupe.

Domaines au Nord et au Sud de la zone axiale

Cambrien

Il est bien représenté et daté dans les unités du versant sud de la Montagne noire (fig. 16, hors-texte). Il constitue également l'essentiel des terrains dans le domaine nord zone axiale, où les attributions d'âge se font

par corrélations de faciès avec les terrains fossilifères et datés des monts de l'Est de Lacause et du domaine sud (fig. 17). La succession comprend :

k. **Cambrien indifférencié**

Dans la région au Nord du Sidobre on a ainsi désigné un ensemble de formations appartenant vraisemblablement en totalité au Cambrien, mais où l'état actuel des reconnaissances ne permet pas de délimiter les termes définis ailleurs.

k1. Cambrien inférieur détritique (« Grès de Marcory »). Puissante série (1 000 m ou plus ?) détritique, monotone, dont la base n'est pas connue. Ces sédiments, ont à peu près les mêmes caractères dans le versant sud et le domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire.

- *Dans le versant sud*, les termes les plus inférieurs ne sont connus que dans la nappe du Minervois dans la région de Salsigne, avec une série pélitique verdâtre à intercalations de calcaire (Marmorières) gris à lits oolitiques et traces probables d'organismes (éocrinoïdes ?). Les calcschistes noirs dits de Villanière considérés parfois comme plus anciens, appartiendraient en fait (Lépine et *al.*, 1990) au Dévonien basal.

L'essentiel de la série des « Grès de Marcory », correspond à une alternance de grès pélitiques ou pélites verdâtres en bancs décimétriques à métriques et stratification plane et régulière.

Un faisceau inférieur peut être caractérisé par des faciès quartzitiques clairs à nombreuses figures sédimentaires et passées plus grossières parfois conglomératiques (chenaux ?).

Un faisceau supérieur relativement constant se caractérise par un horizon pélitique vert surmonté de grès feldspathiques verts ou violets à piste (bilo-bites), et faunule cambrienne (*Biconulites*, *Chancellaria*), enfin par des grès clairs calcareux dits « de Pardailhan », à faune de trilobites du Cambrien inférieur (Bottomien et Ovétien terminal). Ces grès montrent un renouvellement de l'apport détritique avec abondance du feldspath K (écho lointain du volcanisme « blaviéritique » ?..).

L'identification et la reconnaissance de la valeur stratigraphique des traces-pistes de *Psammichnites gigas*, dans le faisceau supérieur des Grès de Marcory (Alvarez et Vizcaïno, 1999), et dans la formation équivalente de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (Guérangé-Lozes, 1990), permettent d'attribuer un âge atdabanien (ou ovétien) à la moitié supérieure de la Formation de Marcory et garantit cette attribution dans tout le domaine nord.

L'incertitude demeure en revanche sur l'âge des termes inférieurs : Cambrien ou Protérozoïque supérieur.

• *Dans le domaine au Nord de la zone axiale* une puissante série grésopélique azoïque a été attribuée par analogie de faciès avec les « Grès de Marcory » au Cambrien inférieur k1. Elle est constituée d'alternances de grès fins à grossiers, feldspathiques, rubanés, et de pélites grises ou noires devenant très vertes ou violacées dans sa partie sommitale. Cette série est attribuée au domaine marin ouvert, les sédiments fins sont mis en place par décantation rythmée ou par des courants laminaires.

Dans les Unités d'Avène-Mendic, de Durfort (Sorézois) et de Cambounès-Murat-Castanet et le Lodévois, la série contient dans sa partie sommitale des tufs rhyolitiques homogènes (« blaviérites » Bv). Dans la première (Avène-Mendic) ces tufs sont en outre coiffés par un ensemble volcano-détritique (« schistes tuffacés du Layrac », TL).

Dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, un puissant ensemble de tufs rhyolitiques (p), la « Formation de Larroque », surmonte cette même série détritique (Formation de Saint-Sernin-sur-Rance/Condamines). Ces tufs sont surmontés par les quartzites blancs attribués au Trémadocien inférieur O1a.

Ce premier épisode de volcanisme acide est attribué à un contexte distensif qui va perdurer dans le domaine nord jusqu'au Silurien. Ni sa position précise dans l'intervalle Cambrien inférieur-Trémadocien inférieur ni sa durée ne sont définitivement établies.

k2. Cambrien inférieur carbonaté (« calcaires à archéocyathes » s.l.)

• *Dans le versant sud*, cette formation puissante de 500 à 800 m comprend deux termes qui n'ont pas été distingués cartographiquement :

– un terme basal dit des « **alternances grésocarbonatées** » où s'intercalent dans des faciès types « Grès de Pardailhan » des passées calcaires de plus en plus fréquentes et puissantes vers le haut, caractérisées par une faune d'archéocyathes. Cette première séquence marque le passage progressif du k1 au k2 (Atdabanien à Botomien) et présente des caractéristiques très variables selon les unités avec une puissance de quelques dizaines de mètres à près de 300 m ;

– un terme supérieur ou « **série carbonatée** » proprement dite avec :

• un ensemble de calcaires gris-bleu plus ou moins dolomitiques à structures stromatolitiques et contenant des archéocyathes (en toute rigueur le terme « calcaire à archéocyathes » ne correspond qu'à cet ensemble + les alternances grésocarbonatées) ;

- . un ensemble puissant de dolomies massives à la base, stratifiées au sommet, à patine généralement brune ;

- . un ensemble dit « schisto-dolomitique », à dolomies fines et claires en petits bancs et à intercalations pélitiques.

Ces trois derniers ensembles dolomitiques n'ont fourni aucun fossile.

- . Un ensemble dit « silico-dolomitique » à dolomies grises fines à trame et accidents siliceux ;

- . un horizon de calcaires noduleux noirs à trame pélitique jaune ou rouge, riche en hyolithidés (*Biconulites*), constituant un excellent repère.

• *Dans le domaine nord de la zone axiale*, le Cambrien inférieur carbonaté n'est connu que dans les unités inférieures (monts de Lacau et Sorézois) et comprend :

– **une série carbonatée** k2a rappelant en moins différenciés les faciès du domaine sud (k2). Elle débute comme au Sud, par des alternances grésocarbonatées à rares archéocyathes et dont la puissance peut atteindre 500 m. Pour le reste elle est constituée essentiellement de dolomies et de calcaires de plate-forme. Puissante de 600 à 800 m dans les sous-unités de Brusque, cette série se réduit en direction du Nord-Ouest.

Dans la sous-unité de Brusque, s'intercalent dans les faciès de base (alternances grésocarbonatées), des métavolcanites de composition variée particulièrement développées dans le flanc nord de la structure où elles atteignent 500 m.

- Les « *agglomérats d'Ensège* » (1) (300 m) sont constitués de laves et de brèches basaltiques tholéitiques spilitisées.

- Les « *produits volcaniques de Moulergues-Lacan* », (2) sont de composition variée : laves et pyroclastites acides, (quartz, kératophyres et rhyolites). Essentiellement calco-alcalins, ils présentent fréquemment un caractère albitophyrique. Dans le flanc sud du synclinal l'apport volcanique est discret dans la région de Soubras (10 à 20 m de tufs) ; par contre, vers Rocozeles, les ignimbrites et tufs constituent deux niveaux épais d'une cinquantaine de mètres chacun.

– **une puissante série réductrice (k2b) pélito-grésocarbonatée, noire, à nodules phosphatés** apparaît à partir de la sous-unité de Brusque. Équivalent latéral de tout ou partie du Cambrien carbonaté du versant sud, elle marque la fin des dépôts carbonatés massifs de plate-forme et l'amorce d'ouverture d'un bassin distensif plus septentrional. Elle est constituée pour l'essentiel d'une série de shales noirs, localement ardoisiers, à abondants nodules phosphatés.

La série débute, dans la sous-unité de Brusque par un ensemble de grès bruns micacés (Céras). Dans la partie sommitale de cette série, divers horizons lithologiques se différencient, d'épaisseur variable selon les unités, ce sont :

- des *calcaires bleu-noir* k2b₍₁₎ à interlits de pélites noires,
- des *grès clairs* ou bruns micacés à interlits de pélites noires ou grises.

Plus au Nord, en Albigeois–Rouergue, les carbonates (k2a) ont disparu, et seuls subsistent les faciès ampéliteux noirs (k2b).

Les émissions volcaniques de la formation de Larroque conservant en reliques des traces de sédimentation euxinique, pourraient être reliées au contexte de distension. *Dans les unités viganaises* on attribue à cette formation un ensemble variable d'unité à unité comprenant des calcaires noduleux, des dolomies, des calcschistes et pélites sombres, où pourraient être représentés suivant les cas les faciès types sud (k2) ou nord (k2a-k2b) de la Montagne noire. Des niveaux volcanoclastiques y sont également connus.

Dans les Cévennes méridionales à l'intérieur de séries comparables par ailleurs à celles des nappes albigeoises, quelques passées calcaires au-delà de la limite de la feuille sont rapportées avec doute au Cambrien inférieur carbonaté k2. La datation d'un niveau magmatique intercalé, par la méthode U/Pb sur zircon (Caron, 1994) à 500 ± 16 Ma, authentifie l'attribution au Cambrien de la séquence schisto-carbonatée.

k3-6. Cambrien moyen (p.p. supérieur).

– *Dans le versant sud*, cet ensemble (**formation de Barroubio**), puissant de 300 à 500 m, débute par un horizon décamétrique de calcaire blanc massif « marmoréen », et passe graduellement vers le haut par l'intermédiaire de calcaires phyllileux roses et de pélites à amandes ou nodules calcaires (*Schistes à trous*), à la **formation des « schistes à Paradoxides »**, ensemble de pélites très fines et homogènes grises, vertes ou rouges, célèbres pour leur faune de trilobites de l'« Acadien » inférieur et moyen. L'horizon basal de « Calcaire marmoréen » traditionnellement attribué au Cambrien moyen est plutôt rattaché actuellement au Cambrien inférieur.

Ces pélites sont surmontées par une puissante séquence de quartzites verdâtres Quartzites de Ferrals ou « Grands quartzites » azoïques et par un ensemble grésopélitique (grès de la Gardie, grès de Sallèles), admettant vers le haut des horizons de grès à amandes calcaires et des lentilles calcaires (calcaires du Val d'Homs).

Une riche faune de trilobites indique le Cambrien moyen. Localement, dans le Sud et l'Est de Pardailhan, la série se complète par des assises litho-

logiquement peu différentes, à lentilles calcaires mais à faune d'échinodermes et de trilobites (*Bergeronites*, *Prochuangia*) du Cambrien supérieur.

Pour des raisons pratiques, on a fixé la limite supérieure de la formation à la base d'un horizon de quartzites blancs dit « La dentelle » quoique les pélites immédiatement sous-jacentes, à passées lie-de-vin, aient livré une faune de trilobites indiquant déjà l'Ordovicien basal (Trémadoc inférieur).

– Dans le domaine nord zone axiale, on a attribué à cette tranche d'âge deux séries de couleur verte : à la base une puissante série pélitique (k3), à nombreux horizons calcaires et à faciès « schistes troués » à *Paradoxides*, au sommet une série grésopélitique (k4-6(o)).

Le passage de la série noire k2b à la série pélitique verte k3 outre le changement brutal de couleur est jalonné par un banc de calcaire marmoréen et par une puissante (200-300 m) intercalation de brèches volcaniques « K¹ ». Cet horizon constant le long du flanc normal du synclinal du Merdelou est constitué de tufs à blocs et lapillis de composition kératophyrique ou albitophyrique.

La sous-unité du Merdelou se caractérise par la présence, dans la partie sommitale de la série pélitique verte, d'un puissant (150-200 m) ensemble dolomitique « D » constitué d'une alternance de bancs de dolomie et de pélites gris-noir, et par la présence de nombreux sills et filons de dolérites ($d\beta$), $\pm$ spilitisées dont la puissance peut atteindre localement 100 m (Saint-Méen). Les rapports avec l'encaissant sont souvent ambigus.

Dans les unités de La Sagne, le Thioys, Besselbe, Cuillé, le Teil, on a rapporté à cette formation un ensemble de pélites gris-vert à nombreuses intercalations volcano-sédimentaires et calcaires.

La série détritique verte (k4-6(o)) ou Formation de Mandegourc (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès), est monotone et très puissante (1 000-1 500 m). Elle est seule représentée dans les nappes albigeoises où les faciès « schistes troués » n'ont jamais été identifiés. Composée d'une alternance de pélites vertes et de bancs de grès fins à moyens très micacés, elle devient essentiellement pélitique au sommet (Formation du Masnau-Massuguiès-Rayssac, nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès). Dans les pélites vertes, s'intercalent des passées de pélites lie-de-vin (« schistes bariolés ») probablement d'âge déjà trémadocien. À ce niveau, immédiatement sous les quartzites blancs, a été découvert le premier gisement fossilifère de l'Albigeois. Il s'agit de brachiopodes d'âge cambrien supérieur à trémadocien inférieur.

Dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, dans la partie sommitale de la série grésopélitique et dans le flanc inverse du synclinal du Dadou, s'intercalent des tufs rhyolitiques.

Dans les Cévennes, la série immédiatement sous-jacente à un horizon repère constant de quartzite blanc, est constituée de grès fins micacés et de schistes verdâtres, qui pourraient être corrélés avec la série k4-6(o) albigeoise.

Dans les unités viganaises l'ensemble mal connu comprend surtout des faciès grésopélitiques flyschoïdes. Toutefois, dans l'unité de Saint-Bresson, c'est dans un contexte plutôt carbonaté avec schistes ardoisiers calcaireux et ampéliteux, qu'a été récolté le seul trilobite (fragment incomplet) connu dans ce secteur, indiquant la limite Cambrien moyen–Cambrien supérieur.

Ordovicien

01-2. Ordovicien inférieur

– *Dans les unités du versant sud de la Montagne noire* (fig. 18), l'Ordovicien inférieur, concordant sur le Cambrien moyen, ou quand il existe sur le Cambrien supérieur, débute par un ensemble repère comprenant des horizons de pélites violacées et un banc de quartzite blanc la « Dentelle » puissant de 10 à 50 m, ayant livré une faune de trilobites (*Proteuloma geinitzi*) du Trémadoc inférieur.

Au-dessus, la série, traditionnellement qualifiée de « flysch » quoiqu'on y ait reconnu localement dans sa partie supérieure des indices de faible profondeur sans caractère syn-orogénique (tempestites), se poursuit par 1 500 à 2 000 m d'une accumulation grésopélitique puis surtout pélitique extrêmement monotone, à horizons sporadiques de nodules gréseux ou silicocarbonatés souvent fossilifères, à trilobites (*Asaphelina*, *Euloma*, *Niobe*) du Trémadoc supérieur à l'Arénig inférieur. Suivant les unités concernées, l'ensemble manifeste une tendance plutôt gréseuse : *Flysch de Cassagnoles* dans la nappe de Pardailhan, ou plus uniformément pélitique dans les unités inférieures « *Flysch* » de *Caunes-Minervois* ou du Saint-Ponais avec toutefois des faunes de même âge.

L'Arénig moyen n'est connu que vers l'Est dans les unités du Mont Peyroux et du pic de Vissou avec les « grès à *lingules* » et les « schistes de *Boutoury* » à calymènes et asaphidés. L'Ordovicien moyen (Llandeilo–Llanvirn) n'est jamais représenté.

– *Dans le domaine nord de la zone axiale*, il n'est pas possible, faute de datation et de niveaux repères, (sauf dans l'unité de Mélagues), de fixer précisément le passage Cambrien–Ordovicien qui se situe vraisemblablement dans la partie sommitale de la série schisto-gréseuse verte (k4-6(o)), la séquence pélitique terminale pouvant être totalement ou en partie trémadocienne. On a donc fait débiter l'Ordovicien inférieur (01-2) à un **horizon de grès quart-**

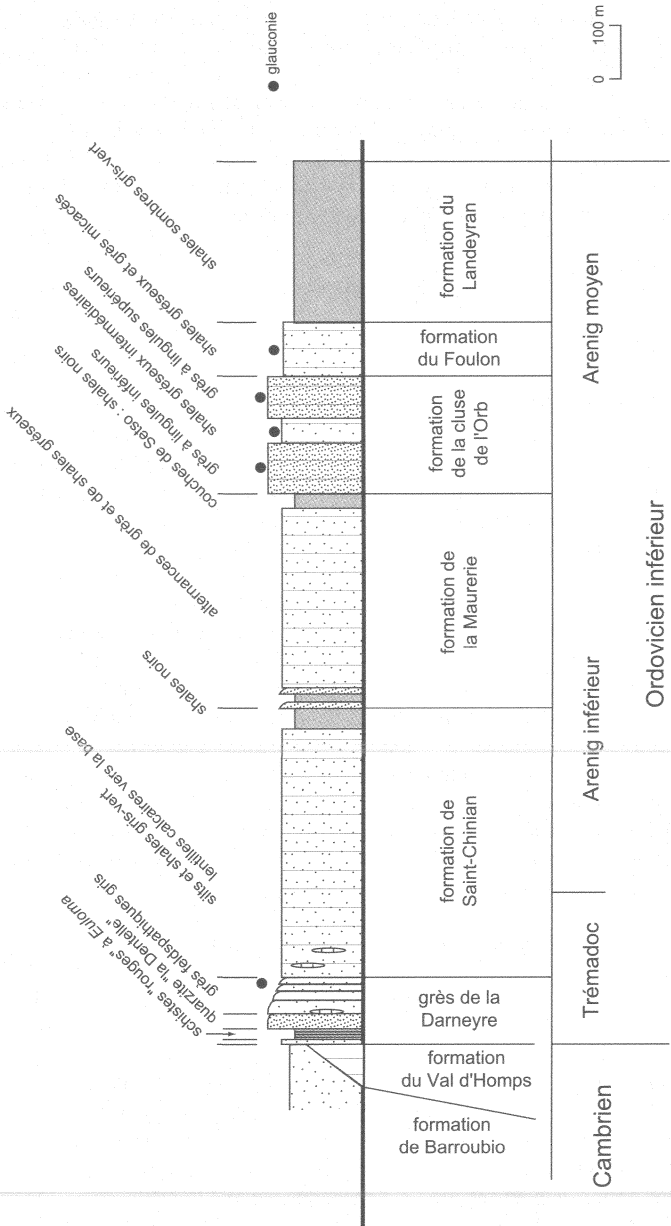


Fig. 18 - L'Ordovicien inférieur du versant sud de la Montagne noire

zitiqes (χ) probable équivalent de la « dentelle » du versant sud. Au-dessus de cet horizon l'essentiel de la série est constitué par une puissante et monotone succession de pélites noires qui traduisent une uniformisation des conditions sédimentologiques à l'échelle du domaine varisque.

- *Dans l'unité de Mélague*, ces schistes noirs contiennent des miches silico-calcaires (calcaires "cone-in-cone") et des nodules siliceux renfermant des trilobites et des acritarches, d'âge trémadocien moyen à supérieur et arénigien inférieur. Une lacune recouvre le reste de l'Ordovicien.

- *En Albigeois*, les schistes noirs homogènes (« schistes de l'Albigeois ») qui renferment des acritarches non déterminables, contiennent, abondants particulièrement dans la partie sommitale de la série, des sills et coulées de métadolérites et de metabasites à pillows. Ce volcanisme basique, à caractère de tholéïtes intra-continetales, traduirait un contexte de distension crustale (Marini, 1987).

Dans les nappes albigeoises, la sédimentation est peut-être plus profonde que dans les monts de Lacagne car on note l'absence de nodules siliceux, et la présence de silexites noires « pélagiques ».

- *Dans les Cévennes*, comme dans les nappes albigeoises, on attribue à l'Ordovicien inférieur une puissante série de schistes pélitiques noirs surmontant un horizon décamétrique, relativement constant, de quartzites blancs. Des quartzites noirs graphiteux ou décolorés sont intercalés dans cette série homogène à proximité des quartzites blancs. Aucune faune n'a jusqu'ici permis de confirmer cette attribution, mais la datation par évaporation du Pb sur zircons, d'un horizon volcanique interstratifié (horizon de Bassurel) à 481 ± 13 Ma (Guerrot, 1996) rend la corrélation de faciès très fiable.

- *Dans le Mouthoumet*, où localement s'observent à la base de la série des horizons de pélites rouges ou vertes, équivalents possibles des pélites violacées de la Montagne noire, l'Ordovicien inférieur présente des faciès grésopélitiques rubanés ou grésopélitiques à intercalations conglomératiques locales, et épisodes volcaniques rhyolitiques. Comme dans la Montagne noire, les faunes d'acritarches indiquent le Trémadoc et l'Arénig inférieur.

05-6. Ordovicien supérieur. Cet ensemble n'est représenté qu'à l'extrémité est de la Montagne noire dans le domaine des « Écailles de Cabrières », et localement dans le massif de Mouthoumet (au Sud des limites de la feuille).

- *Dans les Écailles de Cabrières* il surmonte l'Arénig inférieur et présente une succession de 200 à 300 m où seuls les niveaux supérieurs sont bien datés de l'Ordovicien supérieur. Il comprend de bas en haut :

- . une formation volcanique probablement aérienne très altérée, à tufs, brèches rhyolitiques, et porphyres « andésitiques ? », puis un ensemble volcano-sédimentaire à récurrences volcaniques ;
- . une formation de grès jaunes à passées conglomératiques et ponctuations limonitiques à trilobites du Caradoc inférieur ;
- . des marnes et calcaires organodétritiques à bryozoaires, brachiopodes et cystoïdes de l'Ashgill.

Une incertitude concerne l'âge des termes volcaniques et volcano-sédimentaires qui pourraient représenter aussi bien l'Ordovicien inférieur (comme dans certaines unités du Mouthoumet) ou, (par analogie avec les Alpes Carniques et la Sardaigne), le Caradoc inférieur. Un âge ordovicien moyen paraît plus improbable.

– *Dans le Mouthoumet* : au-dessus de l'Ordovicien inférieur daté ou de volcanites d'attribution plus ambiguë, l'Ashgill et (probablement) le Caradoc sont caractérisés paléontologiquement dans une succession d'une centaine de mètres, très variable d'unité à unité, comprenant des grauweekes, des pélites (« schistes troués »), des calcaires gris-noir, de rares quartzites et localement, conglomérats.

Silurien

S. Silurien. Absent dans les grandes nappes du versant sud de la Montagne noire où le Dévonien basal est discordant sur le Cambrien ou l'Ordovicien inférieur, le Silurien est représenté dans les Écailles de Cabrières et le Mouthoumet où il succède en continuité aux dépôts de l'Ordovicien supérieur, et très localement (« Écailles » de Murasson) dans les unités du versant nord où son substratum est inconnu. Il s'agit dans tous les cas de dépôts marins néritiques à cachet euxinique (séries noires). Au sommet la transition est continue avec les couches dévoniennes.

– *Dans les Écailles de Cabrières* (plateau du Falgairas), la série continue et complète peut être estimée entre 50 et 100 m mais se trouve considérablement réduite tectoniquement. Le Llandovery est représenté par des argilites noires ampéliteuses, localement à gros nodules calcaires. Le Wenlockien et le Llundlowien sont constitués d'argilites noires, de calcaires marneux, de calcaires biodétritiques et de calcaires noduleux. Le Pridolien, argilites à nodules calcaires et calcaires feuilletés, comprend à la partie médiane une dolomie jaunâtre bréchique et se termine par des marnes schisteuses à entroques, des calcaires gris en plaquettes de plus en plus gréseux et micacés qui passent vers le haut en continuité aux grès du Dévonien basal.

– Dans le domaine nord zone axiale, le Silurien affleure à Murasson en demi-fenêtre sous la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. La série est constituée de pélites schisteuses et de calcaires noirs à orthocères et conodontes datés du Llandoveryen–Ludlovien. Ce sont les terrains les plus jeunes impliqués dans les structures tangentiellles du domaine nord.

– Dans le Mouthoumet, la succession très perturbée tectoniquement comprend des schistes noirs, des schistes à nodules calcaires, et des calcaires en plaquettes où la faune de conodontes, graptolites et orthocères permet d'identifier une séquence à peu près complète et de constater que les faciès détritiques n'apparaissent que dans le Dévonien basal.

Dévonien

d. **Dévonien.** Totalement inconnus dans le domaine nord zone axiale, les terrains dévoniens à faciès dominant de calcaires de plate-forme sont représentés dans le versant sud de la Montagne noire et dans le Mouthoumet dans des unités surtout allochtones, mais aussi dans l'autochtone relatif.

Semi-concordant sur le Silurien, dans les Écailles de Cabrières et le Mouthoumet, le Dévonien est, ailleurs, diversement (mais faiblement) discordant sur des termes variés de la série paléozoïque du Cambrien inférieur à l'Ordovicien. Lorsqu'ils sont épargnés par des déformations trop intenses ou la dolomitisation, les terrains dévoniens sont en général bien datés par conodontes, ammonoïdés, ou trilobites, avec toutefois une incertitude pour les couches basales peut-être encore siluriennes.

• En Montagne noire (fig. 19)

– La série *présumée autochtone* à l'extrême ouest des unités du versant sud (région des Ilhes-Sériès) surmonte les termes les plus élevés, réputés caradociens (Formation du « Roc Suzadou »), des formations schisteuses de la zone axiale. Elle débute par un ensemble détritique puissant de 100 à 300 m, à grès, localement conglomérats, schistes noirs, grès verts siliceux, horizon de calcaire sombre ferrugineux, et calcschistes fins à muscovite. Il représenterait le Dévonien basal (Lochkovien inférieur) et/ou le Silurien terminal.

Il est surmonté par 50 à 200 m de calcaires sombres en plaquettes à entroques et bryozoaires (Lochkovien supérieur–Praguien ?), par 50 m de calcaires gris clair massifs et une épaisseur indéterminée de calcschistes clairs à muscovite (Praguien–Emsien).

– Dans le domaine des nappes, les niveaux détritiques de base sont à peu près constants mais réduits (quelques mètres à 50 m) et comprennent des grès grossiers plus ou moins ferrugineux (le « mur quartzeux »), très loca-

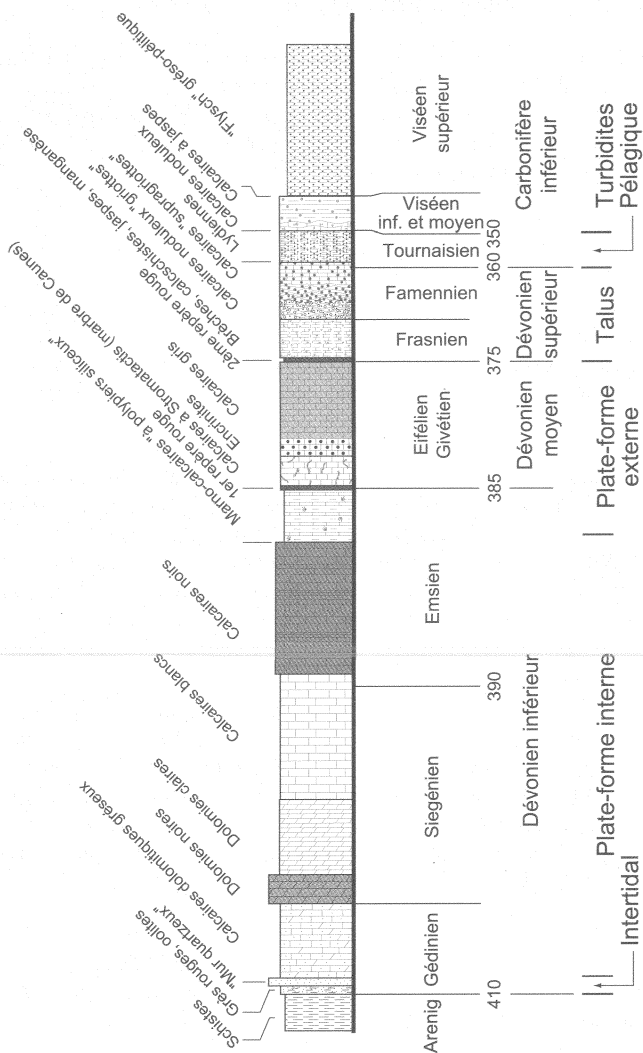


Fig. 19 - Le Dévonien et le Carbonifère basal de la nappe du Mont Peyroux

lement conglomératiques, des pélites carbonatées beige-rose et des calcaires à oolites ferrugineuses. Le Dévonien basal a été caractérisé dans la partie supérieure de cet ensemble.

À l'ensemble de base détritique succèdent :

- . des calcaires noirs en plaquettes à entroques, localement à silex (Lochkovien–Praguien ?) puissants de 50 à 150 m ;

- . des dolomies grises à grain moyen (300 à 500 m) Praguien ;

- . un ensemble de calcaires blancs massifs localement dolomitisés, des calcaires biodétritiques à accidents siliceux et des calcschistes jaunes, puissant de 100 à 200 m, attribué à l'Emsien. Dans les Écailles de Cabrières, l'Emsien supérieur est caractérisé par un faciès à chailles et fossiles silicifiés à riche faune de polypiers, bryozoaires, trilobites et brachiopodes ;

- . le Dévonien moyen correspond à une formation calcaire massive (150 m) très diversifiée, blanche, rose ou rouge à polypiers et crinoïdes abondants. Cet ensemble qui peut passer latéralement à des calcschistes versicolores renferme les horizons marbriers de Caunes–Minervois et Saint-Pons, connus sous le nom de « Rose du Languedoc ». L'ensemble comprend l'Eifelien et le Givetien tandis que le Frasnien est représenté par des faciès mieux stratifiés et plus sombres, à nodules de manganèse et localement brèches sédimentaires ;

- . le Famenien (50-80 m), comprend des calcaires noduleux rouge sombre à trame phylliteuse ou marbre « griotte » ici pauvres en ammonoïdés et des calcaires noduleux gris (supra-griottes) dont la partie supérieure voit le passage au Carbonifère (Tournaisien).

– Dans les *Écailles de Cabrières* la série dévonienne plus réduite que dans les nappes, s'en différencie par un front supérieur de dolomitisation plus élevé dans l'Emsien, un plus grand développement des faciès à accidents ou polypiers siliceux (Emsien, Eifelien), et surtout au Frasnien par des dépôts plus réducteurs riches en matière organique et concrétions lumachelliques (« calcaires à galettes »).

• Dans le Mouthoumet

L'autochtone relatif présente une série du Dévonien inférieur et moyen de 250 à 300 m, à calcaires fortement dolomitisés avec calcaires à chailles gris-bleu à rouge où les conodontes permettent d'identifier l'Eifelien et le Givetien inférieur. Le Dévonien supérieur 50 m environ, comprend des calcaires gris-bleu foncé souvent noduleux à pyrite avec intercalations de pélites noires et grès, et conodontes du Frasnien, et des calcaires griottes à goniatites du Famennien.

Dans les *unités allochtones*, les séries variables d'une unité à l'autre traduisent des provinces d'origines distinctes dans le même contexte général de plate-forme carbonatée. De profonds changements s'amorcent à partir du Givétien-Frasnien avec une diminution du taux de sédimentation et l'apparition locale (Unité du Roc de Nitable) de calcaires turbiditiques, présageant des déformations futures.

Carbonifère inférieur

h1-2. Dinantien et Namurien basal

– Dans le *versant sud de la Montagne noire*, le Carbonifère inférieur débute dans la partie sommitale des calcaires noduleux gris (supra-griottes) dont la masse principale appartient au Famennien. Au-delà, la succession comprend jusqu'à 30 m de jaspes sombres (lydiennes), à nodules phosphatés et 10 à 20 m de calcaires noduleux, calcaires organodétritiques, calcaires à chailles, argilites à rognons calcaires, représentant le Tournaisien et le début du Viséen.

Au-dessus vient un ensemble (50 à 100 m) variable suivant les unités structurales considérées et qui comprend localement des jaspes clairs, des calcaires biodétritiques granoclassés (calcaires à « colonnes »), des calcaires à chailles et des calcaires noduleux et argilites, tous faciès présentant les caractères de turbidites calcaires. Au sommet et localement à l'intérieur de cet ensemble se développent des faciès de brèches à trame siliceuse et éléments calcaires, les « schistes troués » correspondant à des brèches de resédimentation par "*debris flow*" et "*slumping*", considérés comme les prémisses de l'orogénèse varisque. Un âge viséen supérieur (V3b) est attribué à ce flysch carbonaté.

À ces turbidites calcaires succède une puissante série (probablement plusieurs milliers de mètres) de flysch silicoclastique à dépôts rythmiques grésopélitiques finement stratifiés et granoclassés, à nombreuses figures caractéristiques des dépôts turbiditiques. Dans cette série, s'intercalent un certain nombre d'épisodes à turbidites calcaires et des conglomérats aux caractéristiques très variées, stratifiés à granoclassement normal ou inverse, ou bien totalement inorganisés. Dans sa partie supérieure le flysch est localement caractérisé par la présence de grands lambeaux ou olistolites de calcaires de plate-forme resédimentés, soit isolés, soit amoncelés en véritables mégabrèches ou olitostromes. Vers le haut, s'ajoutent aux blocs carbonifères des éléments étrangers, ordoviciens ou dévoniens, de dimension parfois kilométrique, qui constituent l'olitostrome connu sous le nom d'« Écailles de Cabrières ».

Les faunes, de goniatites notamment, indiquent un âge viséen supérieur et la présence de Namurien basal est reconnue localement dans un olistolite.

– Dans le *Massif de Mouthoumet* la série carbonifère inférieure, est représentée à la fois dans le présumé autochtone et dans les unités allochtones (Unité du Roc de Nitable, Unité de Félines–Palairac). Elle y présente un dispositif comparable avec un ensemble inférieur carbonaté à lydiennes et jaspes, et un ensemble supérieur détritique turbiditique. Des variations sensibles d'unité à unité témoignent de provenances paléogéographiquement différentes. C'est notamment le cas de l'Unité du Roc de Nitable, caractérisée par le développement important de calcaires de plate-forme à algues dans l'ensemble inférieur, faciès qui n'est connu dans les autres domaines (Écailles de Cabrières y compris) qu'en galets ou mégablocs repris dans les faciès flyschs sus-jacents. Comme en Montagne noire, cette série flysch montre globalement un granoclassement croissant vers le haut : débutant par des turbidites à pélites dominantes, elle se termine par des faciès conglomératiques localement à mégablocs ou olistolites.

Le passage de la sédimentation carbonatée aux dépôts flyschs, se situerait entre le Viséen supérieur et la limite Viséen–Namurien, soit un peu plus tard qu'en Montagne noire.

Magmatisme anté-orogénique (et roches associées)

Zone axiale

O₃. Orthogneiss du Somail–Nore. Le groupe du Somail–Nore constitue un ensemble monotone d'orthogneiss granitiques évoluant de façon continue entre des faciès œillés, les gneiss d'Héric, et des faciès rubanés non œillés, les gneiss du Larn. Leurs compositions sont très homogènes dans l'ensemble de la zone axiale et il n'est pas possible de distinguer chimiquement les deux types de faciès (fig. 20).

Les compositions sont celles de granitoïdes formant une série différenciée depuis des granodiorites (SiO₂ 65 %), jusqu'à des granites (SiO₂ 74,5 %), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques (SiO₂ # 70–72 %). Cette série présente un caractère peralumineux potassique relativement pauvre en chaux, ce qui suggère une série d'affinité S. Une analyse plus fine montre que l'on peut reconnaître deux lignées magmatiques : l'une légèrement plus ferrique et plus calcique apparaît essentiellement localisée dans la nappe de l'Espinouse au Sud de l'anticlinal de Mauroul–Planacan ; l'autre plus magnésienne et potassique, apparaît dans la nappe de l'Espinouse au Nord de cet anticlinal et dans les unités plus profondes.

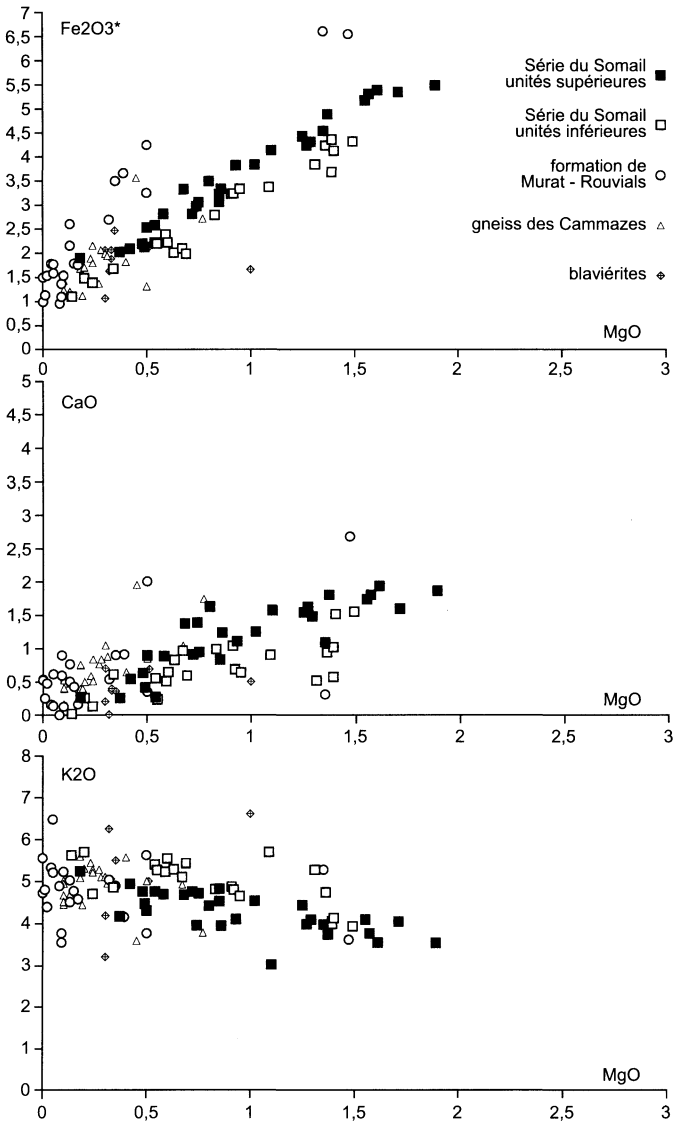


Fig. 20 - Gneiss de la Montagne noire

Malgré de nombreuses études géochronologiques, l'âge de mise en place du groupe du Somail demeure inconnu : les seuls âges fiables sont des âges de remaniement hercyniens (336-284 Ma). Les arguments géologiques et les analogies avec les Pyrénées suggèrent un âge protérozoïque supérieur à ordovicien inférieur.

Rapports entre le groupe orthogneissique du Somail–Nore et les groupes de Saint-Pons et de La Salvetat et âge des orthogneiss. La cartographie et les données géologiques ne permettent pas de conclure sur les rapports entre les orthogneiss du Somail–Nore et les groupes métasédimentaires de Saint-Pons et de La Salvetat. Trois hypothèses avaient été envisagées (Demange, 1988, fig. 21) :

- les orthogneiss du Somail sont intrusifs dans l'ensemble des formations métasédimentaires de Saint-Pons–La Salvetat ;
- les orthogneiss sont un socle pour l'ensemble métasédimentaire ; dans ce cas les parties inférieures et moyennes de la formation de Puech Plo représenteraient un premier cycle sédimentaire qui n'aurait pas atteint le flanc sud de la zone axiale ;
- l'ensemble Puech Plo inférieur et moyen serait des formations métasédimentaires anciennes dans lesquelles seraient intrusifs des granites ultérieurement transformés en orthogneiss ; le tout forme un socle transgressé par les formations Puech Plo supérieur–Rieumajou.

L'observation des contacts et la cartographie de la lithologie des formations métasédimentaires ne plaident pas en faveur de granites intrusifs.

Parmi les données géochronologiques anciennes seules sont fiables les âges de remaniement hercyniens (336-284 Ma). La datation récente par analyses ponctuelles U/Pb sur zircons (SHRIMP) de gneiss œillés grossiers du Somail (localité : D 907, 2 km ouest du col de Caberetou) à $471,3 \pm 3,8$ Ma (Cocherie, 2003), montre au contraire que les orthogneiss sont plus récents que leur encaissant et qu'une mise en place en sills et laccolites est à privilégier.

ζ³. Orthogneiss des Cammazes et de Plaisance. Les gneiss des Cammazes forment un corps stratiforme long d'une trentaine de kilomètres pour une puissance maximum de 1 200 m, intercalé dans la partie supérieure de l'Unité des Cammazes à l'Ouest du massif de Nore. À l'Ouest du massif de l'Agout, les gneiss de Plaisance occupent la même position dans l'écaille d'Espérière, prolongement de l'unité des Cammazes. Les contacts supérieurs et inférieurs de cette lentille sont tectoniques ; elle s'intercale entre les faisceaux d (au mur) et b (au toit) du groupe de Saint-Pons–Cabardès ici en position renversée. Dans l'Unité des Cammazes, le contact supérieur des gneiss est oblitéré par un sill de granite hercynien pré-

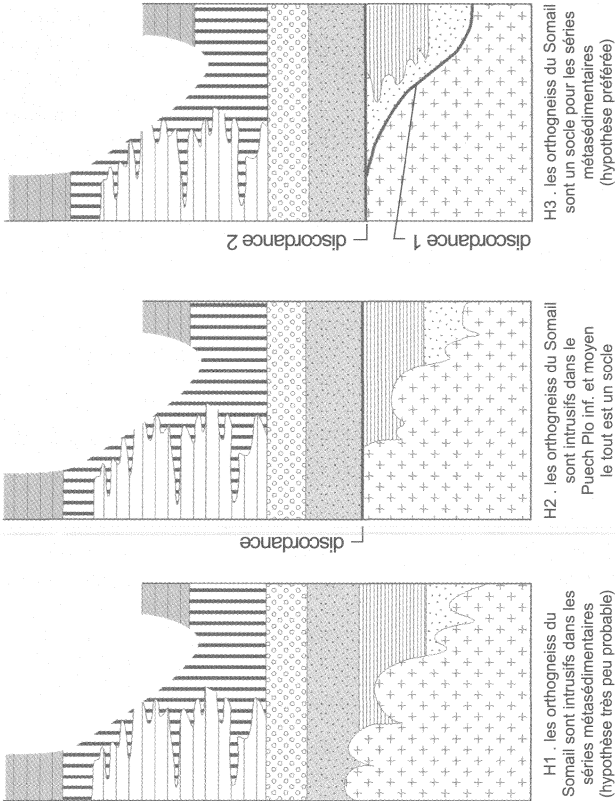


Fig. 21 - Corrélations entre les groupes de Saint-Pons - Cabardès et de La Salvetat. Différentes hypothèses quant aux rapports entre orthogneiss du Somail et formations métasédimentaires et à la définition d'un socle
(Demange, 1998)

cocce (non déformé par les phases synschisteuses précoces mais affecté par la tectonique d'écaillage) : le granite (granophyre) de Malecoustat.

Ces gneiss présentent des faciès hétérogènes : gneiss œillés à yeux pluricentimétriques ou de quelques millimètres, gneiss leptynitiques à grain fin à petits yeux ou sans yeux. Ils renferment de nombreux niveaux interstratifiés d'orthoamphibolites (métriques à plurimétriques) et de paragneiss et micaschistes (métriques à hectométriques). Ces différents faciès s'organisent en niveaux concordants métriques à hectométriques. Aucune organisation d'ensemble du massif n'apparaît réellement ; tout au plus peut-on noter que les faciès à gros yeux sont plus abondants dans la partie inférieure du corps.

Les données géochimiques confirment l'hétérogénéité des gneiss des Cammazes–Plaisance : beaucoup d'échantillons aussi bien à gros yeux que petits yeux sont identiques aux gneiss de Murat–Rouvials quelques échantillons de faciès à gros yeux sont identiques aux gneiss du Somail.

Les données de Hamet (1974) permettent de proposer, sous toutes réserves (3 points !), un âge (Rb–Sr en roche totale) de 527 ± 15 Ma (Cambrien inférieur).

Domaine au Nord de la zone axiale

ζYlb. Orthogneiss de Montredon-Labessonnié. Il s'agit d'un granite alumineux intensément déformé dont le faciès le plus représentatif est équigranulaire à grain moyen, localement porphyroïde. De grands cristaux de quartz bleutés et zonés apparaissent au microscope comme des assemblages polycristallins étirés. Le feldspath potassique constitue les grandes plages pœcilitiques très perthitiques et des petits cristaux xénomorphes dans la mésostase. Le plagioclase est essentiellement de l'albite (An 3). La muscovite est abondante. La biotite subsiste en reliques.

Postérieurement à sa mise en place, ce granite a été affecté par la phase de déformation varisque précoce D1-2, développant une foliation et la linéation d'étirement associée, caractéristiques de cet orthogneiss.

Malgré quelques tentatives de datation géochronologique (Le Calvez, 1987 ; Costa, 1990), la question de la mise en place de ce granite reste posée : granite intrusif précoce, d'âge cambrien ou dévonien supérieur (≈ 350 Ma). Les âges ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de $300,3 \pm 3,1$ Ma et $302,5 \pm 3,2$ Ma, obtenus par S. Costa sur muscovites et biotites pourraient être reliés à l'intrusion tardi-hercynienne sous-jacente à l'orthogneiss, d'un granite leucocrate à 2 micas associé au gisement de wolframite de Montredon et dont un faciès hololeucocrate à muscovite recoupe la foliation de l'orthogneiss.

YM. Granite orienté à 2 micas du Mendic. C'est une roche à gros grain, rose, riche en quartz, microcline avec plagioclase (An10-An30) muscovite et biotite assez rares, et présence de magnétite. Des filons de microgranite (distinct des « Blaviérites ») lui sont associés.

Le granite est intrusif dans la série du Cambrien inférieur k1 (formation des Grès de Marcory) avec métamorphisme de contact anté-varisque. Il a subi une déformation pénétrative, conforme à celle des terrains encaissants mais qui serait plus intense sur la bordure, avec apparition d'étroites bandes mylonitiques. L'ensemble est replissé tardivement en un large dôme.

Les rares analyses disponibles indiquent un granite ($\text{SiO}_2 = 72,8\text{-}73,6\%$) juste saturé en alumine, relativement ferrique, pauvre en calcium et sans doute localement albitisé.

Les datations géochronologiques ont donné des âges variés pour ce granite : 453 ± 21 Ma (Roques et Vachette, 1970), 510 ± 20 Ma (Hamet et *al.*, 1973) par la méthode Rb/Sr et 603 Ma par U/Pb sur zircon (Lévêque, 1990).

$\zeta\alpha R$. Complexe gneissico-amphibolique de Réalmont-Carmaux-Najac. À 500 m à l'Ouest de Réalmont, sur quelques centaines de mètres, affleurent, en boutonnière dans le Cénozoïque des gneiss à intercalations de petits niveaux d'amphibolites. Les sondages réalisés à travers le Tertiaire à la recherche de l'extension cachée du bassin houiller de Carmaux, ont retrouvé ces gneiss et amphibolites sur toute l'emprise d'une intense anomalie gravimétrique lourde ; ce qui permet de relier cet ensemble de Réalmont à la « nappe » de Najac en Rouergue.

Les gneiss massifs, ont des compositions quartzo-dioritiques (ou dacitiques) à gabbroïques. Le faciès le plus courant est un gneiss à amphibole et grenat. Des passées à texture grenue suggèrent une origine plutonique plutôt que volcanique. La nature originelle des amphibolites est difficile à préciser : les faciès à quartz pourraient correspondre à des termes mélano-crates du massif quartzo-dioritique et les faciès plagioclasiques sans quartz et à grain fin, à des corps basiques (dolérites ?). Les phyllites sont orientées parallèlement au litage métamorphique (foliation = schistosité sD1-2).

