



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

RÉQUISTA

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, J.P. BURG, C. VINCHON,
B. ALABOUVETTE, B. DEFAUT, J.G. ASTRUC,
J. GALHARAGUE, A. LEYRELOUP, A.G. MICHARD,
C. PERRIN, C. SERVÈLLE

RÉQUISTA

La carte géologique à 1/50 000
RÉQUISTA est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : ALBI (N° 219)
à l'est : SAINT-AFFRIQUE (N° 220)

Naucelle	Salles-Curan	St-Beauzély
Carmaux	RÉQUISTA	Millau
Réalmont	St-Sernin- sur-Rance	Camarsès



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**J. GUÉRANGÉ-LOZES, J.P. BURG, C. VINCHON,
B. ALABOUVETTE, B. DEFAUT
J.G. ASTRUC, J. GALHARAGUE, A. LEYRELOUP,
A.G. MICHARD, C. PERRIN, C. SERVELLE**

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P., VINCHON C., DEFAUT B., ALABOUVETTE B. (1996) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Réquista** (934). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé-Lozes *et al.* (1995), 71 p.

— *pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P., VINCHON C., ALABOUVETTE B., DEFAUT B., ASTRUC J.G., GALHARAGUE J., LEYRELOUP A., MICHARD A.G., PERRIN C., SERVELLE C. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Réquista** (934). Orléans : BRGM, 71 p. Carte géologique par J. Guérangé-Lozes, J.P. Burg, C. Vinchon, B. Defaut, B. Alabouvette (1996).

© BRGM, 1995. 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 : 2-7159-1934-4

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>PROTÉROZOÏQUE (?) ET PALÉOZOÏQUE</i>	12
Formations anté- et syn-orogéniques varisques :	
Précambrien (?) à Cambro-Ordovicien	12
Formations post-orogéniques varisques : Carbonifère	
supérieur—Permien	23
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	30
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	32
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	35
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	48
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	48
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	50
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	52
<i>GÎTES MÉTALLIFÈRES</i>	52
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	54
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	54
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	57
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	60
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	67
AUTEURS	67
ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	68
ENCART : GRANDES UNITÉS STRUCTURALES	

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par la feuille Réquista est situé dans le Sud-Ouest du Massif central, dans le département de l'Aveyron. Il est à la jonction de deux grandes régions : l'Albigeois au Sud et le Rouergue au Nord.

Trois grandes unités géographiques sont distinguées :

— le plateau au Nord du Tarn, qui culmine entre 700 et 800 m. Il est soumis aux influences atlantiques (vent d'Ouest humide). Il est constitué par la terminaison méridionale du complexe leptyno-amphibolique du Lévézou et par l'orthogneiss du Pinet ;

— la région du Ségala, au Sud-Ouest, qui est constituée de terrains cristallophylliens et cristallins ; c'est une pénéplaine entaillée par de profondes vallées ;

— un ensemble sédimentaire constitué au Nord-Ouest par le bassin permio-houiller de Brousse—Broquiès, affleurant sur les flancs sud du plateau du Lévézou, isolé par la vallée du Tarn de la partie septentrionale du bassin permien de Saint-Affrique constituant le tiers sud-est de la feuille et dont l'altitude décroît progressivement (dénivelé de 500 m) vers le cœur du bassin que représente la limite sud de la feuille Réquista.

Le bassin permien est recouvert, à l'Est, par les formations mésozoïques correspondant à l'extrémité occidentale du causse Méjean.

Le socle est constitué par des terrains cristallins et cristallophylliens d'âge précambrien? (*p.p.*) et paléozoïque inférieur pour l'essentiel. Ceux-ci sont impliqués dans deux grandes unités lithostratigraphiques et structurales majeures superposées : du Sud au Nord et de bas en haut, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et le complexe leptyno-amphibolique du Lévézou (voir encart).

La mise en place de ces nappes, à déversement sud, est rapportée à un événement tectono-métamorphique tangentiel majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-345 Ma).

Les séries carbonifères affleurent uniquement dans le sous-bassin de Brousse—Broquiès. Ce sont des dépôts continentaux intracratoniques résultant des mouvements tardifs de la chaîne hercynienne.

Le Carbonifère est assez peu développé et présente des faciès conglomératiques continentaux intercalés d'une série de cinérites et brèches d'explosion, dont le volcan originel reste encore à localiser au Nord (Rouergue) ou dans l'Albigeois, à faible distance (10 km ?).

Les séries permiennes représentent la partie septentrionale du large bassin intracratonique de Saint-Affrique qui forme à l'affleurement un croissant recouvrant largement les feuilles Réquista et Saint-Sernin-

sur-Rance, et partiellement les feuilles Camarès et Millau. Ce bassin sédimentaire se prolonge vraisemblablement vers l'Est sous la couverture mésozoïque.

Sur la carte Réquista, le Permien est développé en trois cycles sédimentaires détritiques ou trois faciès dominants : conglomérats, grès, siltites argileuses. L'essentiel des terrains sédimentaires à l'affleurement est constitué de sédiments détritiques rouges donnant au paysage un caractère particulier, décrit comme le « rougier de Camarès ».

Déposées dans un contexte de graben, les séries sédimentaires permo-carbonifères sont affectées par une tectonique extensive, qui fait rejouer les structures hercyniennes et se manifeste par des structures cassantes synsédimentaires.

La couverture mésozoïque, qui a du recouvrir l'ensemble de la feuille, n'est conservée que sur sa bordure orientale qui représente la terminaison des « avant-causses » liasiques du Larzac. Leur morphologie de plateau karstique couronnant une vigoureuse cuesta de près de 200 m, contraste vivement avec les reliefs beaucoup plus émaillés du substratum antétriasique.

La sédimentation qui correspond à l'enneigement de la plate-forme posthercynienne à l'arrivée de la transgression mésozoïque, débute avec des dépôts détritiques de marge laguno-continentale du Trias moyen à supérieur et se poursuit avec les faciès dolomitiques d'ambiance marine encore confinée de l'Hettangien et les dépôts franchement marins du Lotharingien—Carixien, derniers termes conservés ici d'une série qui s'est poursuivie au moins jusqu'à la fin du Jurassique.

Peu de dépôts subsistent des périodes ultérieures, « argiles à graviers » paléogènes de la marge aquitaine et reliques fluviatiles probablement néogènes, les processus d'érosion ayant été dominants. Quelques jalons peuvent toutefois être décelés dans la morphologie :

— un niveau majeur d'aplanissement s'établit à la fois sur le socle et la couverture sédimentaire, s'inclinant de 800 m au Nord-Est à 500 m environ au Sud-Ouest de la feuille. Bien conservé au Nord du Tarn, il n'est plus représenté, au Sud, que par des témoins dégradés.

Cette surface polygénique, qui coïncide localement avec l'ancienne pénéplaine infratriasique (Viala-du-Tarn, Villefranche-de-Panat) ou avec la surface paléogène (Réquista), a dû s'élaborer jusqu'au cours du Néogène. C'est pendant le Miocène que l'on situe la première inscription des réseaux fluviatiles en contrebas de cette surface ;

— un second stade d'évolution se traduit d'une part par une « gouttière » d'érosion qui se dessine avec des raccords souples selon l'axe de la vallée du Tarn, quelque 200 m en contrebas de la haute surface, et d'autre part par un deuxième niveau d'aplanissement développé dans le Sud de la feuille à une altitude de 500-550 m et dans lequel le Dourdou a encaissé son cours méandriforme.

Pour ce second stade d'érosion, postérieur à la « haute surface » et à son basculement, et antérieur au creusement des canyons, un âge pliocène peut être proposé si l'on se réfère à la vallée du Viaur. Dans une configuration très similaire, la découverte d'*Elephas antiquus* dans un dépôt alluvial en sommet de canyon permet de situer le début du creusement vers la limite Pliocène/Pléistocène.