Par corrélation avec les autres ensembles leptyno-amphiboliques du Massif central sud-ouest (vallée du Lot), on peut supposer que celui de Carmaux-Réalmont a été structuré de façon identique en chevauchant vers le Sud des séries comparables.

Pour les faciès analogues de Najac et du Lézou (Rouergue), les datations s'accordent pour situer la mise en place des divers corps éruptifs dans l'Ordovicien ou le Cambrien moyen (Pin et Lancelot, 1982 ; Pin et Peucat,

1986). Leur métamorphisme comporte un stade précoce, silurien, de subduction avec éclogitisation (âge sur zircon à 415 Ma) (Moussavou, 1998), et s'achève au Dévonien supérieur ($\approx 360\text{-}350$ Ma) avec de nouvelles intrusions basiques calco-alcalines non éclogitisées (Pin et Piboule, 1988).

Magmatisme syn- à tardi-tectonique

Un magmatisme important se développe au cours de l'orogénèse hercynienne aussi bien en zone axiale que dans le domaine nord (fig. 22). Ces venues peuvent être classées en fonction de leur âge supposé de mise en place repéré par rapport aux événements tectoniques :

- venues basiques et intermédiaires précoces, contemporaines en zone axiale, des phases synschisteuses (P1) et affectées par le métamorphisme M1 ; le petit massif de diorite quartzique de Cambon-Lacout semble légèrement postérieur (post P1 et anté P3) ;

- le granite du Montalet dans la partie nord-ouest du massif de l'Agout est plus ou moins contemporain de la phase P2 qui y développe une foliation synmagmatique reprise par toutes les phases ultérieures ;

- dans l'Ouest de la zone axiale et dans le massif de Revel, le granite de Labécède-Lauragais est sécant sur les structures précoces et les isogrades M1, mais il est tronqué par le charriage des unités allochtones et folié au voisinage de ces charriages ;

- en Sorézois de nombreux petits sills (et stocks) de granitoïdes jalonnent certains contacts ; le granophyre de Malecoustat par exemple jalonne le toit des gneiss des Cammazes ; ces intrusions sont affectées par les charriages des unités allochtones ;

- enfin, à différents niveaux structuraux, se mettent en place des granites variés qui post-datent les phases tardives ou profitent parfois de structures créées par celles-ci (le granite du Sidobre se met en place dans un anticlinal D4) :

- . granite migmatitique à cordiérite du Laouzas mis en place en milieu *catazonal* au centre du massif de l'Agout ;

- . granitoïdes divers en massifs circonscrits mis en place en domaine *mésozonal* (Brousse, Les Martys, Lampy, celui-ci peut-être un peu plus précoce, Escoussens, Anglès, Soulié, Secun, ...) à *épizonal* (Sidobre, Folat) ; le plus élevé étant le granite subvolcanique du Folat ;

- en outre il existe des venues magmatiques et filoniennes diverses trop exigües pour être figurées sur la carte : très nombreuses pegmatites périgranitiques et péríanatectiques syn- et tardi- tectoniques en zone axiale ; filons de diabases post-nappes notamment dans les unités allochtones du versant sud ; filons de quartz ubiquistes.

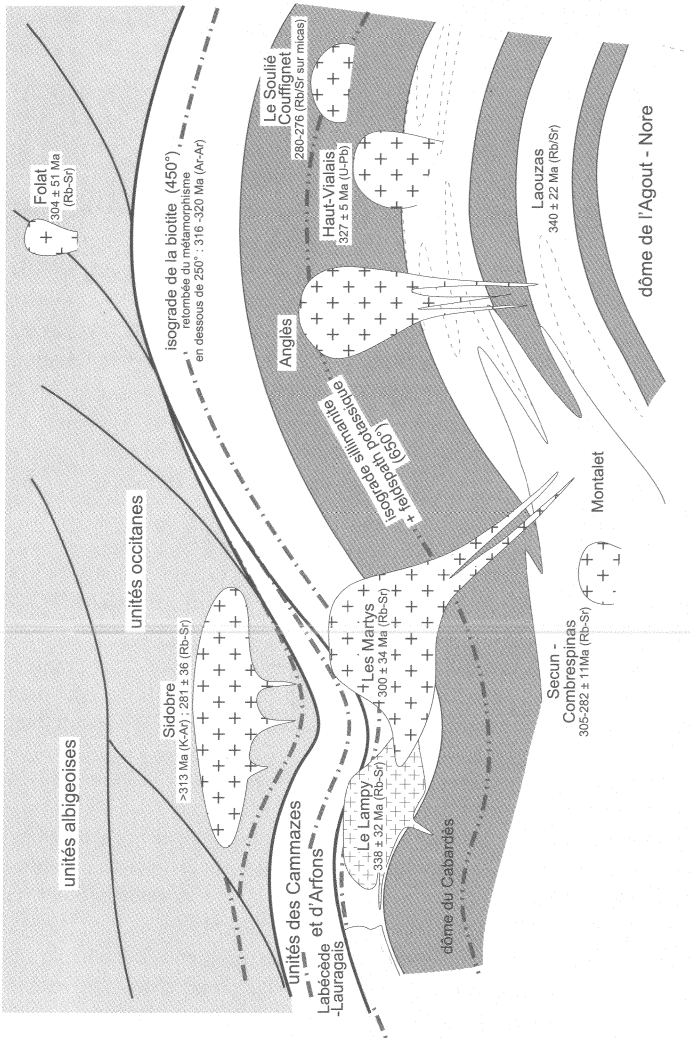


Fig. 22 - Niveau structural de mise en place des granites de la Montagne noire (in Demange, 1998)

η. Intrusions basiques à intermédiaires précoces. Ces roches éruptives se sont mises en place en zone axiale avant la phase tectonique majeure synschisteuse sous forme de très nombreux sills, filons ou petits massifs (dont la carte ne présente que les affleurements les plus importants) jalonnant le contact entre les groupes de La Salvetat et du Somail et, à moindre titre, la Formation de Murat. Elles ont subi la plupart des événements tectoniques et ont été rééquilibrées dans le métamorphisme. Certaines ont été éclogitisées lors d'un stade métamorphique précoce (Demange, 1985).

Les types pétrographiques de ces roches sont très variés : hornblendites, méta-gabbros, méta-diorites, méta-diorites quartziques, méta-tonalites. Deux lignées étroitement associées sur le terrain peuvent être individualisées : une série calco-alcaline et une série sub-tholéïtique, légèrement plus riche en titane. Il s'agit là d'un magmatisme caractéristique de zones orogéniques liées à une subduction.

Le petit massif de diorite quartzique à grenat de Cambon-Lacout intrusif dans les gneiss du synclinorium du col de Fontfroide, apparaît sécant sur les structures précoces (P1) mais les roches sont foliées par la phase P2. Ces roches s'intègrent à la lignée sub-tholéïtique.

ζγ. Granites précoces foliés

• Granite du Montalet

Le granite du Montalet forme une ceinture en bordure nord-ouest du massif de l'Agout où il forme des stocks, sills et laccolites puissants de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres concordants sur la foliation des gneiss, mais son contour d'ensemble est nettement sécant sur les structures précoces. Ce granite du Montalet présente une foliation magmatique précoce qui permet de dater sa mise en place pendant la phase P2. Cette foliation est déformée par les phases ultérieures.

Il s'agit d'un granite à grenat et biotite qui présente deux faciès assez bien tranchés, tous deux leucocrates, l'un plus riche en biotite, l'autre très pauvre en minéraux ferromagnésiens, mis en place simultanément. L'ensemble définit une lignée magmatique différenciée calcoalcaline ferrière (lignée sub-tholéïtique) qui apparaît dans le prolongement (mais après une discontinuité) de la série sub-tholéïtique définie par les roches basiques précoces.

• Granite de Labécède-Lauragais

À l'extrémité occidentale de la Montagne noire et dans le massif de Revel, le granite leucocrate à muscovite (secondaire) de Labécède-Lauragais est un laccolite mis en place dans le groupe de Saint-Pons au-

dessus des orthogneiss du faisceau **c**, dont il est séparé par quelques dizaines de mètres de micaschistes, et sécant sur ses flancs sur les isogrades régionaux. Il contient des enclaves : orthogneiss du faisceau **b** et micaschistes où l'on peut reconnaître des structures de phase P2, et des corps de granodiorites sombres foliées (par S2 ?). Alors que ce granite est équant dans sa partie inférieure, une foliation cataclasique s'y développe progressivement au fur et à mesure que l'on se rapproche du chevauchement des Unités des Cammazes et d'Arfons ; au voisinage même de ce chevauchement une forte linéation d'étirement E-W indique un transport de ces nappes vers l'Est. Cette foliation est déformée par les phases ultérieures et en particulier la phase P5 (E-W) qui crée le synclinal de nappes du Sorézois et fait réapparaître ce granite dans la partie sud du massif de Revel. Dans ce massif le granite de Labécède acquiert une seconde foliation cataclasique liée aux décrochements tardi-hercyniens.

• **Granites précoces foliés en sills ou petits corps**

Il s'agit de granites leucocrates, le plus souvent à muscovite (mais pas toujours : granite de Laoujol), biotite parfois grenat, qui se présentent en sills ou petits corps et qui sont manifestement foliés et affectés par les charriages des unités allochtones. Certains de ces granites sont parfois repris en enclaves dans les granites tardifs (partie profonde du granite du Lampy, Escoussens). Ces granites sont fréquents dans la partie ouest de la Montagne noire (tous n'ont pas été figurés sur la carte vu leur faible dimension) ; ils existent aussi dans la partie sud des monts de Lacaune : granite du col de la Bassine.

La plupart de ces granites sont mis en place vers la base de la mésozone et apparaissent comme des granites périnanectiques. Le granophyre de Malecoustat jalonne le toit des gneiss des Cammazes.

MYL^{2,3}. Granite migmatitique du Laouzas. Le cœur du massif de l'Agout est envahi par le granite du Laouzas, granite migmatitique hétérogène à cordiérite. Il n'est connu ni au centre du massif de Nore ni dans celui du Cabardès qui pourtant présentent des degrés d'érosion comparables au centre du massif de l'Agout.

Ce granite est rarement homogène ; il renferme une proportion plus ou moins importante d'enclaves et de schlieren et présente des faciès migmatitiques variés dont le contrôle est essentiellement lithologique et lithostratigraphique.

À l'échelle de la carte, le granite du Laouzas se développe entièrement en domaine catazonal ; il forme des taches diffuses dont les limites sont sécantes sur les structures tectoniques et indépendantes de la zonation

métamorphique (isograde d'anatexie régionale M1 et structures thermiques individualisées en catazone) (fig. 22).

Bien qu'ayant commencé très tôt dans l'évolution orogénique, il existe des enclaves de migmatites lit-par-lit « métatexites » dans des zones de granite relativement homogène « diatexites », la migmatisation apparaît comme un phénomène qui culmine au cours des phases tardives qui ploient la zone axiale en dôme ou peu après ; le granite se développe dans un bâti déjà structuré et n'induit pas de déformation. Il n'est pas folié.

Le granite du Laouzas présente une grande variété pétrographique dans une lignée peralumineuse : granodiorites ou diorites quartziques sombres riches en biotite et cordiérite, granites monzonitiques leucocrates à biotite avec ou sans cordiérite en petits cristaux automorphes, granites leucocrates à nodules de quartz-cordiérite, granites à feldspath alcalin hololeucocrates.

L'interprétation des données géochimiques montre que le granite du Laouzas serait le résultat d'une évolution poussée d'une migmatite d'apport, développée surtout à partir des métapélites de la formation de Puech Plo. Le calcul des bilans montre que cet apport était un granite potassique, mais ce granite a été contaminé par son encaissant de sorte que le produit final est un granite homogène dont les variations de composition chimique reflètent à la fois le caractère plus ou moins différencié des ichors mais aussi, et surtout, un degré plus ou moins important d'assimilation et la nature de la roche assimilée. Plus généralement, il se forme des migmatites hétérogènes, mélange de granite et d'encaissant en cours de l'assimilation. L'absence quasi systématique de bordures ou enclaves de type « restite », est remarquable par rapport aux migmatites M1 très probablement antérieures.

Les méthodes de la géochronologie Rb/Sr ne permettent pas actuellement de dater un granite aussi contaminé. Un âge namuro-westphalien paraît vraisemblable. En effet, dans le cœur du dôme de l'Espinouse, le granite également à cordiérite du Haut-Vialais peut-être un peu plus récent, a été daté par U/Pb sur zircons et monazite à 327 ± 5 Ma (Matte et *al.*, 1998).

$\gamma^{2-3} \gamma^{3-4}$. **Granites tardifs en massifs circonscrits.** Une dizaine d'intrusions de dimension kilométrique à décakilométrique se mettent en place de façon tardive dans la zone axiale, le versant septentrional de la Montagne noire et les Cévennes à différents niveaux structuraux (fig. 23) :
– les granites de Sécun–Combrespinas, du Soulié et du Haut-Vialais forment des coupoles surbaissées en domaine catazonal de la zone axiale (sans doute déjà refroidi lors de leur mise en place) ;
– les granites des Martys, d'Escoussens et d'Anglès présentent une partie profonde en domaine catazonal, hétérogène, en filons, sills, riche en

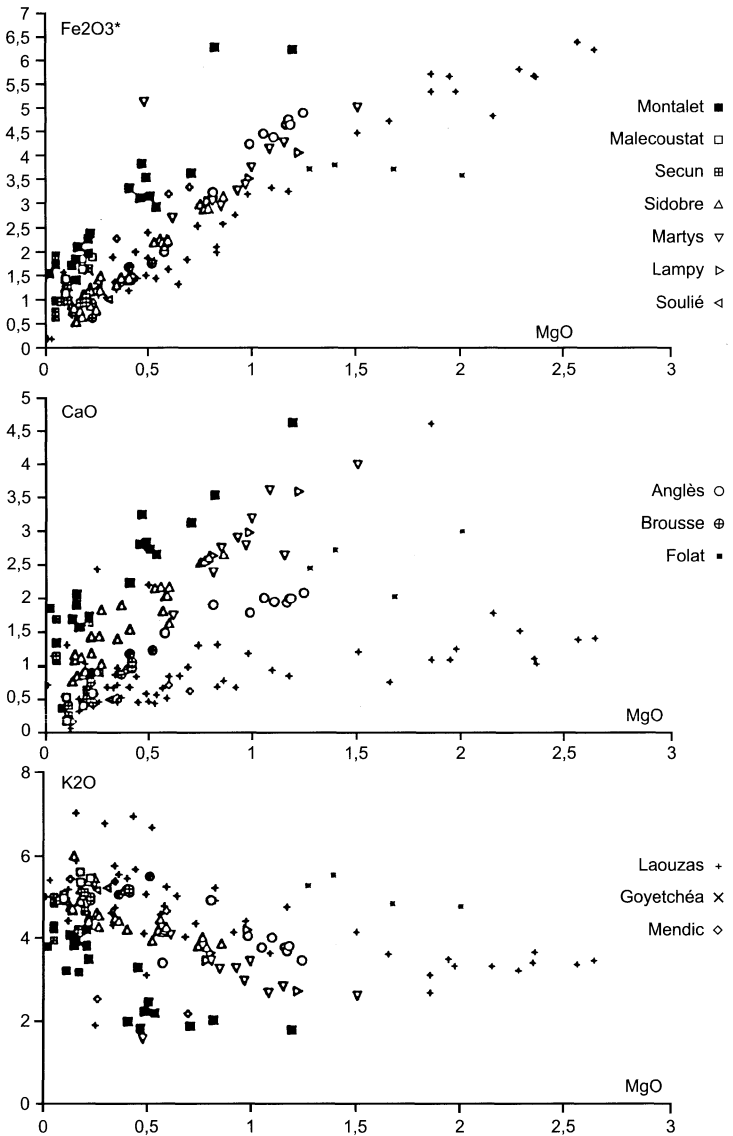


Fig. 23 - Géochimie des granites de la Montagne noire

enclaves et une partie supérieure homogène nettement intrusive, recoupant les différents isogrades, voire les chevauchements des unités allochtones ; le granite des Martys présente un toit relativement plat s'étalant largement sous sa couverture de micaschistes dans le « détroit » de Lacombe ;

– le granite du Lampy (comme celui de Brousse) est un laccolite avec une base très concordante, située au-dessus des gneiss du dôme du Cabardès et du faisceau c, (dont il est séparé par quelques dizaines de mètres de micaschistes) et un toit intrusif recoupant la base des unités allochtones ; des apophyses plus ou moins foliées se développent le long de ces contacts anormaux ; le corps même du granite du Lampy montre une foliation mylonitique pénétrative concordante sur les cisaillements de base de ces unités ; une seconde foliation mylonitique liée à la faille normale de Saissac–Cabardès (Cassard et *al.*, 1993) se développe en couloirs dans le granite du Lampy et à la base du granite de Brousse ;

– le granite du Sidobre et celui du Saint-Guiral–Liron dans les Cévennes se présentent en coupoles surbaissées intrusives dans les séries paléozoïques épizonales. Les données gravimétriques et la fabrique interne suggèrent que le granite du Sidobre est un corps stratiforme puissant au plus de 2 à 3 km ;

– le granite du Folat et les champs filoniens de Peyrebrune en Albigeois et de Bez-Esparon en Viganais, sont des intrusions subvolcaniques.

Deux types d'associations pétrographiques sont connus :

γ^{3-4} , γ_B^{3-4} . **Granitoïdes tardifs à biotite.** La plupart de ces batholites associent granodiorite–granite monzonitique (porphyroïde ou non)–granite–leucogranite–aplite/pegmatite, avec de fréquentes enclaves basiques. Les plus gros de ces massifs, Sidobre en particulier, présentent une association centrifuge avec les faciès peu différenciés au centre ; le massif du Lampy au contraire montre une organisation centripète, l'essentiel du massif étant formé de granodiorites, avec à son toit des injections de granites leucocrates et de leucogranites ; le massif des Martys présente une organisation verticale avec les faciès sombres dans la partie profonde passant à des faciès plus leucocrates dans la partie superficielle.

Dans les grands massifs composites, les données géochimiques définissent des lignées magmatiques différenciées de caractère calco-alcalin méta-alumineux à légèrement peralumineux. Deux lignées principales se distinguent :

γ^{3-4} : un ensemble plus calcique (calco-alcalin *s.s.*) regroupant le Sidobre, Les Martys, Escoussens et Le Lampy ; les leucogranites (γ^{2-3}) de type Soulié pourraient représenter les termes les plus différenciés de cette lignée ;

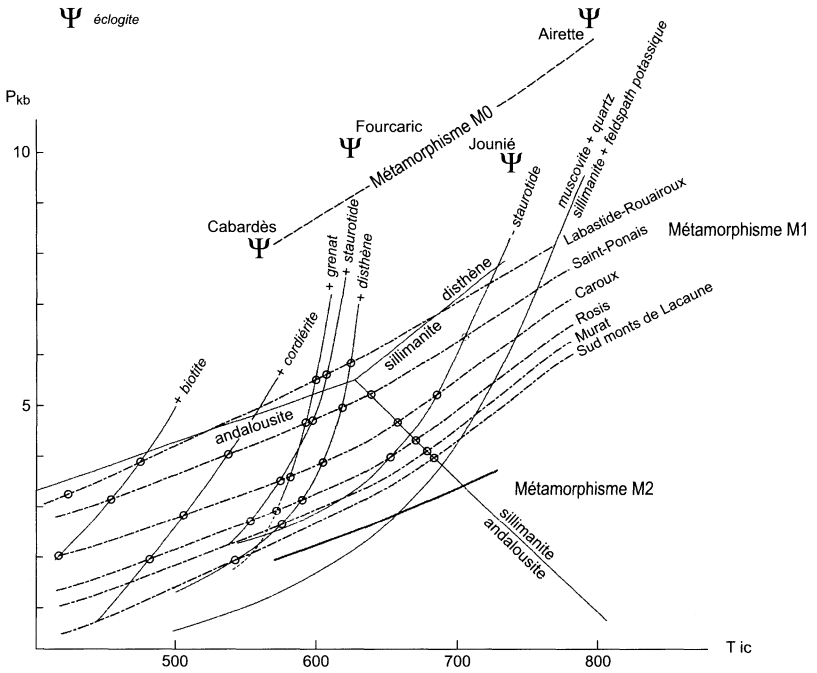


Fig. 25 - Les différents types de métamorphisme

$\gamma_B^{3.4}$: un ensemble légèrement moins calcique et plus potassique regroupant les granites d'Anglès et de Brousse.

Le granite du Folat se distingue du reste de ces granites par son caractère magnésien potassique (mais les analyses disponibles sont assez anciennes).

$\gamma^{2.3}$. **Granites peralumineux tardifs à muscovite, biotite.** Ces granites peralumineux à muscovite, biotite sont localisés en zone axiale : le Soulié, Couffignet, Sécun-Combrespinas (avec grenat et tourmaline) et Haut-Vialais (avec cordiérite).

Le caractère ferrique et calcique du granite de Sécun-Combrespinas le rattache sans doute au Montalet ; alors que le granite du Haut-Vialais pourrait être rattaché à celui du Laouzas.

Les datations Rb/Sr sur roche totale et sur minéraux donnent des âges stéphano-permiens s'échelonnant entre 305 et 280 Ma (Saint-Guiral-Liron 328-279 Ma) ; le granite du Lampy étant un peu plus vieux 338 ± 32 Ma. Par contre les données K/Ar des micas du Sidobre imposent un âge supérieur à 313 Ma et le granite du Haut-Vialais donne un âge U/Pb sur zircon à 327 ± 5 Ma. Un âge namuro-westphalien pour ces granites tardifs est donc le plus probable, ce qui confirme la géologie qui leur assigne un âge anté-stéphanien.

MÉTAMORPHISME

(fig. 24 hors-texte, 25)

Le domaine varisque montre des degrés de métamorphisme variables entre les différentes unités tectoniques et à l'intérieur de celles-ci :

– la zone axiale de la Montagne noire montre depuis sa périphérie jusqu'à sa partie centrale, un remarquable métamorphisme syntectonique prograde. Le métamorphisme croît ainsi depuis la zone de la chlorite jusqu'au domaine catazonal à sillimanite + feldspath potassique ; l'anatexie est plus ou moins développée dans ce domaine catazonal sans toutefois que le faciès granulite soit atteint ;

– les domaines situés au Nord et au Sud de la zone axiale montrent un métamorphisme faible : anchizonal dans les unités les plus élevées (bassin viséen, écailles de Cabrières, partie sud de la nappe du Mont Peyroux, Mouthoumet), épizonal ailleurs. Ce métamorphisme devient mésozonal dans la partie centrale des monts de Lacaune (antiforme de Viane) ;

– les gneiss de Réalmont qui appartiennent aux nappes supérieures métamorphiques « internes » de la chaîne hercynienne, présentent un métamorphisme du faciès amphibolite.

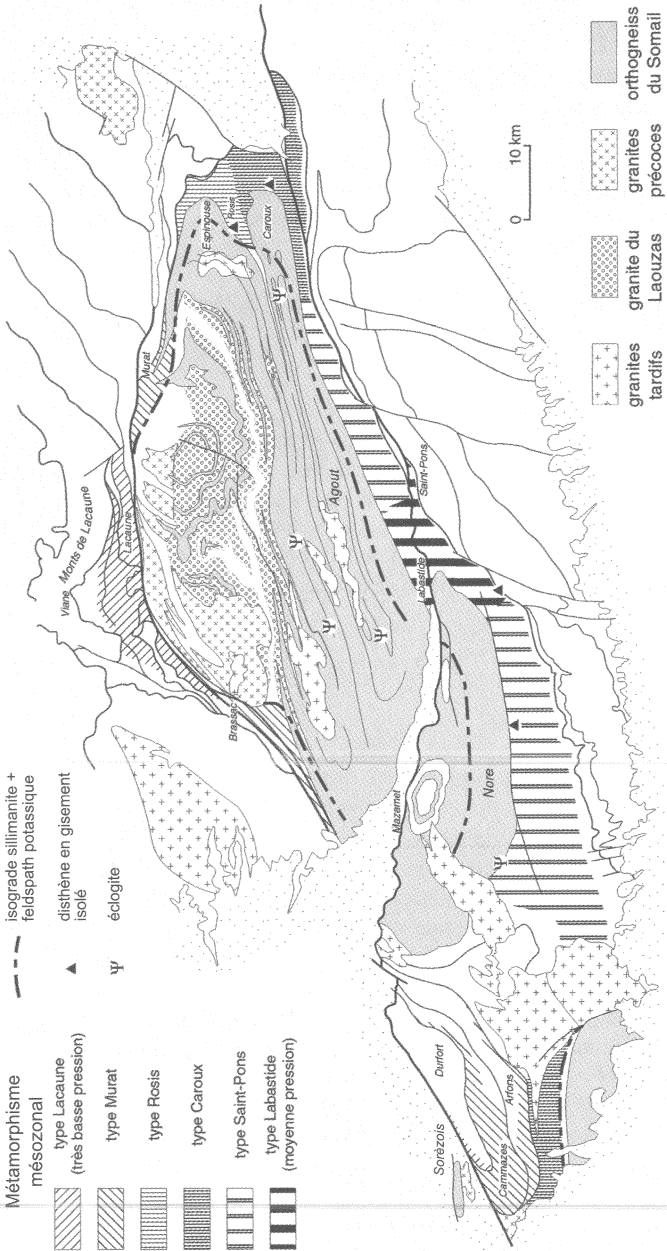


Fig. 26 - Carte des différents types de métamorphisme (Demange, 1998)

Évolution tectono-métamorphique des unités superposées

L'étude des rapports entre les minéraux et les schistosités et linéations, ainsi que l'étude des relations entre isogrades et structures tectoniques, montrent que le métamorphisme est syntectonique et présente une évolution complexe : comme l'histoire tectonique, l'histoire métamorphique peut se décomposer en plusieurs stades associés aux événements tectoniques majeurs.

Les conditions de mise en place des unités provenant de la zone interne de l'orogène (gneiss de Réalmont) peuvent être mieux étudiées dans le massif de Najac juste au Nord de la feuille Montpellier : métamorphisme précoce de haute pression avec glaucophane et éclogites à 415 Ma, puis charriage de cette unité sur les unités albigeoises en régime de faciès amphibolite. Ce charriage serait contemporain du métamorphisme épizonal prograde des unités albigeoises nord (Saint-Sernin-sur-Rance) où la décroissance thermique est enregistrée par les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dès 350-340 Ma, durant le Carbonifère basal.

La mise en place des unités allochtones sur la zone axiale, s'accompagne de l'écaillage des terrains métamorphiques sous-jacents : dans les monts de Saint-Gervais, le dôme de Viane et le Sorézois, on observe ainsi des unités de terrains relativement plus métamorphiques charriées sur des terrains moins métamorphiques. Dans les monts de Lacau et le Sorézois, les charriages limitant les différentes unités, sont sécants sur les isogrades. Sur le versant sud, le contact entre les nappes et la zone axiale est marqué par une importante discontinuité du métamorphisme. Le charriage des unités allochtones est donc postérieur à l'événement métamorphique régional majeur M1 contemporain des phases précoces en plis isoclinaux synschisteux.

Ce métamorphisme précoce M1 culmine lors de la phase P2, c'est-à-dire pendant le Viséen (≈ 335 Ma) d'après les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas (Costa, 1990) (fig. 26).

Dans la partie méridionale de la zone axiale, quelques reliques de roches de faciès éclogite, plus ou moins rétro-morphosées en amphibolites et situées à l'intérieur des bandes de paragneiss représenteraient l'événement métamorphique le plus ancien (M0).

Enfin lors des phases tardives, le métamorphisme évolue vers un type de basse pression (événement M2) ; cet épisode se développe en liaison avec la mise en place du granite migmatitique à cordiérite du Laouzas, namuro-westphalien.

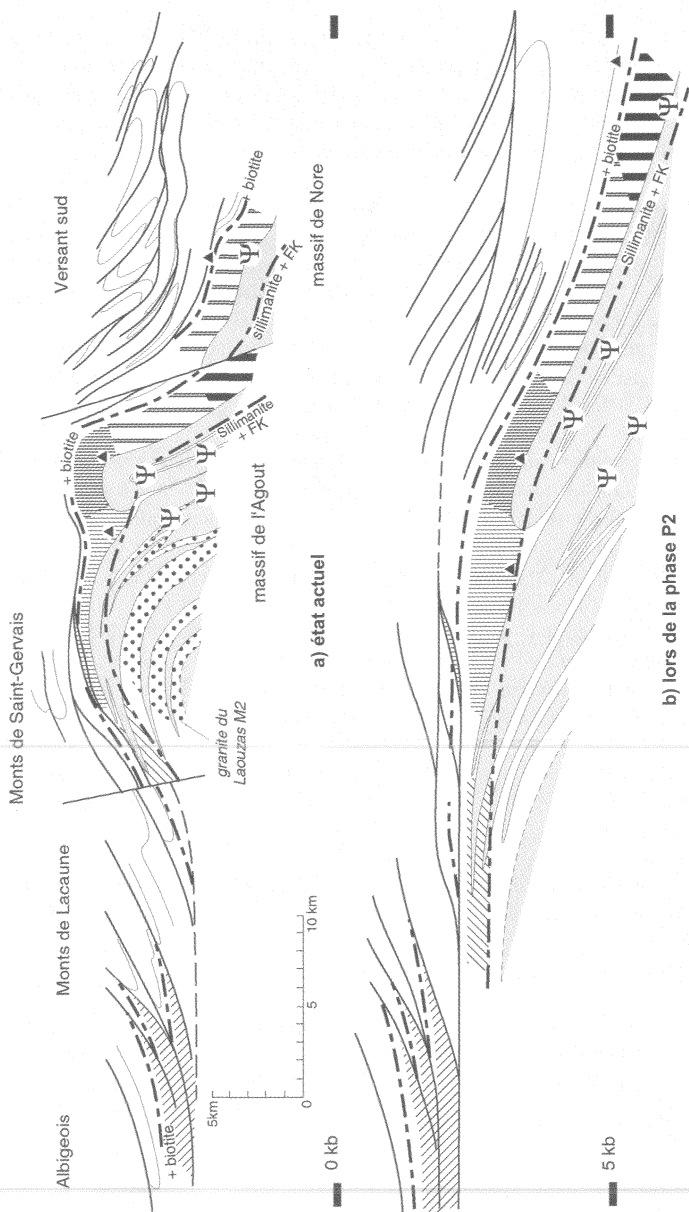


Fig. 27 - Coupe avec la répartition des différents types de métamorphisme (Demange, 1998)

Éclogites

Quelques roches de faciès éclogite affleurent dans la partie sud de la zone axiale (Demange et Léger, 1980 ; Demange, 1984). Toutefois, comme les textures kélyphitiques dérivées sont assez communes parmi les roches basiques de ce secteur (une vingtaine de stations), il est vraisemblable que les éclogites ont été plus répandues que les cinq gisements connus actuellement.

Les conditions estimées pour l'éclogitisation sont variables. Les pressions demeurent modérées (9 à 12 Kb) (fig. 24 hors-texte et 25 ; Demange 1998). Ces roches définissent un remarquable gradient géothermique parallèle à celui du métamorphisme régional M1.

Les compositions chimiques, basiques pour quatre éclogites, et ultrabasiques pour celle de l'étang de l'Airette, rattachent ces roches aussi bien aux orthoamphibolites interstratifiées dans le groupe de La Salvetat, qu'au magmatisme basique syntectonique. Ce fait indique que l'éclogitisation est due incontestablement à une phase hercynienne précoce. Les âges radiométriques ne sont cependant pas déterminants.

Ces roches forment des boudins décamétriques à plurihectométriques (Terme de Fourcaric) toujours encaissés dans des paragneiss non loin du contact avec les orthogneiss. Mise à part l'éclogite du Cabardès localisée à la base de la série des « Schistes X », ces éclogites apparaissent dans les bandelettes de paragneiss qui séparent les unités gneissiques majeures. Si l'on place ces différentes éclogites sur la coupe de la zone axiale reconstituée à la fin des phases précoces, (fig. 26 et 27 ; Demange, 1998), il apparaît que ces roches se localisent dans la zone des racines des plis couchés P1.

Pour P.H. Thomson (1989), ces éclogites seraient des copeaux tectoniques écaillés le long des surfaces de charriage majeures qui séparent les nappes de la zone axiale, copeaux issus de la croûte profonde et totalement étrangers à leur encaissant. Il est certain que les éclogites ne sont pas actuellement en équilibre avec leur encaissant et qu'elles se présentent en boudins tectoniques. Toutefois, l'identité de composition chimique de ces roches avec les autres roches basiques connues en zone axiale, et leur localisation dans la région même où le métamorphisme M1 est de plus forte pression, les intègrent plutôt bien à l'évolution tectonométamorphique et suggèrent que toute la partie sud de la zone axiale ait pu être portée précocement à grande profondeur.

D'autre part il est clair que l'éclogitisation est prograde puisque le grenat se développe en couronne sur le spinelle.

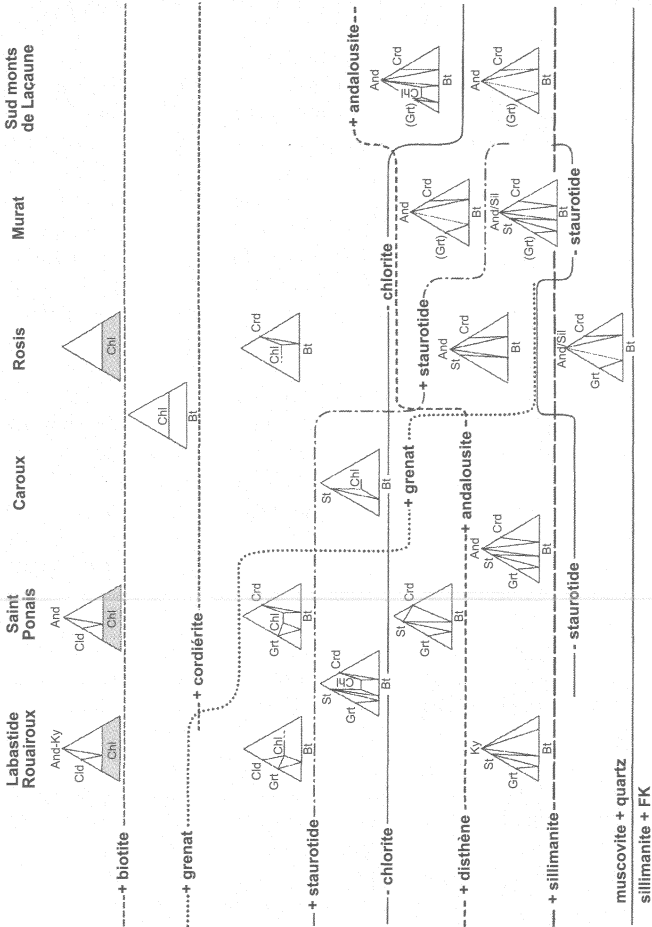


Fig. 28 - Enchaînement des faciès de métamorphisme en Montagne noire (Demange, 1998)
 Bt = biotite ; Chl = chlorite ; Cld = chloritoïde ; Crd = cordièrite ; And = andalousite ; Ky = disthène ; Sil = sillimanite

Quelques indices de disthène précoce, dans les zones où le métamorphisme régional est de type andalousite-sillimanite, témoignent également de ce stade précoce de moyenne à haute pression.

Métamorphisme M1 contemporain des phases synschisteuses précoces

Le métamorphisme M1 se développe au cours des phases synschisteuses précoces pour culminer lors de la phase P3. Les conditions développées lors de ce dernier stade sont les seules qui nous soient accessibles. M1 est le métamorphisme régional majeur de la Montagne noire, le rééquilibrage provoqué par le métamorphisme M2 étant d'extension limitée.

En zone axiale (et dans la partie sud des monts de Lacaune)

Le métamorphisme prograde M1 se manifeste de façon spectaculaire dans le domaine mésozonal périphérique par une succession rapide d'isogrades définis dans les roches pélitiques par l'apparition ou la disparition de minéraux index (fig. 25, 28). Le domaine catazonal, défini par la disparition de la muscovite primaire ou, ce qui revient au même, par l'apparition de la paragenèse sillimanite + feldspath potassique, occupe toute la partie centrale de la zone axiale ; il n'est pas possible d'y définir d'isograde, ni dans les roches pélitiques, ni dans les roches basiques. Mais la structure métamorphique peut être étudiée par les variations de composition chimique des minéraux des kinzigites. On met ainsi en évidence une structure thermique contrastée qui prolonge la structure définie en mésozone par les isogrades. Les orthogneiss permettent de définir un isograde microcline → orthose (situé vers le sommet de la catazone) et un isograde + grenat dans les zones les plus profondes.

Ce métamorphisme M1 montre à l'échelle de la Montagne noire des variations considérables de type. Ces variations sont particulièrement remarquables dans le domaine mésozonal grâce aux nombreux isogrades et faciès que l'on peut y mettre en évidence dans les roches pélitiques (fig. 25, 27 et 28 ; Demange, 1998). Le type de métamorphisme est de moyenne pression à disthène puis sillimanite dans la région de Labastide-Rouairoux ; ailleurs s'observent des types de basse pression (andalousite puis sillimanite). La position relative des isogrades de la staurotide et du grenat, et de l'isograde de disparition de la staurotide par rapport à celui de la transformation andalousite → sillimanite, permettent de définir plusieurs sous-types caractérisés par différents gradients pression-température.

Les différents types de métamorphisme se répartissent à travers la zone axiale selon des bandes de direction WSW-ENE depuis un type de

moyenne pression au Sud-Est à des types de plus faible pression vers le Nord (fig. 26 et 27).

Si l'on compare les zones de même degré de métamorphisme, par exemple la zone de la sillimanite + muscovite (ce qui correspond à peu près au contact entre les orthogneiss de l'unité supérieure et leur couverture de schistes X), la différence de pression entre le Nord et le Sud peut être estimée à 3 à 4 kb environ pour une distance qui est actuellement, après les phases tardives, d'environ 20 km. Si l'on annule l'effet de ces phases tardives, on est conduit à admettre que le toit de l'unité gneissique supérieure présentait à la fin des phases précoces (plus exactement lors de la phase P3) un plongement vers le Sud de 30-45°.

Dans le domaine nord

Les monts de Lacaune et l'Albigeois présentent, pour l'essentiel, un métamorphisme épizonal ; ce n'est que très localement que la biotite apparaît ; un métamorphisme mésozonal est atteint dans le dôme de Viane (atteignant un degré à sillimanite + muscovite) et à l'extrême nord-ouest de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance immédiatement sous le chevauchement de la nappe de Najac (un peu au Nord des limites de la feuille). Les unités internes (complexe de Réalmont-Najac) présentent une histoire métamorphique complexe, nettement polyphasée.

• ***La majeure partie des monts de Lacaune et de l'Albigeois*** présentent un métamorphisme syntectonique atteignant son maximum lors des déformations D2 anchi- (Unité de Mélagues) à épizonal (association quartz + albite + muscovite + chlorite dans les pélites). Les roches basiques des unités de Brusque et du Merdellou montrent des associations de faciès schiste vert avec albite, épidote, chlorite, actinote, pumpellyite.

Bien que l'étude des cristallinités des micas n'ait pas systématiquement été réalisée, il semble que ce métamorphisme croisse globalement du Sud au Nord, unité par unité. Cette assertion doit toutefois être nuancée :

- la plus grande partie de l'Unité du Mendic et toute l'Unité de Murat-Castanet (qui en est le prolongement au Sud de la faille des monts de Lacaune, sont en zone de la biotite ; cette dernière chevauche l'Unité de la Haute Mare, écaïlle au Nord-Est de la zone axiale qui est en zone de la chlorite ;
- dans le dôme de Viane, chaque unité montre un métamorphisme prograde du Nord au Sud et sa base chevauche des domaines relativement moins métamorphiques ;
- la base de l'unité des ardoisières est en zone de la biotite ;

- cette unité chevauche les Unités de la Sagne et de la Bessière ainsi que la partie nord de l'Unité de la Quille qui présentent un métamorphisme épizonal de la zone de la chlorite ;
- l'Unité de la Quille présente un métamorphisme prograde de basse pression avec les isogrades successifs, + biotite, + cordiérite, + andalousite et andalousite → sillimanite (la muscovite primaire restant stable) ;
- l'Unité de la Quille chevauche l'Unité épizonale du Thioys, celle de Cuillé le Teil à la limite du faciès schiste vert (albite + épidote + actinote ± chlorite ± biotite dans les roches basiques) et amphibolite (andésine + épidote + hornblende ± biotite) et celle de Farayruc-Calmejanne avec cordiérite puis andalousite ;
- les écailles qui représentent le prolongement sud-ouest de l'Unité de Brusque, sont épizonales ;
- enfin la dernière unité coincée contre la zone axiale, l'Unité de Cambous, présente un métamorphisme prograde avec cordiérite, andalousite puis sillimanite.

Il est donc clair que dans cette partie sud des monts de Lacauene le chevauchement des différentes unités est postérieur au métamorphisme contemporain des phases tectoniques précoces.

• **La partie nord-ouest de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance**, au sommet de l'empilement de l'Albigeois, au voisinage immédiat du chevauchement des unités internes (nappe Najac-Carmaux), montre un métamorphisme mésozonal apparemment inverse en liaison avec ce chevauchement : avec albite + muscovite + chlorite ± grenat contemporain de la déformation D1, puis oligoclase + muscovite + chlorite + biotite ± grenat syn-D2.

• **Dans les matériaux du complexe gneissico-amphibolique affleurant à Réalmont** le métamorphisme synchrone de la déformation D1 est mésozonal et présente des associations à quartz + amphibole verte + plagioclase (An40-60) ± biotite ± grenat. Une rétro-morphose dans des conditions épizonales, synchrone de la déformation D2 est marquée par le développement de grandes lamelles de muscovite dans la schistosité SD2. La rétro-morphose de la série gneissique et le développement du métamorphisme épi- à méso-zonal prograde des séries de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance apparaissent simultanés.

Un peu au Nord des limites de la feuille le **complexe de Najac** montre une évolution plus complexe avec granulites de haute pression, élogites, glaucophane, rétro-morphosés lors du charriage en amphibolites à grenat-zoïsite puis amphibolites à épidote-chlorite.

• **Datation du métamorphisme dans le domaine nord**

Le métamorphisme de haute pression du massif de Najac serait silurien (415 Ma sur zircon dans les éclogites). Le charriage des unités internes, en Rouergue, serait antérieur à 350 Ma.

Plus au Sud la retombée du métamorphisme est datée par les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur micas (Costa, 1990 ; Maluski et Monié, 1987) : 344 ± 3 Ma et 337 ± 3 Ma dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, 333 ± 4 Ma dans celle de Saint-Salvi-de-Carcavès, 333 Ma pour les biotites et muscovite du Mendic. Rappelons les âges Rb/Sr sur micas obtenus aux environs de Lacauene par M. Vachette (1967) à 312 et 336 Ma.

Dans le domaine sud

Le métamorphisme est de degré anchi à épizonal. La structure métamorphique n'est connue que dans le bassin viséen du Nord-Bitterois (Engel et al., 1980) et le Minervois (Issard, 1984 ; Demange et al., 1986) où des courbes de cristallinité de l'illite ont été tracées. En Minervois, cette structure apparaît indépendante de celle de la zone axiale et semble recoupée par la base des nappes.

Conditions de charriage des unités « allochtones »

En Sorézois, la région où les relations entre unités charriées et domaine axial peuvent être le mieux observées, les charriages s'accompagnent d'une rétomorphose des terrains métamorphiques charriés, sur une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres : les silicates alumineux se déstabilisent en muscovite, chlorite et parfois biotite ; la biotite est largement chloritisée : les conditions dans lesquelles se produit cette tectonique de cisaillement sont donc épizonales.

Métamorphisme M2 contemporain du doming tardif

Cet événement tardif M2 ne peut être clairement mis en évidence que dans la partie centrale et septentrionale du massif de l'Agout ; on ne peut généralement pas le démontrer dans le domaine mésozonal, sauf dans la partie profonde du synclinal de Rosis (dans la zone de la sillimanite du métamorphisme M1) et, avec doute, sur la bordure nord du massif dans la région de Murat-sur-Vèbre.

En domaine catazonal, les associations précoces à sillimanite + biotite + grenat des kinzigites sont rééquilibrées en cordiérite + biotite (le grenat peut éventuellement être stable dans les roches ferrifères). Les grenats enre-

gistrent à la fois le métamorphisme prograde M1 et leur rétromorphose lors de l'événement M2 (Demange, 1998).

En domaine mésozonal (Rosis, Murat) s'observent parfois des réactions coronitiques (andalousite sur staurotide) et plus fréquemment, des associations minéralogiques où se superposent les paragenèses du stade M1 (avec grenat et staurotide stabilisés respectivement par le manganèse et le zinc) et les associations du stade M2. Sur le versant sud de la zone axiale s'observent effectivement des biotites dans le plan de schistosité S4 voire même plus tardives, mais le métamorphisme (marqué par la composition chimique des minéraux) est trop faible pour rééquilibrer les minéraux antérieurs.

Au Sud-Est de la Montagne noire (bassin viséen du Nord-Bitterois, écaïlles de Cabrières, nappes du Mont Peyroux et des monts de Faugères), l'étude de la cristallinité de l'illite permet de dessiner une structure qui se moule autour du dôme de la zone axiale. Les courbes d'isovolatilité des charbons du bassin stéphanien de Graissessac dessinent une structure analogue.

Là où cet événement M2 est bien documenté, ce métamorphisme montre des gradients encore forts en mésozone. Mais en catazone, les surfaces isothermes sont à peu près parallèles à la surface topographique actuelle et les structures thermiques que l'on peut mettre en évidence demeurent très peu marquées. Ce stade correspond à une homogénéisation thermique du cœur du massif de l'Agout vers 500-600 degrés (ces températures marquent la retombée du métamorphisme), sous des pressions faibles de l'ordre de 2 Kb.

L'événement métamorphique M2 n'est pas une simple rétromorphose à partir du stade M1 de plus haute pression, mais l'adaptation d'un flux thermique prograde à un régime de pression différent. Les pressions dont il s'agit sont des pressions d'eau et il est bien difficile d'évaluer indépendamment la pression lithostatique.

Les conditions du métamorphisme M2 sont celles de la mise en place du granite migmatitique du Laouzas. Ce granite ne représente pas une zone d'anatexie crustale isochimique *in situ*, mais est en fait le résultat de l'évolution poussée d'un granite potassique d'apport, mis en place dans des conditions mésozonales et qui assimile son encaissant. Il est remarquable que ni le dôme de Nore, ni celui du Cabardès, (dont le granite du Laouzas est absent) ne montrent d'événement M2. Le processus suivant paraît le plus probable : formation du dôme de la zone axiale, mise en place du granite du Laouzas qui impose ses conditions thermiques (et de pression d'eau) au cœur du massif, ce flux thermique diffusant bien au-delà de la zone axiale.

La retombée de ce métamorphisme peut être datée par différents âges minéraux plus ou moins récents : 316 ± 4 Ma pour les biotites du sommet

du Caroux et 308 Ma pour un échantillon composite de biotites et muscovite de l'Espinouse et d'autres groupes d'âges à 308 et 297 au voisinage des décrochements au Sud de la zone axiale ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Costa, 1990), muscovites à 310 Ma et biotites à 295-280 Ma par Rb/Sr (Vachette, 1967), 300 Ma pour les biotites et muscovite du leucogranite de Lafage dans le Caroux ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Lansigu et Monié, 1996), les apatites donnent un âge de refroidissement en dessous de 120° (Carpena, 1980) 282 Ma au Nord-Ouest de la zone axiale et 250-230 Ma plus au Sud. Rappelons que la formation du dôme, qui est contemporaine à légèrement antérieure au métamorphisme M2 est scellée par le granite du Haut Vialais daté à 327 ± 5 Ma.

Ces données suggèrent un refroidissement très lent de la zone axiale depuis le Westphalien jusqu'au Permien : le dôme de la zone axiale n'est pas exhumé à cette époque, comme le démontre d'ailleurs la très grande rareté de matériaux métamorphiques dans les sédiments stéphanien et permien.

Le problème d'un hiatus ou d'un enchaînement entre les deux épisodes métamorphiques M1 et M2 reste posé. Bien que l'événement M1 soit suivi par la mise en place de granites (Montalet, Labécède...) il est probable que les parties profondes de la zone axiale sont restées relativement « chaudes » entre ces deux événements.

Métamorphisme tardif de type « de contact » ou « hydrothermal »

Les granites tardifs mis en place à un niveau structural élevé (Brousse, Sidobre, Lampy) développent une auréole de métamorphisme de contact relativement limitée. Cet effet de métamorphisme de contact manque lorsque ces granites se mettent en place à un niveau mésozonal ou catazonal (Anglès, Les Martys, le Soulié).

Sur le flanc sud du massif de Nore, des nodules de cordiérite et d'andalousite (largement rétrotransformés) se développent localement (entre Salsigne et Villardonnell, plateau de Sériès, les Verreries de Moussans) dans le domaine épizonal du métamorphisme régional (sommet du Groupe du Cabardès) non loin du contact avec les nappes du versant sud. Ces nodules de type « métamorphisme de contact », témoignent d'un flux thermique à proximité de ce contact, qui pourrait provenir d'un granite caché. Le gisement aurifère de Salsigne montre un halo de recristallisation en conditions épizonales assez intenses des pélites cambriennes et une biotitisation sur quelques dizaines de mètres autour des corps minéralisés : effet d'un métamorphisme hydrothermal lié à la formation du gisement.

DOMAINE POST-VARISQUE

PRINCIPALES UNITÉS GÉOLOGIQUES RÉGIONALES

Bassins post-orogéniques

Aux marges de la chaîne varisque nouvellement formée et immédiatement soumise à l'érosion, les grandes fractures de réajustement qui en disloquent le bâti, déterminent une série de fossés et bassins intracontinentaux où viennent s'accumuler les produits de sa destruction.

Bassins stéphaniens

Les dépôts stéphaniens sont conservés en d'étroits bassins linéaires, à structure monoclinale ou en demi-graben, localisés le long de grands accidents tardi-hercyniens de direction proche de E-W, à rejeu principal en décrochement extensif. La phase compressive tardive (par rapport à la formation de la chaîne varisque), à laquelle est liée la mise en place de ces bassins, se manifeste pendant et après le dépôt des formations houillères avec des directions variables NE-SW puis N-S et s'accompagne de plissements et de rejeux en faille inverse.

C'est ainsi que la *faille des monts de Lacagne* à la limite nord de la zone axiale de la Montagne noire, contrôle l'établissement du **bassin de Graissessac**, structure dissymétrique à flanc sud redressé. Le Stéphien qui affleure à l'Ouest du bassin, disparaît vers l'Est sous les dépôts permien discordants du bassin de Lodève et la couverture mésozoïque du causse de Lunas. Un certain nombre d'observations quant à la teneur en matières volatiles des charbons, décroissante d'Ouest en Est, à la présence de séricite néoformée, et d'une discrète tendance à la foliation, conduisent à admettre l'existence d'un léger métamorphisme thermique postérieurement aux dépôts stéphaniens (Becq-Giraudon, 1972).

Dans la même configuration, les lambeaux stéphaniens de **Sumène** et **Le Vigan**, s'alignent sur le prolongement oriental de la *faille d'Alzon*, et sont liés à un jeu en décrochement dextre.

Le contexte structural de la frange carbonifère qui affleure au Sud de la Montagne noire, bassin de **Gabian-Neffiès**, est moins bien connu. Les couches stéphaniennes en monoclin à pendage sud, disparaissent en effet rapidement, avec discordance probable, sous la couverture permienne (du bassin de Gabian), puis sous le Secondaire et le Tertiaire du Bas-Languedoc. Le contrôle par un accident tardi-hercynien à la limite sud de la Montagne noire est probable.

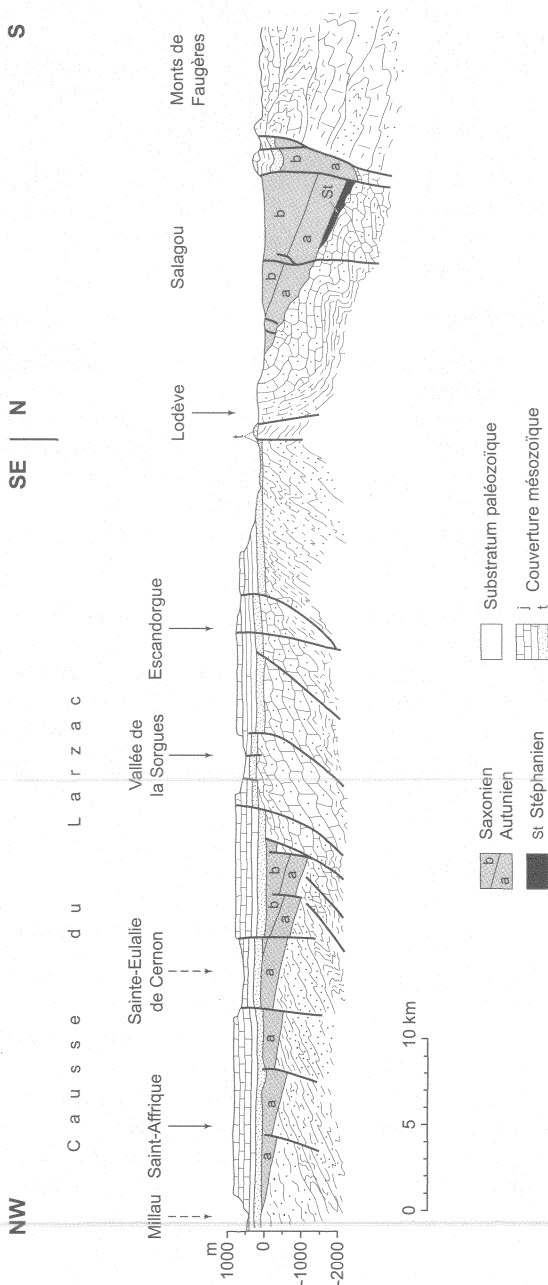


Fig. 29 - Coupe de la localisation des bassins permien de Lodève et de Saint-Affrique (d'après M. Lopez, inédit)

Au Nord de la feuille apparaît la bordure du petit bassin de **Brousse-Broquiès** occupant une gouttière faillée Est-Ouest, à la limite Albigeois-Rouergue.

Bassins permien

Les bassins permien s'établissent, en discordance généralement très marquée, dans les mêmes zones que les bassins carbonifères en les débordant largement, et répondent à un régime de distension N-S à NE-SW. La subsidence est contrôlée par des accidents E-W à NW-SE (N100 à N130), avec effondrement du compartiment nord (fig. 29).

Au Nord, le bassin de **Saint-Affrique**, le plus vaste, occupe un graben dissymétrique entre le Rouergue cristallin au Nord et l'axe Montagne noire-Cévennes au Sud. Il est limité à l'Ouest par l'érosion et son extension orientale sous le Causse du Larzac est inconnue.

À l'Autunien l'activité tectonique se répartit le long d'accidents parallèles qui déterminent une cascade de demi-grabens à pente sud. L'inégal développement des faciès conglomératiques de base indiquerait les zones les plus actives à cette époque : au Nord du bassin (où les couches permien succèdent au Stéphanien de Brousse-Broquiès), ainsi qu'au Sud-Est (Camarès).

Au Saxonien l'activité tectonique (et la subsidence) se concentre le long de l'accident méridional à partir duquel se manifeste un fort gradient granulométrique.

Quelques discrètes intercalations cinéritiques enregistrent à l'Autunien surtout, l'existence aux marges du bassin d'un volcanisme acide.

Au Sud de la Montagne noire, le bassin de **Gabian**, est implanté dans le même contexte que le Houiller de Gabian-Neffiès. Son prolongement sous la couverture du Nord-Bitterois a été recoupé par quelques sondages (Coulombres, Servian), mais sa limite méridionale reste inconnue.

Entre la ride paléozoïque du Lodévois, au Nord, et l'alignement : faille des monts de Lacarne-faille des Cévennes, le bassin de **Lodève**, succède en discordance et en le débordant largement (notamment vers le Nord) au Houiller de Graissessac. Il présente un dispositif monoclinale en demi-graben à pente sud prononcée. Au Nord un système de failles E-W à jeu modeste est actif au début de l'Autunien et joue un rôle déterminant dans le contrôle des concentrations jurassiques des minéralisations uranifères. L'essentiel de la subsidence, 2 000 m environ, et du basculement général des couches vers le Sud, est contrôlé par un accident méridional également E-W. Les témoignages d'un volcanisme acide contemporain de la sédimentation sont encore plus

manifestes que dans le bassin de Saint-Affrique avec un étagement d'horizons cinéritiques constants sur toute l'étendue du bassin à l'Autunien.

Les corrélations lithologiques qui peuvent être établies entre les bassins de Lodève et de Gabian, laissent supposer qu'il y a pu avoir continuité entre ces deux bassins de part et d'autre de la Montagne noire.

Des accidents subméridiens à rejeux complexes, faille d'Olmet, de Lunas ou de l'Orb, tronçonnent le bassin en plusieurs compartiments qui s'abaissent d'Ouest en Est, et manifestent une certaine indépendance dans l'évolution géodynamique et la sédimentation.

Les affleurements permien de **Réalmon**t appartiennent au contexte structural de la bordure aquitaine où des rejeux tardi-hercyniens ont contrôlé l'installation d'une série de bassins plus ou moins morcelés, et très largement masqués par la couverture tertiaire. Reconnus vers l'Ouest jusqu'à Lavar (par sondage) et sous une partie du Quercy, ils apparaissent sporadiquement à l'affleurement (Carmaux, Najac, Grésigne) jusque dans la région de Brive.

On peut enfin signaler les couches permien rencontrées en sondage (Castries, Vacquières, Quissac) au Nord-Est de Montpellier, en contrebas de la faille des Cévennes. Eu égard au jeu décrochant pyrénéen de cet accident, elles pourraient représenter un prolongement méridional décalé du bassin de Lodève.

Le substratum hercynien de tout ce domaine est mal connu. Quelques sondages profonds permettent d'en situer le toit entre 1 500 et 3 000 m dans la majeure partie du Bas-Languedoc, avec quelques zones plus profondes (au-delà de 4 600 m à Valensac au Nord d'Agde, et 3 600 m à Castries) (annexe 2). Une zone haute paraît caractériser la partie nord du golfe du Lion avec des profondeurs de 1 100 m au large d'Agde (Agde Maritime), 1 300 m à Sirocco plus à l'Est et 1 600 m à Gardiolel. Ce substratum s'abaisse régulièrement vers le Sud (3 500 m environ à Tramontane et Mistral) et beaucoup plus violemment vers le Nord-Est avec plus de 4 000 m au niveau de Nîmes et probablement plus de 10 000 m dans la région d'Orange au cœur du bassin mésozoïque subalpin.

Les faciès lithologiques permettent des rapprochements avec la Montagne noire à l'Est de Montpellier et avec les séries cévenoles à l'Ouest et au Sud où Sirocco révèle la présence d'une intrusion granitique (Arthaud et *al.*, 1981).

Zone entre la faille de Nîmes et la faille des Cévennes

Dans le Nord-Est de la feuille, la limite entre le Bas-Languedoc et le bloc Massif central, est constituée par un accident ou faisceau d'accidents, d'orientation NE-SW : la faille des Cévennes, ancien décrochement hercynien actif tout au long de l'histoire géologique. Au Nord de Clermont-l'Hérault il croise les prolongements orientaux des deux grandes failles E-W qui encadrent la zone axiale de la Montagne noire (faille des monts de Lacaune, faille de Mazamet-Tantajo). Toutefois ce que l'on connaît des mouvements pyrénéens, le long de ces divers accidents, laisse supposer un prolongement de la faille des Cévennes vers le Sud plutôt que vers l'Ouest. Le tracé de ce prolongement vers le Sud masqué par les dépôts néogènes du Bas-Languedoc n'est pas clairement défini pas plus que son rôle (en décrochement ?) au niveau du soubassement languedocien et du golfe du Lion. L'interruption brutale du bassin continental crétacé supérieur de Villeveyrac lui est sans doute liée. Par contre cette faille crustale majeure est très bien révélée sur la carte de l'anomalie gravimétrique (fig. 3) : c'est à son niveau que commence le très fort gradient horizontal positif vers l'Est, qui lui est perpendiculaire. Il traduit le fort amincissement crustal qui atteint 50 % à l'aplomb d'Orange-Avignon, et n'est que partiellement compensé par le remplissage sédimentaire très épais (10-13 km) du bassin subalpin du Sud-Est, dont cette faille constitue la limite occidentale.

Originellement décrochement hercynien, cet accident majeur du Sud-Est de la France, manifeste son activité tout au long de l'histoire géologique et joue un rôle éminent dans l'évolution mésozoïque de ce bassin en en contrôlant la terminaison méridionale (SW).

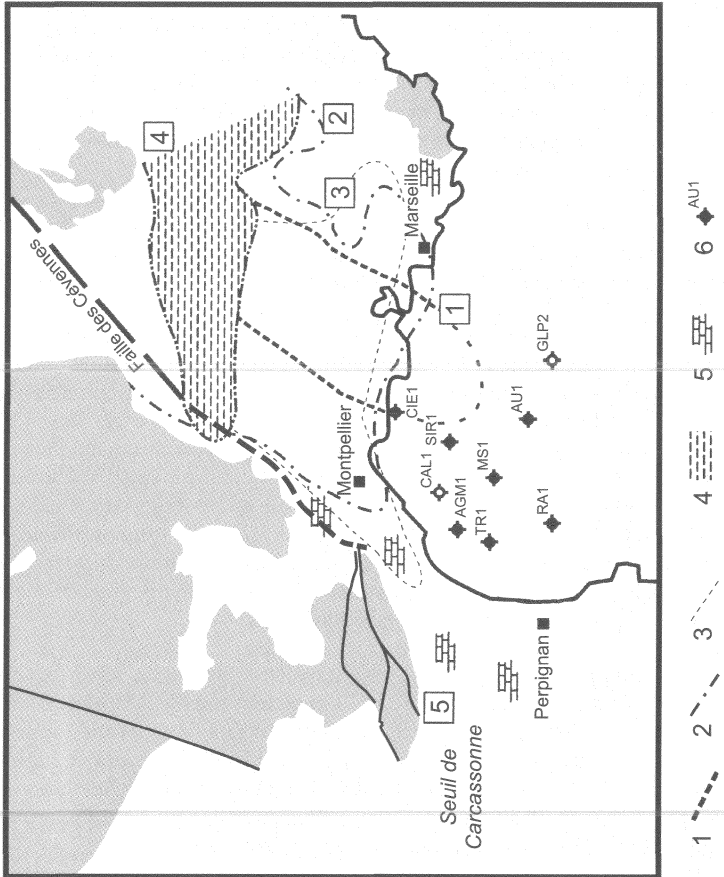
Durant le Lias et le Dogger (fig. 30) le bassin est le siège d'une subsidence tectonique de distension et l'influence de la faille des Cévennes se traduit par diverses fluctuations de la marge méridionale, et au voisinage même des accidents par la formation de seuils, hauts fonds ou ombilics de subsidence, accompagnés d'anomalies de la sédimentation, lacunes, érosions, réductions ou dilatations de séries et manifestations de tectonique synsédimentaire. À partir du Lias moyen l'axe du bassin se rapproche de sa bordure occidentale (et de la faille des Cévennes) et, surtout au Dogger sa terminaison se réduit à un étroit sillon subsident, compris grossièrement entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes.

Au début du Jurassique supérieur, l'évolution du bassin subalpin vers l'océanisation se trouve bloquée par l'ouverture plus à l'Est de l'océan ligure, et un régime de subsidence thermique s'établit lié au refroidissement de la croûte. Il s'ensuit une régression générale soulignée par la migration des faciès de plate-forme carbonatée (récifale en particulier) en direction du centre du bassin plus au Nord. En même temps se dessine dès l'Oxfordien moyen mais surtout au Crétacé inférieur une structuration E-W.

**Fig. 30 - Principaux éléments
de l'évolution paléogéographique du Sud-Est
de la France au Jurassique**
(d'après Curnelle et Dubois, 1986)

Limite externe de la plate-forme carbonatée
du bassin du Sud-Est

- 1 : au Jurassique inférieur
- 2 : à la limite Jurassique inférieur / moyen
- 3 : au Jurassique supérieur
- 4 : extension de la fosse vocontienne au
Jurassique supérieur
- 5 : plate-forme carbonatée au Jurassique supérieur
- 6 : forages en mer



Cette structuration s'affirme vers le milieu du Crétacé par la naissance du « Bombement Durancien », englobant ici la majeure partie du Languedoc, et qui, la plupart du temps émergé sépare les restes du bassin subalpin (Fosse vocontienne au Nord), d'un sillon subsident au Sud (Sillon nord-pyrénéen) ; bombement et sillon annonçant le futur rift Pyrénéen.

Au *Jurassique*, il contrôle la limite entre (au Sud-Est) le bassin subalpin subsident et (au Nord-Ouest) un domaine de plate-forme, et détermine au voisinage de son tracé (à l'WNW surtout) une série de hauts-fonds ou seuils (seuil caussenard ou cévenol) qui sont le siège de diverses anomalies de sédimentation : lacunes, érosions, réductions de série, et de manifestations de tectonique synsédimentaire (au Lias et Dogger en particulier).

Au *Crétacé*, la migration du sillon subsident nord-pyrénéen, a été mise en relation avec un possible jeu en faille transformante de cet accident (ou de son prolongement méridional).

Au cours de la *phase orogénique pyrénéenne* en compression N-S, dont les manifestations s'échelonnent ici, de l'Éocène inférieur (anté-Cuisien) à l'Éocène terminal, l'accident cévenol rejoue en décrochement sénestre plurikilométrique. Son déplacement a été estimé localement, d'après le décalage des faciès récifaux tithoniens (Bodeur, 1976) à près de 20 km, mais paraît beaucoup plus limité au niveau de Saint-Hippolyte-du-Fort plus au Nord-Est.

La *phase de distension oligocène* provoque un rejeu de l'accident et de ses satellites en faille normale avec effondrement du compartiment sud-est et contrôle l'ouverture et le remplissage détritique des fossés d'Alès plus au Nord-Est et ici de Montoulieu. Plus loin de l'accident l'ouverture des demi-grabens de la région montpellieraine répond au même contexte distensif.

Le remplissage *néogène* (aquitaniens) du Fossé de l'Hérault (initié probablement à l'Oligocène inférieur) atteste de la permanence de mouvements distensifs jusqu'au début du Miocène.

Causses

Entre les Cévennes au Nord-Est et la Montagne noire-Albigeois à l'Ouest, le substratum hercynien du Sud Massif central, est masqué par la couverture subtabulaire des causses représentée ici par le Larzac méridional. Cette couverture mésozoïque relativement peu épaisse et à faciès de plate-forme carbonatée, a réagi solidairement avec son substratum aux phases de déformation post-hercyniennes. Le jeu d'accidents enracinés dans le socle, découpe le plateau suivant une direction dominante WSW-ENE. Ces accidents déterminent de grands panneaux légèrement abaissés sur leur

bord sud avec une composante en décrochement. Le style compressif s'exprime en outre par de larges ondulations, et au voisinage des décrochements, par quelques replis métriques à hectométriques.

Le style tectonique à substratum et couverture solidaire peu déformée, contraste vivement avec le domaine languedocien proprement dit, la limite entre les deux domaines étant constituée par le passage de la faille ou faisceau de failles cévenol.

Structures pyrénéennes

Si les effets de l'orogénèse pyrénéenne peuvent être détectés même dans les domaines stables septentrionaux, Montagne noire, Causses, Cévennes, son expression est prédominante dans la structuration de toutes les régions plus méridionales : Bas-Languedoc, Minervois, Corbières, et d'autant plus vivement que l'on se dirige vers l'axe de la chaîne, soit du Nord-Est au Sud-Ouest. Les déformations sont caractérisées par un contexte compressif N-S d'âge principalement éocène (40-50 Ma) dans le domaine languedocien.

L'approfondissement du socle vers l'ENE s'accompagne corrélativement d'un épaissement de la couverture mésozoïque localement redoublée tectoniquement (Valensac notamment). Cet épaissement est lié d'une part à la réduction progressive vers le Nord-Est des effets de l'érosion du Crétacé terminal, d'autre part au contexte paléogéographique qui passe de conditions de plate-forme à séries réduites à l'Ouest à des conditions de bassin subsident à l'Est.

La structuration pyrénéenne de ce secteur traduit les réactions de cette couverture au raccourcissement de son substratum. Ces réactions se manifestent par une désolidarisation quasi systématique de la couverture décollée de son substratum au niveau des horizons argilo-évaporitiques du Trias. Le style des déformations évolue sensiblement de l'ENE à l'WSW, en fonction d'une part de la puissance de la couverture et de la distance de l'orogène : charriages de grande amplitude et écaillages à l'Ouest de la faille des Cévennes (Corbières, chaînon de Saint-Chinian), chevauchements et replis limités à l'Est où la série sédimentaire est très épaisse.

Languedoc oriental

À l'Est de la basse vallée de l'Hérault, la couverture mésozoïque présente une succession de panneaux subtabulaires, affectés de quelques ondulations plus ou moins accusées : ensembles de la région de Pompignan au Nord-Est de Montpellier, synclinal de Villeveyrac à l'Ouest, notamment. Les panneaux sont limités par d'étroits bourrelets anticlinaux et le plus souvent par un accident frontal plus ou moins complexe, faiblement cheva-

chant en ce qui concerne le bourrelet Viols-le-Fort–Pic Saint-Loup, beaucoup plus nettement en ce qui concerne le « Chevauchement » ou « Pli » de Montpellier, où le sondage profond de Murviels démontre une flèche minimale de 7 km. À ces replis et failles inverses s'ajoute le jeu sénestre d'accidents décrochants NE-SW associés à la faille des Cévennes, *telle la faille des Matelles–Corconne*. Au Sud à l'aplomb de la Gardiole la spectaculaire remontée du substratum (1 600 m) souligne l'implication de ce dernier dans la structuration (fig. 31, hors-texte).

L'âge pyrénéen (40 à 50 Ma) de ces manifestations est attesté notamment par le développement au front du chevauchement de Montpellier, de brèches syntectoniques engagées dans l'accident. Il s'agit à l'évidence d'une évolution polyphasée avec plissement suivi de ruptures et chevauchements, dont les principales étapes semblent se situer au Paléocène–Éocène inférieur (syntectonique au front du pli de Montpellier) et au Bartonien (nettement syntectonique aussi bien dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres qu'au voisinage du chevauchement de Montpellier) (fig. 32, hors-texte).

Le développement des faciès lacustres de l'Éocène moyen correspondrait à un intervalle de répit tectonique. Ces déformations de style compressif sont scellées par des niveaux datés du Bartonien terminal.

À l'Ouest, à mesure que l'on se rapproche de la chaîne pyrénéenne, et que la couverture s'amincit, la tectonique tangentielle s'exprime avec beaucoup plus d'évidence dans les ensembles nettement charriés que constituent le chaînon de Saint-Chinian et la nappe des Corbières orientales. Entre ces deux unités le front de chevauchement jusque là E-W, s'infléchit brusquement vers le Sud (virgation pyrénéenne du Languedoc).

Chaînon de Saint-Chinian

Le chaînon de Saint-Chinian est constitué d'une succession de lames, à matériel mésozoïque et éocène, chevauchant vers le Nord un substratum constitué par la couverture éocène autochtone de la Montagne noire.

Les unités sont d'autant plus réduites et incomplètes, que l'on se déplace du Sud au Nord soit des plus aux moins allochtones. Ceci traduit d'une part les effets croissants de l'érosion anté-tertiaire sur la couverture mésozoïque à l'approche de la Montagne noire, d'autre part, le biseautage sédimentaire des dépôts éocènes sur la bordure du bassin antérieurement aux déformations tangentielles.

Les chevauchements très faiblement inclinés vers le Sud, utilisent des niveaux de décollement préférentiels : argiles triasiques ou horizons argileux du Crétacé continental.

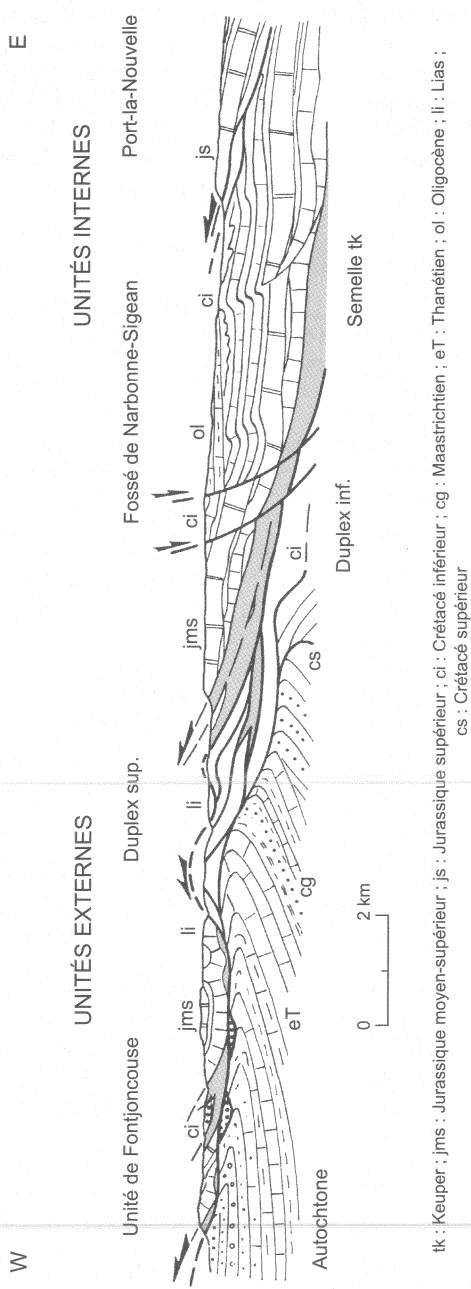


Fig. 34 - Coupe de la nappe des Corbières de Jonquières à Port-la-Nouvelle (Viallard, 1987)

Le développement de conglomérats et brèches syntectoniques à olistolites, au front de certaines unités allochtones, témoigne de la progression du charriage dans un bassin en cours de comblement durant l'Éocène supérieur (Bartonien). On estime à une vingtaine de kilomètres au moins le raccourcissement de la série allochtone. Au Sud les surfaces de chevauchement sont réutilisées en failles normales par les mouvements distensifs postérieurs (Oligocène).

L'interprétation récente de ces complexes (Séguret et Benedicto, 1999), en « duplex », permet d'expliquer la présence simultanée de plis, de chevauchements peu pentés recoupant ces plis, et de failles normales soustractives : ces caractères inconciliables dans les modèles classiques étaient jusque-là attribués à une succession de phases tectoniques. Ces différents mécanismes en apparence antagonistes peuvent être dorénavant intégrés dans un même épisode compressif (fig. 33, hors-texte).

Nappe des Corbières

Immédiatement au Sud-Ouest du chaînon de Saint-Chinian, la « nappe des Corbières » représente vraisemblablement un élément plus interne de l'avant-pays pyrénéen, plutôt qu'un strict équivalent de cette structure. Elle est constituée de plusieurs unités à matériel carbonaté jurassique et néocomien, reposant sur une semelle de Trias très perturbé qui constitue le niveau de décollement.

L'allochtonie de l'ensemble est attestée notamment à l'extrémité sud de la feuille, par un certain nombre de boutonnières où apparaît le substratum paléozoïque, prolongement oriental du massif de Mouthoumet. De la même façon, en avant du front actuel de la nappe, un certain nombre de klippes ou lambeaux d'entraînement (Poursan, Bois de Loumet, Combarelles) témoignent de l'avancée minimum de la nappe, sur les terrains autochtones ou para-autochtones.

Si l'on considère le contact entre la nappe et son substratum, on constate que ce dernier a été structuré et érodé avant le charriage (fig. 34).

La mise en place de la nappe s'est effectuée au Bartonien et a été précédée (également au Bartonien) par une phase de structuration à plis de couverture en genou et flexures d'orientation subméridienne.

Ces mouvements majeurs ont été précédés par plusieurs phases de déformation plus modestes s'échelonnant entre le milieu du Crétacé (anté-Cénomanién), où s'observent des discordances locales du Cénomanién ou du Turonién, la fin du Crétacé, où une phase maestrichtienne provoque également d'importantes discordances angulaires, et la fin du Paléocène, où

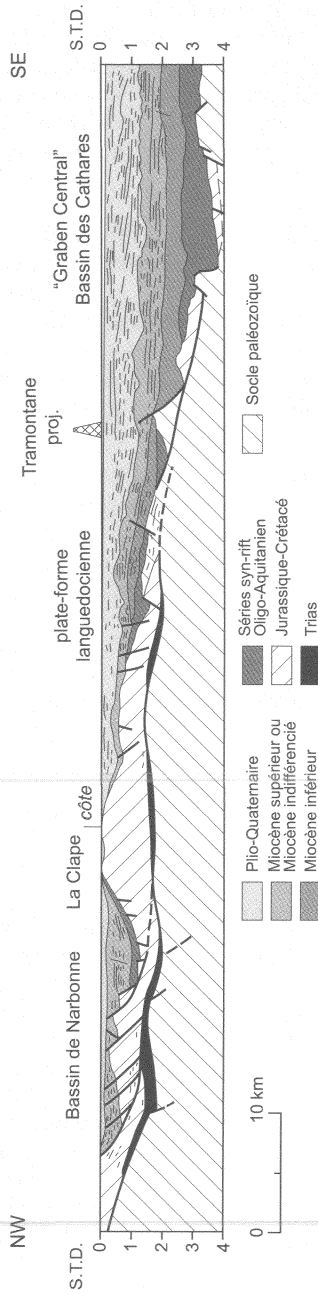


Fig. 35 - Domaine sud-occidental : coupe-temps établie à partir de profils de sismique réflexion multitraçes depuis les bassins languedociens jusqu'au Graben Central (bassin des Cathares) (Guenno et al., 1994)

dès avant le Cuisien, l'arrivée de décharges conglomératiques, témoigne de mouvements précoces dans les zones plus internes de la chaîne pyrénéenne.

Massif de la Clape

Isolé au Sud-Est en arrière du front de la nappe des Corbières, le massif de la Clape apparaît actuellement en horst faillé à structure relativement simple. La série mésozoïque décollée au niveau du Trias est interprétée comme le bâti arrière de la nappe tardivement relevé (fig. 35).

Unités para-autochtones des Corbières

Au front de la nappe des Corbières proprement dite, s'individualise un certain nombre d'unités liées paléogéographiquement à l'avant-pays substratum de la nappe, mais fortement déformées, écaillées, et entraînées en chevauchement par l'avancée de la nappe sur le véritable autochtone.

Ces unités à matériel essentiellement crétacé, comprennent notamment l'unité de Fontfroide, vaste écaille à base horizontale à matériel très plissé, à laquelle peut être rattachée plus à l'Ouest la klippe des Combarelles.

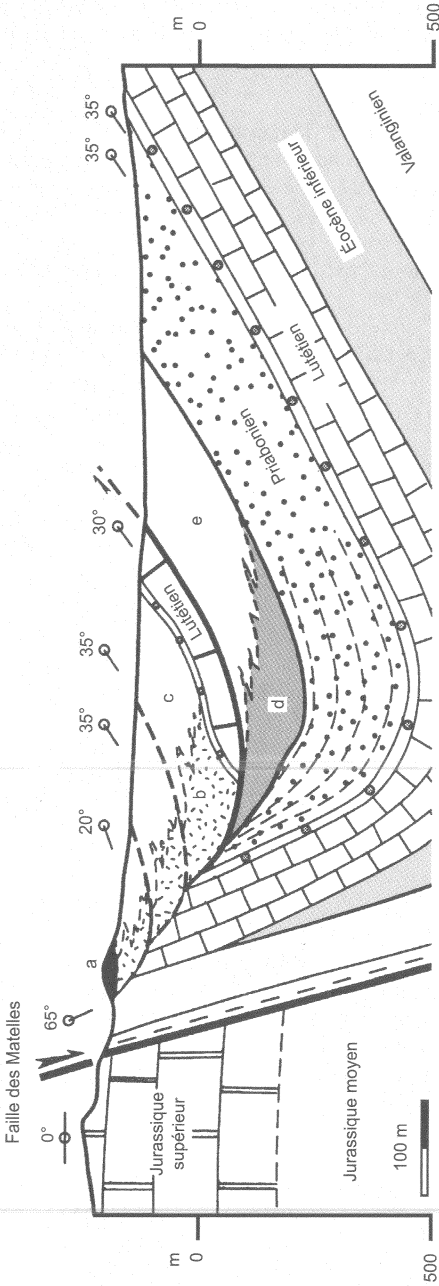
Des lambeaux analogues, jalonnent le front de la nappe au Sud du lobe d'Ornaïsons aussi bien qu'au voisinage plus au Sud des lobes du Taura et de Fonjoncouse.

Il n'est pas exclu par ailleurs que les décollements et chevauchements qui caractérisent ce domaine « para-autochtone », ne s'étendent plus avant encore (para-autochtone externe) sans arriver en surface. Ce pourrait être le cas du secteur de Boutenac, et l'on a émis l'hypothèse que les « Écailles de Saint-Chinian » puissent constituer un prolongement oriental de telles structures.

Bassin de Carcassonne

Le domaine déprimé qui s'étend entre le massif de Mouthoumet au Sud, la Montagne noire au Nord, et la nappe des Corbières à l'Est, constitue la terminaison orientale du bassin d'Aquitaine. Au-dessus du substratum paléozoïque qui réapparaît, en minuscule boutonnière, dans la partie est de la montagne d'Alaric, la série de remplissage du bassin paraît essentiellement constituée de Crétacé supérieur continental, de séries continentales à rares épisodes marins de l'Éocène inférieur (Thanétien-Ilerdien), et, à partir de l'Ilerdien, par les accumulations détritiques alimentées par la surrection des zones internes des Pyrénées.

La structuration relativement simple à l'Ouest correspond à un vaste synclorium E-W à léger plongement ouest, avec une succession de plis peu accusés orientés E-W. On remarque que la déformation est nettement plus



Dépôts oligocènes synrift :

- a) brèche monogénique (Crétacé) avec rares marnes et calcaires lacustres
- b) brèche à Lutétien (70 %) et Jurassique (30 %) avec rares marnes et calcaires lacustres
- d) brèche monogénique (Lutétien) avec rares marnes et calcaires lacustres
- c, e) marnes dominantes à rares développement de brèche et calcaires lacustres

Fig. 36 - Coupe interprétative à travers le bassin des Matelles.

Exemple de tectonique synsédimentaire dans un bassin en extension (Benedicto et al., 1999)

accusée dans les horizons inférieurs de la série (anté-éocène supérieur) avec des plis dissymétriques rejetés vers le Nord.

Vers l'Est, à mesure que l'on se rapproche de la nappe des Corbières, et tandis que le versant nord appuyé à la Montagne noire, demeure très peu perturbé, la déformation s'accuse. L'ordonnement en plis E-W subit plusieurs déviations successives jusqu'à se paralléliser avec le front de la nappe. Les plis s'exagèrent jusqu'à la rupture, comme au front nord de la montagne d'Alaric, dont le flanc court est rompu et localement renversé. Certaines structures évoluent même en chevauchements d'ampleur limitée comme dans la Serre d'Oupia à l'Est et le chaînon de Lagrasse à l'Ouest, ou plus accusés dans les unités de Congoust, Montbrun ou Tourouzelle. Cette partie du bassin est en outre affectée par un grand nombre de failles à dominante ENE-WSW et NNE-SSW, à composante essentiellement verticale en relation possible avec la structuration du socle sous-jacent, structures révélées par la carte gravimétrique (fig. 3) et au niveau desquelles s'amorce un net gradient d'amincissement crustal vers l'Est.

Structures post-pyrénéennes : l'extension crustale oligocène et néogène

Le rôle éminent de cette structuration distensive et ses modalités ont été éclairés récemment (Benedicto et *al.*, 1996, notamment) grâce aux apports de la géophysique marine pétrolière des profils ECORS et des sondages en mer. Liée à l'océanisation de la Méditerranée occidentale qui va entraîner la rotation du bloc corso-sarde, cette phase de "rifting" d'âge oligocène supérieur contrôle la formation de la marge passive du Languedoc-golfe du Lion, des fossés d'Alès et surtout de Camargue où vont s'accumuler près de 5 000 m de sédiments néogènes.

Les manifestations de cette tectonique sont ici d'amplitude plus modeste mais nombreuses, dominées par le jeu de grands accidents NE-SW telles les failles des Cévennes, de Corconne, de Nîmes, représentant, pour la plupart, des décrochements pyrénéens réutilisés en faille normale. Ces accidents à regard sud-est généralement sécants sur les structures pyrénéennes (Est-Ouest) déterminent une succession de grabens ou demi-grabens dont les remplissages oligo-aquitaniens ne sont que le témoignage localisé d'une déformation extensive généralisée de la couverture. Cette couverture désolidarisée de son substratum lors de la compression pyrénéenne s'est trouvée de ce fait facilement remobilisée lors de l'inversion tectonique oligocène qui convertit en failles listriques les anciens chevauchements.

— Au Nord-Est de la feuille, le petit **fossé de Montoulieu** à remplissage d'âge stampien supérieur, encadré par deux branches de la faille des Cévennes représenterait un demi-graben sur faille listrique.

– Au **Nord de Montpellier**, les bassins de La Boissière, Montarnaud, Les Matelles, Assas, Saint-Drézéry et Sommières, sont interprétés comme des « synclinaux sur rampe de faille ». Celui des Matelles est particulièrement démonstratif avec le développement de brèches syntectoniques à apports locaux dominants, passant au cœur du bassin à des dépôts lacustres du Stampien terminal–Chattien, et l’existence associée de panneaux glissés synsédimentaires (fig. 36).

– À l’Ouest du chevauchement de Montpellier, le **fossé de Gignac** ou de l’Hérault, limité au Nord-Ouest par la faille des Cévennes, se situe dans un contexte similaire. La géophysique y a révélé une structuration en demi-graben avec basculement des couches vers le Nord-Ouest et un effondrement qui peut atteindre 2 000 m. Si le début du remplissage est attribuable à l’Oligocène, l’âge aquitainien de l’essentiel du comblement, confirme, comme en Camargue la permanence de la distension jusqu’au début du Néogène. *Des rejeux plus tardifs (miocènes ?) également en faille normale sont connus au Nord du fossé affectant les couches marines du Burdigalien dans un contexte encore mal défini.*

– Au Sud de Montpellier la modeste structure affaissée (d’environ 200 m) de **Montbazin–Gigean**, de direction NE-SW est apparemment liée à un rejeu post-burdigalien d’un accident méridional, en bordure du massif de la Gardiole et de ce fait n’appartiendrait pas rigoureusement au contexte oligo-aquitainien.

– Plus à l’Ouest dans le **Nord-Biterrois**, on peut relier à des jeux post-pyrénéens en extension, l’évolution en faille normale des chevauchements du « chaînon de Saint-Chinian » et, l’installation, à la bordure sud de la Montagne noire, d’un certain nombre de dépôts anté-burdigaliens (d’âge mal connu) conglomératiques ou lacustres rencontrés à l’affleurement d’Autignac à Roujan en bordure nord du bassin, et reconnus par forages plus au Sud (Coullobres, Servian), avec des puissances dépassant 300 m. Dans le même secteur et plus à l’Ouest, un certain nombre d’accidents syn- à post-burdigaliens affectent, en contexte également distensif, les dépôts néogènes (faciès récifaux serravaliens ? d’Autignac notamment) et contrôlent les demi-grabens de **Thézan** et **Fabrezan** à remplissage continental néogène (Miocène).

– Au Sud, le bassin de **Narbonne–Sigean**, aligné sur des accidents NE-SW fonctionne de l’Oligocène à l’Aquitainien et est affecté par des mouvements post-burdigaliens.

Enfin dans la zone côtière de l’embouchure de l’Orb à la Gardiole, l’abaissement brutal de la base du Miocène (près de 1 000 m), témoigne de l’accélération de ces effondrements en direction du golfe du Lion.

Structuration oligo-miocène du golfe du Lion

Les données récentes fournies par l'exploration géophysique (profils ECORS, profils sismiques Elf et Total, gravimétrie, magnétisme) et les sondages en mer ont permis de reconnaître dans toute la marge septentrionale du golfe du Lion l'existence de structures distensives analogues à celles rencontrées à terre, à remplissage syntectonique oligo-aquitainien scellé par les dépôts marins du Miocène moyen (fig. 37a et b, hors-texte).

Ces structures sont particulièrement démonstratives du style extensif oligocène dans la partie orientale de la marge, caractérisée par une succession de grabens ou héli-grabens régulièrement orientés NE-SW tronçonnés par des zones d'accommodation NW-SE.

Dans la partie occidentale s'individualise en revanche une vaste fosse ou dépression (graben central) à laquelle se superposent d'intenses anomalies magnétiques attribuées à une remontée mantélique avec important amincissement crustal (oligo-miocène de 5 000 m d'épaisseur) (Guenoc et *al.*, 1994).

L'héritage « pyrénéen » paraît jouer comme dans le domaine terrestre un rôle important dans le contrôle de cette structuration :

- au niveau des structures superficielles se révèlent de nombreux plans de chevauchement (intra-mésozoïques ou intra-socle), peu pentés réutilisés lors de l'inversion tectonique oligocène ;

- au niveau des structures profondes l'individualisation du domaine occidental avec la remontée du manteau coïncide avec une zone d'intersection entre les structures NE-SW et de grands accidents transverses (subméri-diens) prolongeant le système de la faille de Nîmes et/ou failles transformantes, d'origine vraisemblablement pyrénéenne.

Ces discontinuités préexistantes expliqueraient la répartition très contrastée de la distension d'un domaine à l'autre : homogène sur une vaste zone à l'Est, concentrée à l'Ouest, dans le seul « Graben central ».

L'importante subsidence enregistrée par les terrains miocènes très largement représentés témoigne de la persistance du contexte géodynamique initié à l'Oligocène.

Chaîne volcanique de l'Escandorgue

Entre les causses et le cap d'Agde s'élève du Nord au Sud une série d'appareils et de coulées de basaltes alcalins, dont les âges s'échelonnent du

Miocène pour les plus septentrionaux, au Pliocène pour le plus grand nombre, (7 à 1,8 Ma), et au Quaternaire (1,65 à 0,6 Ma) pour les plus méridionaux (Agde, Saint-Thibéry). Ces manifestations constituent les prolongements les plus méridionaux du volcanisme récent du Massif central. Le contexte géodynamique de ces manifestations reste conjonctural. Une relation avec l'anomalie thermique chaude mise en évidence à l'aplomb des volcans du Massif central (Granet et *al.*, 1995) est possible. Les fractures N-S auxquelles sont liés ces épanchements en Languedoc représenteraient des mégafentes de tension se propageant à partir des accidents majeurs NE-SW du type faille des Cévennes, dans un système de contraintes dont l'axe de compression horizontale maximale, (σ_H max) mesurée actuellement N-S en Languedoc, pourrait être resté dans cette position depuis le Miocène terminal.

Marge messino-pliocène

Dans le Bas-Languedoc, se superposent aux ensembles géologiques hérités des évolutions antérieures les effets de la grande régression marine consécutive à la « crise de salinité » messinienne (Miocène terminal) et de la transgression du Pliocène inférieur.

– L'érosion régressive déclenchée par l'abaissement brutal du niveau marin au Messinien a provoqué, à l'emplacement des cours d'eau majeurs de la région (Orb, Hérault, Lez) le creusement de profonds canyons. Ceux de l'Hérault et du Lez sont relativement modestes tandis que celui de l'Orb atteint le pied de la Montagne noire. À cet épisode où dominent les phénomènes d'érosion, sont associés de rares dépôts (brèches d'écroulement, travertin), jalonnant les flancs des canyons.

– Avec la transgression du Pliocène inférieur la mer envahit les anciens canyons transformés en rias et ailleurs retrouve une position du rivage proche de celle d'aujourd'hui. Les dépôts d'argiles marines sont généralisés dans tout le domaine marin actuel tandis que dans les rias et les zones proches du continent leur succèdent des sables littoraux. Le domaine continental évolue alors en piémont dont l'étagement des formes et des dépôts répondent aux principaux événements climatiques et aux fluctuations relatives du niveau marin.

FORMATIONS POST-VARISQUES

Terrains paléozoïques

h5. Stéphanien. Premier dépôt qui succède à la phase majeure de l'orogénèse varisque, le Stéphanien est conservé dans de petits bassins exigus, le plus souvent allongés le long de grands décrochements tardifs.

Discordant sur les différents termes du Paléozoïque, il comprend une succession de faciès fluviatiles torrentiels ou fluvio-lacustres, à conglomérats souvent très grossiers, grès, pélites à couches de houille et plus rarement, (Gabian), calcaires lacustres. Les successions à variations latérales très rapides et contacts mutuels ravinants sont difficilement corrélables à l'intérieur même d'un bassin. Les flores récoltées à Graissessac permettent d'attribuer l'ensemble des dépôts au Stéphanien moyen assez élevé (Stéphanien B).

– À **Graissessac**, l'agencement des dépôts lié à une morphologie très accusée du bassin et à un régime irrégulier des écoulements est extrêmement compliqué. La série exposée à l'extrémité ouest du bassin puissante de 700-800 m et à dominante conglomératique, avec localement des blocs très grossiers d'origine proximale, se termine par un ensemble à caractère lacustre à intercalations d'anthracite. Vers l'Est la zone productive (exploitée jusqu'en 1992) du bassin comprend une succession fluvio-lacustre (300 m environ), à grès, pélites noires et couches de houille. Ces dernières n'existent que dans des contextes particuliers localisés à l'Ouest et au Nord de cette zone orientale. L'extension des dépôts stéphanien plus à l'Est, sous le Permien de Lodève n'est connue que par un sondage (Lo2) situé à l'Est du lac du Salagou.

– À **Brousse-Broquiès**, en marge du bassin permien de Saint-Affrique, les faciès fluviatiles à fluvio-lacustres s'intercalent de séquences cinéritiques à composition trachytique à rhyolitique.

– Au revers sud de la Montagne noire, le petit bassin de **Gabian** a été anciennement exploité.

Deux lambeaux très exigus existent enfin près du **Vigan** et **Sumène** qui n'ont donné lieu qu'à des exploitations embryonnaires.