Le Quaternaire est surtout dominé par l'encaissement des réseaux fluviaux à l'aspect très contrasté :

— sur les hauts plateaux du Ségala, au Nord-Ouest de la feuille et au Nord du Tarn, le réseau de drainage (à chevelu dense, méandri-forme et à alluvions tourbeuses fréquentes) s'encaisse faiblement. L'orientation générale E-W de celui-ci démontre une indépendance vis-à-vis du Tarn tout proche (en dehors des ravins gagnés par l'érosion régressive) et s'accorde avec la pente générale du plateau ;

— le Tarn présente un cours en baïonnette, avec des segments quasi rectilignes, témoignant d'une influence structurale en relation avec les importantes zones fracturées varisques. La vallée profondément encaissée, à flancs abrupts et à peu près dépourvue de terrasses alluviales, témoigne d'un enfoncement rapide ;

— le Dourdou et la Sorgue montrent, au contraire, des vallées à large plaine alluviale, des terrasses étagées et un tracé méandri-forme de rivières de plaine, imputables peut-être à une surimposition ou/et, plus simplement, à la relative homogénéité du substratum permien.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Socle

On doit de nombreuses informations aux auteurs qui ont étudié ces régions.

M. Blavier (1806) est le premier à individualiser les schistes micacés et granites anciens entre les causses du Quercy et les Grands-Causses.

H. de Barrau (1841) puis M. de Serres (1844) publient les premières notices géologiques de l'Aveyron, et c'est A. Boisse (1852) qui met en place les grandes unités sur la première carte géologique de ce département.

J. Bergeron (1889) propose, le premier, qu'un métamorphisme « général » affecte les séries du Rouergue oriental et mentionne la présence de schistes à minéraux (andalousite-staurotide) associés aux gneiss ceillés. Il considère alors l'Albigeois cristallin comme un grand synclinal schisteux constitué, entre le Rouergue et la Montagne noire, d'une série cambrienne azoïque, non différenciée. En 1904, il indique l'âge antéstéphanien de ce métamorphisme, et en 1905 il reconnaît la continuité de la bande amphibolique sur la bordure occidentale du Lévézou.

A. Demay (1931a,b) reprend cette notion de métamorphisme régional qu'il associe à une tectonique tangentielle déversée vers le Sud et dont l'âge est compris entre le Viséen et le Westphalien supérieur. Il considère les « gneiss œillés du Tarn » comme un granite syntectonique (granite du Pinet), mis en place cependant avant le « plissement essentiel » hercynien. Il indique encore (1935, 1942) que le métamorphisme initial des séries était très faible et que le métamorphisme régional est lié à la « montée du magma » qui aurait donné naissance, dans l'épizone, à une mésozone et une catazone « peu épaisses en raison de la profondeur réelle » (1935). Il pense enfin que les gneiss du dôme du Lévézou sont probablement de même origine que les schistes du Tarn et de l'Albigeois.

J. Durand et E. Raguin (1932) remarquent que le granite du Pinet, postérieur au métamorphisme général, est intrusif entre les schistes cristallins du Sud et une série plus métamorphique au Nord.

H.R. von Gaertner (1937) attribue les faciès les plus métamorphiques à une auréole de contact autour du granite de « Pinet-Cassagnes ». En accord avec J. Durand et E. Raguin (1932), il propose que cet intrusif soit synchrone des plissements majeurs qu'il date, par comparaison avec la Montagne noire, entre le Viséen et le Stéphanien. De plus, il remarque la vergence apparente vers le Nord des structures entre Rodez et le Tarn. Pour lui, les séries sont rétro-morphosées ultérieurement.

M. Roques (1941), sans rejeter l'importance du métamorphisme de contact autour des « laccolites syncinématiques » de type Pinet, interprète la zonéographie des séries paradérivées indépendamment de la géométrie des intrusifs. Pour lui, le métamorphisme régional est tardisilurien (p. 382) et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, de caractère mésozonal, est suivi d'une rétro-morphose générale dans l'épizone (zone des « micaschistes supérieurs ») attribuée aux soulèvements calédoniens. La mise en place des laccolites syncinématiques marquerait la fin du métamorphisme régional et le début de l'orogénèse hercynienne.

Dans le même ouvrage, M. Roques relève l'existence de grès quartzeux et pressent le rôle que pourraient jouer ces roches en tant que niveau repère régional au sein des formations schisto-gréseuses.

B. Gèze (1949), aucun levé cartographique détaillé n'ayant encore été effectué, cite toujours l'Albigeois cristallin comme un ensemble schisteux compréhensif, épimétamorphique, d'âge cambro-silurien (terme équivalent à l'actuel Ordovicien), dans lequel l'Antécambrien pourrait être représenté. Cet auteur note que les schistes forment un vaste et complexe anticlinal d'axe N20°E.

C'est à J.H. Guillon (1963), B. Nicolet (1963) et L. Viallefond (1963) que l'on doit la distinction cartographique détaillée des termes lithologiques qui constituent l'Albigeois cristallin. Ces auteurs établissent une succession des faciès repères, en discutent leur valeur lithostratigraphique et tentent des corrélations avec les formations cambro-ordoviciennes des régions voisines. Au point de vue tectonique, la grande voûture anticlinale définie par B. Gèze (1949) reste le trait structural majeur. Toutefois, ces auteurs, frappés par la symétrie des

faciès schisto-gréseux par rapport à la série des schistes noirs et roches vertes et par l'observation d'une « disharmonie structurale » au sein de la « série schisto-gréseuse supérieure » (Guillon, 1963), évoquent la possibilité de « perturbations tectoniques d'une singulière ampleur ».

P. Collomb (1952, 1970) individualise deux épisodes tectono-métamorphiques :

— il rattache à l'orogénèse calédonienne une première phase « ruthène » qui se traduit par un métamorphisme de faible degré (séricitoschistes). Ses arguments microtectoniques rendent compte d'une pression tangentielle SSW-NNE ;

— il attribue à l'Hercynien la phase un peu plus sévère du « Bas-Rouergue » (assemblages à muscovite-chlorite) et des plis d'axe NNW-SSE.

L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent entre temps les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr (âge apparents, recalculés avec $\lambda_{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ /an) et mettent en évidence deux épisodes métamorphiques :

— le premier événement est daté 360 Ma, ce qui rajeunit la « phase ruthène » de P. Collomb. Les auteurs le rattachent à l'orogénèse bretonne ;

— la seconde phase, datée 300 Ma, correspondrait à la « phase du Bas-Rouergue ».

J.M. Cantagrel et M. Piboule (1972) obtiennent avec la méthode Rb/Sr un âge de 446 ± 12 Ma pour la mise en place de l'orthogneiss du Pinet. Ils mesurent par ailleurs des âges K/Ar répartis entre 350 et 300 Ma (Cantagrel et Piboule, 1971) sur des amphiboles des metabasites appartenant à la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou.

J.P. Mauriès (1970), G. Delpont (1973), P. Béziat (1973), P. Dechomets (1978), dans le cadre de recherches localisées sur l'Albigeois, apportent des précisions sur la succession lithostratigraphique, et surtout, mettent en évidence le caractère polyphasé de la déformation : deux phases précoces synschisteuses sont identifiées. La « voussuration anticlinale » N-S apparaît dès lors comme une expression tardive de la déformation globale.

C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du Lévézou dans une région où l'orthogneiss du Pinet se situe entre la série gréso-pélimitique du Truel et le complexe leptyno-amphibolique. Il met en évidence deux phases de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S et NW-SE, suivies d'une phase de serrage responsable de plis orientés N100-110°E. Ces trois épisodes tectoniques, rattachés à l'Hercynien, sont contemporains d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

— un premier épisode de pression intermédiaire syn- à post-phase 1 tangentielle, et reconnu par la succession minéralogique : chlorite-muscovite-biotite-grenat-disthène-staurotide-sillimanite ;

— un second épisode de basse pression post-phase 2 anté-phase 3, responsable de la succession minéralogique : biotite-grenat-cordiérite-sillimanite.