Permien

Discordant le plus souvent sur les dépôts stéphanien, et très largement transgressif par rapport à eux, le Permien manifeste un caractère plus distal et plus évolué. Il n'est bien daté qu'à sa partie inférieure (Autunien gris) qui a livré des végétaux et des mollusques de l'Autunien. L'attribution des termes supérieurs (Autunien alternant, Autunien rouge) est toujours discutée. Sur la base de corrélations palynologiques et ichnologiques (associations de pistes), deux options chronologiques sont actuellement proposées : une chronologie classique attribue un premier cycle de dépôts à l'Autunien, et un second cycle débutant dans la plupart des bassins par un épisode conglomératique (Rabejac, Belmont-sur-Rance) au Saxonien ou Saxono-Thuringien ; une seconde option rajeunit l'ensemble en situant le premier cycle entre l'Autunien et le Thuringien inférieur, et le second dans le Thuringien moyen ou supérieur. C'est l'option traditionnelle qui sera suivie ici.

Ces dépôts sont bien exposés au Nord à l'Est et au Sud de la Montagne noire dans les bassins de Saint-Affrique, Lodève et Gabian–Neffiès. Ils sont également connus en sondage au Nord-Est de Montpellier (Castries, Vacquières, Quissac). La sédimentation fluviale à fluvio-palustre ou palustre est caractérisée par une organisation en séquences granodécroissantes pluridécimétriques, organisées en mégaséquences hectométriques.

r1. Autunien. La série débute en général par un horizon irrégulier et discontinu de conglomérats (r1(1)) (Lodève, Saint-Affrique) à éléments centimétriques à décimétriques généralement bien triés et bien calibrés, à quartz et éléments variés de roches du socle.

Ces conglomérats sont surmontés par des alternances de faciès gris, de grès, grès carbonatés et pélites, riches en matière organique avec à Lodève une évolution vers des faciès d'argilites grises.

Leur succèdent des faciès grésopélitiques alternant gris, rouge et vert marquant un début d'aridification du climat.

Le cycle « autunien » se termine par des faciès grésopélitiques rouges.

La série s'intercale, à Lodève surtout, d'une succession d'horizons cinéritiques dont l'extrême continuité permet de les identifier dans tout le bassin ainsi que dans une partie du bassin de Saint-Affrique et jusqu'aux abords du détroit de Rodez (région de Sermels)

Aux niveaux gris, riches en matière organique, du bassin de Lodève est associé (sur la bordure nord du bassin), une minéralisation uranifère dont les concentrations secondaires au voisinage d'accidents ou fractures ont été mises en exploitation.

Les sédiments du bassin de Lodève sont riches en feldspaths (feldspaths potassique et/ou albite). Nmila (1995) considère qu'il s'agit d'un apport volcanique qui représenterait 30 % du volume total. Toutefois l'étude des sondages a permis de montrer (Schmitt et Clément, 1989 ; Clément, 1996) que la distribution des feldspaths n'est pas liée à la stratigraphie mais à une paléosurface antétriasique.

r2. Saxono-Thuringien. Le passage Autunien–Saxono-Thuringien est marqué par la présence plus ou moins constante d'un horizon conglomératique rouge (r2(a)) discordant cartographiquement (dans le bassin de Lodève du moins) sur les termes rouges de l'Autunien. À Saint-Affrique le développement de faciès conglomératiques concentrés au voisinage de l'accident bordier méridional illustre bien la liaison tectonique/sédimentation.

Dans les deux bassins, ces faciès conglomératiques passent latéralement et/ou verticalement à des grès puis à une puissante accumulation (1 000 à 2 000 m), de pélites et pélites argileuses rouges (« Rougier » de Saint-Affrique, « Ruffes » de Lodève) intercalées d'horizons grésocarbonatés.

Déjà à l'Autunien, mais surtout au Saxonien, se rencontrent des surfaces de dessiccation à gouttes de pluie, polygones de retrait et pistes de tétrapodes, quelquefois très abondantes, indicateurs d'exondations périodiques.

Formations mésozoïques

t. Trias indifférencié. Le Trias est surtout représenté à l'affleurement à la périphérie du domaine caussenard et sur le bord ouest du Bas-Languedoc, dans l'arc de Saint-Chinian et dans les Corbières.

Il est connu par sondages dans le reste du Bas-Languedoc et est totalement absent par érosion ou non dépôt dans toute la partie ouest de la feuille : sillon de Carcassonne, Montagne noire et Albigeois.

Le maximum de puissance, 400 à 1 000 m, est atteint dans la partie médiane du Bas-Languedoc où un étroit sillon prolonge vers le Sud-Ouest le bassin subalpin. Les séries se réduisent par le Nord, rapidement, au contact des Cévennes au moins en partie émergées, plus lentement au niveau des causses où existait une sorte de golfe. Elles se réduisent également vers le Sud en direction du golfe du Lion.

• **Dans les Causses** où la série est la mieux exposée, les épaisseurs varient de 100-150 m au Nord du Larzac, à 300 m environ dans le Nord Lodévois à l'entrée du golfe.

Au Nord dominent les grès grossiers à intercalations d'argiles bariolées et de dolomies jaunâtres.

Au Sud, les faciès sont beaucoup plus différenciés avec :

- un ensemble inférieur (100 m environ) débutant toujours par des grès grossiers, souvent conglomératiques s'affinant vers le haut, et se chargeant d'intercalation argileuse verte ou rouge, surmonté d'argiles évaporitiques grises ou noires à anhydrite ;
- un ensemble médian (60 m) comprenant des grès fins à intercalations d'argiles rouges et vertes à évaporites, puis des grès francs, plus grossiers souvent à dragées de quartz, enfin un horizon constant de dolomies ou cargneules ;
- un ensemble supérieur très variable à argiles évaporitiques à intercalations locales de cargneules avec anhydrite massive et quartz bipyramidés

rouges néoformés, d'argiles magnésiennes à débit conchoïdal, enfin la série se termine par les faciès attribués au Rhétien, dolomies gréseuses à éléments détritiques grossiers, calcaires et marnes schisteuses noires, faciès traduisant de nettes influences marines.

- Entre Ganges et Alès, **la bordure cévenole** est caractérisée par la présence de hauts-fonds à sédimentation réduite isolant de petits bassins.

La série débute toujours par des grès ou grès conglomératiques plus développés en direction des Cévennes et au voisinage des hauts-fonds (tandis que dans les zones de bassin, le faciès évolue vers un pôle argilo-évaporitique). Au sein de l'ensemble argileux inférieur, ici peu évaporitique, se développe une intercalation carbonatée à dolomies et calcaires qui a fourni un peu plus au Nord (coupe de Vabre) une des rares faunes de mollusques à affinités marines du Trias languedocien, d'âge ladinien.

Au sommet de l'ensemble inférieur argileux existe une seconde barre dolomitique que l'on corrèle avec les dolomies ou cargneules de la partie médiane du Trias caussenard.

Elle est surmontée par des argiles, gris-noir à évaporites, des argiles bariolées et les faciès rhétiens à grès dolomies claires, dolomies gréseuses.

- **En Bas-Languedoc** (400 à 1 000 m) la série recoupée en forage débute également avec des faciès gréseux (et conglomératiques) souvent gris-noir et micacés et comprend une succession d'argilites gréseuses et évaporitiques et de dolomies. Un ensemble supérieur comprend des évaporites massives à halite, anhydrite et se termine par des calcaires dolomitiques attribués au Rhétien. L'Anisien a été reconnu et la présence de Trias inférieur n'est pas exclue.

- **Dans les Corbières et l'arc de Saint-Chinian**, les dépôts triasiques fortement impliqués dans la déformation pyrénéenne où ils servent de niveau de décollement, n'offrent que rarement de bonnes conditions d'observation et la puissance des dépôts ne peut être précisément déterminée. On l'estime au voisinage d'une centaine de mètres. La succession comprend la trilogie classique d'un ensemble inférieur à grès conglomératique et argiles rouges, un ensemble médian argilo-carbonaté avec deux bancs dolomitiques encadrant une série de marnes jaunes ou rouges, un ensemble supérieur argilo-évaporitique à argiles versicolores, anhydrite et intrusions d'ophites et de laves basaltiques communes en domaine pyrénéen. Enfin, un ensemble rhétien avec des faciès variés de dolomies gréseuses, calcaires rubanés, calcaires oolitiques.

Données chronologiques

Les données paléontologiques essentiellement palynologiques sont encore rares et la fragilité des corrélations lithologiques dans les faciès détritiques et évaporitiques ne permet pas une délimitation précise des différents étages.

Dans la majeure partie du domaine, la sédimentation débute dès l'Anisien, représenté le plus souvent dans les grès de base.

Le Ladinien est caractérisé dans l'ensemble argileux inférieur et dans l'ensemble gréseux médian des Causses.

On fait débiter le Carnien avec l'horizon dolomitique sus-jacent à cette barre gréseuse.

Au-delà il n'existe pas actuellement de données suffisantes pour détailler dans l'ensemble argilo-évaporitique supérieur la succession Carnien-Norien.

Enfin, les limites exactes du Rhétien, caractérisé localement par quelques mollusques dont *Pterix (Avicula) contorta*, ne sont pas clairement établies.

Jurassique

(cf. fig. 38, hors-texte)

11-2. **Hettangien**. Ensemble homogène sur l'ensemble de la région à faciès dominant de dolomies déposées en domaine de marge lagunaire, ou marais maritime. La puissance, voisine de 200 m dans les causses et le Bas-Languedoc, s'accroît à plus de 300 m vers le Sud-Est en direction de la Camargue et probablement vers l'Ouest dans le Sud-Biterrois.

Elle décroît en revanche à la bordure des Cévennes où existent des hauts-fonds ou paléoreliefs.

— À la base de la série s'individualise, du Lodévois à la bordure cévenole, un horizon d'une quinzaine de mètres de calcaires gris-bleu « ondulés » à surfaces gaufrées caractéristiques (faciès de Parlatges) qui a fourni plus au Nord, *Psiloceras planorbis* de l'Hettangien inférieur, associé à quelques mollusques indiquant un milieu plus ouvert vers le large.

— La majeure partie de l'étage est constituée par une succession rythmique de dolomies fines et dolomies argileuses avec niveaux stromatolitiques, organisés en séquences élémentaires régressives. En sommet de séquence s'observent fréquemment des indices d'émersion temporaire avec fentes de dessiccation et quelques empreintes de dinosaures (Lodève).

Dans les Corbières, la série qui manifeste vers la base de nettes influences marines avec des calcaires à échinodermes, comprend surtout des dolomies cargneulisées témoignant des tendances évaporitiques, encore plus affirmées dans les séries plus puissantes du Narbonnais et de Camargue.

Dans le Bas-Languedoc les données sont rares mais les séries plus épaisses semblent évoluer vers des faciès argileux ou argilo-carbonatés.

Faute de faune caractéristique, le sommet de l'étage est fixé à l'apparition d'horizons à végétaux traditionnellement attribués au Sinémurien.

l3-5. Lias moyen calcaire (Sinémurien–Carixien). Dans cet ensemble à dominante calcaire (Lias calcaire succédant au Lias inférieur et dolomitique), le **Sinémurien** est caractérisé comme l'Hettangien par une organisation rythmique à séquences élémentaires régressives, mais une évolution générale vers des faciès plus nettement marins à calcarénites associées fréquemment à des accidents siliceux. La présence d'horizons ligniteux (niveaux à végétaux des auteurs) est relativement constante.

À l'extrême nord-est de la feuille (Anduze–Mialet) se développe un faciès de calcaires gris-bleu noduleux lié à des morphologies locales en petits bassins marginaux.

Dans les Corbières, la succession comprend à la base des dolomies en plaquettes et marnes ligniteuses et des calcaires à microrhythmes.

Les faunes sont rares et le passage Hettangien–Sinémurien est souvent délicat à situer dans ces séries peu contrastées.

Le **Lotharingien inférieur et moyen** est un peu mieux caractérisé paléontologiquement par quelques *Asteroceras*. Les faciès évoluent de dolomies et dolomies à chailles vers le Nord et l'Ouest, à des calcaires bioclastiques subrécifaux à polypiers et bryozoaires à stratifications agitées. Au Nord-Est, dans la région d'Anduze, le Lotharingien inférieur et moyen est compris dans les mêmes faciès gris noduleux que le Sinémurien.

Le **Lotharingien supérieur** marque partout une nette rupture sédimentaire liée à de probables rejeux tectoniques. Celle-ci se manifeste à l'Ouest du domaine (Ouest Larzac, Saint-Chinian, Corbières) par une lacune totale, ailleurs par des surfaces de discontinuité ferrugineuses accompagnées de dolomitisation des assises sous-jacentes et par des faciès peu épais :

- calcarénites argileuses dans l'axe du bassin caussenard ;
- calcaires argileux à chailles au Nord-Est dans la région d'Anduze.

Le **Carixien**, généralement bien représenté et bien caractérisé paléontologiquement, n'est absent que sur le seuil caussenard (Nord Lodévois) entre causses et Bas-Languedoc. La présence de faunes carixiennes remaniées dans le Domérien basal laisse penser que cette lacune est liée plus à une érosion qu'à une émergence.

Les faciès comprennent dans les causses et le Bas-Languedoc des alternances de calcaires marneux et marnes feuilletées et évoluent en direction de la Camargue par des faciès marneux. En Viganais et Languedoc oriental, les faciès sont plus bioclastiques à entroquites et calcaires à chailles ou silex.

La puissance de l'ensemble ne dépasse généralement pas 50 m.

16-7. Lias supérieur marneux (Domérien-Toarcien). Ensemble essentiellement marneux et relativement constant.

Le **Domérien inférieur** est partout représenté par les marnes à amalthées.

Le **Domérien supérieur**, également marneux dans les causses et le Bas-Languedoc, devient calcaire vers l'Ouest avec des faciès roux bioclastiques dans les Corbières, et en bordure des Cévennes avec des faciès de calcaires gréseux ou grés-argileux.

Le **Toarcien basal** est généralement représenté par le faciès des schistes cartons, souvent pelliculaires et pratiquement absents dans le Nord Lodévois et la bordure cévenole où n'existent que quelques plaques épisodiques. Dans les Corbières, il est représenté par quelques lentilles d'oolite ferrugineuse.

Le **Toarcien moyen** ne fait défaut que dans le Nord Lodévois où n'existent que de rares lentilles. En bordure des Cévennes, les dépôts sont réduits avec des faciès détritiques à graviers de quartz. Ailleurs, il est représenté par des calcaires marneux et marnes.

Le **Toarcien supérieur** est uniformément marneux et finement détritique.

La puissance de l'ensemble Domérien-Toarcien varie de 200 à 300 m dans les causses et peut atteindre plus de 500 m en Bas-Languedoc. Entre ces deux domaines sur le « seuil caussenard » la série se réduit considérablement et localement peut faire totalement défaut.

j0-2. Dogger (Aalénien-Bajocien-Bathonien). Le début du Dogger voit succéder aux faciès terrigènes du Lias supérieur des faciès de plus en plus carbonatés où la rareté des faunes et l'absence de révision récente laissent planer beaucoup d'imprécisions quant à la délimitation des étages.

L'activité tectonique qui se manifeste jusqu'au Bathonien, notamment à l'emplacement du « seuil caussenard », se traduit par d'importantes lacunes (érosion ou non dépôt) dans le Nord Lodévois et la basse vallée de la Vis, accompagnées de failles et glissements synsédimentaires (blocs glissés d'Arboras).

L'**Aalénien** et le **Bajocien inférieur** sont représentés par des faciès marno-siliceux ou marno-calcaires puis par des calcaires à *Cancellophycus* à silex ou chailles. Des apports détritiques se manifestent jusqu'en Bas-Languedoc où les faciès marneux du bassin persistent pendant une grande partie du Dogger.

Au **Bajocien supérieur**, en dehors du Bas-Languedoc oriental, la sédimentation de plate-forme carbonatée s'affirme avec des faciès biodétritiques et oolitiques largement envahis dans les causses notamment, par la dolomitisation (dolomie Roucat).

Le **Bathonien**, transgressif localement sur le Paléozoïque de la bordure cévenole (région des Malines), comprend essentiellement des dolomies originellement bioclastiques ou oolitiques. À la base de l'étage, des tendances régressives se manifestent sur le Larzac par des faciès ligniteux (« Stipites ») ou saumâtres à cailloux noirs et pseudobrèches.

Les puissances voisines de 150 m sur le Larzac se réduisent à moins de 100 m sur le seuil caussenard et dépassent 300 m en Bas-Languedoc.

Dans les Corbières, la série qui manifeste une évolution similaire montre des séries réduites, généralement inférieures à 50 m, avec des marno-calcaires puis des calcaires à oncholites et calcaires oolitiques, des calcaires ferrugineux et marnes ligniteuses, enfin des calcaires blancs massifs partiellement dolomitisés.

j3. **Callovien**. Il est pratiquement absent dans toute la partie ouest de la feuille et n'est représenté qu'à l'Est de la vallée de l'Hérault.

Sur le Larzac, il n'est représenté qu'à la bordure orientale du causse par quelques mètres de calcaires jaunâtres organo-détritiques.

En bordure des Cévennes, entre Ganges et Alès, les faciès très variables dans le détail, évoluent des calcaires argileux et oolites ferrugineuses peu épais à des marnes noires et marno-calcaires de puissance croissante vers le Nord-Est (jusqu'à une centaine de mètres).

En Bas-Languedoc, une évolution similaire se manifeste d'Ouest en Est avec, dans la région montpelliéraine, des dolomies et calcaires dolomi-

tiques peu distinguables des faciès bathoniens, puis des calcaires gris sombre lapiazés et, au Callovien supérieur des marno-calcaires. Plus à l'Est (région de Quissac notamment) la série est essentiellement marneuse et se termine par des calcaires à *Cancellophycus* surmontés par une belle surface de ravinement.

La puissance peut être estimée entre 100 et 200 m.

j4-6. **Oxfordien.** Comme le Callovien, la partie inférieure de l'Oxfordien est à peu près absente à l'Ouest de la vallée de l'Hérault, représentée seulement par quelques flaques réduites et/ou faunes remaniées dans les premiers niveaux sus-jacents. Elle est présente mais réduite ailleurs sans faciès de marnes grises dont la puissance s'accroît légèrement en direction de la Camargue.

L'Oxfordien moyen, dolomitique à l'Ouest (Minervois–Corbières) est représenté au Nord sur le Larzac par des niveaux transgressifs à marnes et calcaires marneux glauconieux souvent conglomératiques à riche faune d'ammonites.

Vers l'Est, en direction de Nîmes, les faciès évoluent vers des marnes et calcaires argileux.

L'Oxfordien supérieur, dolomitique également à l'Ouest (Corbières–Minervois) présente dans les causses et en Bas-Languedoc des faciès de marnes calcareuses et de calcaires sublithographiques relativement uniformes.

La puissance croît des causses, 150 à 200 m, vers le Bas-Languedoc oriental 400 à 500 m.

j7. **Kimméridgien inférieur.** L'ensemble est homogène à calcaires fins ou bioclastiques plus clairs que ceux de l'Oxfordien supérieur et riches en organismes. Résistant et puissant de 50 à 80 m il est souvent envahi par la dolomitisation.

Dans les Corbières, des faciès plus confinés à dasycladacées, puissants de près de 200 m sont largement dolomitisés.

j8-9. **Kimméridgien supérieur–Tithonien.** La base du Kimméridgien supérieur (50 à 100 m), comprend des faciès de calcaires pélagiques fins et massifs à morphologie ruiniforme localement dolomitisée aux marges nord et ouest du Bas-Languedoc.

À l'emplacement de la Séranne commencent à s'installer des faciès récifaux à madréporaires.

Dans les Corbières, la série puissante de 200 à 300 m correspond à des faciès confinés de basse énergie avec des calcaires en plaquettes à coprolithes et characées.

Le Tithonien voit se développer sur un axe nord-sud, Montpellier– Ganges, un puissant ensemble (200-300 m) de faciès de barrière récifale à calcaires blancs bioclastiques. Les faciès passent vers l'Est à un domaine de talus et bassin avec calcaires argileux à accidents siliceux et brèches de resédimentation, et vers l'Ouest dans les causses, des faciès de plate-forme interne ou lagon à calcaires variés fins ou bioclastiques en petits bancs, partiellement dolomitisés.

Dans les Corbières, la série très dolomitisée comprend des calcaires massifs à faciès confinés et brèches de dissolution évaporitiques.

Crétacé

La série crétacée est très irrégulièrement représentée sur le territoire de la feuille Montpellier où seules les couches continentales sommitales sont à peu près partout présentes. Hormis quelques témoins ponctuels d'une brève transgression du début du Sénonien (Agde, Larzac, Saint-Hippolyte-du-Fort), elles existent seules au Nord des Corbières et à l'Ouest de Montpellier, domaine correspondant à l'apex du « bombement durancien » où la série a été érodée pendant les émergences du Crétacé supérieur. Ailleurs elles succèdent à une série marine largement tronquée (Est de Montpellier), ou plus complète mais affectée de nombreuses lacunes ou discontinuités témoignant d'une histoire complexe liée aux prémisses de l'événement pyrénéen (unités allochtones des Corbières).

Bauxites : Sur le domaine émergé de l'isthme (ou bombement) durancien se sont constitués les dépôts bauxitiques exploités jusqu'à une date récente à Bédarieux, Villeveyrac et Saint-Chinian. Des témoins exigus existent également au voisinage du « Pli de Montpellier ». Tout récemment (Bruxelles et *al.*, 1999) quelques affleurements bauxitiques ont été identifiés dans le Sud-Larzac aux alentours de la Couvertorade : recouvrant les calcaires du Malm, ces reliques sont surmontés par un complexe à couches marines à microfaune crétacé supérieur et par des couches continentales d'âge campanien–maastrichtien possible.

L'âge de la bauxitisation est relativement mal connu. Elle pourrait avoir débuté dans certains cas (Bédarieux) dès la fin du Jurassique et son maximum se situerait lors de l'émergence médio-crétacée (Aptien–Albien–Cénomanien inf.). Les dépôts de bauxite (quand ils existent) ou la surface d'érosion résultant de cette longue période d'émergence, sont scellés par les dépôts continentaux du Campanien (Valdo-Fuvélien) et/ou Maastrichtien (Bégudo-Rognacien).

Crétacé inférieur

n1. **Berriasien**. Essentiellement représenté à l'Est de Montpellier, le Berriasien du Bas-Languedoc comprend des faciès de calcaires et calcaires argileux à la base et de marno-calcaires et marnes au sommet, riches en faune d'ammonites et foraminifères benthiques.

Transgressives sur les calcaires tithoniens, les séries représentent des faciès de bordure du bassin vocontien qui s'ouvre plus à l'Est.

Dans les Corbières, le Berriasien débute par des faciès bréchiques et évaporitiques (brèche limite) et se poursuit par des calcaires de lagon ou de calcaires saumâtres à dasycladacées et trocholines, à intercalations laguno-lacustres (calcaires de Lapalme près de Port-la-Nouvelle).

n2. **Valanginien**. Dans les garrigues nord-montpelliéraines, au Nord-Est de la feuille, le Valanginien comprend à sa base une puissante série marno-calcaire et marnes finement stratifiées à nombreux phénomènes de slumplings et glissements sous-marins. Cet ensemble à faune d'ammonites du **Valanginien inférieur** est localement surmonté par des masses plus ou moins lenticulaires de calcaire bioclastique à oolitique [calcaire « miroitant » n2(1)] représentant d'anciennes dunes hydrauliques ou accumulations de matériel d'origine littorale dans un milieu relativement profond. Ces divers faciès sont surmontés par des marnes gris-noir à faune d'ammonites du **Valanginien supérieur**.

La série peut atteindre 400 à 500 m d'épaisseur.

n3. **Hauterivien**. Série de 200 à 500 m de calcaires argileux bicolores en moellons à interlits de marnes feuilletées, de marnes grises et de calcaires argileux hémi-pélagiques. Un horizon glauconieux s'individualise à la partie moyenne de la série dans la région de Sommières. Au Nord, près de Quissac-Saint-Hippolyte, le sommet de l'étage est constitué par des calcaires bioclastiques ou oolitiques à faciès de plate-forme externe. La série se termine par une belle surface de discontinuité à perforations et glauconie.

n4. **Barrémien**. Dans le Bas-Languedoc, la partie inférieure de l'étage (Barutélien des anciens auteurs) correspond à des faciès de calcaires argileux et de marnes hémi-pélagiques qui passent localement à des faciès de plate-forme de style « urgonien ». Ces derniers se généralisent à la partie supérieure de l'étage avec des calcaires sub-récifaux beige orangé ou des calcaires oolitiques blancs crayeux. La puissance est estimée de 300 à 500 m.

n2-4. **Valanginien-Barrémien**. Dans les Corbières, ensemble calcaire puissant de 2 à 300 m où alternent des faciès pseudo-oolitiques ou bioclas-

tiques à foraminifères, des calcaires argileux à charophytes et des calcaires blancs à rudistes.

n4-5. Barrémien supérieur-Bédoulien. Dans la montagne de la Clape a été regroupée en un même ensemble de 150 m environ une succession de calcaires compacts de style « urgonien » à rudistes et orbitolinidés (probablement barrémien terminal) surmontés par une surface durcie, et de marnes feuilletées et calcaires grés-marneux à brachiopodes, foraminifères et ammonites du Bédoulien supérieur.

n6. Aptien supérieur. Il est représenté dans la Clape, par un ensemble de calcaires à faciès « urgonien », massifs mal stratifiés, à patine blanche, à rudistes et horizons à silex noirs, représentant le Gargasien (50 m environ) et des marnes gréseuses glauconieuses à niveaux de calcaires à rudistes (80 m).

n5-6. Aptien. Dans les Corbières, l'Aptien succède aux calcaires néocomiens à faciès « urgonien » par l'intermédiaire d'une surface perforée. Il comprend une succession de 100 à 150 m de marnes jaunes, micacées et glauconieuses à nodules calcaréo-gréseux et intercalations de calcaire lumachellique noduleux à ammonites de l'Aptien inférieur, de calcaires blancs massifs à rudistes, polypiers et orbitolines et de marnes gréseuses et glauconieuses à bancs de calcaires bioclastiques.

n7. Albien. Dans la montagne de la Clape, on passe insensiblement des marnes de l'Aptien supérieur à l'Albien par enrichissement du sédiment en quartz et glauconie avec un faciès de grès tendres glauconieux.

Dans les Corbières orientales, l'Albien correspond à un ensemble deltaïque ou « complexe du grès vert » comprenant des calcaires à algues floridées, des grès, marnes et calcaires gréseux glauconieux à lithologie et agencements très variés.

La puissance dépasse sans doute 500 m mais les faunes ne paraissent pas dépasser l'Albien inférieur.

Crétacé supérieur

c1-2. Cénomanien. En bordure du massif de Fontfroide, dans les Corbières, on attribue au Cénomanien supérieur (et Turonien inférieur) des grès littoraux tendres, puis des argiles ligniteuses à faune saumâtre. Cet ensemble puissant de quelques dizaines de mètres marque la base du Crétacé supérieur marin, transgressif et discordant sur l'Albien ou l'Aptien.

c3-5. Turonien-Santonien. Dans les Corbières on attribue à ces étages un complexe détritique transgressif comprenant :

- des grès littoraux rougeâtres et conglomérats (Turonien) ;
- des grès à nodules limonitiques à faune du Coniacien ;
- une alternance de grès ferrugineux, de calcaires gréseux et de barres récifales à hippurites, bryozoaires, polypiers, illustrant l'installation d'un bioherme sur substrat vaseux et son ensablement sous les produits de destruction (Coniacien, Santonien inférieur) ;
- un puissant ensemble terrigène marin à marnes rouges ou panachées, grès variés à nodules ferrugineux et rares bancs à hippurites, terminé par des grès blancs en bancs métriques (Santonien).

La puissance de l'ensemble qui correspond pour l'essentiel au complexe supérieur est de l'ordre de 500 m.

Ailleurs en Languedoc on peut signaler les témoins exigus de Crétacé supérieur marin rencontrés avec des faciès de grès ou calcaires gréseux littoraux ou margino-littoraux, à foraminifères : au cap d'Agde (sondage), à l'Est de Ganges (Montoulieu, Saint-Hippolyte-du-Fort). Sur le causse du Larzac de tels témoins discontinus (affleurements et blocs résiduels) constituent un essaim orienté E-W sur une vingtaine de kilomètres. Un âge coniacien est avancé pour ces témoins.

c6-7. Campanien–Maastrichtien. La naissance du bombement durancien au cours du Crétacé (inférieur ?) rejetant le domaine marin vers le Nord-Est (mer alpine) et vers le Sud (sillon nord-pyrénéen) provoque l'émersion de la majeure partie du Languedoc et l'érosion des termes supérieurs de la couverture mésozoïque.

– À *Villeveyrac*, la série continentale ployée en large synclinal comprend au-dessus des bauxites :

. 10 m de dépôts fluviatiles, grès fins à oncholites, argiles marmorisées violacées ou rougeâtres, calcaire noduleux à structures pédogénétiques du Fuvélien inférieur ;

. 200 m de marnes violettes ou lie-de-vin azoïque attribués au Fuvélien ;

. 800 m d'alternances marno-gréseuses intercalées de quelques bancs de calcaires palustres (faciès de plaine d'inondation et de marécages) à oeufs de dinosaures, mollusques et charophytes caractéristiques du Bégudo-Rognacien ;

. 30-80 m de grès, conglomérats et de calcaires palustres marmorisés à *Microcodium* attribués au Bégudo-Rognacien supérieur.

– Autour de *Montpellier*, où existent aussi quelques poches à bauxites, les dépôts de puissance très irrégulière paraissent correspondre aux termes tout à fait supérieurs de la série de Villeveyrac et comprennent :

. des grès à dragées de quartz et patine brune, des grès calcaires à oncholites et des argiles. Les oeufs de dinosaures sont fréquents dans les faciès gréseux ;

- . des calcaires palustres noduleux blancs ou roses.
- Dans le *Larzac* les témoins de Crétacé supérieur marin sont associés et/ou surmontés par des faciès continentaux variés : argiles et sables à débris charbonneux ou ligniteux, argiles versicolores, calcaires à oncholites. Ces dépôts en partie contemporains en partie postérieurs aux couches marines ne sont pas datés précisément mais un âge santonien supérieur–campanien, paraît vraisemblable.
- À Saint-Chinian, les « grès à reptiles », accumulation de près de 400 m, débutent par des faciès saumâtres à pollens du Campanien inférieur (Valdonien). Ils se poursuivent par un complexe fluviatile comprenant plusieurs décharges successives, qui a livré des ossements et oeufs de reptiles et des mollusques du Fuvélien (Campanien supérieur) et se terminent par des marnes grises, palustres ou lacustres. Le Bégudo-Rognacien est représenté par trois bancs de calcaires palustres ou lacustres intercalés de limons rouges et de grès à gastéropodes et charophytes.
- Dans les *Corbières*, le Valdo-Fuvélien comprend jusqu'à 500 m de marnes rouges ou panachées et de grès fins à rares accidents ferrugineux, tandis que le Bégudo-Rognacien est représenté par des conglomérats « pourprés », des grès rouges et des marnes violettes.

Formations tertiaires

(cf. fig. 39, hors-texte)

Éocène-Paléocène

e1-2. Paléocène. Ensemble souvent mal daté, discordant sur substratum varié ou succédant en semi-concordance au Crétacé supérieur continental. Il comprend en général des dépôts vivement colorés comparables au Vitrollien de Basse-Provence avec limons rouges, conglomérats, marno-calcaires à *Microcodium*.

- Au Nord et au Nord-Est de Montpellier, (Saint-Martin-de-Londres, Brouzet) on a rapporté à cet ensemble une série de sables, sables siliceux, grès ferrugineux et argiles, rouges ou jaunes, généralement très peu épais, intercalés entre le Jurassique ou Néocomien et l'Éocène inférieur ou moyen. L'appartenance de ces couches à l'Éocène et/ou au Crétacé terminal (Bégudo-Rognacien) n'est pas clairement établie.
- Dans le bassin de Villeveyrac et à Saint-Chinian, l'ensemble comprend une série à marno-calcaires rouges à *Microcodium* surmontée généralement par une série (décamétrique) à calcaires lacustres attribués d'après les charophytes au Thanétien. L'ensemble dont la puissance ne dépasse guère 80 m peut être absent dans certaines unités du Saint-Chinianais de même que l'épisode sommital calcaire.

– Au *front du pli de Montpellier*, la série rouge à *Microcodium* comprend une succession de marno-calcaires et marnes rouges avec intercalations de calcaire palustre rose à grains de quartz et présente au front même de la structure un remarquable développement de conglomérats syntectoniques liés à une structuration précoce. L'aspect anguleux des éléments des conglomérats est encore accusé par leur corrosion par des structures algaires de *Microcodium*. La puissance de la série peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

– Dans les *Corbières septentrionales* et la bordure de la Montagne noire, la série présente des caractères comparables aux autres régions avec, toutefois, vers l'Ouest de la Montagne noire, une évolution vers des faciès franchement fluviaux gréseux à chenaux conglomératiques où peuvent être individualisés un certain nombre de grands cônes d'épandage fluvio-lacustres et par le développement dans la partie supérieure de l'ensemble, d'un horizon de calcaire lacustre, le calcaire de Montolieu daté par une intercalation marine du Thanétien. La partie inférieure du Sparnacien à limons fluviaux et calcaires lacustres a été intégrée à cet ensemble.

e3C. Calcaires à alvéolines (e3M) - « Marnes à turritelles ». Dans le Languedoc occidental, l'Ilerdien en corrélation avec le Cuisien inférieur pour sa plus grande partie, est constitué de dépôts marins comprenant des calcaires de plate-forme à alvéolines et miliolites, de marnes à organismes planctoniques et mollusques et des grès. La sédimentation marine est interrompue, ou localement remplacée par des dépôts fluviaux originaires de la Montagne noire (deltas de Caunes-Minervois et Issel). Puissant d'une centaine de mètres au bord de la Montagne noire, l'ensemble dépasse sans doute 500 m au cœur du bassin de Carcassonne.

Les faciès calcaires se développent essentiellement aux marges nord ou sud du bassin, tandis qu'au centre dominent les faciès détritiques gréseux ou marneux plus pélagiques.

En bordure du Mouthoumet se développent des récifs à *Solenomeris* (foraminifère encroûtant) à la base de l'Ilerdien moyen.

e4a. Cuisien « Calcaire de Ventenac », Marnes à *Potamides*, conglomérats. En bordure de la Montagne noire et au Nord de la montagne d'Alaric, on attribue au Cuisien un horizon de puissance très variable (20 à plus de 100 m), le calcaire de Ventenac à charophytes et malacofaune lacustre (bulimes, planorbes) à intercalations de marnes grises contenant parfois du silex.

À la lisière ouest de la Montagne noire les faciès palustres passent latéralement à la formation détritique des « Argiles de Saint-Papoul » (e4a(1)).

Vers le Sud-Ouest en bordure des Corbières l'équivalent de la formation est représenté par les marnes à *Potamides* avec deux épisodes carbonatés localement remplacées dans le secteur de Lézignan par des faciès fluviaux les conglomérats de Maurou.

e4b. Cuisien « Formation d'Assignan ». Ensemble fluvial à grès et limons d'inondation, individualisé dans le Minervois où il est surmonté par des calcaires du Lutétien. En l'absence de ceux-ci, la formation, puissante de 80 à 100 m, se confond dans l'ensemble compréhensif de la Molasse de Carcassonne.

e3-4. Éocène inférieur (moyen *p.p.*) dont Cuisien. Cet ensemble mal défini paléontologiquement réunit les faciès détritiques ou palustres qui s'intercalent entre les dépôts rouges du Paléocène, quand ils existent, ou le substratum anté-tertiaire, et les calcaires lacustres « lutétiens ».

– Au Nord-Ouest de la Montagne noire, la série désignée comme « Argiles de Mazamet » comprend une succession de grès arkosiques, conglomérats et argiles bariolées à paléosols et rares horizons carbonatés. Puissante de 100 à 200 m elle est corrélée *p.p.* avec l'Ilerdien marin du versant sud de la Montagne noire.

– À Saint-Chinian (où il n'a pas été distingué cartographiquement) et à Villeveyrac l'ensemble qui peut atteindre 300 m, comprend une succession de faciès fluviaux variés à concrétions algaïques, de teinte rougeâtre, attribués au Sparnacien. Il est parfois (Freynet, 1970) rattaché aux faciès « vitrolliens ».

– Près de Montpellier l'ensemble dit « marnes infra-lutétiennes », à dominante de marnes ou argiles jaune et rose à horizons ligniteux passées de calcaires lacustres et localement travertins, comprend également des faciès fluviaux surtout développés vers l'Ouest, à grès, conglomérats et horizons à concrétions algaïques. Quelques gisements à vertébrés indiquent la présence de Cuisien et de Lutétien. La présence de Sparnacien suggérée par l'analogie des faciès fluviaux avec la série de Villeveyrac n'a pas été encore confirmée paléontologiquement.

e5C. Lutétien, calcaire lacustre (Montpellier, Agel, Castres). Particulièrement développée (jusqu'à 200 m) et continue dans la région montpelliéraine, plus réduite, (100 m environ), dans le Castrais (Calcaire de Castres-Labruguière) et en Minervois (Calcaire d'Agel), cette formation est ailleurs beaucoup plus discontinue et de puissance limitée (métrique à décamétrique). Le synchronisme absolu des différents secteurs d'affleurement n'est pas parfaitement démontré et il est très probable en particulier qu'une partie des assises sus ou sous-jacentes (marnes infra-lutétiennes en particulier) puisse représenter localement des équivalents latéraux de la sédimentation carbonatée.

Dans la région montpelliéraine la formation est constituée par une ou plusieurs barres de calcaire lacustre blanc massif à intercalations généralement très minoritaires de marnes jaunâtres. Outre la classique faune de mollusques à *Planorbis pseudoammonius* et *Romanella hopei*, plusieurs gisements à vertébrés et charophytes indiquent le Lutétien moyen-supérieur (biozone de Bouxwiller) et terminal, (biozone d'Egerkingen).

Dans la plupart des cas l'ensemble calcaire succède en semi-concordance avec les dépôts sous-jacents ou même en parfaite continuité sédimentaire comme au Nord du chevauchement de Montpellier où les mêmes zones de vertébrés sont rencontrées dans les calcaires et dans les marnes ligniteuses sous-jacentes. À proximité immédiate de la structure apparaît toutefois une importante discordance angulaire qui peut amener la masse principale des calcaires lacustres à recouvrir indifféremment, le Vitrollien, le Rognacien, ou même (à la Paillade au Sud de l'accident frontal) le substratum jurassique. Cette discordance correspondrait à une des phases précoces de la structuration « pyrénéenne » dont les manifestations comme au Paléocène semblent essentiellement localisées à l'emplacement de la structure chevauchante.

– En Minervois, le calcaire d'Agel puissant d'environ 120 m succède aux grès et marnes d'Assignan. Ces calcaires lacustres gris ou blancs admettent des passées d'argiles souvent lignitifères et, vers la base, d'épisodes gréseux gris qui se multiplient vers l'Ouest jusqu'à disparition des horizons calcaires. La formation se confond alors dans la « Molasse de Carcassonne ». Les mollusques et charophytes indiquent un âge lutétien pour cet ensemble que l'examen récent des formes de mammifères (Marandat, 1986) tend à rattacher au Cuisien supérieur.

– À la terminaison ouest de la Montagne noire en bordure de l'Aquitaine, le calcaire de Castres-Labruguière puissant d'une centaine de mètres est constitué d'une succession finement stratifiée de calcaires palustres à lacustres (avec *Planorbis pseudoammonius*), où alternent assèchements et remises en eau du milieu de dépôt. La formation s'amenuise rapidement avant de disparaître vers le Nord et le Sud, tandis que son extension vers l'Ouest sous les dépôts molassiques est inconnue. Elle succède à l'ensemble mal daté des « Argiles de Mazamet » équivalent probables des « Gravieres d'Issel » et des « Argiles de Saint-Papoul », d'âge présumé ilerdo-cuisien. Le sommet de la formation comme dans la région montpelliéraine a livré des restes de vertébrés indiquant la limite Lutétien-Bartonien (biozone d'Egerkingen).

e4-6. Éocène supérieur, « Molasse de Carcassonne ». Puissante série détritique (plus de 1 000 m) essentiellement fluviale à grès, marnes gréseuses, limons argileux de débordement et chenaux conglomératiques. À la base de la série surtout peuvent s'observer des horizons algaux à stromatolites et oncholites. Succédant en continuité aux couches marines de

l'Ilerdien, la formation est datée à son sommet par des mammifères du Bartonien supérieur (Marinésien).

Cette formation syntectonique équivalent septentrional des « Poudingues de Palassou » s'alimente des produits de démantèlement de la chaîne pyrénéenne au fur et à mesure de sa formation. L'élargissement de la chaîne et l'origine méridionale des apports introduisent dans les dépôts un gradient granulométrique S-N avec une fréquence et une importance décroissante des faciès conglomératiques en s'éloignant de la chaîne.

Des trois grandes unités définies plus au Sud, seules les deux premières sont représentées dans la « Molasse de Carcassonne ». La première, d'âge ilerdien supérieur à lutétien inférieur et la seconde, d'âge lutétien supérieur à bartonien.

La nature des éléments détritiques grossiers évolue également de la base au sommet de la série avec une participation croissante des roches paléozoïques.

e6. Bartonien – (e6g) « Argiles à graviers ». En Aquitaine orientale, entre Castres et Albi, cet ensemble déritique succède au calcaire de Castres ou vers le Nord recouvre directement le substratum ancien. Il évolue à la fois de bas en haut et d'Est en Ouest entre deux faciès principaux, les *argiles à graviers* d'une part (**e6G**), accumulations mal stratifiées et mal triées de teinte rougeâtre à argiles sableuses et graviers de socle mal roulés, à mise en place en nappe de glissement-écoulement. D'autre part, des *dépôts fluvio-lacustres « molassiques »* (**e6**), à argiles, argiles sableuses et conglomérats subordonnés, intercalés de quelques horizons de calcaires palustres (Molasses de Saix et Lautrec). Les faciès molassiques palustres ont livré des charophytes de l'Auverisien (Bartonien inférieur) et de nombreux restes de mammifères (*Lophiodon*, *Palaeotherium*) du Bartonien.

– Au front nord de l'accident de Mazamet, se développe entre Revel et Saint-Amans-Soult, une étroite frange de faciès bréchiques (« Brèche Mortadelle ») qui se raccordent vers l'aval aux faciès fluvio-lacustres « molassiques » bartoniens, et sont vraisemblablement liés au rejeu pyrénéen (en faille inverse) de cet accident.

– En bordure de la Montagne noire la formation d'Aigne qui succède au calcaire lutétien quand il existe, correspond en fait à la partie supérieure de la « Molasse de Carcassonne » et comprend des faciès alternés de marnes versicolores brun orangé et d'horizons grésos-conglomératiques ou carbonatés.

– Dans l'Arc de Saint-Chinian, la formation d'Aigne passe localement à un ensemble rouge syntectonique puissant d'au moins 200 m et constituée d'accumulations très hétérométriques, à blocs empruntés au substratum

mésozoïque dont certains constituent de véritables klippes de tailles hectométriques.

– Dans la région montpelliéraine, le Bartonien est représenté en général par une formation peu épaisse (0 à 50 m) de marnes et calcaires pisolitiques succédant en concordance au calcaire lutétien, et d'argiles gréseuses saumonées. Localement au voisinage des structures pyrénéennes (chevauchement de Montpellier, anticlinal du Saint-Loup), ces faciès sont envahis ou remplacés par des conglomérats ou brèches saumonés syntectoniques en discordance progressive sur les assises antérieures. À l'intérieur de ces dépôts syntectoniques, deux cycles ont été mis en évidence près de Saint-Martin-de-Londres, dont le second a livré des charophytes du Bartonien supérieur (Marinésien). Les faciès de base à oncholites renferment quant à eux une faune de vertébrés d'un âge identique (Lutétien terminal–Bartonien basal) aux gisements les plus élevés du Calcaire à planorbes.

e7. Ludien (Oligocène inférieur auct). En Aquitaine orientale les dépôts ludiens font suite sans rupture notable aux dépôts molassiques antérieurs (Molasse de Saix ou de Carcassonne) et sont traditionnellement désignés sous le nom de Molasse de Blan au Nord de la Montagne noire et de Castelnaudary au Sud.

Ces dépôts fluvio-lacustres comprennent les faciès habituels de marnes, marnes sableuses, grès et calcaires, avec à la base l'horizon calcaire de Cuq et Vielmur associé localement à des évaporites (gypse du Mas-Saintes-Puelles) et au sommet un autre épisode calcaire relativement constant, le calcaire de Saint-Paulet ou de Marssac.

Comme au Bartonien, une polarité E-W se marque dans les dépôts, avec à l'Est des intercalations à argiles, à graviers et vers l'Ouest, des faciès molassiques distaux plus fins et évolués.

e7(g1). Éocène terminal du Languedoc oriental. À cet ensemble correspond en Languedoc oriental, une formation puissante de 200 à 300 m, de marnes jaunes ou brunes, grès ou grès argileux et conglomérats à galets bien roulés et éléments d'origine paléo-pyrénéenne. La formation discordante sur l'Éocène ou le Néocomien, mais également plissée, est mal datée. Traditionnellement attribuée à l'Oligocène inférieur, elle semble pouvoir être corrélée, au moins en partie, par l'intermédiaire des conglomérats de Saint-Drezery, avec les Grès de Célas de la région d'Alès, bien datés du Ludien moyen par les charophytes. Cette attribution n'est pas contredite par la faune de mammifères récoltée à Saint-Gély-du-Fesc dans des couches ligniteuses immédiatement sous-jacentes et appartenant à la zone de la Debruge (Ludien moyen ancien).

Oligocène

g. Oligocène moyen-supérieur.

• **Dans la région montpelliéraine**, cette formation hétérogène discordante sur les terrains mésozoïques ou les divers terrains de l'Éocène, apparaît dans de petits bassins NNE-SSW dans un contexte structural de demi-grabens faiblement effondrés. La succession très variable dans le détail comprend des dépôts fluvio-lacustres, marnes jaunes, orangées ou blanchâtres, des calcaires lacustres et des horizons riches en matière organique avec localement de véritables lignites (Montoulieu, les Matelles), et à proximité des accidents, des dépôts syntectoniques de brèches ou conglomérats mal façonnés à alimentation locale. Les mammifères et les charophytes indiquent le Stampien supérieur à Oligocène supérieur (Chattien). Les puissances variables peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres.

• **Dans la région de Narbonne**, dans un contexte un peu moins affirmé de fossé NE-SW, entre la Clape et les Corbières, la série oligocène puissante d'au moins 200 m comprend une succession très variable dans le détail de conglomérats monogéniques de sables, ou grès tendres, de marnes, marno-calcaires et calcaires lacustres à horizons ligniteux ou sapropéliques à soufre disséminé et intercalations de gypse. La présence d'évaporites (gypses de Portel) et d'organismes planctoniques dans certains calcaires suggèrent un milieu lagunaire de fond de golfe.

Plusieurs gisements de vertébrés permettent d'attribuer une partie de l'ensemble à l'Oligocène supérieur, tandis que les couches sommitales (Calcaire de Sigean) en apparente continuité sédimentaire appartiennent déjà au Miocène (Aquitanien).

• **En dehors des zones d'affleurement** l'existence de cette formation a été en outre révélée par sondages ou explorations géophysiques dans la plupart des structures d'effondrement qui affectent le socle nord du golfe du Lion, ainsi qu'à terre dans le fossé de Gignac ou de l'Hérault où elle est masquée par les dépôts aquitano-burdigaliens.