Le caractère ancien de l'événement granulitique haute pression qu'il reconnaît dans certaines roches basiques est pour lui confirmé par la présence d'enclaves écolitiques dans les orthogneiss de type Pinet.

En effet, le métamorphisme de contact lié à ces orthogneiss est considéré par C. Nicollet comme antérieur à 446 Ma (âge mesuré par J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1972). Il signale cependant l'âge de 321 ± 8 Ma obtenu par H. Maluski et P. Monié (1988) sur la biotite du Pinet (méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fusion totale). Il note d'autre part que l'événement granulitique ancien de haute pression mis en évidence dans les roches basiques du complexe leptyno-amphibolique n'est pas retrouvé dans la série du Truel. Par analogie avec les complexes leptyno-amphiboliques décrits ailleurs dans le Massif central, il propose que ce complexe puisse être une ceinture verte charriée vers le Sud sur le dôme du Lévézou avant 450 Ma.

N. Gignoux (1978) effectue une étude gravimétrique de la bordure du dôme du Lévézou et retrouve l'essentiel de la cartographie de P. Collomb (1970). La ceinture leptyno-amphibolique ne s'enracine pas (Bayer et Hirn, 1987).

J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) montrent que les roches basiques et ultrabasiques de Najac appartiennent à une klippe charriée vers le Sud sur une série épizonale.

C. Pin (1981) rejoint les premiers auteurs quant au caractère synchronématique du Pinet. Il calcule un âge de mise en place à 360 ± 20 Ma par la méthode U/Pb sur zircon, âge plus ou moins bien défini dans la mesure où il met en évidence une importante fraction de zircons hérités dont l'âge apparent est de 1800 ± 200 Ma, ce qui s'accorde bien avec une source ancienne protérozoïque pour le magma.

J.P. Burg et C. Teyssier (1983) observent la juxtaposition tectonique de deux unités cristallophylliennes dont le métamorphisme prograde est contemporain de la tectonique hercynienne. Parallèlement, ils étudient la déformation des laccolites syntectoniques de type Pinet et proposent que le métamorphisme de contact lié à ces orthogneiss soit d'ampleur régionale et à l'origine des termes les plus métamorphiques.

L'âge à $560 + 13 / -10$ Ma de la granodiorite de Caplongue (Lafon, 1984), obtenu par la méthode U/Pb sur zircons, suggère pour la première fois l'existence de séquences antécambriennes dans le Rouergue oriental.

J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé (1984) identifient et cartographient les nappes de l'Albigeois et attribuent leur mise en place à l'orogénèse éohercynienne.

C. Meyzindi (1985) cartographie la jonction Albigeois cristallin—Rouergue cristallin et repère la remarquable barre de quartzite associée aux porphyroïdes. La zone laminée entre Réquista et Broquiès, jalonnée de schistes noirs et verts, peut être interprétée, pour cet auteur, «comme un front de nappe» ou écaillés séparant les séries rouergates des séries albigeoises.

J.P. Burg *et al.* (1986) reprennent l'étude pétrographique du Rouergue tout en conservant les trois grandes unités lithologiques reconnues par les auteurs précédents :

- les séries grésopélimitiques ;
- les métagranitoïdes ;
- le complexe leptyno-amphibolique.

Ils soulignent la dualité des orthogneiss en séparant les laccolites anciens, plus ou moins alcalins, des laccolites « calco-alcalins », syn-tectoniques, de type Pinet.

C. Delor *et al.* (1986, 1987) découvrent dans la klippe de Najac des éclogites à glaucophane et des schistes blancs. Ils étudient les contours de cette klippe vers Carmaux et Réalmont, au Sud.

Pour J. Guérangé-Lozes (1987), les terrains cristallins qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, forment une même entité géologique et sont impliqués dans des nappes dont la mise en place, à déversement sud, est rapportée à un événement composite tectono-métamorphique tangentielle majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma). Pour cet auteur, les données acquises conduisent à envisager un hiatus de plusieurs dizaines de millions d'années entre la structuration de ce domaine septentrional et la structuration d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, d'âge namuro-west-phalien. La zone d'affrontement se situerait sur la retombée méridionale de la zone axiale de la Montagne noire.

Bassin de Saint-Affrique

La prospection géologique et minéralogique dans le département de l'Aveyron remonte au siècle dernier (*cf.* Salvayre, 1969).

C'est la recherche minière qui a généré dans le bassin de Saint-Affrique les travaux de F. Cachau-Herreillat en 1965, puis de A. David en 1967 qui réalise pour la Scumra (Société centrale de l'uranium et des minerais et métaux radioactifs) la première étude lithostratigraphique du bassin sédimentaire. Plusieurs campagnes de sondages sont alors menées par Cogéma. Le relais est pris par Minatome, devenant ultérieurement Total-Compagnie minière, avec les travaux de J.J. Yerle (1979) qui réalise une cartographie très précise du bassin de Brousse-Broquiès, révisée par C. Perrin. Ce dernier travail est repris pratiquement dans son intégralité dans le présent document. Le travail de C. Goloubinoff (1979) apporte un complément cartographique et lithostratigraphique vers l'Est, dans la région de Saint-Rome-du-Tarn.

Peu après, G. Santouil (1980) propose une approche structurale à l'étude de ce bassin. Dans le cadre d'une première synthèse géologique et métallogénique des bassins permians du Massif central, R. Feys et C. Gréber (*in* Châteauneuf *et al.*, 1980), reprennent l'ensemble de ces travaux.

Plus récemment, à l'occasion de la publication d'une synthèse géologique des bassins permians français (Châteauneuf et Farjanel, 1989), G. Gand (1987) publie ses travaux sur la palichnologie du bassin, également objet de sa thèse. Antérieurement, F. Ellenberger (1984) avait décrit quelques traces de reptiles. Dans la synthèse de J.J. Châteauneuf et G. Farjanel (1989), la description du bassin de Saint-Affrique par M.C. Maugenest et C. Vinchon a été faite à l'occasion du levé de la carte Saint-Sernin-sur-Rance.

Simultanément, le CEA reprenait les investigations par le biais de deux thèses sur la sédimentologie (Rolando, 1988) et la géologie structurale du bassin (Legrand, 1990).

Les derniers travaux de palynologie (Doubinger, *in* Rolando, 1988) remettent en cause les attributions stratigraphiques traditionnelles (Gand, 1987; Châteauneuf *et al.*, 1980; Châteauneuf et Farjanel, 1989) des différents ensembles lithostratigraphiques du Permien. Cependant, la discussion reste ouverte entre biostratigraphes, selon l'outil de datation utilisé.

Pour éviter cette ambiguïté, le Permien a été cartographié en termes d'unités lithostratigraphiques reflétant les séquences sédimentaires constitutives de trois cycles sédimentaires majeurs. Les noms de ces unités sont attribués à partir des lieux géographiques où elles sont le mieux définies ou reprennent les appellations des auteurs précédents, en évitant cependant les terminologies de type « Autunien gris », qui impliquent une notion à la fois stratigraphique (et donc encore sujette à discussion) et faciologique et maintient donc une ambiguïté.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE (?) ET PALÉOZOÏQUE

Formations anté- et syn-orogéniques varisques: Précambrien (?) à Cambro-Ordovicien

Sur la feuille Réquista, les terrains cristallins et cristallophylliens attribués à cette période sont impliqués dans deux grandes unités lithostratigraphiques et structurales majeures superposées, du Sud au Nord et de bas en haut : la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et la bordure méridionale du complexe leptyno-amphibolique du Lévézou. Sur cette feuille, le granite du Pinet se situe entre ces deux unités (encart et schéma structural de la carte).

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Cette unité structurale, bien définie en Albigeois, est très complexe car affectée par d'importants chevauchements. Elle est composée de formations lithologiques épimétamorphiques intensément déformées par la tectonique tangentielle précoce. L'établissement d'une succession lithostratigraphique est difficile. Cependant, la cartographie détaillée et régionale permet de distinguer, du Sud vers le Nord, à partir de la base de la nappe, les grands ensembles lithologiques suivants (schéma structural) :

- une formation schisto-gréseuse grise rythmique, dénommée Formation de Saint-Sernin-sur-Rance ;
- une formation de tufs et coulées rhyolitiques, dénommée Formation de Larroque ;

- une formation de grès-quartzites blancs, dénommée Formation du Puy-Saint-Georges ;
- une formation de schistes noirs, dénommée Formation de la Vère.