• **En Aquitaine orientale**, les dépôts oligocènes s'intègrent dans la succession des formations « molassiques » avec des faciès plus fins et plus palustres qu'à l'Éocène. Les horizons calcaires se multiplient et migrent progressivement vers le Nord, direction de l'Albigeois, où ils viennent reposer directement sur le soubassement hercynien. Les faciès argileux ou argilo-gréseux dominent vers le Sud et vers l'Ouest, molasses du Vaurais et Lauraguais, avec vers le Nord l'étagement des calcaires d'Albi, de Cordes et de Castelnau de Montmirail.

Miocène

En Bas-Languedoc, le Miocène débute en général par des dépôts continentaux (mC) fluviatiles ou palustres, à marnes, grès calcaires lacustres, d'âge aquitanien (mCA), reposant en continuité sur des dépôts datés de l'Oligocène (bassin de Narbonne et Gignac) ou saumâtres, à marnes gypsifères, sables et calcaires palustres à potamides et huîtres (Montpellier), avec intercalations marines dans le Biterrois. Des dépôts marins transgressifs leur succèdent avec le faciès classique des « molasses marines », alternance de grès calcaires, calcaires gréseux ou coquilliers, et marnes sableuses, à faune néritique abondante d'âge burdigalien à langhien basal (Sommières) ou langhien supérieur dans le reste du Languedoc. À la partie supérieure de la série se développent dans le Nord-Biterrois des récifs frangeants à madréporaires qui pourraient appartenir au Serravalien.

Ponctuellement en Biterrois (Montredon), la série se termine par des dépôts continentaux (localement saumâtres) à faune de rongeurs d'âge serravalien-tortonien.

Dans les Corbières septentrionales, les fossés ou demi-grabens de Fabrezan et Thézan possèdent un remplissage continental à conglomérats grossiers à matrice rougeâtre, à marnes jaunâtres à granules calcaires et chenaux fluviatiles sablo-graveleux. Cette formation anciennement attribuée au Pliocène ou à l'Oligocène est maintenant, quoiqu'avec imprécision, rattachée au Miocène sur la foi de quelques intercalations marines et de la présence d'*Unio gr. flabellatus*.

Des formations continentales (conglomérats torrentiels à blocs volumineux, plus localement brèches, travertins) se différencient des dépôts précédents car jalonnant les entailles des creusements fluviatiles messiniens, sous scellés du Pliocène marin transgressif. Confondues cartographiquement avec ce dernier, elles doivent correspondre à l'extrême sommet du Miocène, et sont particulièrement bien représentées dans le piémont de l'Orb, en particulier vers Murviel-les-Béziers, où un travertin a fourni des macrorestes végétaux à éléments de flore tropicale (*Liquidambar*, *Platanus aceroides*,...).

Si les formations messiniennes sont relativement dicrètes à l'affleurement, l'importance des incisions correspondant à cette période sont spectaculaires en particulier celle d'un paléo-Orb entaillée jusqu'aux contreforts de la Montagne noire, et celle d'un paléo Hérault-Lergue bien documentée entre Pézenas et Clermont-l'Hérault (fig. 40 et 41, hors-texte).

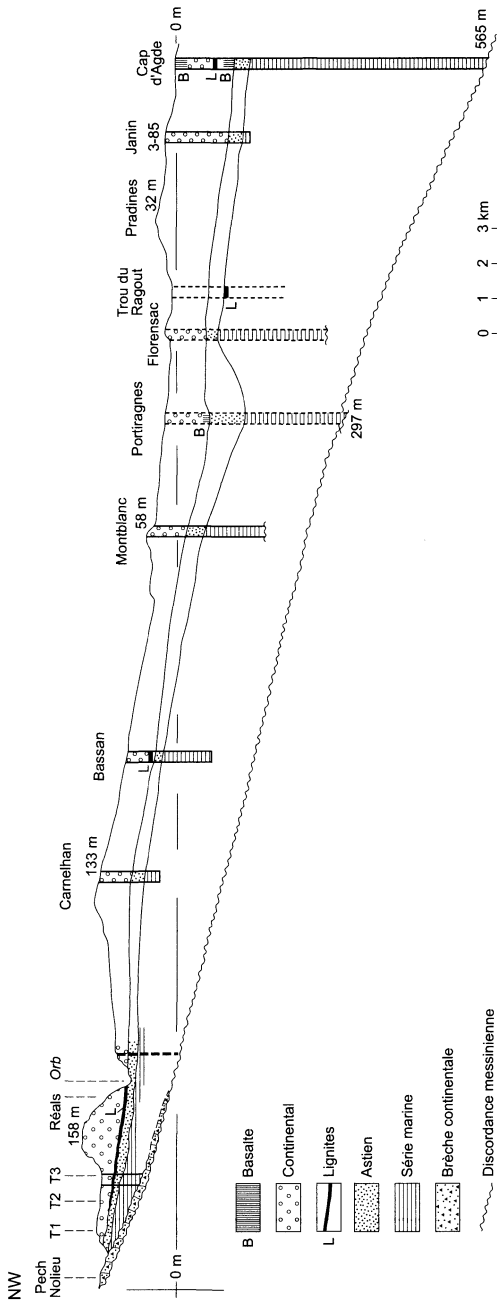


Fig. 40 - Restitution de la discordance messinienne dans la ria de l'Orb d'après les sondages profonds (Ambert, 1991)

Pliocène

La totalité des terrains pliocènes, comblent les entailles des paléo-vallées messiniennes. Ils provoquent le remblaiement des rias du golfe du Lion et correspondent à la progradation de piémonts alluviaux coalescents des rias de l'Orb-Hérault (Béziers-Agde-Clermont-l'Hérault) et du Lèz-Mosson (Montpellier). La succession verticale, marnes bleues marines (Plaisancien des auteurs), sables marins littoraux et fluviatiles (Astien), dépôts continentaux (Villafranchien), vérifiée stratigraphiquement sur l'ensemble de la carte, n'est dans ce contexte géodynamique, que la traduction de la progradation des termes continentaux sur les termes marins. Ces faciès possèdent de ce fait un important diachronisme, qui a été estimé pour le piémont du Roussillon plus au Sud, à un peu plus d'un million d'années. L'épaisseur très variable de ces formations, est en fait conditionnée par l'ampleur du creusement régressif messinien, et peut atteindre vers l'aval, plusieurs centaines de mètres (565 m au cap d'Agde).

pM. Pliocène marin. Dans le périmètre de la carte, les argiles marines (Plaisancien) affleurent rarement (région de Cessenon), alors que les sables (Astien) sont particulièrement dilatés vers Montpellier, où ils fournissent la célèbre faune de gros mammifères, dite « Faune de Montpellier ». À l'Ouest de l'agglomération, à Celleneuve, les sables sont remplacés par des dépôts fluviatiles et torrentiels (datés par les rongeurs, du Pliocène inférieur), témoins d'un paléo-Lèz contemporain de cette sédimentation marine.

pC. Pliocène continental. Ces dépôts constituent les 9/10^e des affleurements pliocènes de la carte. Leurs faciès varient de dépôts fluviatiles à galets très grossiers, à des marnes et argiles palustres et lacustres, particulièrement développées entre l'Orb et l'Hérault. Ils comblent les entailles messiniennes et sont généralement représentés en surface par un épandage de galets siliceux à matrice sableuse ou argilo-sableuse rouge brique. À l'Est de Montpellier, ils sont caractérisés par les apports occidentaux du Rhône pliocène, dépôts corrélables avec les formations de la Crau ancienne. Des formations semblables, liées à une profonde altération du remblaiement pliocène, sont bien développées au toit de ce remblaiement dans les rias de l'Hérault et de l'Orb. Elles ont livré des faunes de gros mammifères, semblables à défaut d'être réellement contemporaines de la faune de Montpellier (Saint-Palais, Coussergues).

Faute de pouvoir les différencier lithologiquement des apports du Quaternaire ancien, plusieurs formations de ce type, anciennement regroupées sous le terme d'« alluvions des plateaux », ont été, jusqu'à une période récente, attribuées à tort au Quaternaire. C'est le cas notamment du Pliocène continental de la paléovallée de l'Hérault.

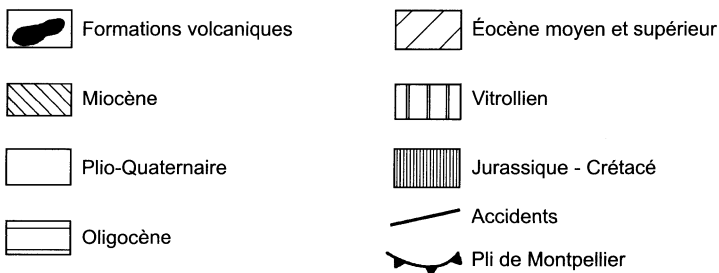
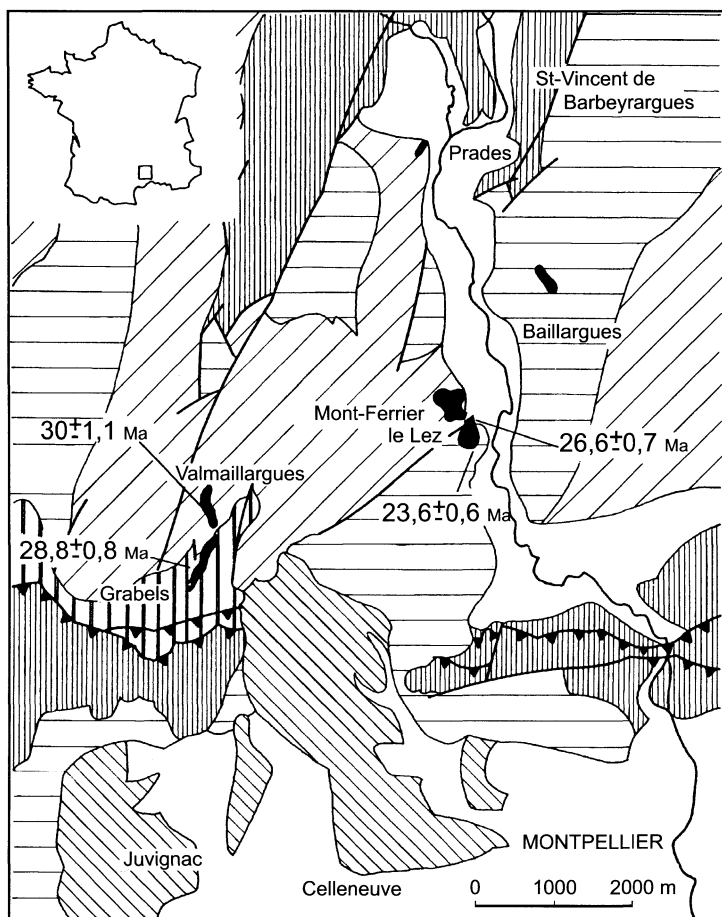


Fig. 42 - Répartition et âges K/Ar du volcanisme de Montpellier (Gastaud et al., 1983)

pCT. **Calcaires littoraux de Frontignan.** Ils ont une extension notable et montrent des interférences de calcaires lacustres et d'épisodes marins. Ils correspondent aux apports carbonatés pliocènes des sources karstiques des monts de la Gardiole, et appartiennent aux termes distaux de la progradation pliocène.

Volcanisme tertiaire et quaternaire

β. Laves basaltiques de l'Escandorgue (Plio-Quaternaire) et de la région montpelliéraine (Oligocène).

Région montpelliéraine

Aux environs de Grabels, de Montferrier et de la source du Lèz, existent quelques petites occurrences volcaniques à composition de basaltes alcalins, datées par K/Ar de 23,5 à 30 Ma (Bellon, 1976) ou 21-30 Ma (Gastaud, 1981) soit du milieu de l'Oligocène au Miocène basal (fig. 42). Il s'agit soit de filons orientés N à N10°, soit de petits appareils peu évolués où sont associées des laves et des brèches volcaniques à éléments variés provenant notamment d'un substratum cristallin (gneiss à grenat) et du manteau (péridotites).

Chaîne de l'Escandorgue

Faisant suite vers le Sud aux pointements basaltiques des grands causses datés pour la plupart du Miocène et du Pliocène, la chaîne de l'Escandorgue (fig. 43) constitue un alignement Nord-Sud de petits appareils explosifs ou effusifs et de coulées à composition de basaltes alcalins et de basanites, à alimentation magmatique profonde. Suivant les types d'appareils, sont associés aux laves, des tufs aériens, des projections hydro-magmatiques, ou des brèches à éléments du substratum et des sédiments volcano-détritiques. À Bernasso ces dépôts, chenalisés dans des paléovallées, sont intercalés de couches lacustres à diatomites.

L'âge (K/Ar) de ces occurrences s'étage de 7 Ma pour les plus anciennes à la latitude de Saint-Affrique, à 0,64 Ma pour les plus récentes (Agde, Vias, Saint-Thibéry), soit du Miocène terminal au milieu du Pléistocène.

On peut y distinguer 4 phases principales :

- . 5 à 7 Ma à l'extrémité nord de la feuille (Miocène terminal) ;
- . 1,6 à 2,5 Ma dans le Sud Larzac et l'Escandorgue (Pliocène supérieur) ;
- . 1 à 1,4 Ma en Bas-Languedoc (Quaternaire ancien) ;
- . 0,6 à 0,7 Ma pour les volcans d'Agde et de Saint-Thibéry.

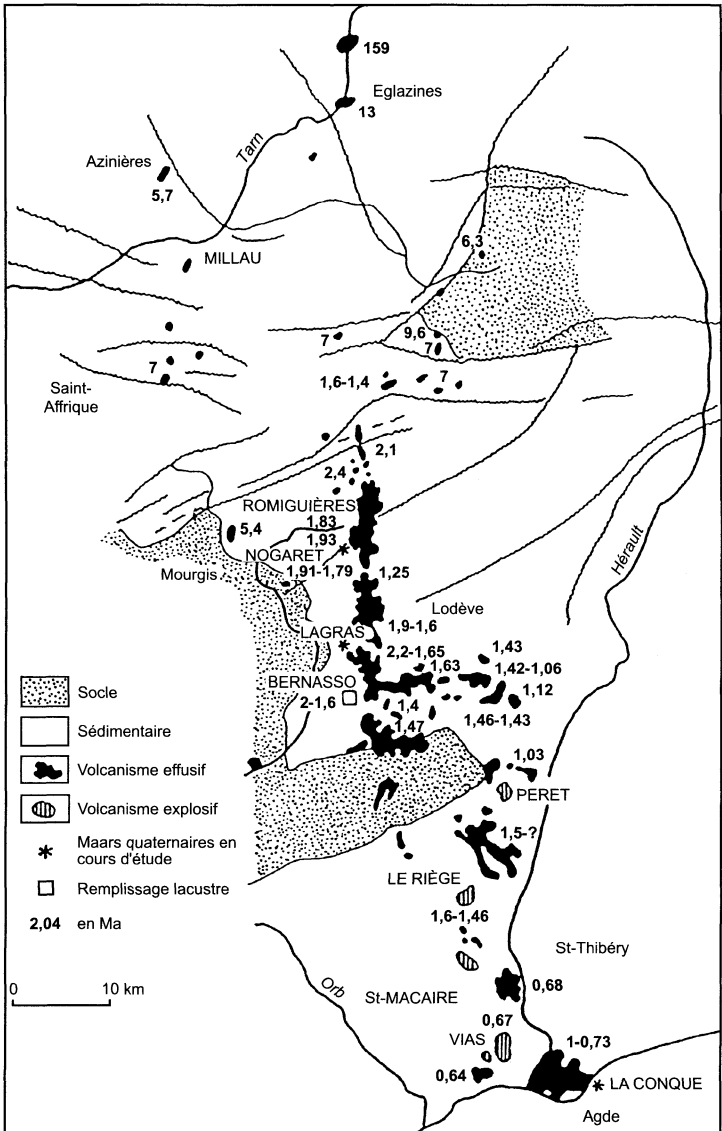


Fig. 43 - Répartition et âges K/Ar du volcanisme de l'Escandorgue (Ambert, 1994)

Les plus nombreuses se situent entre 1,5 et 2,4 Ma (Pliocène supérieur-Quaternaire ancien).

Les directions dominantes des filons ou dykes associés, varient sensiblement, de NW-SE (N140°-N170°) pour les plus anciens (Miocène) et plus septentrionaux, à NNE-SSW (N à N30°) pour les plus récents (Pliocène-Quaternaire) et plus méridionaux.

Nettement excentrique par rapport à l'alignement Nord-Sud de l'Escandorgue, le volcanisme de Maguelonne (entre Sète et Montpellier), très ponctuel, correspond à une explosion phréato-magmatique littorale (pyroclastes lités à rares bombes basaltiques), dont les produits s'interstratifient dans des termes laguno-lacustres très vraisemblablement pliocènes. Son âge exact mériterait d'être précisé.

L'étagement de ces manifestations volcaniques fournit un certain nombre de jalons essentiels pour tenter de reconstituer l'évolution morphogénétique de la région.

– Les topographies pré-volcaniques de la région de Millau, un peu au Nord de la feuille, fossilisées par un édifice volcanique daté de 5,75 Ma, atteste que la mise en relief des grands causses, Larzac notamment, et le creusement des canyons (Tarn, Vis, Hérault) est largement ébauchée avant le Miocène supérieur (plus de 200 m pour le paléo-Tarn au droit de Millau).

– Les coulées du rebord méridional du Larzac, qui s'échelonnent entre 2,05 et 1,65 Ma, et fossilisent le contact Causse/Piémont languedocien et les accidents majeurs du secteur, démontrent que l'essentiel des dénivelés entre ces deux domaines était acquis dès avant la fin du Pliocène.

– La phase suivante, 1,4-1,0 Ma (coulée des Potences notamment), confirme la faiblesse de l'incision postérieure des vallées régionales au sein du remblaiement de piedmont (rarement supérieure à 150 m).

– La dernière phase enfin, vers 0,7 Ma (volcan d'Agde), fournit un nouveau et important jalon chronologique qui permet de subdiviser l'étagement des terrasses quaternaires de la vallée de l'Hérault, et de montrer que la plus grande part du creusement quaternaire (100 m à Saint-Thibéry), est antérieur à 0,7 Ma, alors que le creusement postérieur (déduction faite du remblaiement holocène), ne dépasse pas 40 m. Elle permet en outre d'isoler sans trop d'artifice, les alluvions quaternaires dans lesquelles les apports périglaciaires deviennent prépondérants.

βts. Formations volcanosédimentaires et tufs volcaniques. Dans la partie méridionale de la chaîne de l'Escandorgue se rencontrent en affleurements relativement étendus, des faciès volcanoclastiques à volcano-sédimentaires très variés quant à leur granulométrie, leur degré de remaniement et l'abondance de matériaux non volcaniques.

Ils témoignent d'un ou d'épisodes à caractère explosif mis en place dans des contextes subaquatiques, lacustres à lagunaires. Des faunes de mammifères permettent de les rapporter aux phases plus récentes (Pléistocène) de la chaîne.

Quaternaire – Formations superficielles

R. Dépôts résiduels des plateaux calcaires. Ce sont des formations argileuses rouge à brun-rouge, tapissant les dépressions ou cavités diverses à la surface des causses. Ces formations d'origine composite, associent des matériaux anciens issus d'altérations climatiques ou pédologiques, du genre « argiles de décalcification, pisolites ferrugineux... », des matériaux siliceux d'origine alluviale à graviers de quartz ou de schistes (généralement attribués à des paléo-drainages (Miocène ?) à alimentation septentrionale), et des éléments calcaires ou dolomitiques à façonnement périglaciaire remontant à un Quaternaire relativement récent. C'est dans des contextes analogues qu'ont été localement identifiés des résidus d'anciens dépôts marins ou continentaux d'âge crétacé supérieur. Ces contributions variées témoignent de remaniements et apports successifs sur une surface d'érosion ébauchée dès le Crétacé supérieur et retouchée ultérieurement en particulier au Paléogène.

U. Travertins et calcaires lacustres. Ils sont extrêmement abondants dans le périmètre méditerranéen de la feuille. Ils y occupent à proximité des sources karstiques (Estabel, Montagne noire), comme dans le lit des rivières qui en sont tributaires (Vis à Navacelles, Lèz) des superficies étendues. On les connaît également dans les dépressions du pays de molasses (Vendres, Fabrezan au pied de l'Alaric), ou dans celles formées par des cratères d'explosion phréato-magmatique (Bas-Languedoc, entre Servian et Clermont-l'Hérault). Leurs dépôts correspondent à la plupart des phases tempérées du Quaternaire.

Les travertins holocènes sont nombreux (Saint-Guilhem-le-Désert, Vis, ...) et seuls ceux qui sont en relation avec le volcanisme peuvent être attribués avec certitude au Quaternaire ancien. Une mention toute spéciale doit être attribuée aux marnes lacustres de Bernasso et Nogaret (associées au volcanisme de l'Escandorgue), qui sont datées du Pliocène terminal.

Quaternaire ancien

Les très rares formations alluviales (dans la vallée de l'Hérault notamment) qui pourraient être rapportées à cette période par référence aux coulées de laves (1,4 et 1,0 Ma) qui les recouvrent, n'ont pas d'expression cartographique à l'échelle du 1/250 000. Par ailleurs comme on l'a vu pré-

cédemment, la plupart des « alluvions des plateaux » (Fv des auteurs) appartiennent de fait au remblaiement pliocène et ont été regroupées avec les autres dépôts continentaux de cet âge.

Fw. Alluvions du Quaternaire moyen. Sous ce terme ont été regroupées, par référence à la vallée de l'Hérault, l'ensemble des alluvions mises en place entre la phase volcanique précitée, et la phase du cap d'Agde bien datée à 0,72 Ma. Les meilleurs affleurements restent ceux de la basse vallée de l'Hérault, alors qu'ailleurs, morcelés par l'érosion, ils ne peuvent être datés que sur des critères altitudinaux.

Parmi les secteurs les plus remarquables, il convient de citer la basse vallée de l'Orb (avec le plateau de Vendres) et la région de Carcassonne, à la confluence de l'Aude et du Fresquel, qui possède un escalier de terrasses de premier ordre. Ces deux régions ont fourni de surcroît des industries humaines archaïques qui s'accordent avec l'hypothèse chronologique sous-tendue par le volcanisme de la basse vallée de l'Hérault.

Fx-y. Alluvions des basses terrasses (Holocène et Quaternaire récent). Les alluvions correspondant aux terrasses inférieures ont été généralement regroupées. Elles ont en commun, au niveau de leur spectre pétrographique, au-dessous des niveaux d'altération, une très forte proportion d'éléments calcaires qui indique une mise en place dans un contexte périglaciaire plus vif que celui qui régnait durant les périodes plus anciennes du Quaternaire. Localement (Lagamas, vallée de l'Hérault, vallée morte à l'Ouest de Narbonne), l'interférence entre les dépôts alluviaux et les dépôts de pente est visible, alors que dans les appareils fluviaux de taille modeste, la différenciation entre les « grèzes » latérales et les apports axiaux reste délicate à faire (Saint-Chinian, vallée des grands causses).

En de rares points où la puissance des édifices alluviaux permet de différencier cartographiquement deux terrasses (basse vallée de l'Hérault), les notations Fx et Fy n'ont pas été associées. Il en est de même au niveau de Narbonne secteur où la cartographie des terrasses (du fait de nombreuses diffluvations de l'Aude et de son affluent la Cesse), reste délicate.

Par convention, ces alluvions sont postérieures au volcanisme de la deuxième phase du volcan d'Agde (Vias, Saint-Thibéry), fixé par K/Ar et paléomagnétisme à la limite paléomagnétique Brunhes-Matuyama.

Elles ont fourni, en plusieurs points (Quatourze à Narbonne, Servian, au Sud de Béziers, Aspiran dans la vallée de l'Hérault) des ossements de mammifères qui confirment l'ambiance de cette morphogenèse.

Ex-y ; Ey-z. Épandages de glacis quaternaires. En tête du fossé de l'Hérault des épandages à cailloutis cryoclastiques calcaires empruntés aux reliefs jurassiques des monts de Saint-Guilhem, tapissent une série de glacis qui se raccordent vers l'aval aux terrasses moyennes du fleuve (Fx, Fy), et sont d'âge würmien à (peut-être) rissien. Les formations périglaciaires sont extrêmement discontinues et comparativement aux pays du Bas-Rhône peu fournies sur la quasi-totalité de la feuille. Néanmoins, la région de Narbonne, au front de la nappe des Corbières, et à moindre titre le versant ouest de la Clape, font exception. Leur épaisseur dépasse localement la dizaine de mètres, les gélifractions calcaires sont associés à des dépôts sableux éoliens et plus rarement à de véritables lœss. Ces formations lœssiques, discontinues, difficilement cartographiables à l'échelle de la carte, mais couvrant des superficies non négligeables, sont présentes vers Carcassonne et en Lauragais. Dans cette dernière région, de part et d'autre du Fresquel, des dépôts limono-sableux à éléments composites (calcaires le plus souvent en rive droite), sont mis en place par un réseau fluvial au régime torrentiel (en particulier sur le piémont sud de la Montagne noire). Ils développent ici encore des glacis très peu pentés qui se raccordent aux moyennes et basses terrasses (Fy, Fz) d'âge probablement würmien. Des épandages similaires existent également dans le secteur de Revel.

On peut signaler à propos des variations climatiques du Quaternaire, les essais de datation isotopique (U/Th) réalisés sur les concrétions calcitiques de la grotte de Clamouse près de Saint-Guilhem-le-Désert (Dubois, Quinif, Choppy). Ils indiquent une suite discontinue de périodes de concrétionnement qui s'échelonnent d'épisodes anté-riss (plus de 350 000 ans) ou intra-riss (230 000 ans) au post-würm (8 500 ans). Trois épisodes de concrétionnement illustrent particulièrement la relation avec les phases de réchauffement : un épisode à 110-140 000 ans correspondant à l'interglaciaire Riss/Würm, deux épisodes : 70-90 000 et 30-35 000 ans correspondant respectivement aux périodes de réchauffement du Würm ancien (épisode Saint-Germain) et du Würm récent.

Fz. Alluvions modernes. Alluvions indifférenciées. Les rivières méditerranéennes de la carte (d'Est en Ouest : le Lèz, l'Hérault, l'Orb et l'Aude), ont connu à l'Holocène un colmatage très important de leur embouchure, aux dépens des étangs littoraux. À ce titre, le Lèz et l'Aude les mieux documentés fournissent des renseignements concordants. Leurs sédiments sont généralement fins, peu sableux, franchement argilo-marneux au sommet, et montrent une progradation des terres continentales sur le domaine lagunaire. Les passées grossières sont plus rares et localisées en base de séquence.

C'est ainsi qu'à l'embouchure actuelle du Lèz dans l'étang de Mauguio, la colonne sédimentaire holocène dépasse 25 m au niveau de Lattes, et atteint 35 m à Palavas, sous le cordon littoral.

L'Aude, qui est après le Rhône le fleuve le plus terrigène du golfe du Lion, a assuré depuis le début de l'Holocène, le colmatage de près des 2/3 de l'étang de Bages initial. Sur les rives de l'étang la colonne sédimentaire dépasse en bien des points 20 m, et elle atteint 35 m à Saint-Louis-de-la-Mer, au niveau de l'actuelle embouchure. Cette sédimentation terrigène a eu de surcroît pour conséquence le colmatage du paléo-chenal würmien de la rivière (entre Narbonne et la Clape) et a provoqué, avec la participation des aménagements médiévaux, la fixation du cours de l'Aude au Nord de la Clape, dans un chenal qu'elle n'avait jamais parcouru jusque-là.

L'épaisseur des séquences holocènes des deux piémonts de la Montagne noire est par contre beaucoup plus variable, comme en Lauragais. Dans ce dernier secteur la dépression de Tréboul est connue pour son détritisme holocène à travers des travaux anciens qui mériteraient d'être réactualisés.

E. Éboulis. Localement ont été individualisées des formations de versant particulièrement développées et dont la nature varie considérablement suivant le contexte morphologique et l'environnement lithologique. Au pied du causse du Larzac, il s'agit d'éboulis hétérogènes associant des éboulis cryoclastiques, des blocs éboulés des falaises surincombantes, et des matériaux du substratum soliflués. En Montagne noire ces formations à matrice argileuse comportent surtout des éléments de schistes et de quartzite.

C. Colluvions. Ce sont des dépôts peu évolués généralement sablo-argileux à caillouteux. Ils n'ont été figurés que lorsque leur extension et leur continuité masquent de manière importante le substratum.

LK. Limons des étangs palustres asséchés. Les nombreuses dépressions de ce type qui parsèment les paysages de « molasse » du midi de la France, celles de l'Éocène du Minervois (Marseillette...), et du Miocène du Biterrois (Montady...), soulignent l'action originale de l'érosion éolienne périglaciaire liée aux vents violents périméditerranéens (mistral, tramontane...). Ces dépressions qui sont la plupart du temps creusées dans des terrains imperméables en dessous du niveau de base régional, ont fonctionné pour certaines de façon totalement autonome par rapport aux apports extérieurs à leur propre bassin versant. Elles présentent des puissances sédimentaires variées, dans cette région inférieures à 5 m, qui voient alterner des sédiments palustres et des dépôts continentaux. L'étang de Capestang, particulier puisqu'il a été momentanément intégré au domaine littoral au début de l'Holocène, a fourni une documentation paléo-environnementale qui débute vers 8 000 ans avant J.C. Certaines de ces dépressions (la Redorte, Marseillette) qui ne possèdent que peu ou pas de remblaiement sédimentaire, peuvent présenter, y compris en contexte continental, des sols et dépôts gypso-salins, exploités en salines au moyen-âge.

LM. Vases et limons des étangs salés. Les étangs salés isolés en arrière du cordon littoral, mais communiquant au moins périodiquement avec la pleine mer, sont le siège d'une sédimentation argilo-limoneuse ou vaseuse à faune de mollusques laguno-marins de puissance variable. Elle peut être faible comme dans l'étang de Thau (1 à 5 m), mais lorsque les étangs reçoivent les apports sédimentaires des fleuves côtiers, les colonnes sédimentaires laguno-marines dépassent couramment 20 m d'épaisseur (cf. Fz).

Ma. Cordons littoraux actuels ou récents. Une des caractéristiques de la côte languedocienne, vient du développement des cordons littoraux, généralement sableux, à petits édifices dunaires, qui dans le delta du Rhône matérialisent les positions successives de la côte. Ils sont constitués généralement de sables fins, bien triés, qui contiennent un pourcentage notable de coquilles marines, et sont facilement mobilisables par le vent. Il n'existe pas moins des accumulations de galets, en particulier au niveau du cordon le plus ancien, édifié lors du maximum de la transgression flandrienne (sensiblement vers 3 000 ans avant J.C.), particulièrement développé dans la région de Montpellier, et bien visible, parce qu'entamé par l'érosion littorale actuelle, au niveau de Maguelone.

Plate-forme continentale

Morphologie des fonds marins

La partie nord-occidentale de la plate-forme du golfe du Lion présentée sur la feuille Montpellier se caractérise par la grande régularité de la topographie des fonds qui se marque par des courbes isobathes très linéaires jusqu'au centre de la plate-forme. Cette topographie sous-marine suit l'orientation générale NE-SW de la côte, excepté à l'approche des promontoires rocheux de Sète et du cap d'Agde. Dans la zone littorale, entre 0 et 10 m la topographie plus complexe dans le détail est caractérisée par la présence de barres d'avant-côte ou de zones « rocheuses » de quelques mètres de dénivelé. Au-delà, entre la zone côtière et les fonds de 90 m, la pente générale est faible (pente moyenne de 1 à 3 %). La cartographie de détail révèle néanmoins un léger ressaut topographique entre 50 et 60 m de profondeur au large d'Agde et de Sète (Berné et *al.*, 2002).

Au-delà sur la plate-forme moyenne (coin sud-est de la feuille), la pente diminue (0,1 à 0,5 %) entre 90 et 100 m de profondeur dans un secteur en légère dépression entre la pente infralittorale et la partie externe du plateau (Tesson et *al.*, 1998). La zone externe du plateau, non représentée sur la carte, est caractérisée par une topographie complexe de cordons, dunes ou chenaux d'une dizaine de mètres de hauteur.

Nature des fonds

La nature des fonds a été établie à partir de la carte géologique du pré-continent languedocien à 1/250 000 qui constitue à ce jour la seule synthèse disponible sur la nature des sédiments de surface pour l'ensemble du secteur concerné (*in* Aloisi et *al.*, 1975a). Les informations plus détaillées portées sur les cartes à 1/50 000 (Narbonne, Agde et Grau-du-Roi à l'extrême nord-est) ont été adaptées à ce document de synthèse.

La carte des faciès sédimentaires montre la distribution d'ensemble à l'échelle de la plate-forme mais la nature du sédiment dans un secteur donné peut être significativement différente compte tenu de la variabilité spatiale et temporelle des processus sédimentaires, de l'échelle régionale de la carte, et de l'ancienneté relative des données sources.

Trois principaux secteurs peuvent être distingués de la côte vers le large :

• **Domaine littoral à infralittoral** : les dépôts de la bande côtière sont de nature sableuse. Il s'agit de **sables fins à très fins** de type lithoclastique. Au Sud-Ouest, la distribution des sédiments superficiels est très régulière : les sables fins passent à des sables très fins vers 20 m de profondeur puis à des sables vaseux, la proportion de lutites atteignant 50 % entre 20 et 30 m de profondeur. Vers le Nord-Est, la régularité de ce gradient granulométrique est interrompu au large de l'Aude, par la présence plus importante de lutites, due à l'accumulation des sédiments récents au niveau d'un prodelta. De telles accumulations par floculation de particules fines ont été observées au large de plusieurs fleuves languedociens (Aloisi et *al.*, 1975b). Au niveau d'Agde, la bande sableuse côtière est interrompue par les affleurements rocheux et dépôts grossiers situés dans le prolongement du Cap. Le substratum de **roches volcaniques s.s.** s'étend jusqu'à 5 km vers le large mais les affleurements semblent réduits à des pointements rocheux. Vers le Nord-Est, entre Sète et Agde, la couverture sableuse infralittorale semble plus continue. Au Nord-Est de Sète une bande de **fonds rocheux et de dépôts grossiers** est représentée entre 10 et 15 m de profondeur. Les fonds rocheux discontinus qui n'ont pas tous été reconnus, correspondraient à des grès fins à ciment calcaire et à des calcaires à texture bréchique d'âge tyrrhénien (*in* notice feuille Grau-du-Roi). De tels horizons se trouvent à terre sur la bordure des étangs. Autour des zones rocheuses sous-marines qui se présentent sous forme de bancs sub-horizontaux à faible dénivelé (1 à 5 m), des sédiments reliques fluvio-marins pré-flandriens (alluvions sablo-graveleuses) remaniés et des accumulations biodétritiques sont observés.

• **Domaine infra à circalittoral** : vers le large, au-delà de 30 m de profondeur, la sédimentation devient essentiellement pélique. Les sables

vaseux (entre 25 et 75 % de lutites) passent aux vases (> 75 % de lutites) entre 30 et 50 m de profondeur. Ces vases dénommées « vases terrigènes côtières » et qui contiennent de 75 à 90 % de lutites, forment une bande continue s'étendant jusqu'aux fonds de 80 m. Il s'agit de dépôts récents originaires du Rhône dont les sédiments fins sont transportés vers l'Ouest par le courant général.

• **Domaine circalittoral** : la nature des fonds du domaine circalittoral au-delà de 80-90 m de profondeur, est caractérisée par la présence des « sables du large » encadrés par des sables vaseux. Les sables du large correspondent à des dépôts littoraux représentés par des sables grossiers et des sables fins et moyens bien classés. Les niveaux inférieurs correspondent aux sables grossiers parfois dénommés sables roux en raison de la proportion importante de grains de quartz oxydés. Une fine pellicule de vase les surmonte. Au-delà de ces sables, en direction du rebord de plate-forme, la sédimentation argileuse prédomine à nouveau.

Quaternaire

• Unités pléistocènes

Des études intensives ont été menées sur les unités quaternaires de la plate-forme à partir de la sismique réflexion et de carottages. Sur la partie externe de la plate-forme, un ensemble remarquable d'unités du Pléistocène supérieur a ainsi été mis en évidence (Tesson et *al.*, 1993 ; Rabineau et *al.*, 1998 ; Tesson et *al.*, 2000).

Dans ce prisme sédimentaire pouvant dépasser 100 m d'épaisseur à proximité du rebord de plate-forme, six séquences ont pu être observées (au-dessus du multiple sismique). Chaque séquence est composée d'une unité prismatique progradante et régressive, d'extension régionale, prolongée/surmontée par des unités dites « intercalées » plus ou moins bien préservées. Ces dernières sont clairement identifiables sur la plate-forme externe mais beaucoup moins sur la plate-forme interne dont elles peuvent être apparemment absentes. Les unités progradantes, à faciès de type énergie modérée à faible, ont été interprétées comme les parties résiduelles d'édifices deltaïques et de front de plaines côtières mis en place en période de baisse du niveau marin (cortège de bas-niveau) ; les unités « intercalées » correspondraient à des dépôts côtiers de haute énergie qui se seraient mis en place ultérieurement, dès la fin de la baisse et/ou lors de la remontée de niveau marin (cortège essentiellement transgressif) (Tesson et *al.*, 1993, 2000 ; Rabineau et *al.*, 1998). L'ensemble du complexe prismatique se serait mis en place durant le Pléistocène supérieur. En l'absence d'un calage chronostratigraphique indiscutable, il n'est pour l'instant pas possible d'affirmer si la mise en place des séquences a été contrôlée par des

cycles glacio-eustatiques d'ordre 4 ou d'ordre 5, ce qui est un débat à l'échelle mondiale. Le prisme de bas-niveau le plus récent affleurant en bordure de plate-forme a été daté à 40 000 ans (Gensous et Tesson, 1996).

Les prismes progradants de bas niveau sont recoupés à leur sommet par des surfaces d'érosion et se terminent en biseau au niveau de la plate-forme interne (fig. 44). Les cortèges de haut niveau ne sont pas clairement identifiables (non déposés, peu préservés ou reportés sous la plaine côtière). L'ensemble des prismes progradants constitue un prisme pléistocène dont la limite amont a été représentée sur la carte.

En domaine infralittoral, le substratum des dépôts du Pléistocène correspond aux unités néogènes (Pliocène et Miocène), qui n'ont pas été reconnues par sondage en mer. Ce substratum est entaillé par des incisions fluviales emboîtées de quelques dizaines de mètres de profondeur, notamment au débouché de l'ensemble Orb, Hérault, Aude et Agly (*in* notice carte Narbonne) dont l'enveloppe a été reportée sur la carte. Le phénomène d'incision fluviale de la plate-forme du golfe du Lion en période de bas niveau a été particulièrement exacerbé plus à l'Est au niveau de la paléovallée du Rhône qui a érodé à plusieurs reprises l'ensemble des dépôts quaternaires de la plate-forme (Tesson et Allen, 1995 ; Marsset et Bellec, 2002).

• **Dépôts post-glaciaires**

Sur l'ensemble du secteur cartographié, l'unité sédimentaire supérieure est représentée par les dépôts post-glaciaires. L'épaisseur et la géométrie très variables de cette unité témoignent des processus sédimentaires à l'œuvre lors des différentes étapes de la dernière remontée du niveau marin.

Sur le bord de la plate-forme (au Sud du secteur cartographié), une unité prismatique de 15 à 35 m d'épaisseur et de 10 à 20 km de large a été observée dans tout le domaine occidental de la plate-forme. Cette unité est constituée de plusieurs sous-unités progradantes séparées par des surfaces érosionnelles. Son toit, correspondant au fond sous-marin, montre une morphologie complexe constituée par des chenaux, cordons et dunes est-ouest (Tesson et *al.*, 1998). Elle repose sur le prisme progradant supérieur qui affleure de part et d'autre (côté continent et côté rebord de plate-forme). Cette unité, équivalente aux unités intercalées pléistocènes décrites plus haut, a été interprétée comme un système littoral complexe (barrières littorales sableuses, zones d'embouchures fluviales et/ou tidales) mis en place durant les premiers stades de la remontée post-glaciaire entre 18 et 15 000 ans (Gensous et Tesson, 1997). Son toit aurait été remanié lors de la suite de la remontée eustatique. D'autres travaux, basés sur des datations et analyses polliniques de vases marines situées dans le prolongement vers le

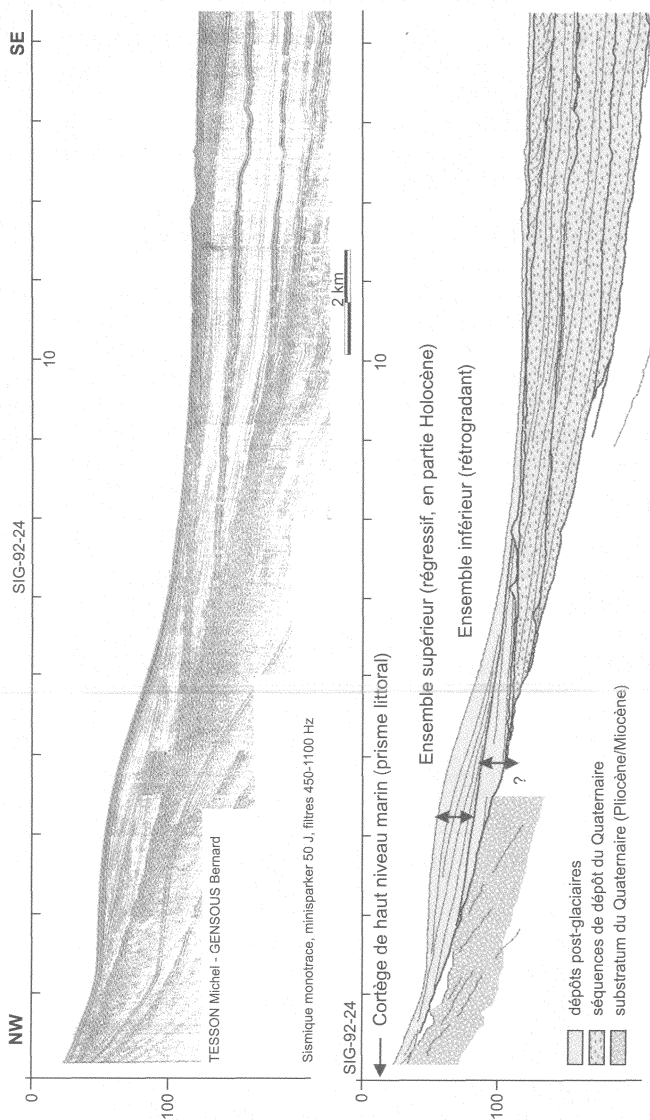


Fig. 44 - Section du profil de sismique réflexion haute résolution et coupe interprétative.
Profil transverse NW-SE dont l'origine se situe à 3 km au Nord-Est du cap d'Agde
BIDS1 - EA 1947 - Biophysique et Dynamique des Systèmes Intégrés - Université de Perpignan

large de cette unité, proposent une mise en place plus ancienne, lors du dernier maximum glaciaire (Acherky, 1997 ; Berné *et al.*, 1998).

Sur la plate-forme moyenne, les dépôts post-glaciaires sont très peu épais (compris entre 0 et 10 m) (fig. 44) et les unités pléistocènes peuvent affleurer très localement. Cette mince couverture est constituée des sables pléistocènes remaniés (sables du large) auxquels s'ajoute une fraction argileuse provenant des apports rhodaniens récents. Le toit de ces dépôts (fond marin) est très souvent en contrebas des édifices de la plate-forme externe et ces secteurs en dépression auraient constitué lors de la remontée eustatique post-glaciaire, des zones lagunaires en arrière des cordons littoraux de la plate-forme externe (Tesson *et al.*, 1998). L'absence ou la très faible épaisseur des dépôts transgressifs serait liée d'une part à la rapidité de la transgression sur cette zone à faible déclivité et d'autre part au piégeage des apports sableux du Rhône dans la vallée incisée durant les premiers stades de la remontée du niveau marin.

Sur la plate-forme interne, les dépôts post-glaciaires atteignent une épaisseur de 30 à 40 m au large du Languedoc (fig. 44) et jusqu'à 50 m au niveau de la plaine deltaïque du Rhône. Ils sont représentés par un ensemble inférieur constitué de réflecteurs sub-horizontaux rétrogradants vers le continent marquant une phase de remontée rapide du niveau marin entre 14 et 11 Ka, et par un ensemble supérieur constitué par un prisme de forme sigmoïdale à réflecteurs obliques progradants. Ce dernier est corrélable aux unités progradantes développées plus à l'Est, au niveau du Rhône, qui se sont mises en place lors des stades de ralentissement de la remontée entre 11 000 et 8 000 ans (Aloisi *et al.*, 1975a ; Gensous et Tesson, 1997 ; sous-*presse*). Les dépôts de haut niveau (postérieurs à 4-5 Ka BP) constituent le prisme littoral actuel (non visible sur la coupe de la figure 44).

Structure profonde - Surface messinienne

La couverture sédimentaire du Quaternaire supérieur recouvre donc l'ensemble de la plate-forme languedocienne. En dépit de la présence le long du littoral de formations mésozoïques ou cénozoïques, aucun terrain de cet âge n'affleure sur la plate-forme, ce qui témoigne d'une subsidence très importante de la marge du golfe du Lion depuis le rifting oligo-aquitainien.

L'examen des structures du rift (fig. 37, hors-texte) montre que le secteur de la feuille Montpellier représente un domaine de transition entre un domaine caractérisé par des demi-grabens étroits au Nord-Est et la terminaison nord du « gaben central » au Sud-Ouest. Ces deux secteurs sont séparés par un accident nord-sud qui serait un prolongement de la faille de Nîmes dans le golfe (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 2000). La profondeur du toit du substratum anté-rift (anté-oligocène) passe de quelques centaines de mètres près de la côte à plus de 3 000 m au niveau des demi-grabens du

Nord-Est et plus de 5 000 m dans le secteur nord du graben central (il atteint plus de 6 000 m plus au Sud).

Les isobathes simplifiées de la **surface messinienne** (situation actuelle) représentées sur la carte, témoignent également d'une subsidence forte de la marge au Plio-Quaternaire. En effet cette surface se situant au toit des formations pré-pliocènes sur la zone côtière, des dénivelés importants peuvent être ainsi constatés notamment au large de la Montagne de la Clape ou de Sète.

La reconstitution de la surface messinienne, à terre et en mer, a permis de mettre en évidence un important réseau d'incisions creusées lors de l'abaissement dramatique du niveau marin entre 5,92 et 5,32 Ma (Clauzon et Rubino, 1992 ; Guennoc et *al.*, 2000 ; Lofi, 2002) (fig. 41, hors-texte). Deux systèmes principaux d'incisions ont ainsi pu être mis en évidence. Au Nord-Est, le système du Rhône comprend de profonds canyons creusés aux dépens d'un substratum peu profond. Plus au Sud-Ouest, le réseau d'incisions représentés sur le secteur de la feuille a été creusé dans les formations argilo-marneuses miocènes et les vallées plus larges forment un vaste réseau convergeant vers le sud. Au Sud-Ouest, deux réseaux sont observés : celui de l'Aude et de l'Orb-Hérault au large d'Agde, ce dernier prolongeant sur la plate-forme le vaste système d'incisions repérées à terre sous le remplissage néogène. La ligne de crête sensiblement Nord-Sud représentée au large de Sète, marque la ligne de séparation entre les réseaux messiniens languedociens et rhodaniens.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Évolution du domaine varisque

Généralités

Nombre d'incertitudes demeurent, dans le domaine varisque de cette feuille et plus au Nord entre Lot, Tarn et Cévennes en ce qui concerne notamment : l'âge des formations impliquées (zone axiale, Albigeois), celui des principales phases de déformation/métamorphisme, et la position originelle des différentes unités structurales aujourd'hui juxtaposées par le fait des charriages et décrochements. On ne peut donc espérer reconstituer les étapes de son évolution dans un schéma indiscutable et qui ne fasse une large part à l'hypothèse (fig. 45, hors-texte). Celui qui est exposé ici (Demange, 1994a, 1998, 1999) propose une reconstitution anté-tectonique permettant d'organiser les séries paléozoïques en une suite de paléogéographies cohérentes. Cette reconstitution appelle toutefois deux remarques (fig. 45, hors-texte) :

– la position relative des différentes unités peut être estimée de façon assez vraisemblable ; toutefois il n'est pas possible de déplier chaque unité, la

méthode des coupes balancées ne s'appliquant pas lorsque la déformation interne à chaque unité comprend une ou plusieurs phases en plis synschisteux semblables. Cette difficulté est quelque peu gênante pour la zone axiale ou l'Albigeois ;

– les variations de faciès du Cambrien inférieur contraignent assez strictement cette reconstitution, mais ce contrôle n'existe plus pour les unités où manquent ces formations (nappe du Mont Peyroux, des monts de Faugères, et Écailles de Cabrières). Les unités du Minervois qui montrent à la fois des séries dévoniennes et cambriennes complètes, permettent toutefois de relier ces unités au reste de la reconstitution.

Principales interprétations

Alors que les séries paléozoïques (Thoral, 1935) et les nappes du versant sud (pressenties par Bergeron, 1912, établies par Gèze, 1949) sont connues depuis longtemps, la zone axiale, l'Albigeois et les Cévennes ont longtemps rebuté les études par la monotonie des séries impliquées et par leur métamorphisme et leur tectonique complexe ; ce n'est qu'assez récemment que ces domaines ont été étudiés et l'on comprendra que l'accord général soit loin d'être acquis et que les discussions demeurent vives.

La plupart des géologues ayant cartographié la zone axiale (Ellenberger, 1967 ; Artaud, 1970 ; Demange, 1975, 1982, 1998 ; Bogdanoff et *al.*, 1960) admettent que la forme en dôme de la zone axiale est due à une tectonique *compressive*, avec des interférences de plissement plus ou moins complexes.

Récemment plusieurs modèles ont été proposés (Schuilling, 1960 ; Den Tex, 1975) qui attribuent au contraire cette structure à un contexte *d'extension* (diapir, "core complex"...) faisant, suivant les auteurs qui ont repris ces modèles (Thompson, 1985 ; Faure et Cotterreau, 1988 ; Lee, 1988 ; Echtler et Malavielle, 1989, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1989, 1991, 1992 ; Brun et Van Den Driessche, 1994), une part plus ou moins grande à la « sur-rection anatectique », à la tectonique de décrochement ou d'extension. Dans ces modèles, la croûte de l'autochtone relatif (la zone axiale) s'enfonce sous le poids des nappes et subit une fusion partielle (granite migmatitique à cordiérite du Laouzas) ; ces domaines fondus remontent à la façon de diapirs entraînant éventuellement des terrains venus de la base de la croûte (les éclo-gites par exemple), et créent des dômes autour desquels l'apport de magma chaud d'origine profonde génère un métamorphisme de contact de haute température–basse pression ; la remontée des dômes de gneiss déclenche le glissement de leur couverture qui va former l'empilement des nappes des versants sud et nord (interprétées comme des nappes en extension). La formation ultérieure des bassins stéphaniens puis permien s'inscrit dans le même continuum d'extension. Plus récemment une réfutation des interpré-

tations précédentes et un retour à une évolution tectonothermique entièrement compressive a été proposée par Matte *et al.* (1998).

Beaucoup de ces interprétations s'appuient sur des observations très locales (souvent limitées à l'extrémité est du massif de l'Agout) généralisées hâtivement à l'ensemble de la Montagne noire.

Le modèle présenté ici d'une évolution continue en transpression (Demange, 1999), résulte de 25 ans de cartographie menée sur l'ensemble de la zone axiale et tente d'intégrer les différentes données lithostratigraphiques, paléogéographiques, structurales, métamorphiques et magmatiques pour replacer la Montagne noire et ce segment de l'orogène varisque méridional dans l'évolution de la chaîne hercynienne.

Les formations anté-hercyniennes de la Montagne noire comprennent un socle précambrien de type ouest africain (Gondwana) des séries supracrustales qui en constituent la couverture, organisées en trois grands cycles sédimentaires : l'un néoproterozoïque, le second allant du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur, le dernier de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère moyen.

Le socle précambrien (stade 0) (fig. 46, hors-texte)

L'hypothèse d'un socle précambrien en Montagne noire était fondée sur des arguments géologiques, géochronologiques et l'analogie avec les Pyrénées orientales pour les séries du « domaine catalan ». Les orthogneiss du Somail-Nore sont très analogues aux orthogneiss des Pyrénées orientales longtemps considérés comme des granitoïdes cadomiens et qualifiant ainsi l'un des faciès d'un socle anté-paléozoïque. Mais de nouvelles datations sur zircon, par des méthodes U/Pb ponctuelles (SHRIMP) ou sur micrograins de 3 à 6 zircons homogènes bien triés, ont donné pour les orthogneiss du Somail un âge bien défini à $471,3 \pm 3,8$ Ma, ordovicien inférieur (Cocherie, 2003) identique à celui de 4 faciès pétrographiques différents des méta-granites du Canigou ($476,3 \pm 6,3$ Ma) (Cocherie, 1999) ; $471,2 \pm 5,4$ Ma (Cocherie, 2001) ; 471 ± 12 Ma et 467 ± 14 Ma (Guerrot, 2000). De même, la formation de Canaveilles autour du Canigou, est clairement datée du Néoproterozoïque terminal par les volcanites interstratifiées du Tech, datées par la même méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à 579 ± 15 Ma (Cocherie, 2000). Elle est donc plus ancienne que les méta-granites qui se sont mis en place en laccolites dans cette série protérozoïque. Il en est de même dans la Montagne noire où les groupes de Saint-Pons-Cabardès et de La Salvetat, couronnés par les volcanites du faisceau j (« tufs de Sériès »), datées par évaporation du Pb sur zircon, à 545 ± 15 Ma (Lescuyer et Cocherie, 1992), sont plus anciens que les méta-granites ordoviciens du Somail.

Ainsi à présent, on ne peut plus identifier de matériaux à attribuer à un socle dans les métamorphites du Canigou et de la Montagne noire. Ces deux régions, comme tout le domaine catalan (fig. 47), montrent en fait le même type de croûte continentale. On y trouve une série sédimentaire supra-crustale (l'Alcudien supérieur -ou Briovérien-, souvent très subsidente (épaisseur atteignant plus de 5 000 m), mais très peu déformée en raccourcissement, surmontant un « socle » bien défini par les profils sismiques continentaux ECORS en France et ESCI en Espagne. Ce socle « mou » pour sa portion supérieure, organisée en cycles sédimentaires enregistrant les émergences et subsidences liées à l'évolution du cycle orogénique « cadomien » n'est pas, dans ce domaine catalan, représentatif de la zone orogénique majeure de la fin du Protérozoïque. Différentes informations permettent de déceler l'alimentation des séries alcudiennes (et infracambriennes de la Montagne noire) à partir des matériaux d'un socle de type Gondwana occidental où prédominent la néogénèse de croûte continentale au méso et paléoprotérozoïque, mais aussi en « panafricain » ou cadomien (Gebauer, 1989 ; Ugidos *et al.*, 1997 ; Nägler *et al.*, 1993). Les très nombreux zircons hérités des méta-granites chemisés des néogénèses magmatiques ordoviciennes, indiquent aussi la présence d'un socle précambrien antérieur aux sédiments néoprotérozoïques. C'est un tel socle qui, sur la figure 47, constitue le promontoire indenteur de l'Arc ibéro-armoricain.

Évolution anté-stéphanienne

D'après le schéma proposé, l'évolution anté-stéphanienne de la Montagne noire se déroulerait en six grandes étapes :

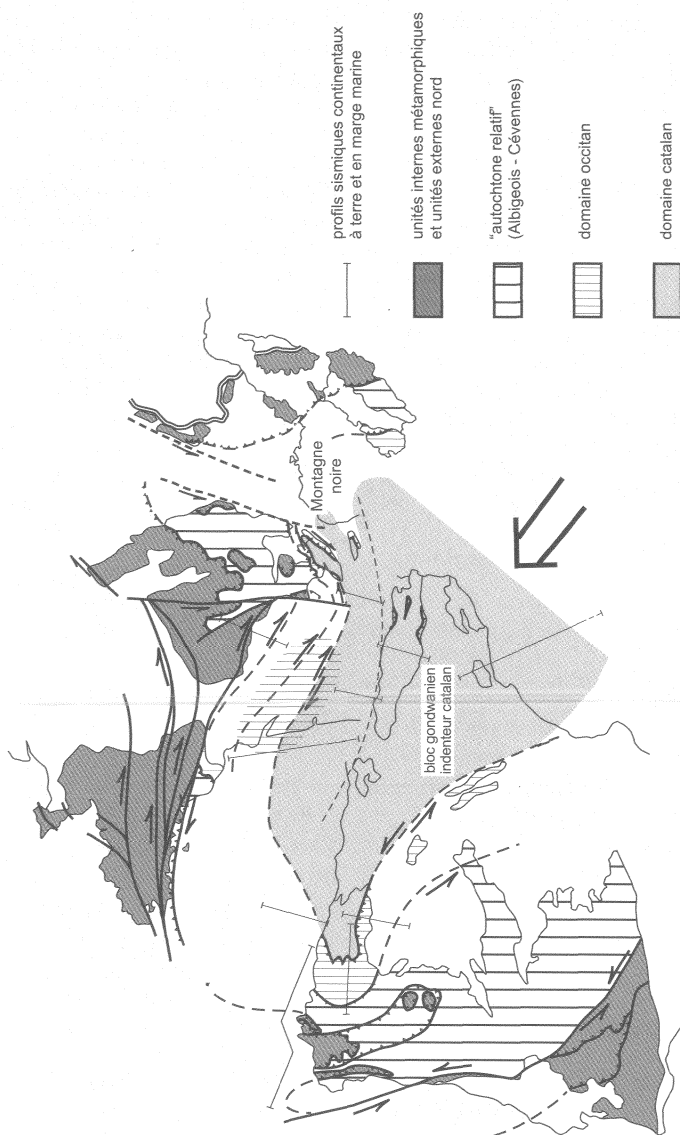
• **Stade 1 : (Infracambrien)–Cambrien–Ordovicien inférieur**

Ce cycle correspondrait à l'établissement d'une marge passive en bordure d'un craton précambrien vraisemblable promontoire du Gondwana ; cette marge s'établit progressivement, vraisemblablement en 2 étapes marquées par les épisodes magmatiques (fig. 46, hors-texte) :

stade 1.1 : ouverture et transgression des bassins détritiques à caractère molassique à l'Infracambrien–Cambrien inférieur I ;

stade 1.2 : stade de rifting au Cambrien inférieur II avec individualisation de domaines paléogéographiques contrastés : bassin intracratonique = (domaine catalan), plate-forme carbonatée–marge = (unités occitanes), bassin distal = (unités albigeoises), le domaine océanique en cours d'ouverture se situe alors au Nord de l'actuelle Montagne noire.

• Au Cambrien inférieur I, se développe dans les unités du versant nord les plus proches de la zone axiale le volcanisme acide des « blaviérites » assez ferrière et plutôt peralumineux de type post-orogénique. Ce volcanisme est sans doute associé au magmatisme de la formation de Murat–Rouvials



(gneiss de l'Orbiel et *p.p.* gneiss des Cammazes) où les orthoamphibolites associées ont des caractères de tholéïtes de zones stables (riches en titane).

- Le volcanisme présent dans de nombreuses unités (aussi bien en Montagne noire qu'en Albigeois et Rouergue) au Cambrien inférieur II et au début du Cambrien moyen a également un caractère de tholéïtes et pourrait s'interpréter dans le cadre de cette distension. Les données de géochimie du Néodyme dans les shales de cette période enregistrent l'importance de ce magmatisme sur la frange nord actuelle du domaine catalan (Simien, 1998) par opposition aux domaines centre armoricain et centre ibérique.

Stade 1.3 : stade de comblement détritique relativement uniforme du **Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur basal** qui se poursuit à l'**Ordovicien inférieur** par des formations détritiques et monotones.

- Le magmatisme basique ordovicien de l'Albigeois représenterait l'expression la plus jeune de cette distension encore mieux affirmée plus au Nord, où les complexes basiques-ultrabasiques de Réalmont-Najac, seraient les témoins d'une océanisation naissante : plus au Nord-Est l'ophiolite ordovicienne de Chamrousse en témoignerait.

• Stade 2 : l'événement ordovicien moyen et la réorganisation ultérieure (Ordovicien supérieur à Dévonien basal) (fig. 46, hors-texte)

La lacune générale de l'Ordovicien moyen constitue un événement majeur encore mal compris. Il correspond à la mise en place des orthogneiss granitiques du Somail-Nore et des Pyrénées. Nous ne savons pas à quoi correspond cette mise en place de granitoïdes de caractère incontestablement calco-alcalin : extension ou événement orogénique important. Il est possible que les stades orogéniques précoces (dont le métamorphisme M0 et M1) soient liés à ce stade mais, pour l'instant, en l'absence de datation de ces stades précoces, nous considérerons ces stades précoces comme hercyniens précoces.

Quoiqu'il en soit, le résultat de cet événement ordovicien moyen est d'abord le rapprochement des domaines occitan et catalan qui étaient jusqu'alors totalement indépendants. Il se produit également un « bombement » lithosphérique du domaine nord océanisé à l'Ordovicien inférieur (et qui forme actuellement les nappes supérieures de la zone interne du Massif central), de sorte que les transgressions se font désormais du Sud vers le Nord et que le domaine distal profond se situe au Sud.

La transgression se produit dès l'Ordovicien supérieur dans le domaine catalan. Il se forme alors en marge du domaine occitan une zone de flexure, avec érosion pouvant atteindre le Cambrien inférieur, transgression seulement au Dévonien inférieur dans le Sud du domaine occitan, cette transgression n'atteignant pas le futur domaine des monts de Lacagne, sauf un bref épisode marin au Silurien (Murasson).

Dans un cadre plus large, ce changement paléogéographique pourrait être le contrecoup lointain des stades éovariques qui se développent alors en régime de subduction dans le Nord du Massif central. Le bassin qui s'amorce en Montagne noire à partir de l'Ordovicien supérieur et surtout au Dévonien inférieur, apparaît ainsi comme un bassin flexural sans volcanisme, en avant de la zone orogénique éovarique.

• **Stade 3 : du Dévonien supérieur au Viséen moyen (fig. 47 et 48, hors-texte)**

L'ensemble des zones internes de l'orogène hercynien aggloméré en superposition de nappes dirigées vers le Sud lors des phases éohercyniennes d'âge dévonien moyen, entre à partir du Dévonien supérieur en collision avec les domaines situés plus au Sud. La Montagne noire se situe alors sur le flanc de cette zone en collision et les déformations se font alors dans un régime de transpression dextre, tout au long du Dévonien supérieur–Carbonifère, avec au fil du temps, une diminution progressive de l'intensité des déformations.

À partir du *Dévonien supérieur*, cette collision, induit un flambage de la croûte continentale dans le domaine méridional catalan ce qui entraîne une très forte subsidence et l'installation d'un bassin pélagique au Carbonifère basal. Parallèlement la partie supérieure de la plaque méridionale se trouve soumise à un régime de cisaillement qui génère les nappes profondes synmétamorphes de la zone axiale. Ces nappes à déversement global initial vers le Nord apparaissent comme des structures en échelon dans le compartiment sud du domaine en transpression.

• **Stade 4 : mise en place des nappes superficielles (Viséen supérieur–Namurien basal) (fig. 45 et 48, hors-texte)**

Toujours dans ce régime de collision en transpression, le contenu sédimentaire du bassin créé au Nord-Ouest de l'actuelle Montagne noire lors du Cambrien et de l'Ordovicien se trouve éjecté et vient former l'ensemble allochtone albigeois–occitan. La déformation progresse du Nord au Sud, et les unités les plus méridionales, précédées d'olistolites viennent se mettre en place dans le bassin dévono-viséen méridional. Au passage de ces unités occitanes, des écailles de terrains métamorphiques arrachées à la zone axiale sont entraînées par l'avancée de ces nappes occitanes.

• **Stade 5 : formation des dômes de la zone axiale (Westphalien) (fig. 48, hors-texte)**

La déformation s'atténue et aux plis isoclinaux synschisteux à étirement NNE des premiers stades succède un régime de plis en genou et de plis droits dont l'interférence complexe crée les dômes de la zone axiale, qui

implique d'ailleurs non seulement les terrains de la zone axiale elle-même mais aussi les unités occitanes qui la chevauchent : finalement ces dômes apparaissent comme un système de brachyanticlinaux en échelons formés toujours dans le même régime de transpression. Le développement du granite du Laouzas et le métamorphisme de basse pression qui s'y associe dans le centre du massif de l'Agout, puis la mise en place des granites tardifs en massifs circonscrits post-date cette formation des dômes.

• **Stade 6 : régime d'extension et de décrochement : (Stéphanien)**
(fig. 49, hors-texte)

Le régime de transpression s'atténue et ne se manifeste plus que par une tectonique cassante qui crée le grand système de décrochements dextres qui entoure la zone axiale. Ces décrochements contrôlent l'installation des bassins stéphanien ; puis l'on passe à un régime en extension peut-être dès la fin du Stéphanien en tout cas au Permien.

Évolution post-hercynienne

Au Permien, (stade 7) (fig. 49, hors-texte) la pénéplanation des reliefs hercyniens, se poursuit dans un contexte de distension N-S. Les aires de sédimentation, étroitement liées jusque-là au voisinage d'accidents surtout des décrochements, s'étendent beaucoup plus largement, tandis que l'évolution du climat vers des conditions d'aridité croissante à saisons et pluviométrie contrastées, se traduit par le remplacement progressif des faciès gris ou noirs riches en matière organique, encore fréquents à l'Autunien inférieur, par des couches rouges caractéristiques des dépôts de cette période. L'incertitude qui règne sur la chronologie de ces dépôts continentaux, ne permet pas d'assimiler avec certitude les conglomérats traditionnellement attribués à Lodève et à Saint-Affrique, à la base du Saxonien, à une phase tectonique précise.

Au Trias inférieur, la pénéplaine post-hercynienne poursuit son évolution, les effets des déformations permien sont progressivement gommés et c'est au Trias moyen (Anisien), que la progression de la mer téthysienne plus à l'Est, freine l'évacuation des produits d'érosion qui ennoient la plate-forme « Sud-Massif central » dans une ambiance de marge lagunaire. Un maximum d'avancée du domaine marin atteint le Languedoc oriental vers le début du Trias supérieur (Carnien), n'interrompant que passagèrement la sédimentation détritique et évaporitique. Puis du début du Jurassique au Néocomien les dépôts seront contrôlés par l'évolution en extension du bassin subalpin, puis en subsidence thermique après l'ouverture de l'océan piémontais à l'Est.

Au début du Jurassique, la transgression originale du bassin sub-alpin à l'Est accentue sa progression, recouvrant la quasi-totalité de la région.

L'ambiance confinée de plate-forme interne à très faible tranche d'eau, à l'Hettangien, s'ouvre de plus en plus aux influences franchement marines à partir du Sinémurien. Pendant tout le Jurassique, dans la majeure partie du Languedoc, les faciès de plate-forme carbonatée dominent, tandis que vers le Sud-Est et le Sud, les dépôts deviennent plus puissants et terrigènes.

Des rejeux tectoniques en distension se manifestent périodiquement, en particulier au voisinage de la faille des Cévennes, déterminant dans ce secteur charnière, à la limite des causses et du Bas-Languedoc, une série de hauts-fonds (le seuil caussenard ou cévenol), sièges de nombreuses anomalies sédimentaires ou tectono-sédimentaires. Ces manifestations sont particulièrement actives du Lias moyen au Dogger, amenant notamment des discordances locales de la base du Bathonien.

Au Bathonien supérieur, des tendances émerives sont responsables, dans le domaine caussenard, du dépôt de couches charbonneuses (stipites du Larzac), de la lacune du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, et de la dolomitisation générale des faciès carbonatés.

L'Oxfordien moyen, marque un retour de la mer avec des conditions de plus grande profondeur. À partir du Kimméridgien supérieur, une diminution de la tranche d'eau, permet l'installation, à la limite Causses-Languedoc, d'une barrière récifale, et s'accompagne d'importantes émerisions dans des domaines plus septentrionaux, dont témoigne l'existence de dépôts bauxitiques au Berriasien (Bédarieux).

Au Néocomien le Bas-Languedoc appartient à un domaine de plate-forme évoluant vers l'Est vers des conditions plus distales.

À partir de l'Albien-Cénomanién, l'émersion s'étend à la majeure partie du Bas-Languedoc annexé au « Bombement Durancien » où s'élaborent les principales formations bauxitiques (Saint-Chinian, Bédarieux, Villeveyrac), tandis que la mer est rejetée vers le Sud dans un « Sillon nord-pyrénéen ». Cette évolution continentale, avec dépôts détritiques et altérations climatiques, est interrompue brièvement, vers le Turonien-Santonien, par un épisode transgressif qui voit des faciès marins atteindre la bordure cévenole et le Sud des grands causses.

Ces modifications de la paléogéographie répondent à une structuration précoce du domaine pyrénéo-provençal, liée à la dérive du Bloc Ibérique vers l'Est le long des failles transformantes nord-pyrénéennes. Plusieurs phases compressives se succèdent du Cénomanién au Maastrichtien, induisant des discordances, lacunes et ébauches de plis dans les Corbières notamment.

Au Campanien, l'émersion est générale et dans les creux de reliefs déjà fortement structurés, s'accumulent les formations détritiques continentales qui surmontent les bauxites. C'est vers la fin de cette période que l'on peut situer le stade le plus évolué de la « surface fondamentale » des Causses.

L'histoire tertiaire est dominée par la structuration, amorcée dès le Crétacé supérieur, de la chaîne pyrénéenne.

- **Au Paléocène** (stade 8, fig. 49, hors-texte), la plate-forme d'érosion fini-crétacée subsiste d'abord sans grands changements en Languedoc oriental, avec dépôts rouges réduits, tandis qu'à l'Ouest, en avant de la future chaîne, s'établit progressivement un sillon subsident où viendront s'accumuler les produits de son érosion. Ce sillon à sédimentation fluvio-lacustre, est temporairement envahi au Thanétien et à l'Ilerdien, par de brèves avancées du golfe marin d'Aquitaine jusqu'au Biterrois.

- Une phase de déformation se manifeste dès **l'Éocène inférieur** dans la région montpelliéraine avec plissement et conglomérats syntectoniques (dits « vitrolliens »).

- À partir du **Lutétien** dans le domaine pyrénéen, une accélération de l'orogénèse dans les zones internes de la chaîne pyrénéenne, amène dans le sillon « molassique », les premières grandes décharges détritiques des « Poudingues de Palassou » ou de la Molasse de Carcassonne. Dans l'avant-pays et en Languedoc, c'est surtout au Bartonien que la déformation se manifeste, avec l'exagération en chevauchements des plis précoces, accompagnée de conglomérats ou brèches syntectoniques, la mise en place des structures tangentielles de la nappe des Corbières et du chaînon de Saint-Chinian, et les décollements généralisés de la couverture au niveau des horizons argilo-évaaporitiques du Trias. Si ce style tangentiel en décrochements-chevauchements est commun à l'ensemble du domaine situé entre les Pyrénées et le bloc causses-Cévennes-Montagne noire, le taux de raccourcissement décroît progressivement d'Ouest en Est (stade 9, fig. 49, hors-texte).

- **La fin de l'Éocène et le début de l'Oligocène** (Ludien-Priabonien) représentent une période de transition où s'atténuent les dernières manifestations de la « compression pyrénéenne » et où semble s'amorcer le style distensif qui prévaudra aux périodes suivantes. Au Nord des Pyrénées l'aire de sédimentation molassique migre vers le Nord avec des faciès de plus en plus lacustres. Plus à l'Est en Languedoc, la sédimentation à dominante lacustre s'intercale au Ludien moyen de faciès gréseux ou conglomératiques issus d'un piémont « pyrénéo-provençal » méridional, qui témoignent de rejeux tectoniques au style mal défini et sont localement plissés antérieurement à l'Oligocène moyen. Les aires de sédimentation tendent à

déborder le cadre « pyrénéen » pour esquisser des « bassins » orientés NE-SW qui annoncent la structuration oligocène proprement dite.

• **À l'Oligocène moyen** (Stampien), s'affirme un régime de distension qui provoque d'une part la rupture de l'axe Pyrénées-Provence, d'autre part l'ouverture des grands fossés d'effondrement de la vallée du Rhône et de Camargue, et en mer du « fossé central » structure majeure de la marge nord du golfe du Lion. En Languedoc même, le rejeu en failles normales des accidents majeurs (faille des Cévennes, de Corconne, de Nîmes...) contrôle la formation des petits bassins en demi-graben N-S à NE-SW bien exprimés dans la région nord-montpelliéraine (Les Matelles, Saint-Gély, Assas...). À l'Ouest les fossés de l'Hérault et de Narbonne s'initient également à cette époque. Aux Matelles et à Alès notamment, des conglomérats syntectoniques à alimentation locale, permettent de situer entre le Stampien et le Chattien supérieur les épisodes majeurs de cette distension.

• **Au début du Miocène** (Aquitarien), alors que fonctionnent toujours les fossés en distension, les premières influences marines méditerranéennes atteignent la région de Narbonne et de Montpellier, et c'est au Burdigalien que des faciès franchement marins s'avancent jusqu'au pied de la Montagne noire et des grands causses.

Une régression générale au Tortonien, voit le passage à une sédimentation lacustre ou continentale, et c'est à l'extrême fin du Miocène, que l'abaissement brutal du niveau marin (crise de salinité messinienne), provoque une vigoureuse érosion régressive qui entaille en canyons jalonnés de brèches d'écroulement, le piémont languedocien à l'emplacement des principales vallées (Orb, Hérault, Cesse).

• **Au Pliocène inférieur**, le relèvement du niveau marin voit les canyons se transformer en rias où se déposent des vases et sables marins.

La progression du piémont languedocien au cours du Pliocène supérieur répond à un nouvel abaissement plus modeste celui-là du niveau de la mer, et confirme le rattachement de la région au domaine continental.

Dans le bassin versant méditerranéen (piedmont de l'Orb, vallée de la Mosson), les grandes lignes du réseau hydrographique de piedmont, sont la plupart du temps, héritées du réseau messinien. Au toit de ce piedmont, les défluvations ultérieures majeures, relèvent de deux mécanismes morphogénétiques et de deux périodes principales :

– la première, mal datée, **pliocène récent à pléistocène ancien**, sollicite le remblaiement pliocène en contre-haut des interfluves initiaux, la migration latérale, puis la surimposition de certains cours d'eau (Hérault, Cesse au Nord de Narbonne) ;

– la seconde, en grande partie **rissienne**, souligne l'action originale de l'érosion éolienne périglaciaire dans la morphogenèse quaternaire. On lui doit notamment, la plupart des dépressions fermées des pays de molasse, (Montady, Marseillette) jadis imputées à une tectonique récente.

Dans le versant atlantique, le creusement des canyons des grands causse (vallées du Tarn, Vis, Hérault) et la mise en relief des plateaux karstiques (Larzac, causse de Blandas) serait déjà largement ébauchée avant le Miocène supérieur. Il est probable que la poursuite de ce creusement soit accompagnée par un mouvement de surrection général sur lequel nous manquons de données sur cette feuille, mais qui est mise en relation au Nord du Tarn avec une anomalie thermique profonde de la lithosphère en relation avec le volcanisme néogène.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et de nombreux itinéraires commentés dans les différents Guides Géologiques Régionaux suivants :

- Causse-Cévennes-Aubrac, par J. Rouire et C. Rousset (1980), Masson, Paris.
- Languedoc méditerranéen-Montagne noire, par B. Gèze (1995), Masson, Paris.
- Pyrénées-Corbières, par M. Jaffrezo (1977), Masson, Paris.
- Aquitaine orientale, par B. Gèze et A. Cavaillé (1977) Masson, Paris.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

Les renseignements de base concernant les ressources du sous-sol peuvent être recherchés dans les documents d'inventaire suivants :

- Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000 (feuille Marseille) 1980, coordination J. Meloux.
- Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Hérault (1980) BRGM/LRO.
- Atlas des ressources du sous-sol du département du Gard (1981) BRGM/LRO.
- Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude (1979) BRGM/LRO.
- Synthèse hydrogéologique de la région Languedoc-Roussillon, quantité, qualité. Rapport BRGM (1985) 85 SGN 349 LRO.

- Carte hydrogéologique de la région karstique nord-montpelliéraine à 1/80 000 et notice *in* Mém. BRGM, n° 50, 229 p., 17 fig., par H. Paloc (1967).
- Carte hydrogéologique à 1/200 000. Région des Grands Causses, avec notice, par H. Paloc (1967), CERH Montpellier et BRGM.
- Atlas des eaux souterraines du département de l'Hérault (1982) BRGM/LRO.
- Atlas des eaux souterraines du département du Gard (1983) BRGM/Languedoc-Roussillon.
- Atlas des eaux souterraines du département de l'Aude (1979) BRGM/Languedoc-Roussillon.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHERKI N. (1997) – Analyse palynologique de quatre carottes du golfe du Lion : application à la restitution de la végétation et du climat du Midi de la France pendant le dernier cycle climatique et à la stratigraphie marine. Thèse université Montpellier II, 146 p.
- ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., DELOULE E., CUNEY M. (2000) – 319 ± 7 Ma crystallization age for the Blond Granite (Northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 330, 9, p. 617-622.
- ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1975a) – Interprétation paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 16, p. 13-22.
- ALOISI J.C., MONACO A., PAUC H. (1975b) – Mécanismes de formation des prodeltas dans le golfe du Lion. Exemple de l'embouchure de l'Aude (Languedoc). *Bulletin de l'IGBA*, 18, p. 3-12.
- ALVARO J.J., COURJAULT-RADÉ P., CHAUVEL J.J., DABARD M.P., DEBRENNE F., FEIST R., PILLOLA G.L., VENNIN E., VIZCAÏNO D. (1998) – Nouveau découpage stratigraphique des séries cambriennes des nappes de Pardailhan et du Minervois (versant sud de la Montagne noire). *Géologie de la France*, n° 2, p. 3-12.
- ALVARO J.J., VIZCAÏNO D. (ed.) (2001) – Le Cambrien et l'Ordovicien inférieur de la Montagne noire méridionale (Languedoc, France). Une synthèse à l'aube du nouveau siècle. *Ann. Soc. géol. du Nord*, 8, 2^e série, fasc. 4, 242 p.
- AMBERT P. (1994) – L'évolution du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux–Piémont languedocien). Doc. BRGM n° 231.

- ARTHAUD F. (1970) – Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Publ. USTL Montpellier, 175 p.
- ARTHAUD F., LAURENT P. (1995) – Contraintes, déformations et déplacement dans l'avant-pays nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodynamica Acta*, 8, p. 142-157.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1966) – La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne noire. Colloque Étages tectoniques, Édition A. La Baconnière, Neuchâtel (Suisse), p. 229-241.
- ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M. (1981) – Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, 2, 1, p. 175-193.
- ARTHAUD F., SÉGURET M. (1981) – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIII, p. 51-63.
- BAETENS F. (1988) – Étude de l'environnement géologique du gisement de Costabonne (Pyrénées catalanes). Thèse Doct. en géol. et recherche minière. École Nat. Sup. Mines, Paris, 232 p.
- BAUBRON J.C., DUTHOU J.L. (1982) – Datations Rb-Sr d'échantillons de la zone axiale de la Montagne noire. Rapport BRGM inédit.
- BAUDRIMONT F., DUBOIS P. (1977) – Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. centres rech. Explor.-prod. Elf Aquitaine*, 1, p. 261-308.
- BEAUD F. (1985) – Étude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne noire (Sud du Massif central français). Détermination des mécanismes de déformation, relation avec les nappes du versant sud. Thèse univ. Sci. et Tech. du Languedoc, 190 p.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1972) – Contribution à l'étude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault). Thèse 3^e cycle, inédit, 73 p.
- BECQ-GIRAUDON J.F., GONZALEZ G. (1986) – Maturation de la matière organique dans le bassin stéphanien de Graissessac (Hérault) : liaison entre structure et métamorphisme de charbon. *Géologie de la France*, 3, p. 339-344.
- BELLON H. (1976) – Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. Thèse, Orsay, 367 p.
- BENEDICTO ESTEBAN A. (1996) – Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension, et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord) Sud-Est de la France. Thèse USTL Montpellier II, 242 p., 10 pl.
- BENEDICTO A., LABAUME P., SÉGURET M. (1996) – Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin : Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15, n° 6, p. 1192-1212.

- BERNÉ S., LERICOLAI G., MARSET T., BOURILLET J.F., DE BATSIST M. (1998) – Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments of France. *J. Sed. Res.*, 69, 4, p. 540-555.
- BERNÉ S. (coord.) et al. (2002) – Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion. Éditions IFREMER, 4 cartes à 1/100 000 et notice 48 p.
- BILOTTE M. (1985) – Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, S. 2, vol. 5, p. 1-438.
- BOGDANOFF S. (1973) – Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne noire (monts de l'Espinouse, Hérault). *Bull. BRGM, Fr.*, Orléans, 2^e série, n° 1, p. 1-28.
- BOGDANOFF S., DONNOT M., ELLENBERGER F. (1984) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Bédarieux (988). Orléans : BRGM, 105 p. Carte géologique par S. Bogdanoff, M. Donnot (coords) (1982).
- BRUN J.P., VAN DEN DRIESCHE J. (1994) – Extensional gneiss domes and detachment fault systems : structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. Fr.* 165, 6, p. 519-530.
- BRUNEL M. (1972) – Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne noire. Thèse univ. Montpellier II, 88 p.
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L., TRONCHETTI G. (1999) – Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 329, p. 705-712.
- CANTAGREL J.M. (1973) – Signification des âges à l'argon déterminés sur amphibole dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central et à l'Aleksod, Sahara algérien. *Ann. Sci.*, 50, Univ. Clermont-Ferrand.
- CARON C. (1994) – Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle paléozoïque encaissant par la géochronologie U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar et K-Ar. Thèse de doctorat, univ. de Montpellier, 222 p.
- CARPENA J. (1980) – Âges plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne noire (Massif central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. Thèse 3^e cycle, USTL, Montpellier.
- CASSARD D., FEYBESSE J.L., LESCUYER J.L. (1993) – Variscan crustal thickening extension and late overstacking during Namurian-Westphalian in the western Montagne-Noire (France). *Tectonophysics*, 222, p. 33-53.
- CHARPAL O. de, TRÉMOLIÈRES P., JEAN F., MASSE P. (1974) – Un exemple de tectonique de plate-forme : les Causses Majeurs (Sud du Massif central). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 29, n° 5, p. 641-659.

- CLAUZON G., RUBINO J.L. (1992) – Les deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des conceptions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. Livret-guide excursion du 26-29 juin 1992, Assoc. Séd. Fr.
- CLÉMENT J.Y. (1986) – Minéralogie, pétrographie et géochimie du Permien de Lodève (Hérault, France). Diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères. ENSMP. Mémoire Sci. Terre, n° 2, 137 p.
- COCHERIE A. (1999) – Datation avec le SHRIMP II du métagranite de type La Preste dans le Roc de France (P.O.). C.R. technique BRGM-AC/06.99.
- COCHERIE A. (2000) – Datation avec le SHRIMP II d'un métagranite type La Preste, versant espagnol et d'une métavolcanite acide du Tech. C.R. technique BRGM-AC/02.00.
- COCHERIE A. (2003) – Datation avec le SHRIMP II du métagranite œillé du Somail-Montagne noire. C.R. technique ANA-ISO/NT 2003.07.
- COSTA S. (1990) – De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Thèse univ. Montpellier II, 441 p.
- CROCHET B. (1984) – La « Série de Palassou » entre le bassin de Pamiers et le horst de Tréziers. Schéma stratigraphique général de l'Aude et de l'Arize. *Géologie de la France*, 4, p. 69-94.
- CROCHET J.Y. (1984) – Géologie et paléontologie de la partie septentrionale du fossé oligocène des Matelles (Hérault, Sud de la France). *Géologie de la France*, 1, 2, p. 91-104.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986) – Évolution des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 526-546.
- DARROZES J., MOISY M., OLIVIER P., AMEGLIO L., BOUCHEZ J.L. (1991) – Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l'échelle du massif à celle de l'échantillon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 2, p. 240-243.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Fr., n° 125.
- DEMANGE M. (1975) – Style pennique de la zone axiale de la Montagne noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. BRGM, Fr.*, 2, 2, p. 269-291.
- DEMANGE M. (1982) – Étude géologique du massif de l'Agout, Montagne noire (France). Thèse Sciences, univ. Paris VI, 647 p.

- DEMANGE M. (1984) – Géologie du massif de l'Agout (Montagne noire). ICPG n° 5. Correlation of prevariscan and variscan events in the alpine-mediterranean belt. *Newsletter*, n° 5, p. 255-266.
- DEMANGE M. (1985) – The eclogite-facies rocks of the Montagne noire, France. *Chem. Geol.*, 50, p. 173-188.
- DEMANGE M. (1993) – Que signifie la faille des monts de Lacaune (Montagne noire, France) ? Implications quant au problème de la patrie des nappes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 317, 2, p. 411-418.
- DEMANGE M. (1994a) – Antevvariscan evolution of the Montagne noire (France): from a passive margin to a foreland basin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 2, p. 921-933.
- DEMANGE M. (1994b) – Le Sorézois : une région clef pour l'étude du problème des relations entre la zone axiale et les nappes hercyniennes de la Montagne noire (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 2, p. 1543-1549.
- DEMANGE M. (1998) – Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique. *Géologie de la France* n° 4, p. 3-56.
- DEMANGE M. (1999) – Évolution tectonique de la Montagne noire (France) : un modèle en transpression. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 329, p. 823-829.
- DEMANGE M., JAMET P. (1985) – Le stade majeur du métamorphisme est de type moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, 2, p. 603-606.
- DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986) – Rapports entre la zone axiale de la Montagne noire et les nappes du versant sud au Sud-Ouest du massif (Minervois et Cabardès–Aude, Hérault). *Géologie de la France*, n° 3, p. 281-292.
- DEMANGE M., LÉGER M. (1980) – Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin de métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 286, p. 571-573.
- DEN TEX E. (1975) – Thermally mantled gneiss domes: the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. *In* : Progress in geodynamics, Royal Netherland Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, p. 62-79.
- DUBOIS P., MASSE P., YAPAUDJIAN L. (1980) – Itinéraire géologique Causse du Larzac, Bas-Languedoc, Camargue (non publié).

- DUCROT J., LANCELOT J.R., REILLE J.L. (1979) – Datation en Montagne noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, XXI, p. 501-505.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1989) – Basement uplift, extensional tectonics and collapse basin emplacement in the Montagne noire. *EUG V, Terra, Abstracts*, p. 255.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990) – Extensional tectonics, basement uplift and stephano-permian collapse basin in a late variscan metamorphic core complex (Montagne noire). *Tectonophysics*, 177, p. 125-138.
- ELLENBERGER F. (1967) – Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (Arc de Saint-Chinian). *R.G.P.G.D.*, 2^e sér., IX, 2, p. 87-142.
- ENGEL W., FEIST R., FRANCKE W. (1980-1981) – Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne noire : rapport entre la mise en place des nappes et la sédimentation. *Bull. BRGM*, 2, 1, p. 341-389.
- FAURE M., COTTEREAU N. (1988) – Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 307, p. 1787-1794.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FREYTET P. (1970) – Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. *Trav. Lab. Géol. struct. et appl.*, Orsay, 490 p.
- GASTAUD J. (1981) – Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, géochronologie et relation avec les paléo-contraintes. Thèse 3e cycle, Nice, 80 p. ronéo.
- GASTAUD J., CAMPREDON R., FÉRAUD G. (1983) – Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 5, p. 737-746.
- GEBAUER D. (1974) – Summary of unpublished isotope data from Montagne noire obtained by D. Gebauer and M. Grünenfelder. *Rap. Int. Lab. for isotope geochemistry and mass spectrometry*, Zürich, Switzerland, 17 p., inédit.
- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1976) – U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low grade metasediments. Example: Montagne noire (Southern France). *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, Heidelberg, 59, p. 13-32.
- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1977) – U-Pb systematics of detrital zircons from unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of central Europe. *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, Heidelberg, 65, p. 29-37.

- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1982) – Geological development of the hercynian belt of Europe based in age and origin of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. First Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, Isotope geology. Nikko National Park, Japan, p. 111-112.
- GEBAUER D., WILLIAMS I.S., COMPSTON W., GRÜNENFELDER M. (1989) – The development of the European Continental Crust since the early Archaen based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 by old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157, p. 81-96.
- GENSOUS B., TESSON M. (sous presse) – L'analyse des dépôts post-glaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôts du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bull. Soc. géol. Fr.*
- GENSOUS B., TESSON M. (1996) – Sequence stratigraphy, seismic profiles and core of pleistocene deposits of the Rhône continental shelf. *Sed. Geol.*, 105, p. 183-190.
- GENSOUS B., TESSON M. (1997) – Les dépôts post-glaciaires de la plate-forme rhodanienne : organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C.R. Acad. Sci.*, 325, p. 695-701.
- GÈZE B. (1949) – Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, XXIX, 62, 215 p.
- GORINI C. (1993) – Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse, univ. P. Sabatier, Toulouse, 256 p.
- GOTTIS M. (1964) – Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc, Bordeaux. Ed. Tex, 344 p.
- GRANET M., JUDENHERC S., SOURIAU A. (2000) – Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques : l'apport de la tomographie télésismique et de l'anisotropie sismique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 172-2, p. 149-167.
- GRANET M., WILSON M., ASHAUER U. (1995) – Imaging a mantle plume beneath the French Massif central. *Earth Planet Sci. Lett.*, 136, p. 281-296.
- GUENNOG P., DEBEGLIA N., GORINI C., LE MARREC A., MAUFFRET A. (1994) – Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion, France) : apports des données géophysiques. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine* 18, p. 33-58.
- GUENNOG P., GORINI C., MAUFFRET A. (2000) – Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3, p. 67-97.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) – Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse Sciences univ. Toulouse, Doc. BRGM, n° 135, 255 p.

- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990) – Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central. *Géologie de la France* 3, 4, p. 71-106.
- GUERROT C. (1996) – Résultat de datation par évaporation de Pb/Pb sur monocristaux de zircons. Volcanite intercalée dans les schistes des Cévennes. Doc. BRGM, DR/PC/129/96.
- HAMET J. (1975) – Étude systématique par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse Doct. ès-Sci., univ. Paris VI et VII, Lab. Géochim. et Cosmochim., 248 p.
- ISSARD H. (1984) – Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). Thèse Doct. Ing., Éc. Nat. Sup. Mines Paris, 195 p.
- LANCELOT J. (1996) – Datation U-Pb du granite post-cinématique du Vivalais (Montagne noire). RAST Orléans, Symposium 6, p. 53.
- LANSIGU C. (1996) – Évolution structurale de la terminaison orientale de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central français). Mémoire de DEA, université des Sciences et Techniques du Languedoc, 42 p.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C. (1996) – Les effets respectifs de la compression puis de l'extension tardi-orogéniques hercyniennes dans l'évolution structurale du synclinal de Rosis et de l'anticlinal du Caroux (Est de la zone axiale de la Montagne noire, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, 2a, p. 427-434.
- LAVERSANNE J. (1976) – Le Permien de Lodève (Massif central français). Thèse de Docteur-ingénieur, univ. Paris Sud, 299 p.
- LÉPINE J. (1989) – Le gisement sulfo-arsénié aurifère de la mine traditionnelle de Salsigne, Montagne noire, France. Contexte structural métallogénique et sédimentaire. Thèse univ. Paul Sabatier Toulouse, 243 p.
- LÉPINE J., BÉNAYAD M., GIBERT F., TIERCELIN F. (1990) – Discussion de l'âge (entre Cambrien et Paléozoïque supérieur) des minéralisations sulfo-arséniées aurifères de la mine de Salsigne, Aude, France, en fonction d'arguments structuraux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, p. 1453-1459.
- LEE B.J., FAURE M., CLUZEL D., CADET J.P. (1988) – Mise en évidence d'un cisaillement ductile d'ouest en est dans les nappes du versant sud de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, 2, p. 455-462.
- LESCUYER J.L., COCHERIE A. (1992) – Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : argument pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne noire (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 2, 314, p. 455-462.
- LÉVÊQUE M.H. (1990) – Contribution de la géochronologie U/Pb à la caractérisation du magmatisme cadomien de la partie sud-est du Massif central. Thèse univ. Montpellier II, 300 p.

- LOFI J. (2002) – La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. Thèse de doctorat, université de Lille 1, 260 p.
- MAERTEN L. (1994) – Structure et stratigraphie séquentielle du bassin oligo-miocène de l'Hérault (marge passive du Golfe du Lion). DEA, univ. Montpellier 2, 52 p.
- MAERTEN L., SÉRANNE M. (1995) – Extensional tectonics in the Oligo-Miocene Hérault basin (SE France), Gulf of Lion margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 739-749.
- MALUSKI J., COSTA S., ECHTLER H. (1991) – Late variscan evolution by thinning of an earlier thickened crust : An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Montagne noire, S. Massif central, France. *Lithos*, 26, p. 287-304.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 73, p. 245-263.
- MARANDAT B. (1986) – Découverte d'une faune de micromammifères d'âge cuisien supérieur dans les marno-calcaires d'Agel à Azillanet (Minervois, Hérault). *Géologie de la France*, 2, p. 197-204.
- MARINI F. (1987) – Clinopyroxènes reliques dans les metabasites d'âge ordovicien probable de l'Albigeois : indicateurs d'un volcanisme en distension. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 304, II, p. 29-34.
- MARSSET T., BELLEC V. (2002) – Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology*, 49, p. 255-276.
- MATTAUER M., PROUST F. (1966) – L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. In Colloque sur la biogéographie du Crétacé-Éocène de la France méridionale. Trav. Lab. Geoch. Biosph. Éc. Htes Ét. Prat. Paris, p. 9-19.
- MATTE P. (1986) – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, p. 9-24.
- MATTE P., LANCELOT J., MATTAUER M. (1998) – La zone axiale hercynienne de la Montagne noire n'est pas un "Metamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe anatectique. *Geodynamica Acta*, vol. II, p. 13-22.
- MONIÉ P., MALUSKI H. (1996) – Signification des zonations d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les micas révélés par la sonde laser. RAST Orléans, Symposium 6, p. 56.
- MOUSSAVOU M. (1998) – Thèse université Montpellier.
- NMILA A. (1995) – L'empreinte du volcanisme dans le remplissage permien du bassin de Lodève, étude pétrographique et géochimique, implication métallogénique. Thèse Sciences, univ. Paris VI, 202 p.