Sur la feuille Réquista, ces grands ensembles lithologiques ont été reconnus mais ont été souvent difficilement cartographiables en raison de l'intensité de la déformation. Jusqu'à la bordure nord du bassin de Brousse—Broquiès, seule affleure la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance. Puis, impliqués dans des structures complexes, affleurent les autres ensembles lithologiques, structurés en synclinal précoce D1, lui-même restructuré par la phase D3 (plis et décrochevauchements).

De façon générale, le passage continu d'une formation à l'autre n'a pu être observé en raison des nombreux cisaillements. Cependant, la répartition régionale des affleurements de ces quatre formations permet de penser que leur succession lithostratigraphique est normale, plutôt que due à un empilement structural.

k1. Formation de Saint-Sernin-sur-Rance : alternances grès feldspathiques gris, fins à grossiers—schistes noirs ou gris. Elle se caractérise par des alternances régulières de bancs décimétriques à métriques (exceptionnellement décamétriques) de schistes (siltites) gris ou noirs et de grès feldspathiques. La composition géochimique de ces roches les situe dans les arkoses quartzitiques à tendance sodique. Les grès feldspathiques ont une granulométrie particulièrement constante, généralement fine à moyenne, exceptionnellement grossière. Ils se caractérisent par l'abondance de cristaux millimétriques de quartz translucides, évoquant des quartz volcaniques. En raison du degré de tectonisation, l'établissement d'une succession lithostratigraphique détaillée s'est avérée illusoire dans cette formation où il est impossible de suivre un banc repère au-delà d'une dizaine de mètres.

Localement ont été individualisés et cartographiés des **horizons** particulièrement **gréseux** (G), de puissance au minimum hectométrique. Les grès y sont prépondérants et constituent des bancs d'épaisseur plurimétrique à décamétrique, voire exceptionnellement plus importante, comme ceux de Coupiac. De même, des niveaux silteux plus épais peuvent exister et trancher cette monotonie.

L'intensité du métamorphisme s'accroît vers le Nord (cf. ξ^2) où, dans l'ensemble des matériaux, on observe le développement de biotites sur une foliation S2 qui crénule en microlithons fusiformes une première schistosité S1, soulignée par des micas blancs et des grains de quartz en petits pavés. Ces deux foliations S1 et S2 sont attribuées à un épisode tangentiel synmétamorphique.

Cette formation s'étend vers le Nord-Ouest : c'est la série monotone du Truel décrite par C. Nicollet (1978), série qui comprend, en outre, de rares boudins d'amphibolite (ξ^2 [3]) de petite taille (< 2 m). Sur cette coupe, l'intensification du métamorphisme est marquée par l'ap-

parition, après la biotite, de grenat syn- à tardi-phase 2 jusqu'au contact avec l'orthogneiss syntectonique du Pinet. Au Nord-Est de la feuille, et en se rapprochant du Pinet, de la biotite postfoliale forme des surcroissances statiques sur les grenats à inclusions sigmoïdes. Parfois, une blastèse de néogrenats limpides, clairement postfoliale, apparaît. La zone à staurotide peut être atteinte localement contre l'orthogneiss lui-même. Ceci est bien documenté sur la feuille Salles-Curan (Burg *et al.*, 1989) où les zones à disthène, voire à sillimanite, peuvent être atteintes. Dans cette série, des exsudats centimétriques à décimétriques de quartz, plagioclase et biotite dessinent des charnières de plis isoclinaux, et l'ilménite, sous forme de petits cristaux allongés, souligne la foliation régionale, en particulier lorsque le métamorphisme est faible.

Ces gneiss et micaschistes, par leur puissance, leur monotonie, leur rubanement et leur continuité cartographique, peuvent être corrélés avec la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance. Cette corrélation est confortée par leur association avec des quartzites blancs, massifs, et des « porphyroïdes ». L'empilement structural est différent, les porphyroïdes étant ici situés sous les gneiss ; mais cette disposition peut s'expliquer par de grands plis couchés précoces d'ordre cartographique, dont certains flancs disparaissent dans des cisaillements.

La Formation de Saint-Sernin-sur-Rance témoigne d'une période prolongée de sédimentation détritique, homogène par la nature des apports et constante dans les conditions de dépôt.

ρλ. **Formation de Larroque : tufs rhyolitiques.** Régionalement, d'Ambialet (feuille Carmaux) jusqu'à la région de Lagarde (feuille Réquista), cette formation puissante de plus de 100 m « coiffe » cartographiquement la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance. Le passage de l'une à l'autre semble généralement brutal mais, sur la feuille Carmaux, le passage progressif mais rapide a été observé en deux points.

La Formation de Larroque se caractérise à l'affleurement par des matériaux homogènes et ocellés dans lesquels s'intercalent, peut-être en lames tectoniques (les contacts étant toujours faillés), des passées de schistes (shales) noirs, ampéliteux et pyriteux. L'une de ces passées contient des bancs de grès noirs, de puissance métrique. À divers niveaux de cette formation, des esquilles silteuses noires de taille centimétrique à décimétrique ont été observées.

Le faciès dominant se caractérise par des phénocristaux de quartz et de feldspath relativement abondants (10 à 20 %) et de taille généralement inférieure au centimètre. Cependant, on note localement des variations dans la fréquence et la taille de ces phénocristaux, les faciès les plus grossiers pouvant comporter des cristaux de feldspath centimétriques (1 à 2 cm) ; par contre, de rares niveaux peuvent en être totalement dépourvus. Épisodiquement, des passées métriques, compactes et homogènes, s'apparentent à des coulées rhyolitiques. Ces tufs rhyolitiques montrent en outre :

- la conservation, dans les quartz et les feldspaths, de « golfes de corrosion » remplis d'une mésostase cryptocristalline (verre dévitrifié);
- la présence d'esquilles schisteuses centimétriques à décimétriques, correspondant à des mélanges avec les sédiments encaissants ou éventuellement à des fragments arrachés aux épontes de cheminées volcaniques;
- une composition parfois très quartzreuse de la mésostase indiquant, ainsi que les variations locales de l'abondance des phénocristaux, que ces tufs ont subi des tris lors de leur mise en place.

Ces roches ont subi par endroits une potassification marquée par le remplacement du plagioclase par le feldspath potassique et par de fins filonnets de feldspath potassique, affectés par les schistosités S1-S2.

La puissance de cette formation tufacée et la rareté des intercalations basiques suggèrent une origine par fusion sialique. Cette interprétation est confirmée par deux observations :

- la présence de phénocristaux corrodés, dépassant 2 cm de côté, contenant des lattes de plagioclase en texture rapakivi;
- la présence exceptionnelle de débris lithiques corrodés, constitués de quartz, plagioclase et feldspath potassique, en assemblage à aspect grenu ou granoblastique.

À partir de Lagarde, la formation diminue nettement d'épaisseur. L'intercalation, qui pose un problème, des tufs de Réquista dans la formation schisto-gréseuse semble bien être due à un événement structural ponctuel (cisaillement). Effectivement, cartographiquement, ces tufs affleurent très vite vers l'Est dans la même position lithostratigraphique que celle de l'ensemble des tufs de l'Albigeois, avant de disparaître sous le bassin stéphano-permien de Brousse—Broquiès. Seule, s'observe une réduction très nette de leur puissance. Celle-ci peut s'expliquer soit par des changements paléogéographiques (l'accumulation de tels matériaux peut être limitée régionalement), soit par une disparition par cisaillements (précoces D1-D2 et D3), soit par la conjonction de ces deux phénomènes.