- PEYBERNES B. (1976) – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse d'état, Toulouse, 459 p.
- PIN C. (1981) – Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "Orthogneiss de Marvejols" (Southern French Massif central). *Neues. Jb. Miner. Abh.*, 142, 1, p. 27-48.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) – U-Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C., PEUCAT J.J. (1986) – Âges des épisodes métamorphiques paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II-3, p. 461-469.
- PIN C., PIBOULE M. (1988) – Âge dévonien supérieur de la série calco-alcaline dans la ceinture basique du Lézou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 261-266.
- PLAZIAT J.C. (1984) – Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse d'état, Paris-Sud (Orsay), 1 362 p.
- RABINEAU M., BERNE S., LE DREZEN E., LERICOLAIS G., MARSSET T., ROTUNNO M. (1998) – 3D Architecture of lowstand and transgressive quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Mar. Petr. Geol.*, 15, p. 439-452.
- ROMAN F. (1897) – Recherches stratigraphiques et paléontologiques en Bas-Languedoc. Thèse Sci., Ann. univ. Lyon, Masson édit., 345 p.
- ROQUES M., VACHETTE M. (1970) – Âges au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 270, p. 275-278.
- ROUVILLE P. de (1853) – Description géologique des environs de Montpellier. Thèse Sci., Boëhm édit. Montpellier, 219 p.
- SCHMITT J.M., CLÉMENT J.Y. (1989) – Triassic regolithisation: a major stage of pre-enrichment in the formation of unconformity related deposits in southern France. In *Metallogenesis of Uranium Deposits*. International Atomic Energy Agency. Vienna, p. 93-113.
- SCHUILING R.D. (1960) – Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault) *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, nouv. sér. XXIX, 91, 59 p.
- SÉGURET M., BENEDICTO A. (1999) – Le duplex à plis de propagation de rampes de Cazedarnes (arc de Saint-Chinian, avant-pays nord-pyrénéen, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 1, p. 31-44.
- SÉRANNE M., BENEDICTO A., LABAUME P., TRUFFERT C., PASCAL G. (1995) – Structural, style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocène rifting : role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, n° 8, p. 809-820.

- SIMIEN F. (1998) – Croissance crustale et contraintes paléogéographiques apportées par les isotopes du Neodyme dans les sédiments. Thèse univ. IPGP, univ. Paris VII, 302 p.
- TESSON M., ALLEN G.P., RAVENNE C. (1993) – Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Int. Ass. of Sedimentologists, Spec. Publ. 18, p. 183-196.
- TESSON M., ALLEN G.P. (1995) – Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et de la stratigraphie des dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du golfe du Lion (Méditerranée, France) et les dépôts quaternaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 320, p. 39-46.
- TESSON M., GENSOUS B., NAUDIN J.J., CHAIGNON V., BRESOLI J. (1998) – Carte morphobathymétrique de la plate-forme du golfe du Lion : un outil pour la reconnaissance et l'analyse des modifications environnementales récentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 327, p. 541-547.
- TESSON M., POSAMENTIER H.W., GENSOUS B. (2000) – Stratigraphic organization of Late Pleistocene deposits of the western part of the Rhône shelf (Languedoc shelf) from high resolution seismic and core data. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 84, 1, p. 119-150.
- THOMSON P. (1989) – Moderate overthickening of previously thinned crust. A model for the origin of high P. mafic rocks in a hercynian low P. terrane (Montagne noire). *Terra Abstract*, 1, p. 260.
- THORAL M. (1935) – Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacane et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 38, n° 192, 319 p.
- VACHETTE M. (1967) – Étude géochronologique de la Montagne noire dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci., univ. Clermont-Ferrand*, 36, n° 16, p. 31-76.
- VAN DEN DRIESCH J., BRUN J.P. (1989) – Un modèle cinématique d'extension paléozoïque supérieure dans le Sud du Massif central. *C.R. Acad. Sci.* Paris, 309, 2, p. 1607-1613.
- VAN DEN DRIESCH J., BRUN J.P. (1991) – Progressive flattening of detachment fault and footwall roll-under as illustrated by Montagne noire massif, southern french Massif central. EUG VI, Strasbourg, *Terra Abstract*, 3, p. 204.
- VAN DEN DRIESCH J., BRUN J.P. (1991-1992) – Tectonic evolution of the Montagne noire (French Massif central): a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica acta*, Paris, 5, 1-2, p. 85-99.
- VAN DEN DRIESCH J., BRUN J.P. (1991) – Structure and evolution of late variscan extensional dome (Montagne noire, Southern Massif central, France). *Geodynamica Acta*, 5, 12, p. 85-101.

VIALARD P. (1987) – Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 3, p. 551-559.

AUTEURS

B. ALABOUVETTE avec la collaboration de :

- M. DEMANGE : pour la zone axiale de la Montagne noire et les chapitres généraux du domaine varisque.
- J. GUÉRANGÉ-LOZES : pour le domaine varisque au Nord de la zone axiale.
- P. AMBERT : pour le Plio-Quaternaire du Bas-Languedoc.
- P. GUENNOC, M. TESSON et B. GENSOUS pour le domaine marin.

Présentation au CCGF : 11 décembre 1995.

Acceptation de la carte et de la notice : 1^{er} décembre 1999.

Impression de la carte : 2001

Impression de la notice : 2003

ANNEXES

*ANNEXE 1 - TABLEAU D'ASSEMBLAGE DES COUPURES
GÉOLOGIQUES À 1/50 000 COUVRANT LE TERRITOIRE
DE LA FEUILLE*

Albi 932	Carmaux 933	Réquista 934	Millau 935	Nant 936	Le Vigan 937
Gaillac 958	Réalmont 959	Saint-Sernin 960	Camarès 961	Le Caylard 962	Saint-Martin-de-L. 963
Lavaur 985	Castres 986	Lacaune 987	Bédarieux 988	Lodève 989	Montpellier 990
Revel 1011	Mazamet 1012	Saint-Pons 1013	Saint-Chinian 1014	Pézenas 1015	Sète 1016
Castelnaudary 1036	Carcassonne 1037	Lézignan-Corbières 1038	Béziers 1039	Agde 1040	
Mirepoix 1058	Limoux 1059	Capendu 1060	Narbonne 1061		

*ANNEXE 2 - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX
SONDAGES PROFONDS*

Achevé d'imprimer
par l'Imprimerie
P. OUDIN
Poitiers (France)



Dépôt légal : N° 1737
Novembre 2003

Coordination : Geneviève FARJANEL a assuré l'harmonisation de la rédaction des contributions fournies par les différents auteurs ainsi que la présentation du manuscrit final.

LISTE DES FIGURES

Pages

- Fig. 2 - A) Variations du style tectonique à travers la marge languedocienne. Coupe de la croûte suivant le profil ECORS NW (Séranne *et al.*, 1995). B) Section Cévennes–Camargue d'après la sismique réflexion et les données de C. Gorini (1993) **hors-texte**
- Fig. 4 - Contexte varisque régional **hors-texte**
- Fig. 5 - Domaine varisque : schéma structural **hors-texte**
- Fig. 6 - Coupes d'ensemble de la Montagne noire **hors-texte**
- Fig. 7 - a) Les phases souples en zone axiale ; b) Répartition des petites structures à travers la zone axiale ; c) L'évolution tardive de la zone axiale **hors-texte**
- Fig. 8 - Coupe interprétative de la zone axiale (Demange, 1998) **hors-texte**
- Fig. 9 - Coupes sériées dans l'Ouest de la Montagne noire **hors-texte**
- Fig. 10 - Les unités structurales des « monts de Lacaune » **hors-texte**
- Fig. 11 - Coupes schématiques des monts de l'Est de Lacaune : coupes a, b, c d'après J. Guérangé-Lozes ; coupe d : rapports entre les monts de Lacaune et la zone axiale d'après M. Demange **hors-texte**
- Fig. 15 - Corrélations entre les différentes formations de la zone axiale **hors-texte**
- Fig. 16 - Le Cambrien du versant sud de la Montagne noire **hors-texte**
- Fig. 24 - Carte des isogrades de la Montagne noire **hors-texte**
- Fig. 31 - Coupe interprétative à travers le Bas-Languedoc oriental (d'après Arthaud et Laurent, 1995) **hors-texte**
- Fig. 32 - La déformation pyrénéenne et sa signature dans la sédimentation paléogène. Coupes sériées dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres **hors-texte**
- Fig. 33 - a) Coupe structurale à travers le complexe chevauchant de Saint-Chinian (A) et restauration du bassin avant plissement (A'). Interprétation en « duplex » à plis de propagation de rampe (Séguret et Benedicto, 1999) ; b) Schéma simplifié de corrélation stratigraphique et position structurale (rampes et paliers) des chevauchements dans l'arc de Saint-Chinian **hors-texte**
- Fig. 37 - a) Schéma structural de la marge du golfe du Lion ; b) Coupe à travers le golfe du Lion (Séranne *et al.*, 1995) **hors-texte**
- Fig. 38 - Schéma de l'évolution latérale de la série jurassique (d'après Dubois *et al.*, 1980, non publié) **hors-texte**
- Fig. 39 - Lithostratigraphie schématique des dépôts tertiaires **hors-texte**

- Fig. 41 - Carte simplifiée de la surface messinienne corrigée de la surcharge des sédiments plio-quaternaires et de la tranche d'eau : profondeur approximative de la marge lors de l'abaissement messinien du niveau marin en Méditerranée (Guennoc et *al.*, 2000) **hors-texte**
- Fig. 45 - Mise en place des nappes superficielles (Viséen supérieur-Namurien basal) **hors-texte**
- Fig. 46 - Évolution anté-stéphanienne : stade 0 à stade 2 **hors-texte**
- Fig. 48 - Évolution anté-stéphanienne stade 3 à stade 5 **hors-texte**
- Fig. 49 - Évolution au Stéphanien (stade 6) et évolution post-hercynienne (stade 7 à Actuel) **hors-texte**

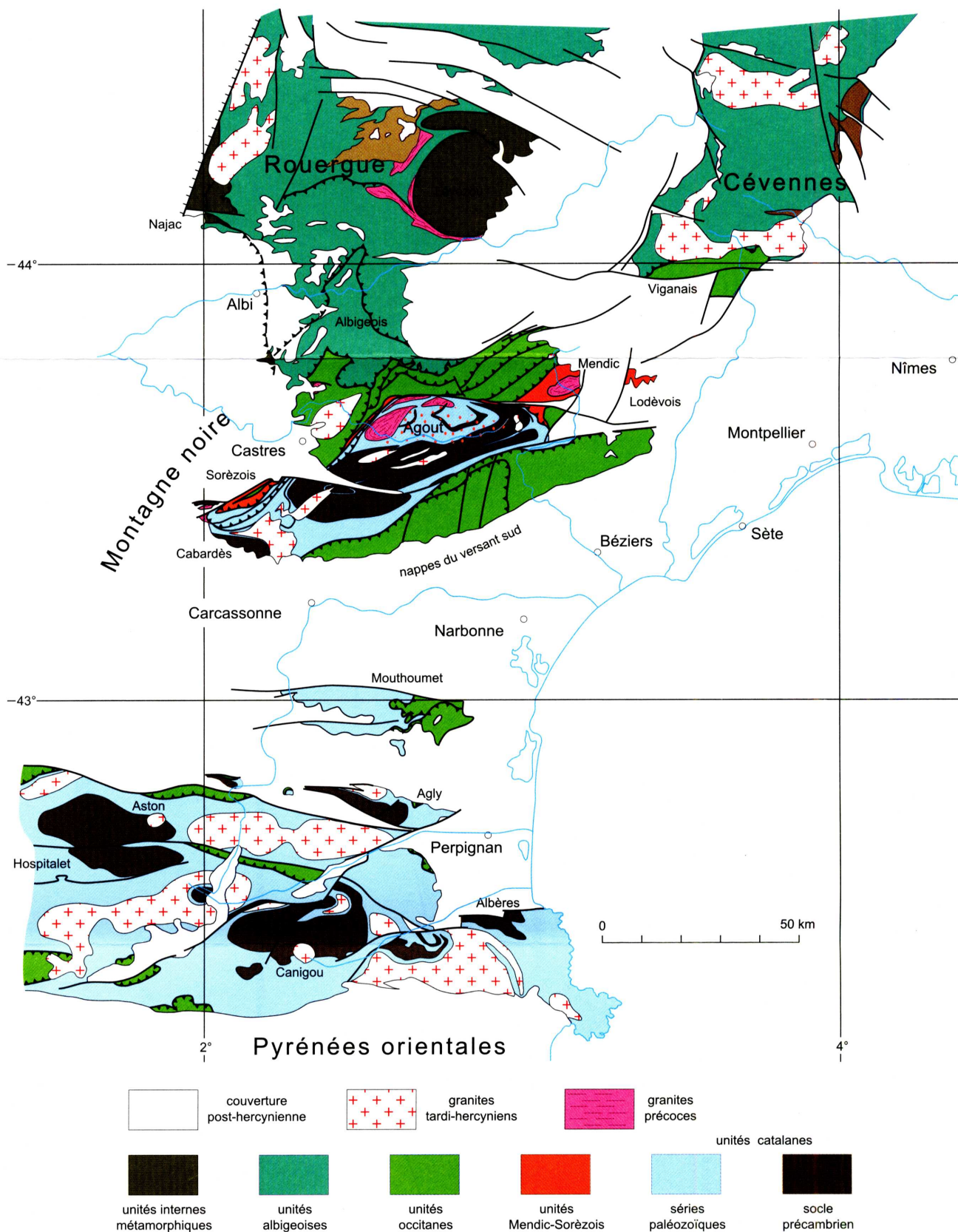


Fig. 4 - Contexte varisque régional

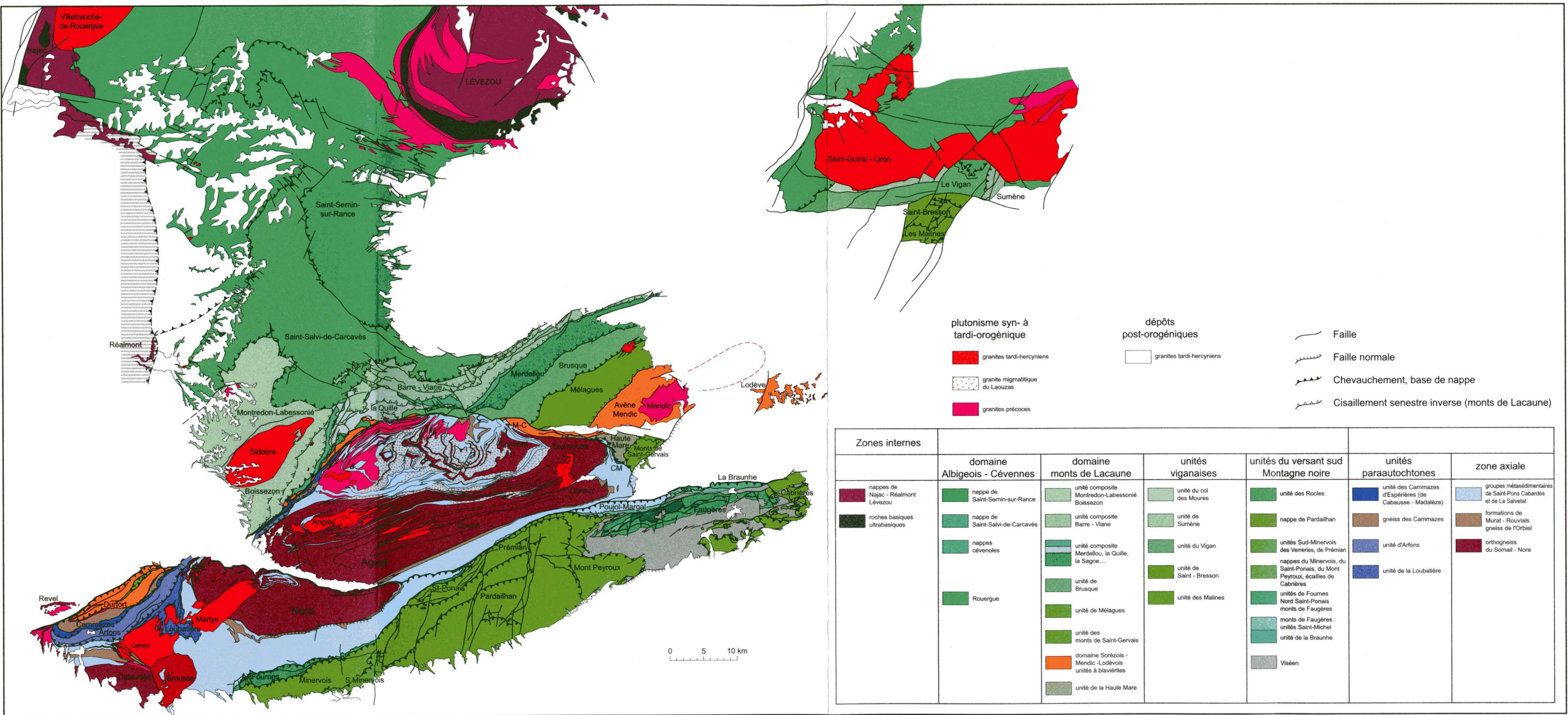


Fig. 5 - Domaine varisque : schéma structural

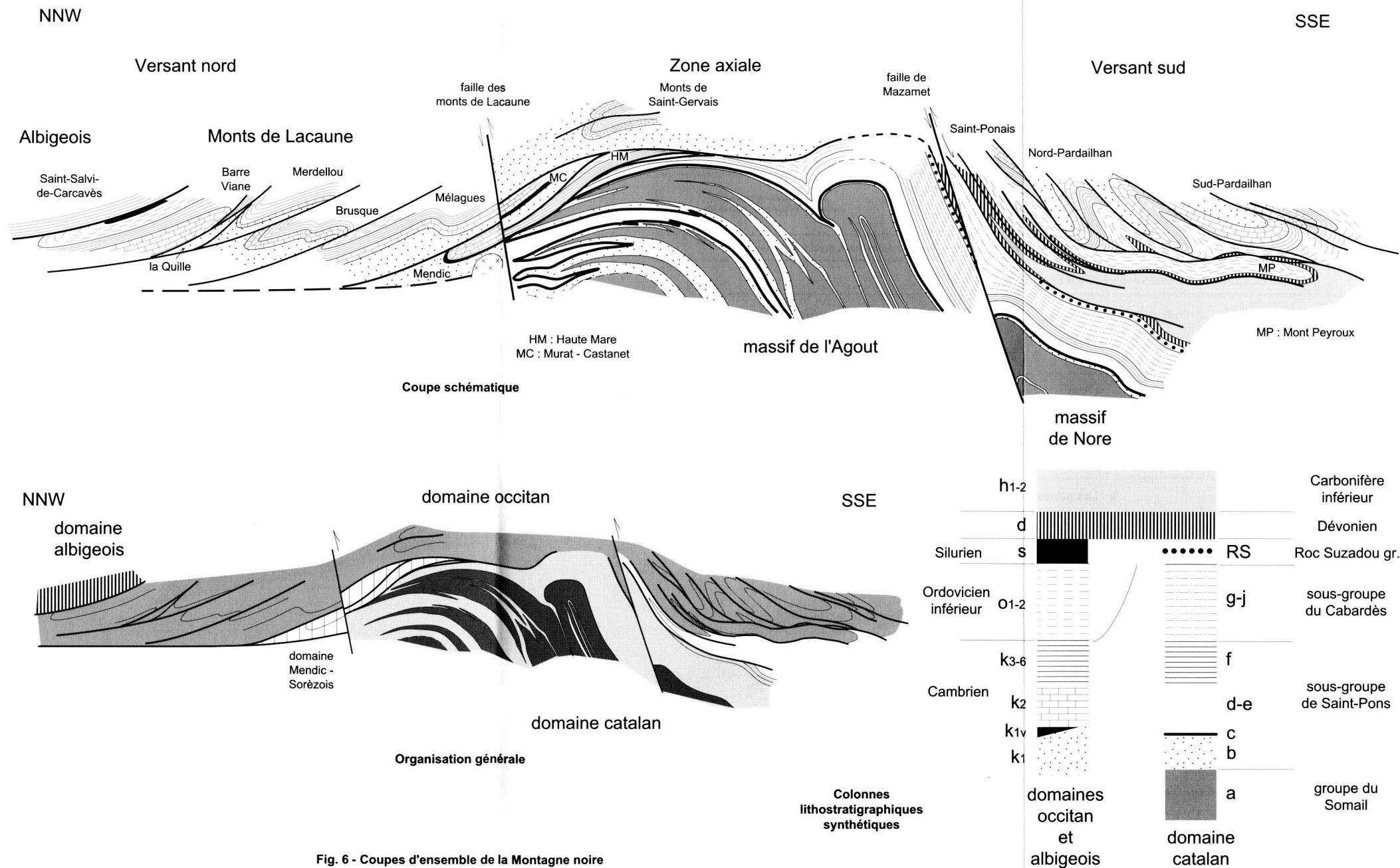


Fig. 6 - Coupes d'ensemble de la Montagne noire

PHASES PRÉCOCES PROPRES À LA ZONE AXIALE

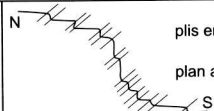
P1a	plis isoclinaux synschisteux <i>ces deux phases sont en général indistinguables</i>	foliation régionale linéation d'intersection	grandes nappes de style pennique
P1b	plis isoclinaux synschisteux - vergence NW		
P2	 N S plis ouverts à serrés vergence nord	pas de schistosité ou schistosité de strain slip dans les charnières majeures	structures plurikilométriques pli de Lafage (anticlinorium de Mauroul-Planacan synclinorium du Col de Fontfroide retombée nord du dôme du Cabardès)

LA PHASE P3 ET LA MISE EN PLACE DES NAPPES OCCITANES

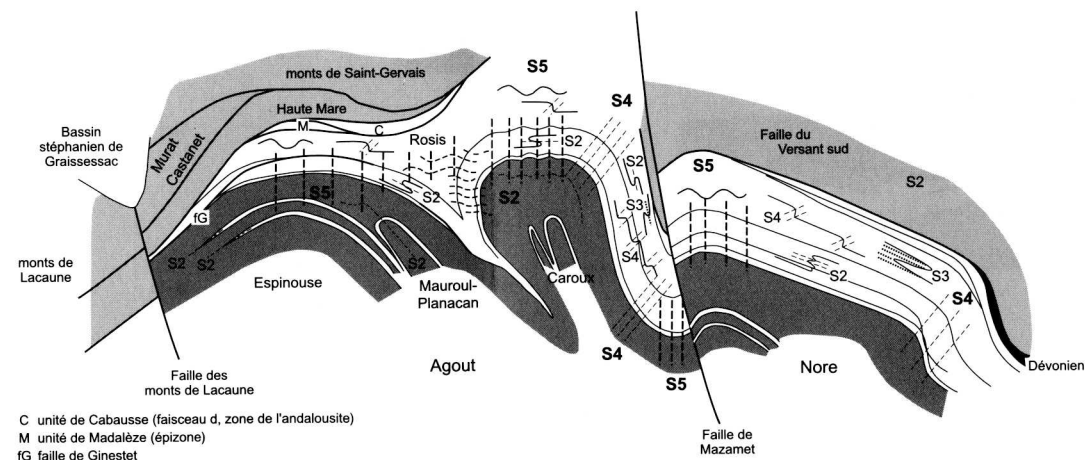
P3	 N S plis couchés à vergence sud	pas de schistosité (Agout) ou schistosité de strain slip ou de fracture (S Nore)	<i>phase présente uniquement dans la partie sud de la zone axiale</i>
----	--	--	---

MISE EN PLACE DES NAPPES PAR CHARRIAGE CISAILLANT + Écailles para-autochtones à matériel zone axiale

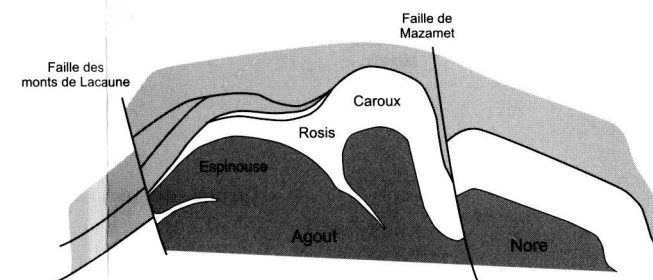
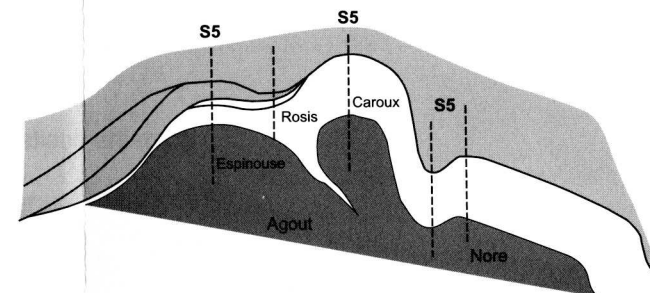
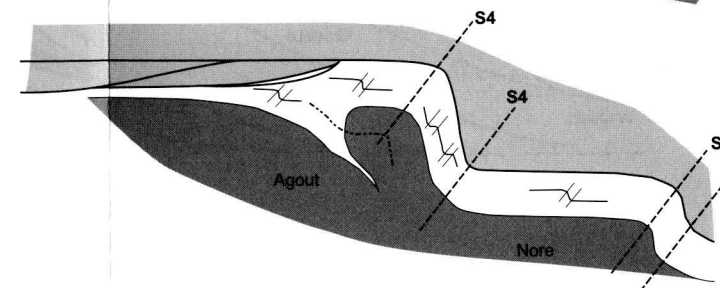
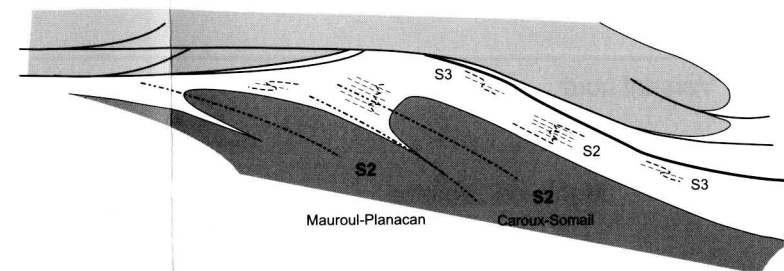
PHASES TARDIVES COMMUNES AUX NAPPES ET À LA ZONE AXIALE

P4	 N S plis en chaise ou en genou plan axial N 70-80 N 40-60	schistosité de strain slip ou de fracture linéation de crénulation	verticalisation du flanc sud du massif de l'Agout zones verticalisées mineures au Sud du massif de Nore
P5	N 70-80	pas de schistosité ou schistosité de fracture	interférences en dôme et bassins anticlinal Espinouse - Laouzas (dômes du Laouzas et de Lamontélarié bassin du Vernoubre)
P6	N 130-140		
P7-7'	N 10-20 et 160-170	linéations de crénulation	

a - Les phases souples en zone axiale



b - Répartition des petites structures à travers la zone axiale orientale



c - L'évolution tardive de la zone axiale

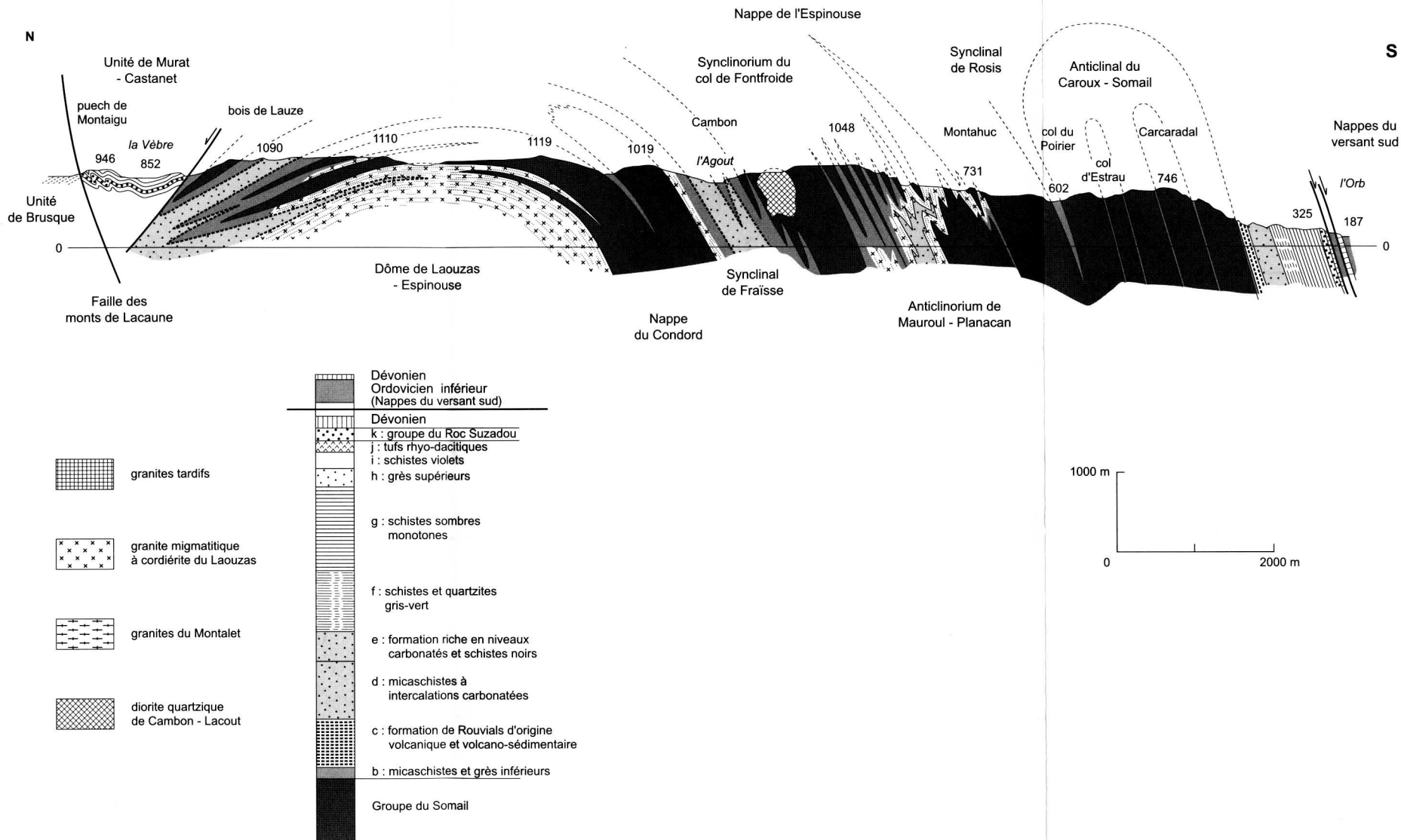


Fig. 8 - Coupe interprétative de la zone axiale (Demange, 1998)

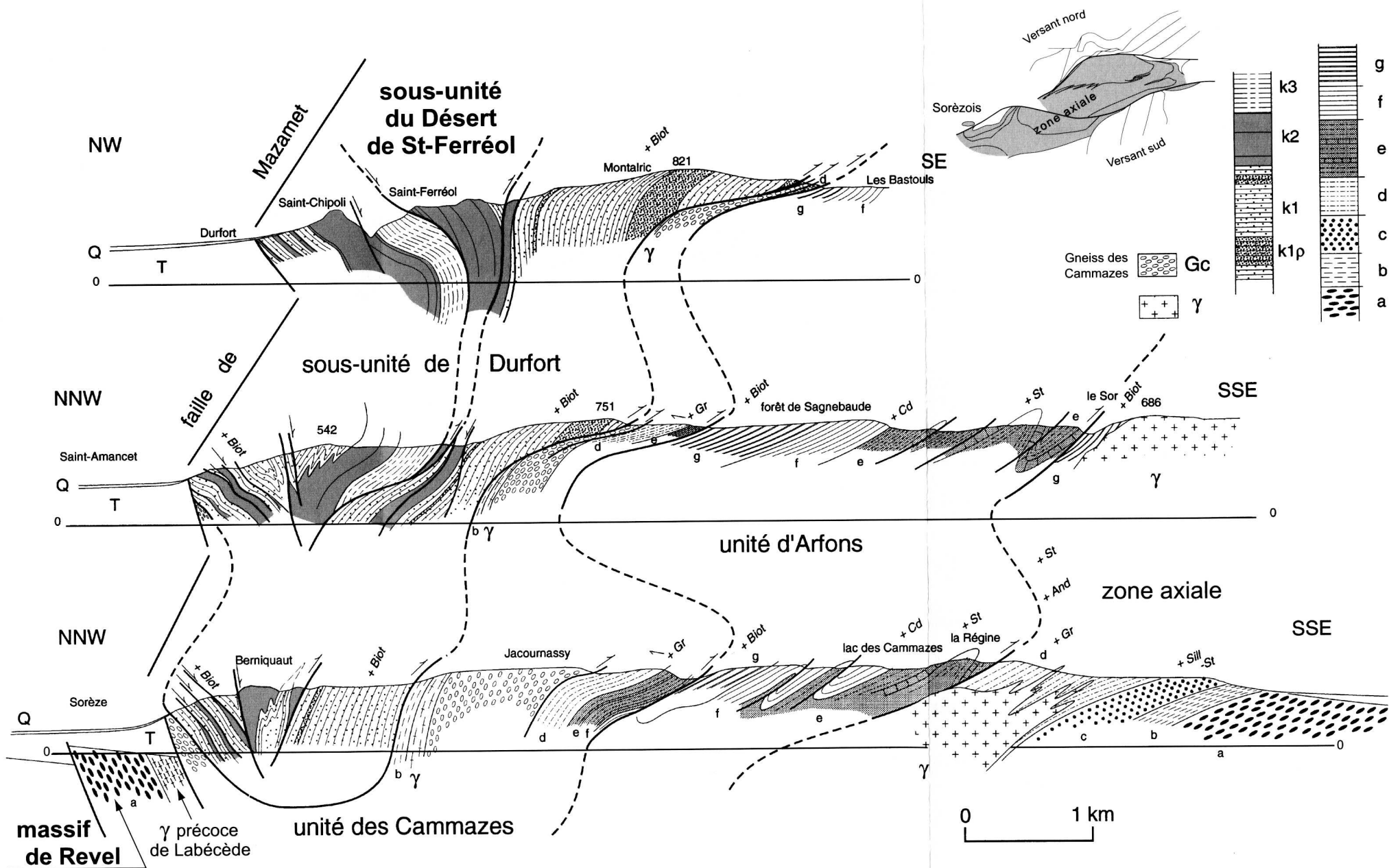
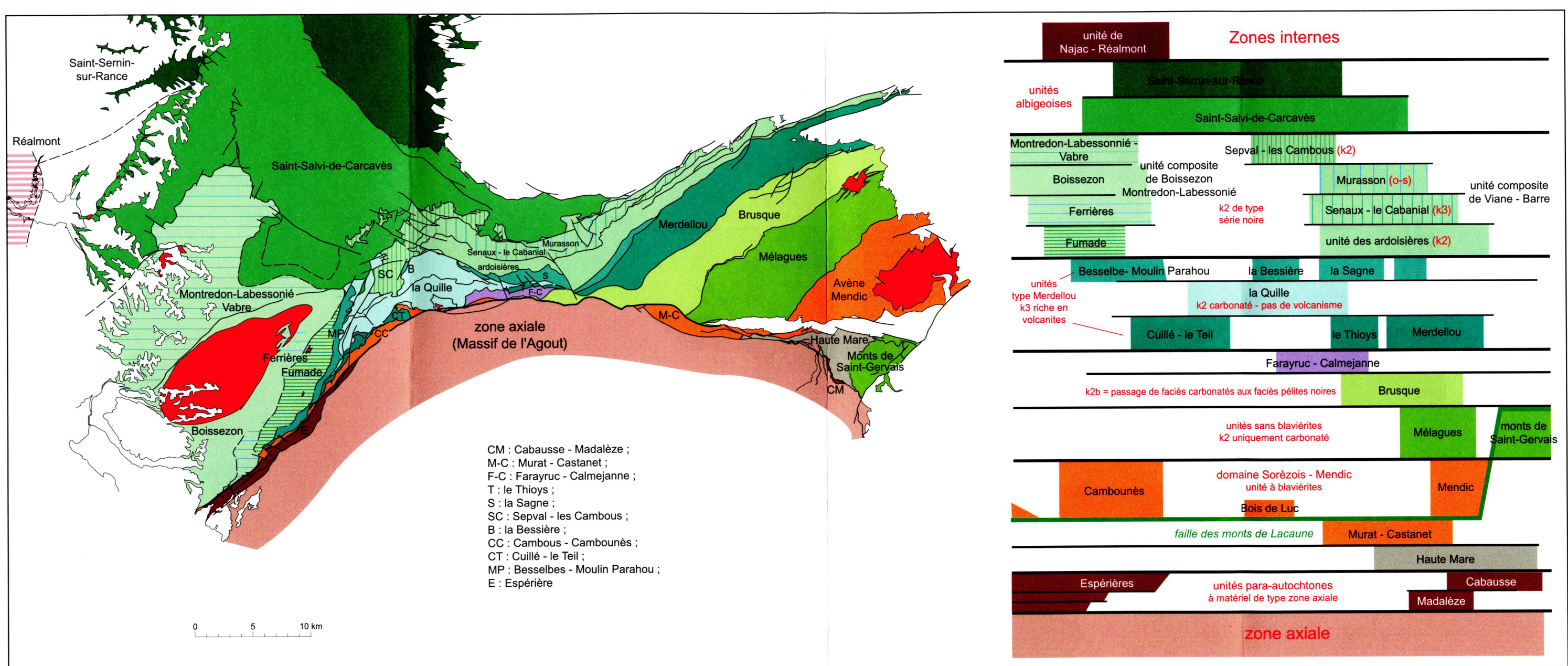


Fig. 9 - Coupes sériees dans l'Ouest de la nappe axiale (Demange, 1998)



Sud et Est de la zone axiale

Dévonien

groupe du Roc Suzadou

(Ordovicien supérieur ?)

sous-groupe du Cabardès
(pélites et grès sombres)

sous-groupe de Saint-Pons

orthogneiss du Somail

(ancien granite)

544±57 Ma Rb-Sr

471,3±3,8 Ma par U-Pb SHRIMP sur zircon)

faisc. j
(tufs feldspathiques
545±15 Ma Pb-Pb)

faisc. i

faisc. h

faisc. g

faisc. f
(pélites et grès clairs)

faisc. e

(d'origine grésopélique
à intercalations carbonatées
et de niveaux graphiteux)

faisc. d

Formation de Rouvials faisc. c

faisc. b
(d'origine grésopélique)

Fig. 15 - Corrélations entre les différentes formations de la zone axiale

Centre et Nord
de la zone axiale

région de Fraïsse - La Salvétat

région de Nages

Formation de la Cabanelle

Formation de Nages

Formation de Murat
(532±13 Ma U-Pb)

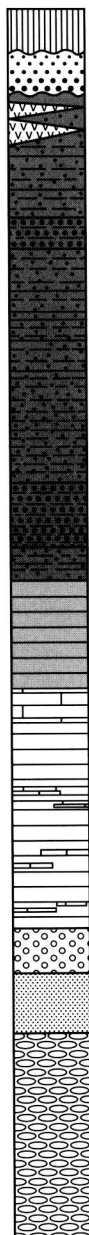
Puech Plo sup. gréseux

Puech Plo moyen pélique

Puech Plo inf. gréseux

orthogneiss du Somail

groupe de La Salvétat



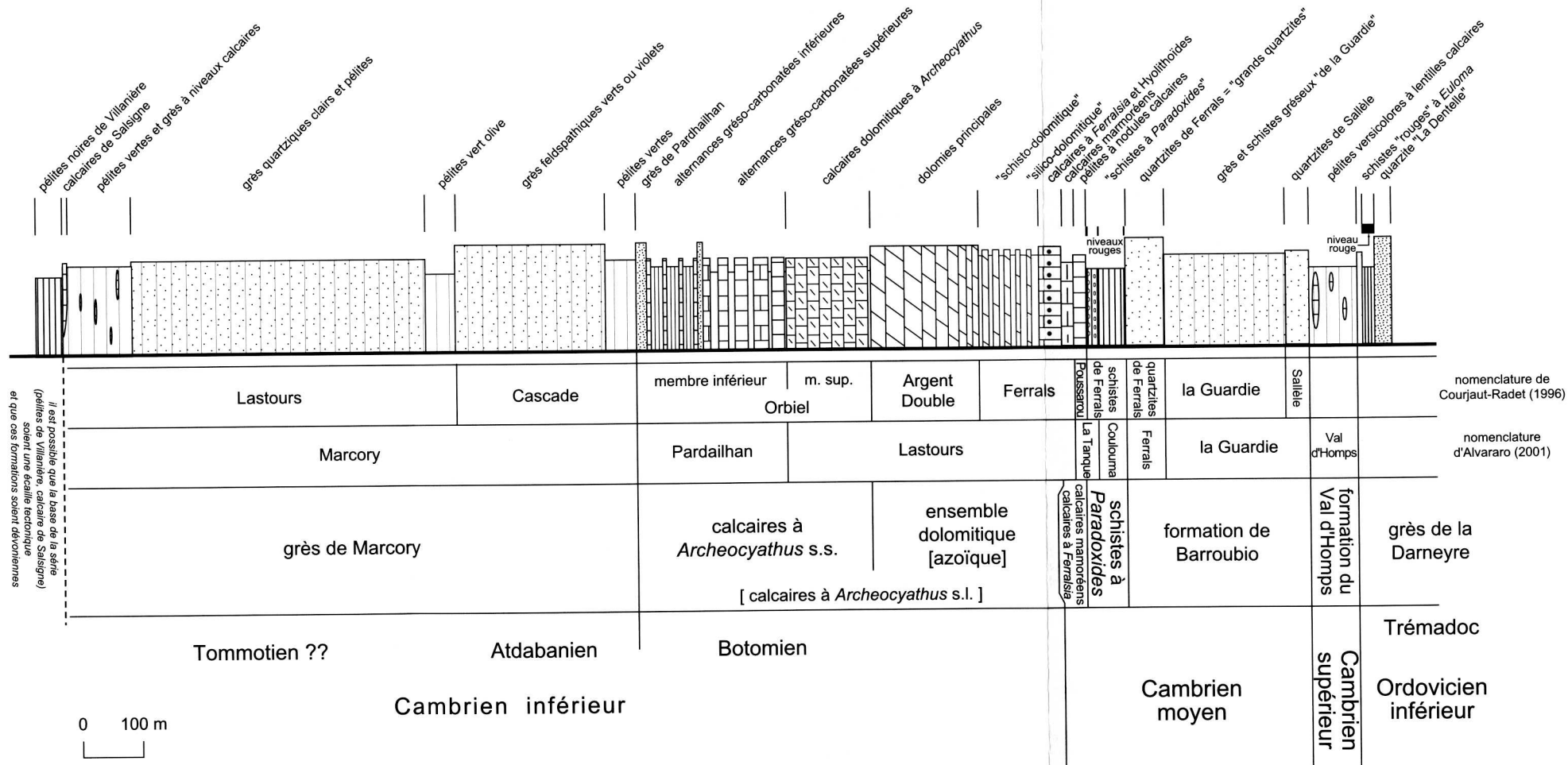


Fig. 16 - Le Cambrien du versant sud de la Montagne noire

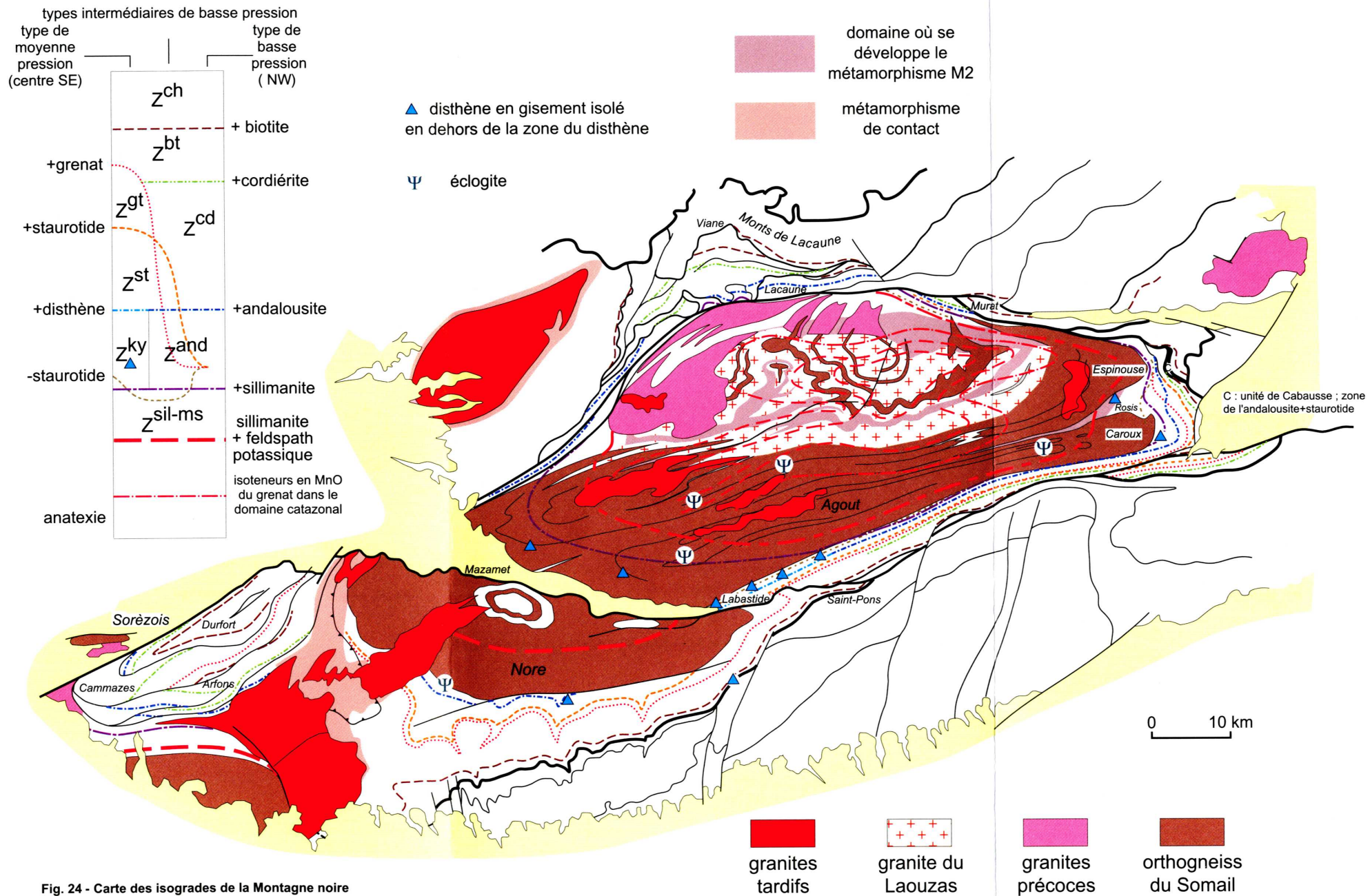


Fig. 24 - Carte des isogrades de la Montagne noire

NNE

CHEVAUCHEMENT
DE MONTPELLIER

GOLFE
DU LION

BORDURE
CÉVENOLE

St-HYPPOLYTE-DU-FORT
(Projeté)

St-LOUP
(Projeté)

MURVIEL 1
(Projeté)