De petites lentilles, telles celles de la Jourdanie, sont des hypogranites apparemment associés aux termes génériques de « porphyroïdes ».

k3-6. Alternances grès micacés verts—schistes verts. Régionalement, dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, c'est uniquement à Réquista (à l'exception de la structure de Pampelonne, feuille Naucelle) que l'on retrouve cette formation. Peu épaisse, elle est préservée dans la charnière du synclinal D1 de Lagarde—la Bessière. Elle est constituée d'une alternance de grès verts et de schistes verdâtres lustrés. Les quelques bancs de quartzites blancs intercalés dans cette formation annoncent la transition de celle-ci avec la Formation du Puy-Saint-Georges.

01a. **Formation du Puy-Saint-Georges : quartzites micacés blancs.** Régionalement, cette formation est constituée de plusieurs bancs décimétriques de quartzites blancs micacés et feuilletés, abondamment veinés de filonnets de quartz recristallisé.

C'est un niveau remarquable à l'échelle régionale. Dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, il se situe toujours entre la Formation de Larroque et la Formation de la Vère sus-jacente. La permanence de l'ordre de superposition de ces trois termes, quel que soit le secteur considéré, permet de supposer que cette succession est d'ordre lithostratigraphique et non tectonique.

Dans la région de Réquista, cette formation reste un très bon horizon repère. Elle comporte plusieurs bancs de grès d'épaisseur variable (variation paléogéographique et/ou disparition due à des cisaillements). Une confusion peut se faire avec les alternances schisto-gréseuses verdâtres qui passent latéralement aux tufs rhyolitiques; le dernier horizon de grès très blancs reste, de toutes façons, distinct et cartographiable. Il est important de noter que cette formation est toujours surmontée par une formation schisteuse homogène, sombre.

01b-2. **Formation de la Vère : schistes noirs homogènes.** Régionalement, cette formation est bien représentée d'Albi à Tanus. Elle est monotone et contient quelques rares bancs gréseux d'épaisseur centimétrique. Sur la feuille Réquista, elle affleure largement au Nord du bassin de Brousse—Broquiès et forme une gouttière allongée N110°E. À l'Ouest, les schistes noirs (pélites) surmontent normalement la Formation du Puy-Saint-Georges, mais, d'une façon générale, l'intensité des déformations masque les relations entre les formations et rend difficile la cartographie. Au Sud, déjà, les schistes noirs surmontent les quartzites peu épais ou les tufs par effet de cisaillement. Au Nord, l'intensité des cisaillements est telle que les schistes noirs peuvent être en contact avec n'importe quelle formation. Ce n'est qu'en lames et sporadiquement que l'on trouve les horizons repères de quartzites blancs et de tufs.

La cartographie vers l'Est de cette formation est problématique. L'un de nous (J.G.L.) pense que celle-ci pourrait se poursuivre vers la Jourdanie et correspondre, dans ce secteur, aux puissantes et nombreuses passées observées ici.

Dans les schistes noirs affleurent des **tufs rhyolitiques** (ρλ) en passées décimétriques et des roches basiques en passées métriques, repérables uniquement dans des nouveaux talus de route.

ξ². **Formations métamorphiques.** L'ensemble des formations constituant la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance devient de plus en plus métamorphique vers le Nord, pour atteindre la zone à biotite et grenat en périphérie des orthogneiss de type Pinet. Le caractère nettement recristallisé de ces termes nous a conduit à les différencier sous cette terminologie.

Âge des terrains. D'une façon générale, en Albigeois et en Rouergue méridional, aucune recherche palynologique n'a été tentée compte tenu du fort degré des déformations. Cependant, par analogie, ces formations et leur succession peuvent être comparées avec les séries identiques et mieux définies des unités sous-jacentes (voir encart). Bien qu'aucun passage en continuité de sédimentation n'ait été observé à l'échelle de la carte géologique, la Formation de Larroque semble faire suite à la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance, puis passer à la Formation de la Vère par l'intermédiaire d'un ou deux bancs de quartzites blancs, plus ou moins continus.

Cette succession lithologique ainsi que les caractéristiques propres à chaque formation permettent de proposer des corrélations avec les formations constituant les unités sous-jacentes (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et monts de Lacaune).

La Formation de Saint-Sernin-sur-Rance pourrait être, par ses caractères sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance, comparée aux « Grès de Marcory » du Cambrien inférieur. La « signature géochimique » de cette formation est tout à fait comparable à celle des formations homologues des monts de l'Est de Lacaune (écaïlle de Mélagues) et du versant sud de la Montagne noire (nappe du Minervoïis, coupe de la Clamoux = Grès de Marcory *sensu stricto*) datées du Cambrien inférieur et prises comme références. Cette analogie corrobore donc cette attribution d'âge.

Les quartzites blancs (Formation du Puy-Saint-Georges), tout à fait identiques (niveau repère) à ceux de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, peuvent être, comme ces derniers, corrélés aux quartzites blancs du Trémadocien inférieur des monts de l'Est de Lacaune.

Les schistes noirs (Formation de la Vère) qui surmontent ces grès pourraient alors être l'équivalent des schistes noirs du Trémadocien supérieur—Arénigien inférieur.

Pour ce qui concerne la Formation de Larroque, sa situation cartographique entre la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance (attribuée au Cambrien inférieur) et la Formation du Puy-Saint-Georges (attribué au Trémadocien) donnerait à penser qu'un volcanisme acide permanent se serait substitué ici à une sédimentation argilo-gréso-carbonatée, du type de celle des unités plus méridionales, et aurait envahi toute la tranche d'âge entre ces deux étages. Cependant, si l'on ne retient pas l'hypothèse que cet épisode volcanique acide ait duré près de 70 Ma, trois possibilités de corrélation sont envisagées :

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien inférieur basal, « blaviérites » de l'Est des monts de Lacaune ; mais dans ce cas, il y aurait lacune stratigraphique ou tectonique de toute la tranche allant de la partie supérieure du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur pour la puissante série plus à l'Ouest ;

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien supérieur—Ordovicien inférieur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès ; dans ce cas il y

aurait lacune stratigraphique ou structurale du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen ;

— soit avec ces deux volcanismes : la lacune serait alors réduite à la partie supérieure du Cambrien inférieur et au Cambrien moyen.

Dans l'état actuel des connaissances, il semble que cette formation, de par sa puissance, soit à rattacher surtout au Cambrien inférieur basal, auquel s'ajouterait une tranche attribuable au Cambrien supérieur—Ordovicien inférieur. Dans cette hypothèse, les passées métriques à décamétriques de schistes noirs ampéliteux et de grès fins noirs dans ces tufs, ainsi que les esquilles de schistes noirs, pourraient être les témoins des sédiments du Cambrien inférieur sommital se déposant à proximité.

Le « porphyroïde » de Réquista a été daté à 514 ± 10 Ma par L. Delbos *et al.* (1964-1965), âge correspondant, *grosso modo*, à la limite Cambrien moyen/Cambrien supérieur. L'âge de ces tufs rhyolitiques qui sont associés à la Formation du Puy-Saint-Georges à laquelle nous attribuons par corrélation de faciès un âge trémadocien inférieur, paraît satisfaisant.

Complexe leptyno-amphibolique du Lévézou

Le complexe leptyno-amphibolique du Lévézou est un horizon particulier qui a été individualisé en Rouergue par J. Bergeron (1905) puis étudié en détail par P. Collomb (1970). Cet auteur définit cette série comme une « ceinture basique » formée essentiellement de gneiss amphiboliques dans lesquels restent préservées des éclogites (déjà découvertes par Y. Brière, 1920), des serpentinites et des norites (Lacroix, 1893-1895). Si cette définition s'applique relativement bien à la partie occidentale du complexe leptyno-amphibolique (feuille Salles-Curan ; Burg *et al.*, 1989), elle n'est pas aussi restrictive sur la feuille Réquistat, dans la retombée méridionale du Lévézou où l'encaissant des reliques basiques de haute pression est formé essentiellement de leptynites et de micaschistes pélitiques indifférenciés.

Au Nord du complexe

ζ²M. Paragneiss migmatitiques (métatexites par fusion partielle lit par lit). Aucun caractère macroscopique (à une mobilisation incipiente près) ne permet de les séparer des gneiss fins qui affleurent à l'extérieur du Lévézou (ζ² de la feuille Salles-Curan). Des faciès de convergence rendent parfois difficile la séparation entre roches ortho- et paradérites. Les associations typomorphes sont :

quartz, plagioclase, muscovite, biotite (8)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (9)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, ± grenat, feldspath (10)

quartz, plagioclase, biotite, grenat, ± feldspath potassique, ± sillimanite, ± muscovite (11)

La paragenèse (11) caractérise la majorité des termes paradérivés. La biotite forme de grands blastes brun acajou et de fines intercalations au sein des muscovites. Cette texture particulière n'est pas retrouvée à l'extérieur du Lévézou. Les paragenèses de types (8), (9) et (10) s'expliquent par un chimisme particulier de la roche totale.

Les termes pélitiques associés aux orthogneiss de type Pinet (limite nord de la feuille, entre Vabrette et Ladepeyre) montrent des textures de cornéennes et schistes tachetés différentes de celles observées à l'extérieur du Lévézou. Ces roches contiennent sillimanite prismatique, corindon, andalousite (Nicollet, 1978), et également cordiérite et feldspath potassique. Le disthène est plus rarement observé.

λ. **Leptynites et micaschistes pélitiques indifférenciés.** Ces termes constituent des niveaux décamétriques que l'on retrouve intercalés dans les amphibolites. Ce sont souvent des schistes bruns à ocre, riches en feldspath, contenant les associations minéralogiques suivantes :

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (13)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide (14)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, disthène (15)

quartz, plagioclase, biotite, grenat, staurotide, disthène (16)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, disthène (17)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, sillimanite (18)

quartz, plagioclase, biotite verte, grenat, disthène, sillimanite (19)

Ilménite, ± rutile, apatite, zircon et monazite sont les accessoires communs à toutes ces associations.

Malgré le manque d'analyses roche totale, l'absence de feldspath potassique néoformé dans les associations sans muscovite suggère qu'il devrait exister des roches moins potassiques que d'autres. Ajoutons que les assemblages (13) et (14) sont interlités à divers niveaux de la série au sein des assemblages (15) à (19), et ne représentent donc pas nécessairement les associations les moins métamorphiques.

ξ_{d-s}. **Micaschistes phyllonitiques à disthène-sillimanite et quartzites subsidiaires.** Cet horizon affleure sur la bordure nord-est de la carte selon une bande E-W qui, sur la feuille contiguë Salles-Curan, s'infléchit vers le Nord pour disparaître à la hauteur d'Arviu. On retrouve dans les termes pélitiques les associations (16) à (19). Bien visible à l'œil nu, la sillimanite constitue des fuseaux nacrés plurimillimétriques allongés sur la linéation régionale à biotite et muscovite.

Au Sud : la « ceinture basique »

Le complexe devient essentiellement basique et les termes grau-wacko-pélitiques ou orthodérivés acides sont rares. De ce fait, seules les associations typomorphes (13), (14), (18) et (19) ont été observées

dans les termes pélitiques. La plupart des roches basiques sont des amphibolites banales et des gneiss fins à amphibole indifférenciés qui peuvent, comme les métapélites, contenir divers types de reliques de haute pression : skarns (SK), péridotites serpentinisées ($\pi\lambda$), norites coronitiques et flaser-gabbros (θ), écloğites et écloğitoïdes (ψ), amphibolites de haute pression ($\delta\psi$).

Par opposition aux écloğites et écloğitoïdes où les minéraux de haute pression forment la paragenèse primaire, on distinguera les coronites où les minéraux métamorphiques de haute pression sont réactionnels autour des minéraux magmatiques (norites).

Les minéraux magmatiques réagissent entre eux lors du refroidissement du subsolidus et, de ce fait, ces roches témoignent d'une écloğitisation tardive, la paragenèse écloğitique étant alors représentée par la couronne la plus externe (Lasnier, 1970). Le plus souvent, cette écloğitisation se marque par la formation de grenat pyrope que l'on retrouve aussi dans les stades évolués (écloğites en nids d'abeille).

Ces paragenèses de haute pression sont reprises par le métamorphisme mésozonal; les termes de transition entre écloğites et amphibolites à grenat, par exemple, ont été reconnus dès 1970 par M. Piboule et D. Coffrant.

δ . Amphibolites banales et gneiss fins à amphiboles indifférenciés.

Ces roches constituent sur cette feuille environ 90 % de la branche méridionale du groupe leptyno-amphibolique. Deux paragenèses principales décrivent ces metabasites mésozonales, qu'elles contiennent ou non des reliques de haute pression :

amphibole verte à brun-vert, plagioclase An 40-60, \pm biotite,
 \pm grenat, \pm clinopyroxène (20)

amphibole bleu-vert à verte, plagioclase An 40-60, \pm biotite,
 \pm grenat, \pm clinopyroxène (21)

Les accessoires sont rutile, sphène, ilménite, zircon, \pm allanite. Au Sud, de l'épidote est secondaire dans les plagioclases de flaser-gabbros.

Les gneiss amphiboliques ont des paragenèses du type (20) et (21) auxquelles il faut ajouter du quartz, jamais associé à du clinopyroxène.

SK. Skarns. Interlités dans les gneiss amphiboliques, des septa de roches carbonatées existent, l'assemblage minéralogique étant : plagioclase calcique, quartz, grenat grossulaire, \pm amphibole incolore à verte, \pm clinopyroxène, \pm épidote, \pm sphène.

$\pi\lambda$. Péridotites serpentinisées. Les lentilles de péridotites serpentinisées montrent une foliation fruste et sont allongées dans la foliation régionale. À l'affleurement, la roche est massive, d'un vert sombre, et montre l'altération en « peau de serpent » caractéristique.

En lame mince, l'olivine, l'orthopyroxène et le diopside sont le plus souvent conservés à l'état de reliques dans les grandes plages d'antigorite auxquelles sont associés du chrysotile fibreux et de la trémolite. Le litage magmatique est parfois visible dans ces péridotites et souligne l'alternance « wherlite-harzburgite » originelle. De telles roches rappellent les péridotites litées à allure de tectonites, classiques dans les ophiolites. Localement, on observe une leuchtenbergite secondaire.

θ. Norites coronitiques et flaser-gabbros. Toutes les lentilles basiques à plagioclase riche en anorthite dominant et à orthopyroxène et clinopyroxène primaires, ont été regroupées sous le vocable gabbro et constituent le plus souvent des niveaux très déformés (flasésisés). Les flaser-gabbros *sensu stricto* sont complètement rétomorphosés en amphibolites. Les pyroxènes primaires sont encore reconnaissables.

Des structures granuloblastiques sont parfois conservées au cœur de ces boudins. Il s'agit le plus souvent d'une texture ophitique relic-tuelle à clinopyroxène pseudomorphosé par de la hornblende verte (Nicollet, 1982).

Plus localement, toujours associés aux norites, on observe des niveaux métriques d'hypersthénite ou bronzitite.

ψ. Éclogites et éclogitoïdes. Ces reliques granulitiques affleurent toujours en lentilles de taille réduite dans les amphibolites banales. Elles sont généralement à grain fin et de teinte sombre à verdâtre. Les associations minéralogiques types rencontrées sont les suivantes : quartz, grenat kélyphitisé, clinopyroxène (transformé en kélyphitoïde à clinopyroxène secondaire et plagioclase), ± disthène (transformé en corindon secondaire et plagioclase), ± zoïsité, rutile (transformé en ilménite et sphène), ± amphibole primaire (transformée aussi en kélyphitoïde à amphibole secondaire et plagioclase) (23)

± quartz, amphibole brun-vert (zonée à la périphérie bleu-vert), plagioclase basique, grenat (kélyphitisé en amphibole bleu-vert et plagioclase), ± zoïsité, rutile (transformé en ilménite et sphène), apatite, zircon (24)

δψ. Amphibolites de haute pression. Elles se reconnaissent sur le terrain par la taille des grenats plurimillimétriques, par opposition aux éclogites à grain plus fin. Au microscope, le clinopyroxène primaire est absent et le grenat se déstabilise en symplectite de hornblende bleu-vert et plagioclase. Les niveaux trondjhémiques de haute pression n'ont pas été individualisés de par leur faible épaisseur (1 mm à 10 cm). Ces roches décrites par C. Nicollet et A.F. Leyreloup (1978) constituent des rubanements tant dans les éclogites et éclogitoïdes que dans les amphibolites haute pression.