GI 17

VALENSAC 1 CAP D'AGDE

AGM 1

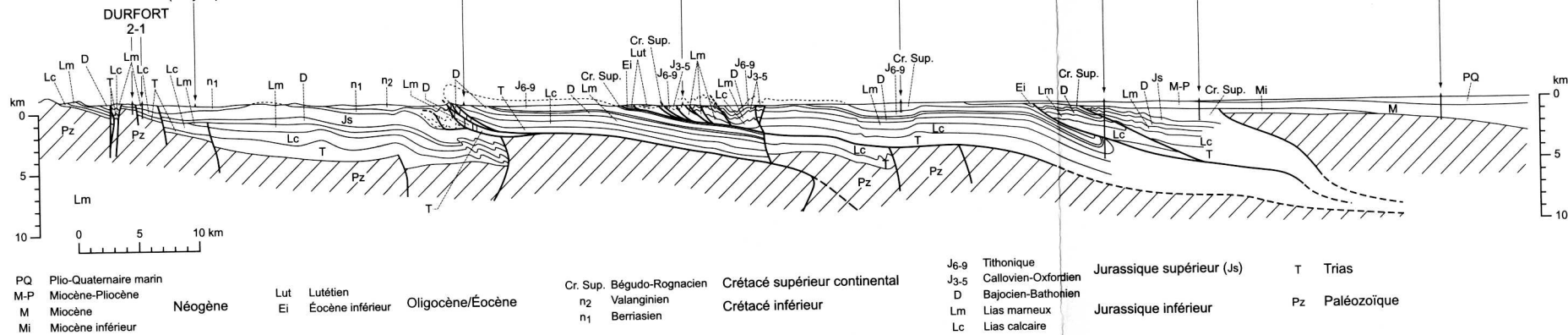


Fig. 31 - Coupe interprétative à travers le Bas-Languedoc oriental (d'après Arthaud et Laurent, 1995)

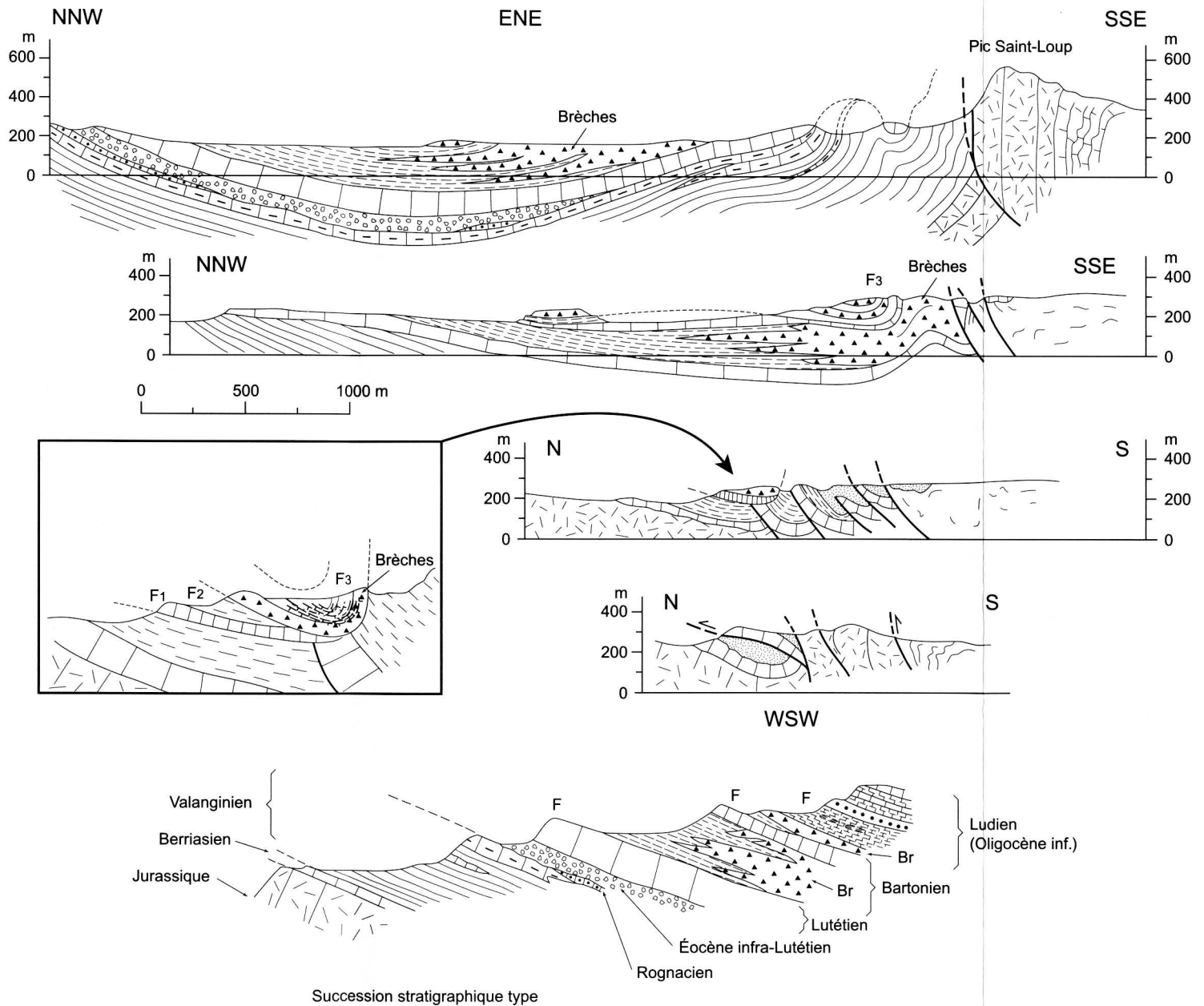


Fig. 32 - La déformation pyrénéenne et sa signature dans la sédimentation paléogène. Coupes sériees dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres

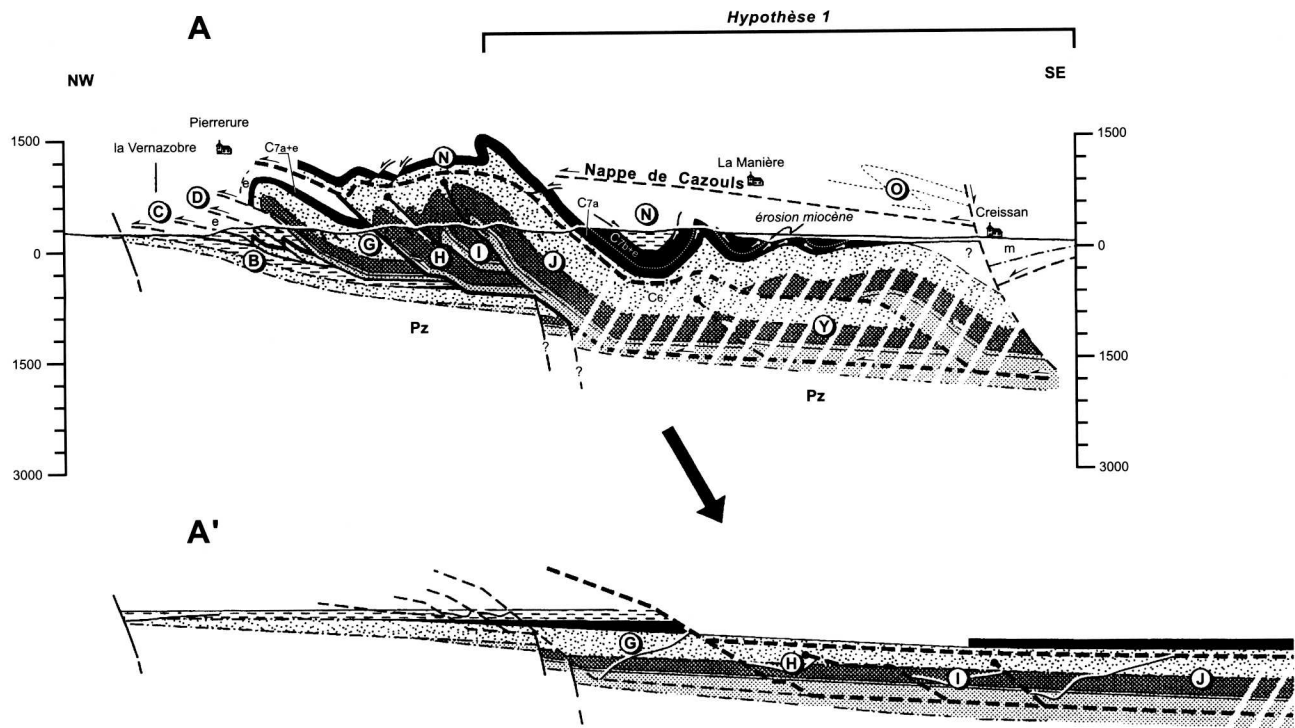


Fig. 33a - Coupe structurale à travers le complexe chevauchant de Saint-Chinian (A) et restauration du bassin avant plissement (A')
Interprétation en " duplex " à plis de propagation de rampe (Séguret et Benedicto, 1999)

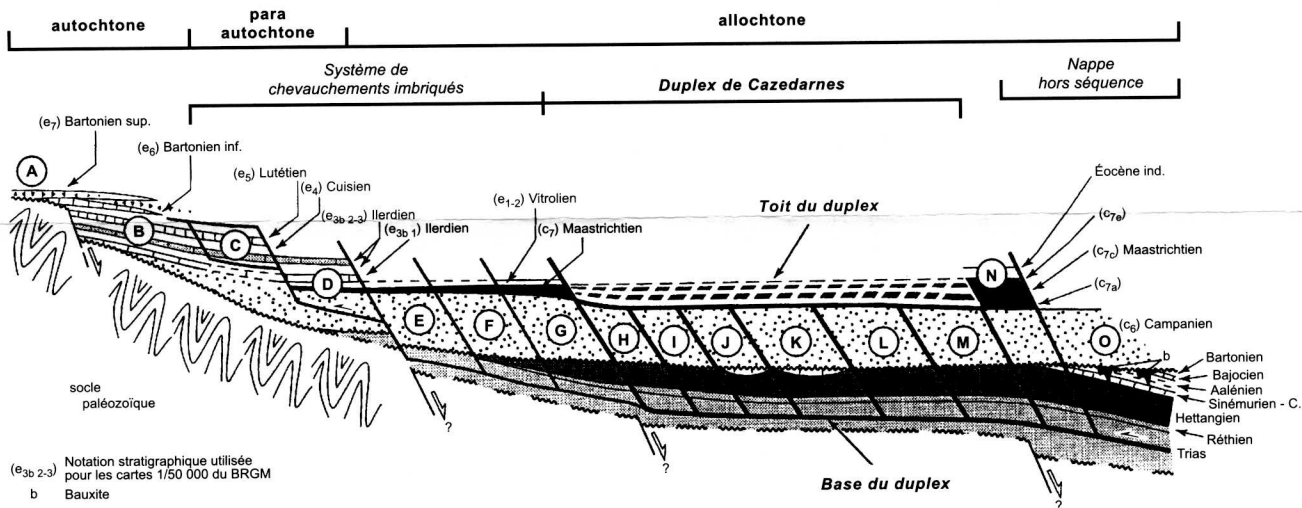


Fig. 33b - Schéma simplifié de corrélation stratigraphique et position structurale (rampes et paliers) des chevauchements dans l'arc de Saint-Chinian

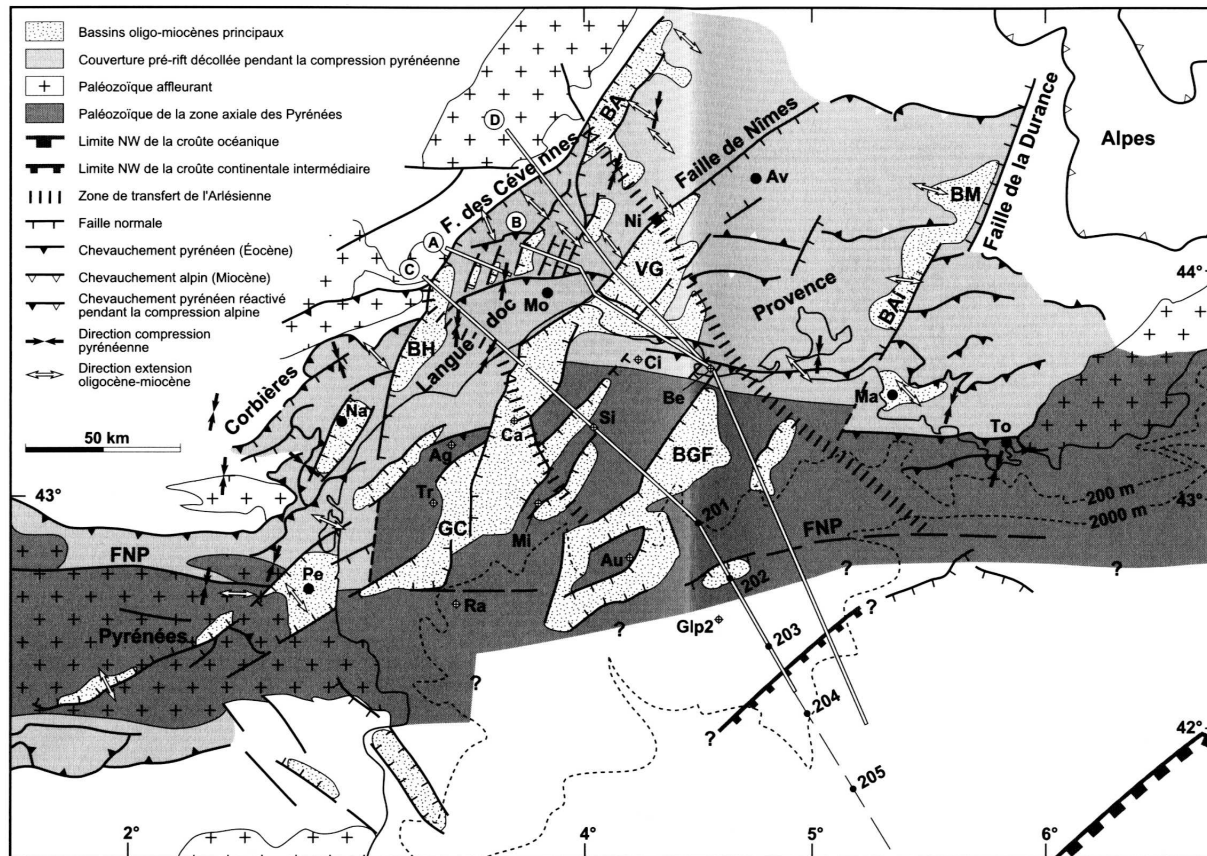


Fig. 37a - Schéma structural de la marge du golfe du Lion

BA = bassin d'Alès, BAi = bassin d'Aix, BGF = bassin du Grand Faraman, BH = bassin de l'Hérault, BM = bassin de Manosque, FNP = faille nord-pyrénéenne, GC = graben central, VG = graben de Vistrenque. Av = Avignon, Ma = Marseille, Mo = Montpellier, Na = Narbonne, Ni = Nîmes, Pe = Perpignan, To = Toulon. Forages marins : Ag = Agde, Au = Autan, Be = Beauduc, Ca = Calmar, Ci = Cicindelle, Glp2 = Golfe du Lion profond 2, Mi = Mistral, Ra = Rascasse, Si = Sirocco, Tr = Tramontane

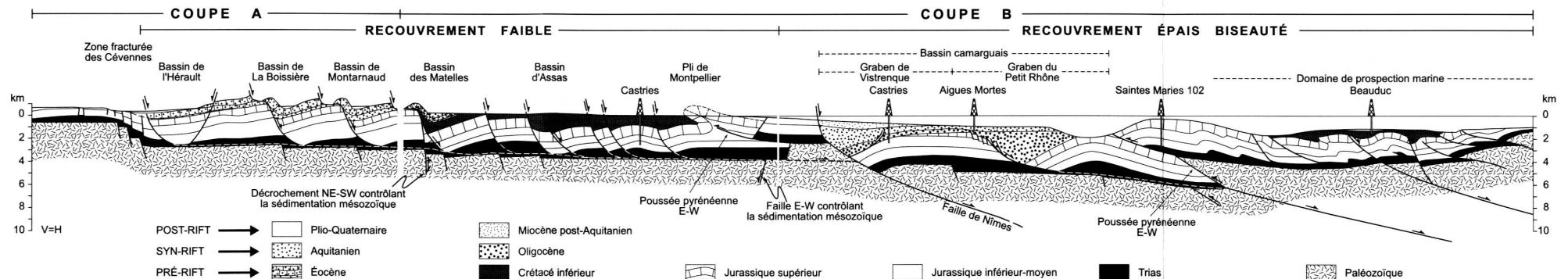


Fig. 37b - Coupe à travers le golfe du Lion (Séranne et al., 1995)

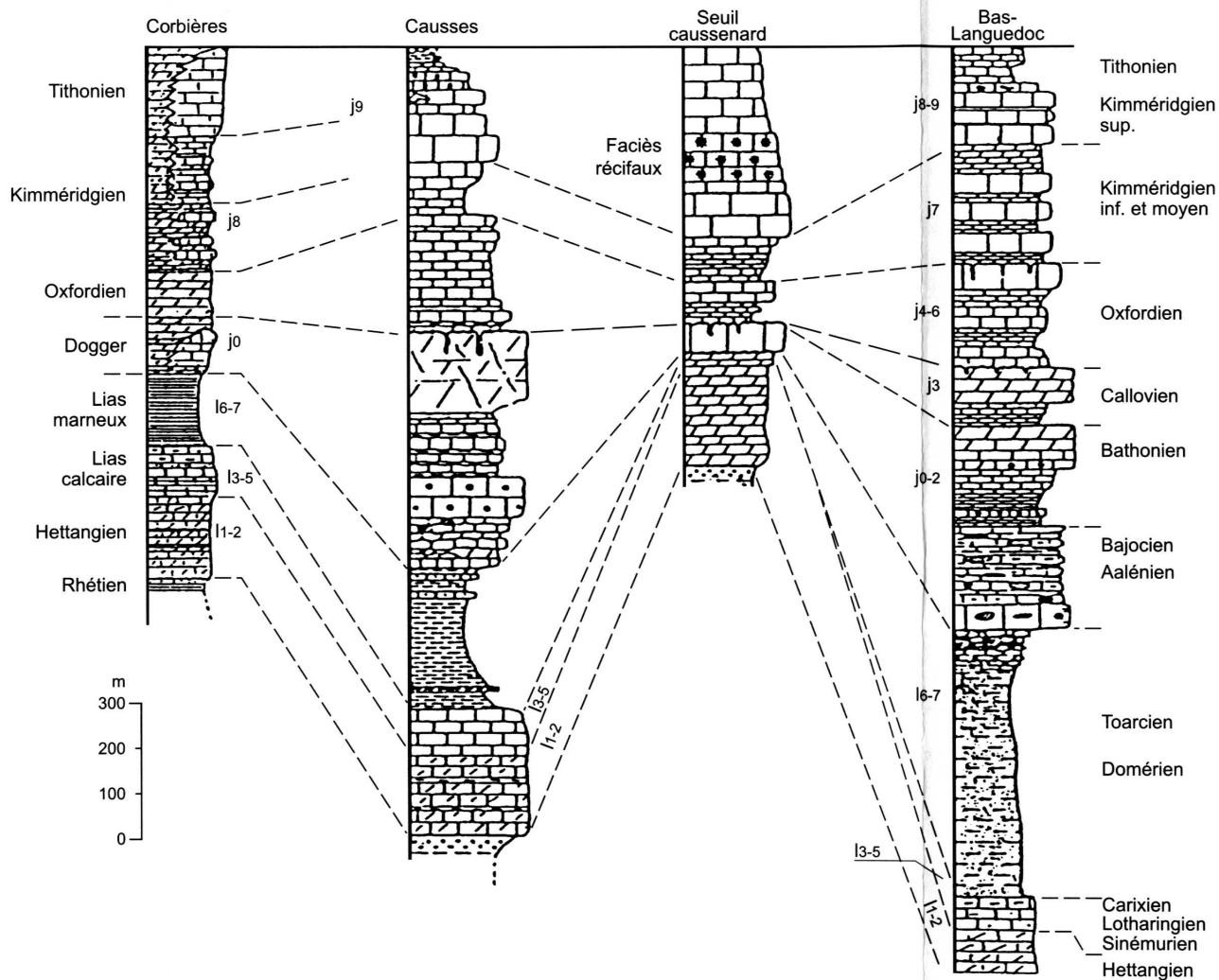


Fig. 38 - Schéma de l'évolution latérale de la série jurassique (Dubois et al., 1980, non publié)

DOMAINE OCCIDENTAL

DOMAINE ORIENTAL

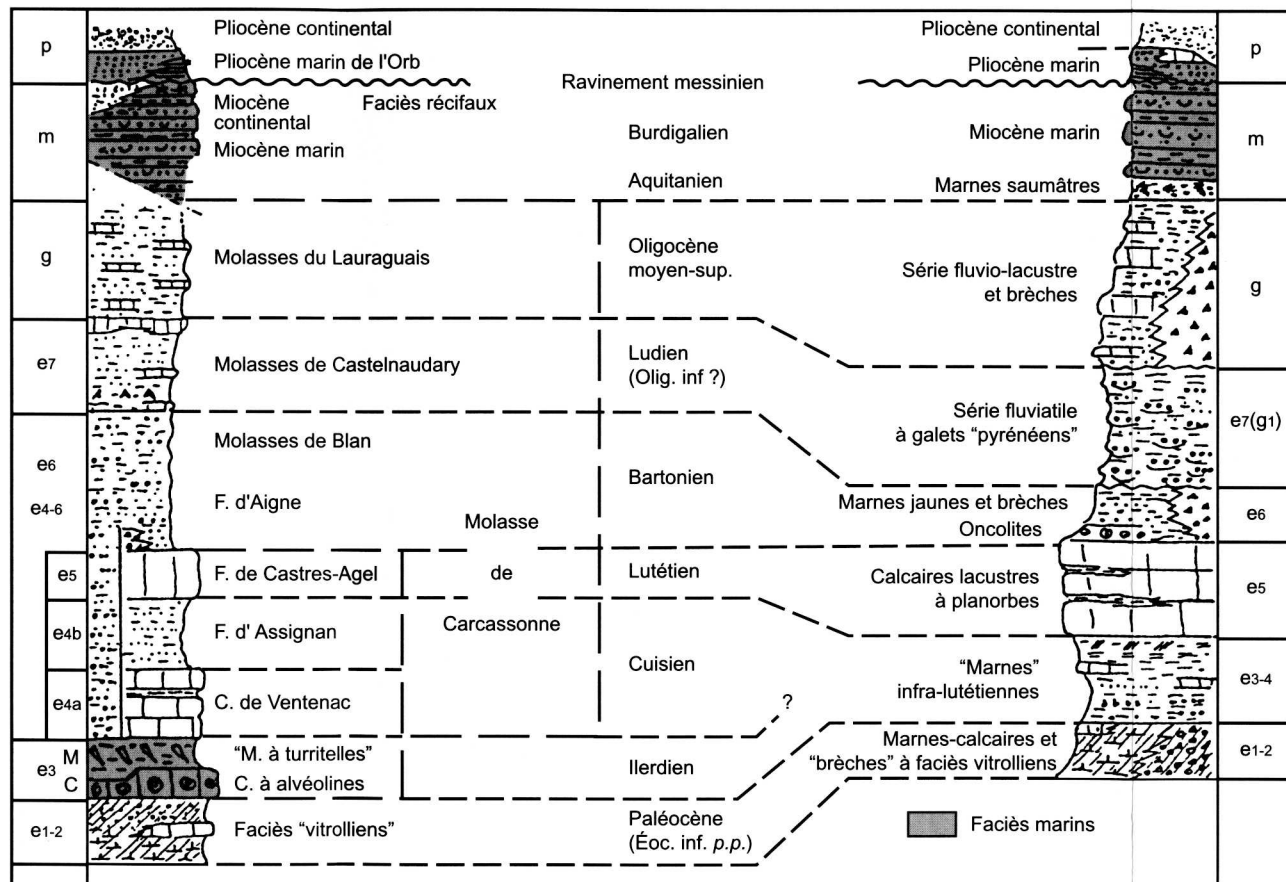


Fig. 39 - Lithostratigraphie schématique des dépôts tertiaires (sans échelle)

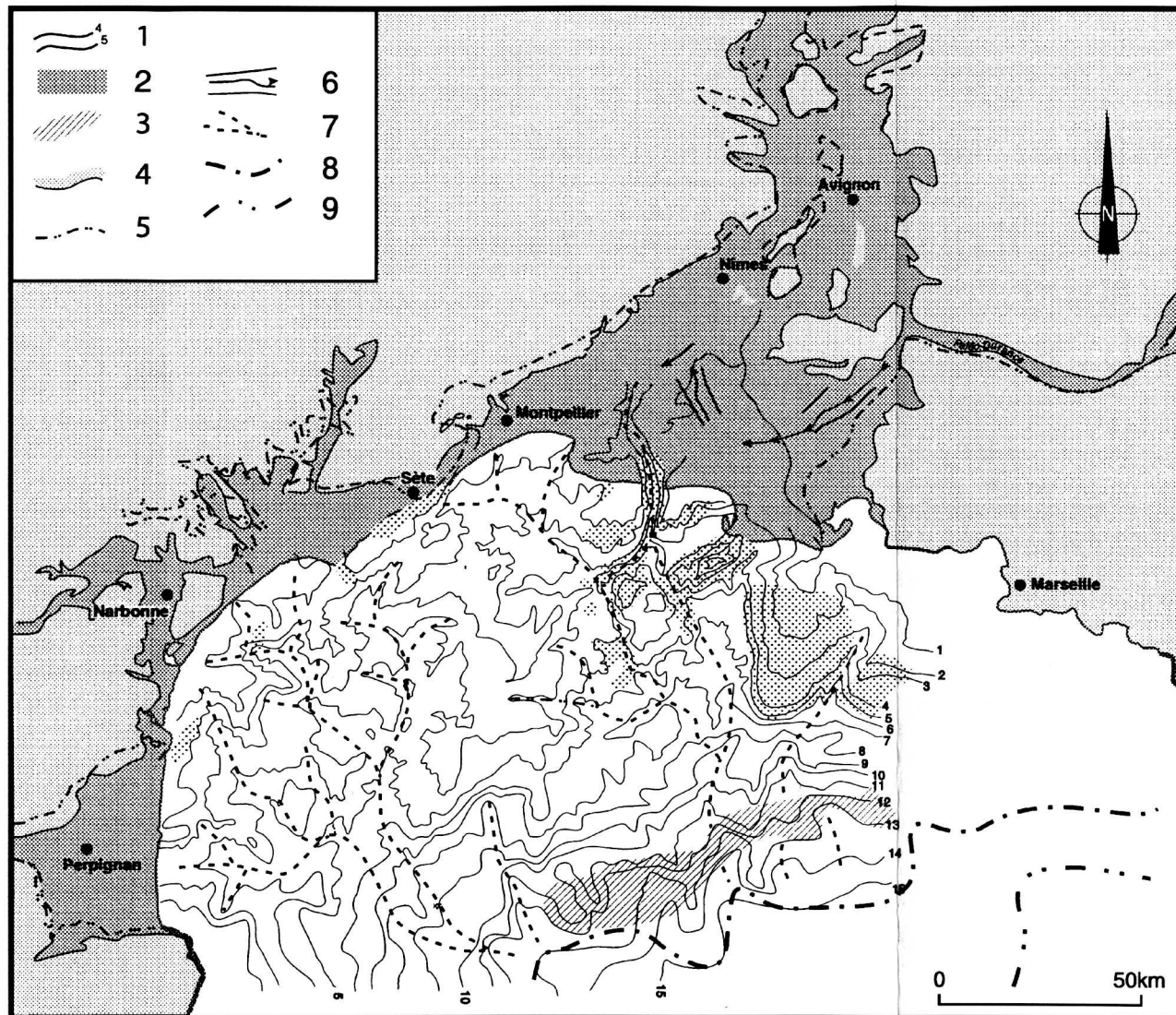


Fig. 41 - Carte simplifiée de la surface messinienne corrigée de la surcharge des sédiments plio-quaternaires et de la tranche d'eau : profondeur approximative de la marge lors de l'abaissement messinien du niveau marin en Méditerranée (Guennoc et al., 2000)

- 1 - Isobathes de la surface messinienne corrigée (en mètres x 100) ; 2 - Substratum pré-rift (sub-)affleurant au Messinien ;
- 3 - Rebord de plate-forme au Miocène supérieur ; 4 - Limite des séries pré-pliocènes à terre ;
- 5 - Limite de la surface d'érosion à terre (d'après Ambert, 1989 ; Clauzon, 1982, 1987) ; 6 - Axe de la paléo-Durance (d'après Clauzon, 1987) ;
- 7 - Axe des principaux thalwegs messiniens sur la plate-forme ; 8 - Limite amont des évaporites supérieures ; 9 - Limite amont du sel messinien.

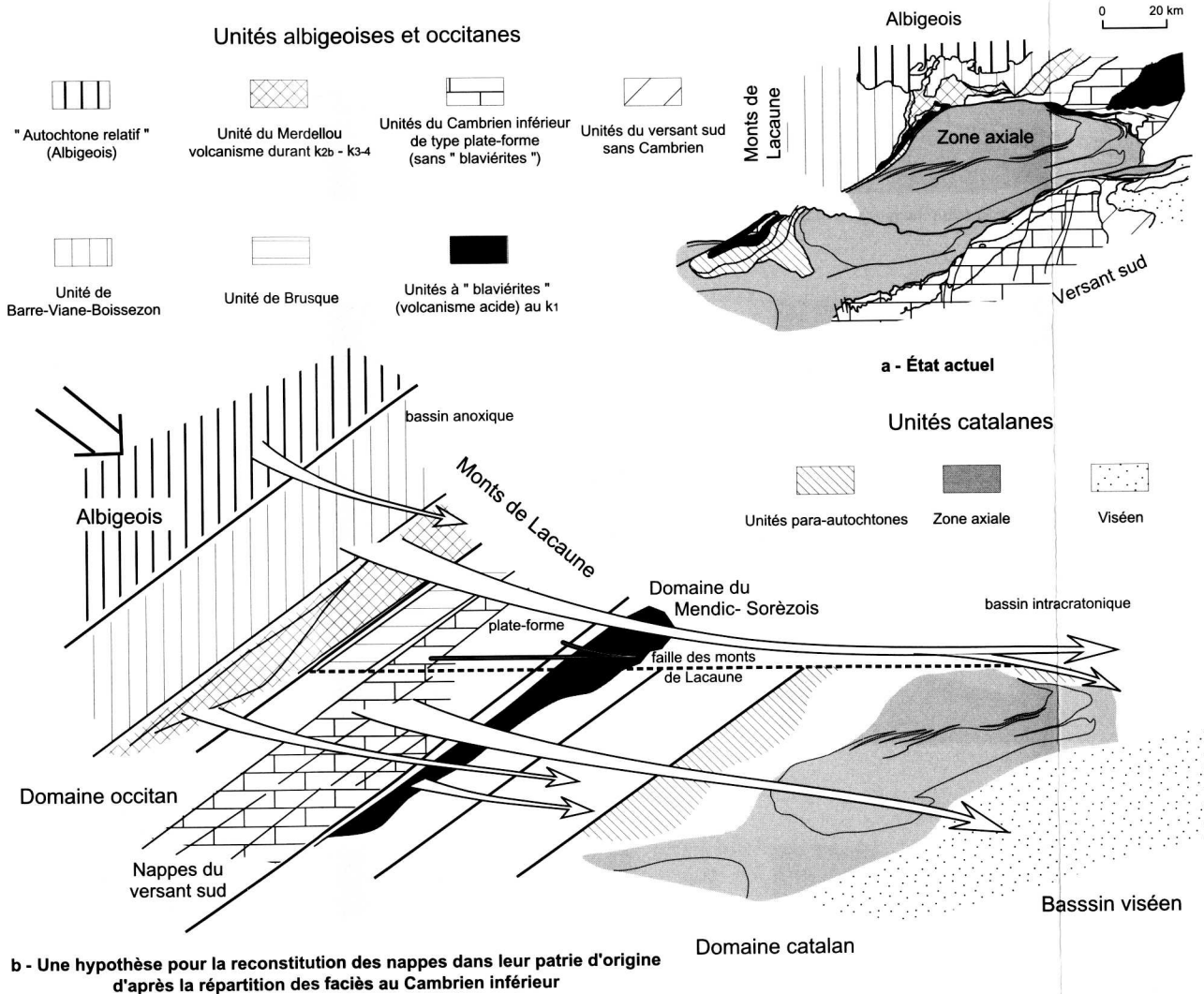


Fig. 45 - Mise en place des nappes superficielles (Viséen supérieur - base du Namurien)

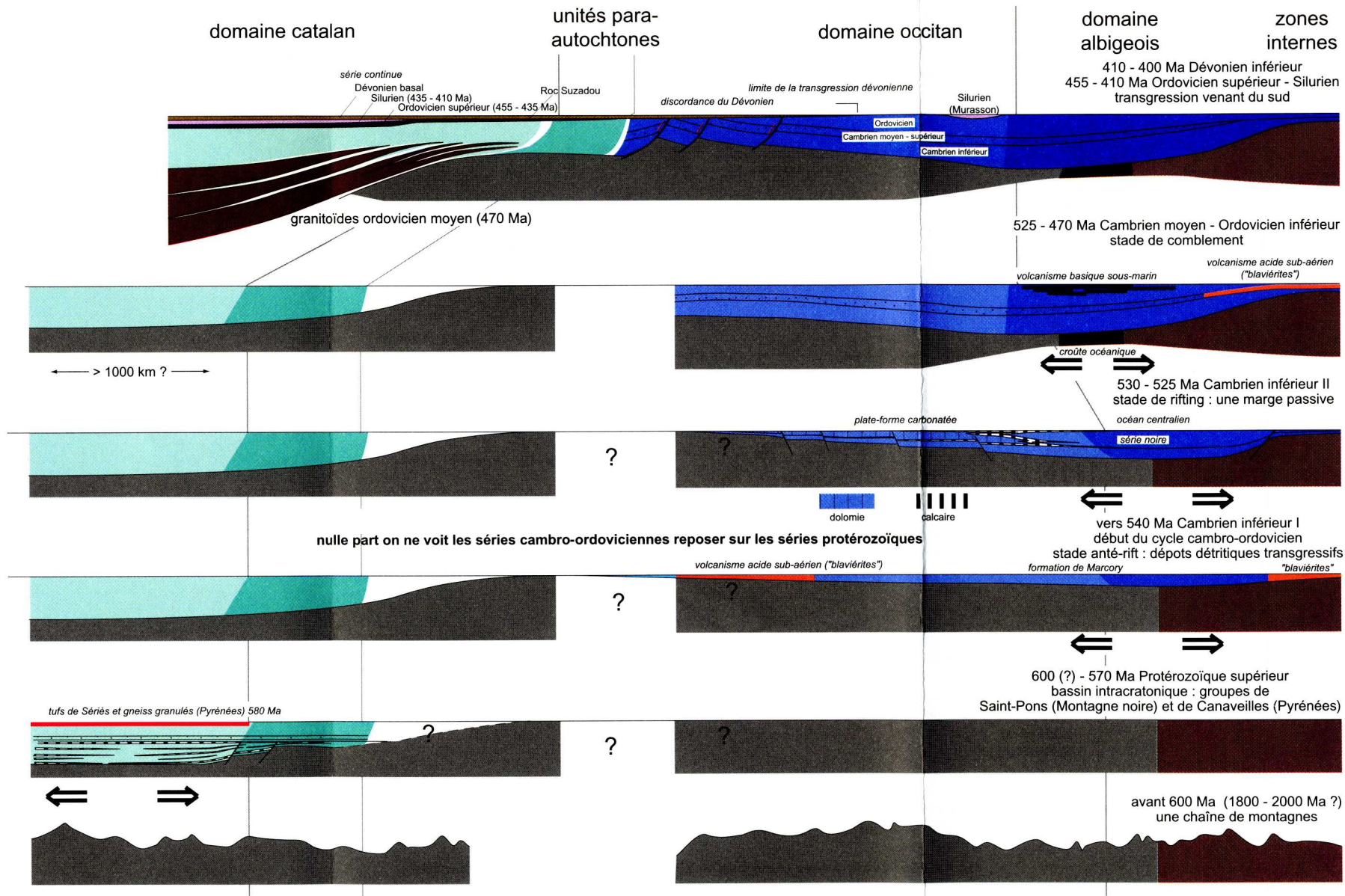


Fig. 46 - Évolution anté-stéphanienne : stade 0 à stade 2

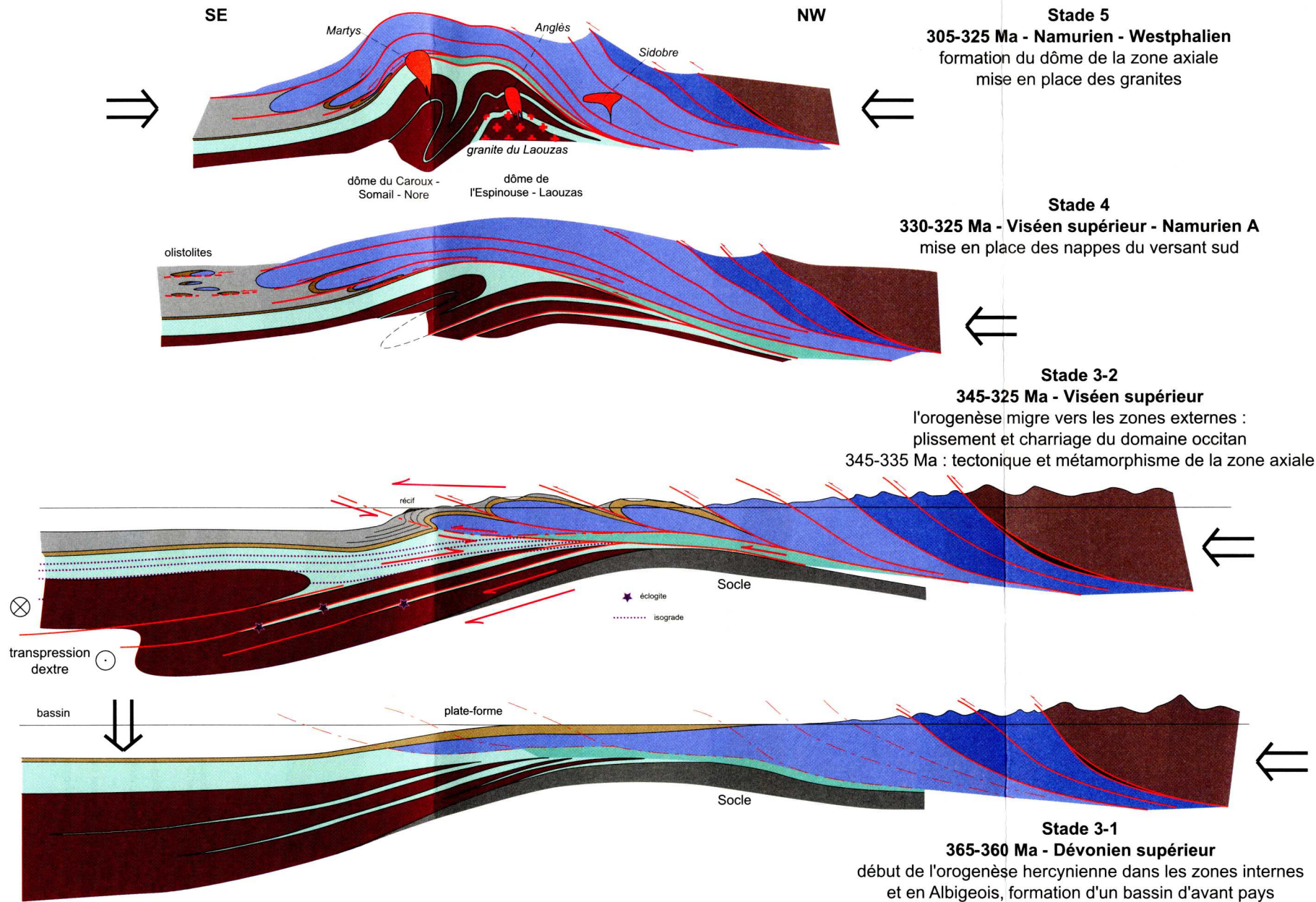
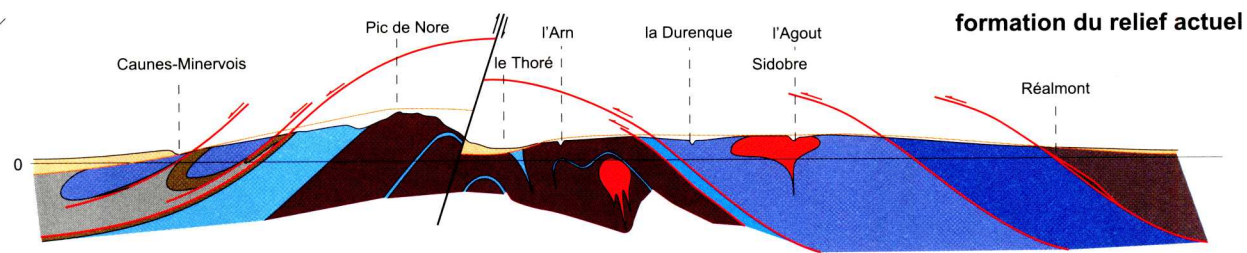
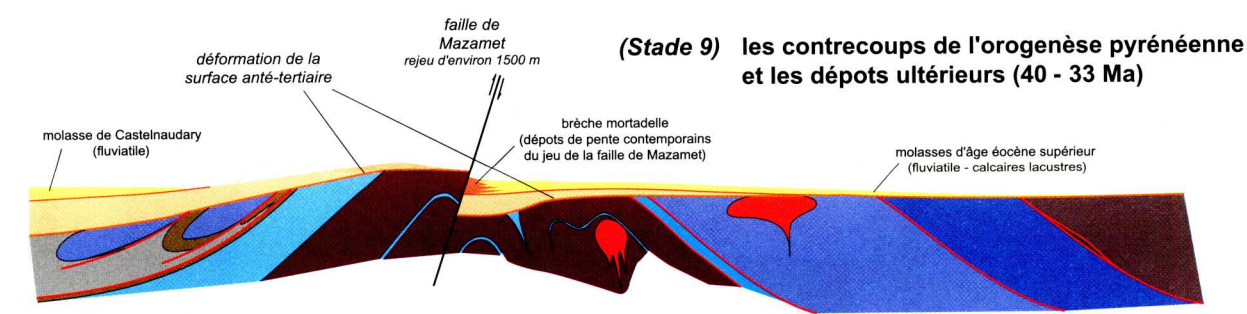


Fig. 48 - Évolution anté-stéphanienne : stade 3 à stade 5

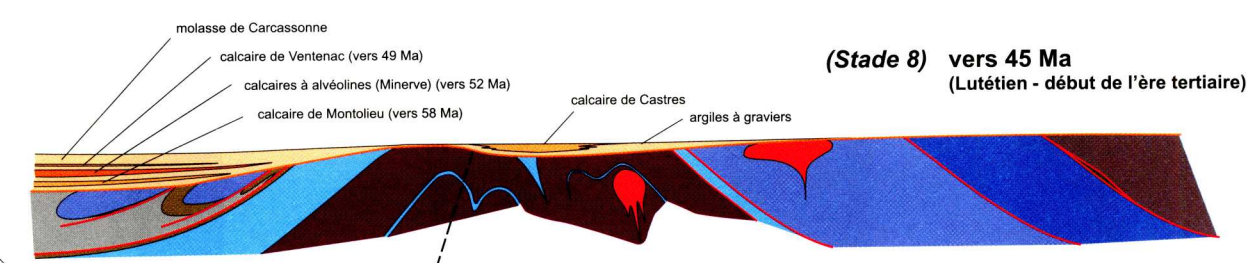
coupes à la hauteur de Mazamet



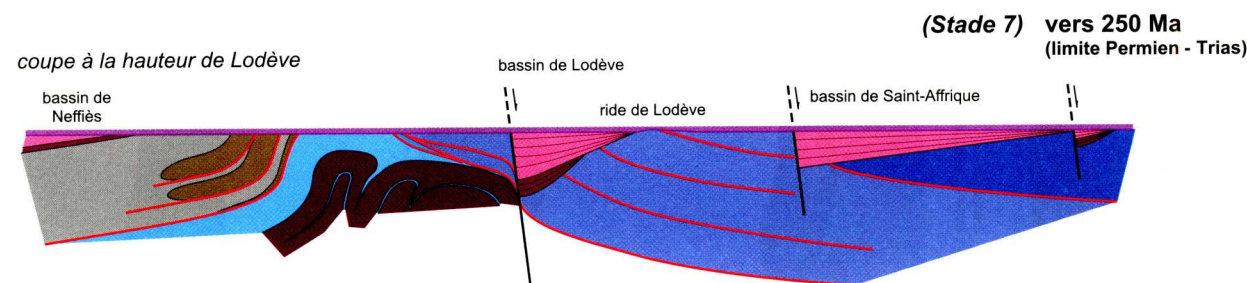
formation du relief actuel



(Stade 9) les contrecoups de l'orogénèse pyrénéenne et les dépôts ultérieurs (40 - 33 Ma)

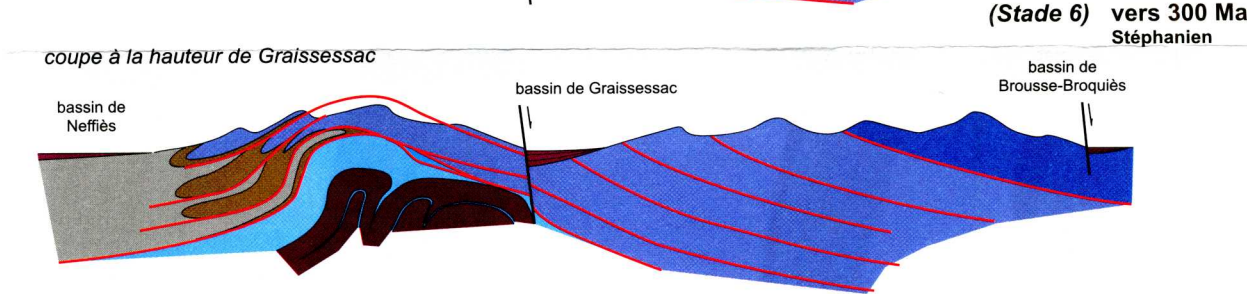


(Stade 8) vers 45 Ma (Lutétien - début de l'ère tertiaire)



coupe à la hauteur de Lodève

(Stade 7) vers 250 Ma (limite Permien - Trias)



coupe à la hauteur de Graissessac

(Stade 6) vers 300 Ma Stéphanien

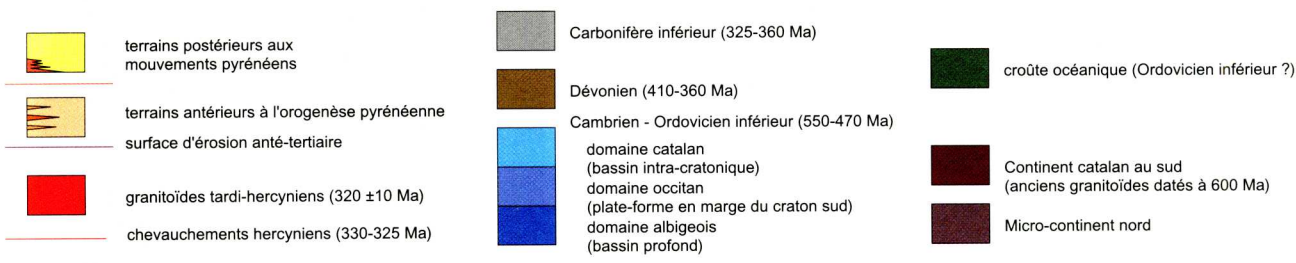


Fig. 49 - Évolution au Stéphanien (stade 6) et évolution post-hercynienne (stade 7 à Actuel)

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Réimprimé à l'identique
Août 2010

Achevé d'imprimer
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1928