L'assemblage minéralogique type est à quartz, plagioclase, disthène, ± staurotide, zoïsite, ± grenat, ± muscovite, rutile.

Comme les roches qui les contiennent, ces trondjhémities montrent des phénomènes de coronitisation rétrograde (Nicollet et Leyrelop, 1978). Le plus souvent :

- le disthène et la muscovite s'entourent d'une couronne d'oligoclase ;
- la zoïsite s'entoure d'épidote plus alumineuse et d'oligoclase. Plus rarement, du grenat encapuchonne le disthène.

La rétomorphose en climat mésozonal se traduit par la déstabilisation conjointe du disthène et du grenat et une symplectite à spinelle vert, quartz, ± staurotide. Cette dernière paragenèse est en accord avec la zone à staurotide décrite dans les métapélites encaissantes du complexe leptyno-amphibolique.

Métagranitoïdes

$p\sigma\gamma^2$. **Massif du Pinet. Monzogranites et syénogranites calco-alkalins à texture porphyroïde.** Le massif du Pinet, laccolite long de plus de 35 km, atteint une épaisseur d'environ 2 500 m au Sud de Villefranche-de-Panat. La foliation qui l'affecte est dans son ensemble fortement pentée vers le Sud. Au moins deux faciès principaux peuvent être séparés, tous deux affleurant en blocs erratiques de roche équante aussi bien qu'en orthogneiss très schisteux :

- un massif à **faciès fin** homogène ($p\sigma\gamma^2$ [1]) à petits yeux de feldspath potassique et à albite dominante ; le quartz y est plutôt rare. Dans ce granitoïde leucocrate, une muscovite et une rare biotite verte sont magmatiques. Apatite, zircon, fluorine et opaques constituent les minéraux accessoires ;
- le **faciès porphyroïde** a déjà été largement décrit par les auteurs précédents et analysé par P. Collomb (1970) puis C. Nicollet (1978). Il s'agirait d'un syénogranite de type « S ». Les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 10 cm. Le quartz, parfois bleuté, constitue souvent de grands rubans. La muscovite est généralement dominante sur la biotite bien représentée et plus ou moins chloritisée. La matrice est constituée de quartz, feldspath potassique et oligoclase, avec zircon, apatite, opaques et parfois sphène comme minéraux accessoires. À l'Ouest, quelques rares grenats magmatiques ont été observés.

Le faciès peut varier autour de ce type minéralogique surtout par :

- un appauvrissement en biotite vers l'Ouest, sur la feuille Salles-Curan (Nord de Cassagnes-Bégonhès où elle est rare),
- un enrichissement en biotite vers le Sud-Est,
- une diminution de la taille moyenne du grain (faciès de bordure).

À l'intérieur du Lévézou (feuille Salles-Curan), des massifs comparables ont été cartographiés, auxquels s'associent de nombreuses lentilles isolées ; deux d'entre elles apparaissent en limite nord de la

feuille (secteur Vabrette—Ladepeyre). Tous ces massifs ont pour caractères communs de présenter d'une part un faciès remarquable de par la taille des phénocristaux de feldspath potassique, et d'autre part de montrer sur le terrain des faciès équants au débit en boule préservés au cœur de faciès très gneissifiés, et enfin d'avoir des contours localement sécants sur la foliation régionale.

Ces orthogneiss sont constitués de quartz, microline perthitique, oligoclase, chlorite secondaire, biotite, muscovite et localement grenat et cordiérite. Outre cette identité pétrographique, ils ont en commun d'avoir des faciès à grain fin, souvent équants, qui contiennent des enclaves de cornéennes à sillimanite et de gneiss fins plissés.

Plusieurs massifs de type Pinet ont été analysés successivement par P. Collomb (1970), C. Nicollet (1978) et J.M. Lafon (1983). Ce sont tous les monzogranites calco-alcalins (Streckeisen, 1976).

Formations post-orogéniques varisques : Carbonifère supérieur—Permien

Carbonifère supérieur

Les terrains carbonifères du bassin de Brousse—Broquiès sont les terrains les plus anciens qui scellent la structuration tectono-métamorphique en Albigeois et Rouergue méridional.

Les appellations utilisées pour les différentes unités lithostratigraphiques sont celles utilisées depuis les premiers travaux miniers (David, 1967).

h5M. Série de la Mine. Conglomérats à blocs d'orthogneiss et gneiss ou brèches à éléments schisteux. Ce terme est composé, pour l'essentiel, de blocs arrondis pluridécimétriques à plurimétriques de granite migmatitique et d'orthogneiss (orthogneiss de type Pinet). Ils sont ennoyés dans un conglomérat à éléments centimétriques à pluricentimétriques de schistes verdâtres, de leptynites, de gneiss et de quartz laiteux. Latéralement, les éléments schisteux prédominent et sont plus grossiers (décimétriques). Ils donnent un aspect bréchiq à ce terme. La série de la Mine affleure selon des chenaux étroits à l'Ouest du bassin de Brousse—Broquiès, en contact paléogéographique avec le socle.

h5C. Série cinéritique. Cendres et brèches volcaniques. L'épaisseur de cette série peut atteindre 150 m à l'Ouest du bassin de Brousse—Broquiès. Elle est constituée de lits centimétriques à pluridécimétriques de cendres fines, blanches et grises, souvent jaunes à l'affleurement, intercalés de lits centimétriques à pluricentimétriques de brèches d'explosion, à éléments plurimillimétriques. La chimie de ces faciès est de type trachytique quartzeux à rhyolitique (Arbey *et al.*, 1982; Goloubinoff, 1979). Les faciès fins sont marqués de figures traduisant un

milieu de dépôt lacustre peu profond : lamines, rides d'oscillation du courant, dépôt de débris végétaux flottés au creux de ces rides, figures de charge et d'échappement d'eau.

On note quelques récurrences de **conglomérats** (h5C [1]) similaires aux conglomérats de base (série de la Mine) et de composition analogue, s'intercalant dans les faciès volcaniques. Les blocs sont de plus petite taille, au maximum pluridécimétriques. Une récurrence majeure de ce faciès se situe au sommet de la série.

h5V. Série de la Vigne. Alternances conglomérats—grès arkosiques—siltites argileuses noires. Cette série peut atteindre une épaisseur de 100 m. Le faciès très grossier du sommet de la série cinéritique passe très rapidement à des faciès de grès arkosiques grossiers à éléments très hétérogènes (granites, schistes, feldspaths et quartz, fragments de cinérite) qui alternent avec des grès fins gris et des silts argileux noirs. Ces trois faciès s'organisent en séquences granodécroissantes. Chaque séquence est épaisse d'environ 3 m. Quelques lits cinéritiques centimétriques, de nature basique (Goloubinoff, 1979), à texture glomérulaire sont observés. Les niveaux silto-argileux sont chargés en débris végétaux et les analyses palynologiques ont permis de dater la série de la Vigne du Stéphanien moyen (*in* Goloubinoff, 1979). Latéralement et au sommet de la formation, les faciès arkosiques présentent un ciment rouge lié à une albitisation importante qui traduit un phénomène de diagenèse (Yerle, 1979).

Le pendage des séries carbonifères est prononcé sur la bordure nord du bassin de Brousse—Broquiès, au contact avec le socle (pendage moyen de 20° vers le Sud) et s'atténue vers la bordure sud du bassin (5° à 10°S).

Permien

À l'exception de l'appellation de « gorp » qui signifie corbeau en occitan et qui est l'appellation utilisée dans les premiers travaux miniers (David, 1967), la terminologie proposée pour les unités lithostratigraphiques du Permien correspond au lieu où celles-ci sont le mieux exprimées.

1^{er} cycle sédimentaire

r1a. Unité du Gorp. Conglomérat à éléments quartzeux dominants ; matrice argileuse rouge. Cet ensemble, terme de base du premier cycle sédimentaire, est constitué d'un conglomérat dont l'épaisseur varie entre 20 et 80 m. Il est plus épais dans les zones de chenaux (Lavabre, la Jourdanie, Viala-du-Tarn). Généralement discordant sur les séries carbonifères ou sur le socle, il passe localement en continuité de sédimentation à la série de la Vigne.

À l'Ouest de la carte, les clastes sont essentiellement des quartz laiteux, roulés, bien classés, de 3 à 5 cm de diamètre, et plus rarement des fragments de schistes ou des éléments granitiques. La matrice argileuse est souvent altérée en surface. Les termes conglomératiques, d'épaisseur plurimétrique, alternent avec des niveaux d'argiles silteuses et de grès fins décimétriques à métriques, de couleur lie-de-vin ou gris.

Au Nord-Est de la carte, les éléments grossiers reflètent la géologie environnante; plus proximaux, hétérométriques (2 à 10 cm), ils sont composés de granites migmatitiques, gneiss, amphibolites, feldspaths et quartz.

r1b. **Unité de Saint-Rome-du-Tarn («Autunien gris»).** Alternances grès gris—siltites noires à nodules carbonatés; récurrences conglomératiques (type Gorp). Le passage de l'unité du Gorp à l'unité de Saint-Rome-du-Tarn, terme le plus développé du premier cycle sédimentaire, couramment dénommé «Autunien gris», est progressif.

Sur une épaisseur de 150 m environ, trois faciès sont présents: conglomérat à quartz laiteux roulés; grès gris micacés et feldspathiques acquérant une patine jaune à l'affleurement; silts argileux noirs (analogues aux «faciès couches» de Lodève) ou plus rarement lie-de-vin, à nodules carbonatés. Ils sont organisés en séquences granodécroissantes, avec disparition des conglomérats après les cinquante premiers mètres, dominance d'abord des grès et enfin des argiles. Le faciès argileux contient des débris végétaux (*Walchia*), et la palynologie attribue cette unité à l'Autunien.

r1c. **Unité du Béluguet («Autunien intermédiaire»).** Alternances rouges et grises de grès fins et siltites; horizon repère carbonaté noduleux ou conglomératique. Cette unité représente la fin du cycle sédimentaire. Elle est constituée d'alternances de faciès gréseux et silto-argileux gris et rouges qui forment la transition avec les faciès rouges sus-jacents. Elle est d'épaisseur variable, de zéro à une vingtaine de mètres d'épaisseur.

Un niveau particulier sert de repère cartographique dans ces alternances; c'est un niveau carbonaté, jaune, dolomitique, nodulisé par l'effet d'une diagenèse tardive. Ce niveau carbonaté a été plus ou moins remanié, antérieurement à la nodulisation, et inclus dans une séquence conglomératique dont les galets carbonatés sont les uniques témoins de la séquence carbonatée. Il peut aussi avoir été totalement érodé.

2^e cycle sédimentaire

r1d. **Unité du Mas-Granet («Autunien rouge»).** Alternances grès fins indurés à stratification oblique—siltites rouges. Seul terme du deuxième cycle sédimentaire observable sur la feuille Réquista, cette unité peut atteindre une épaisseur de 500 m. Elle est constituée d'al-

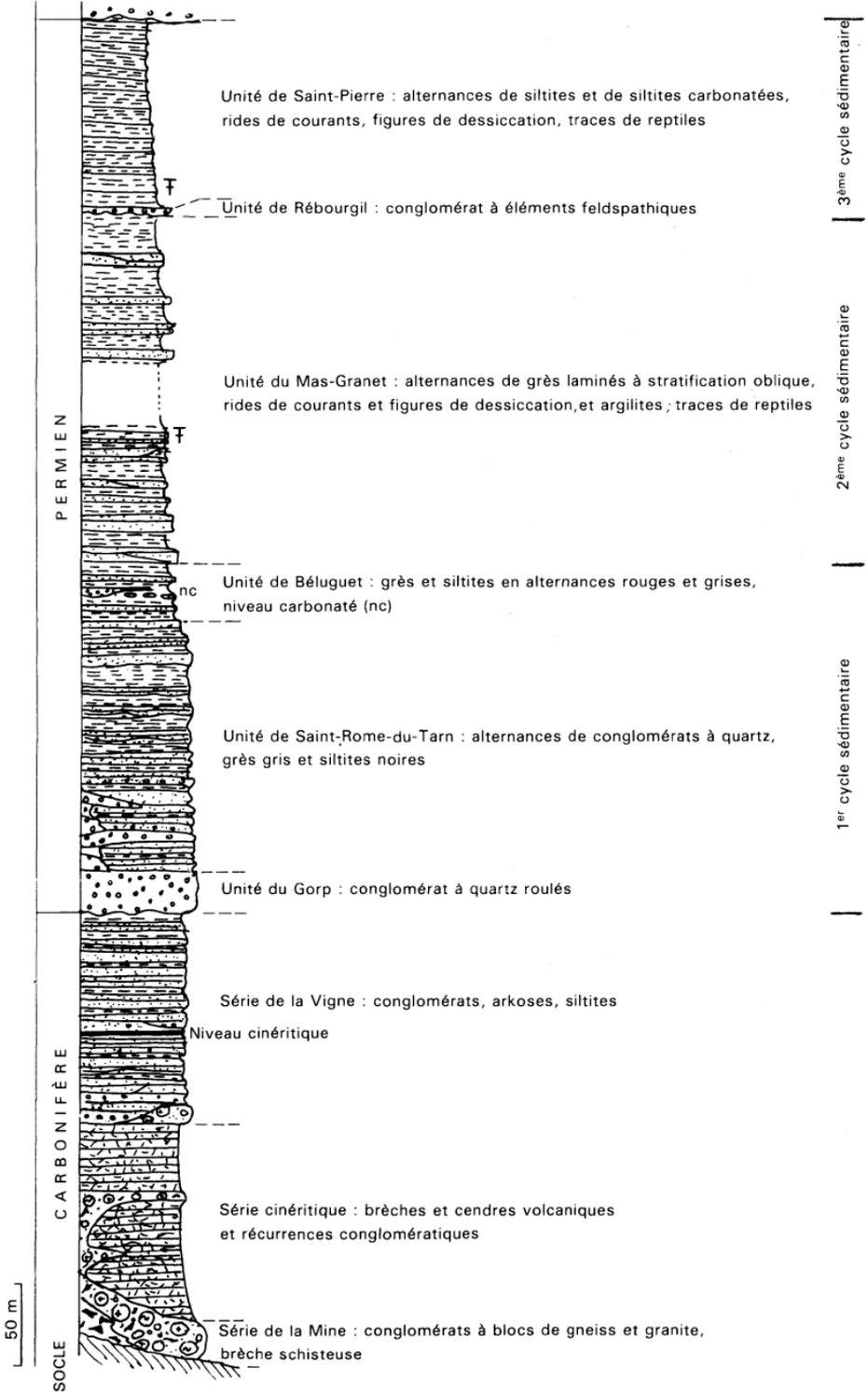


Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique du Carbonifère et du Permien

ternances de siltites et de grès fins rouges : bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique pour les siltites, décimétrique à plurimétrique pour les bancs de grès fins. Ces derniers présentent de nombreuses figures de sédimentation : rides d'oscillation, figures de dessiccation, traces de reptiles au toit des bancs, remaniement de galets mous en base des bancs, lamination et stratification oblique plane dans l'épaisseur du banc.

Les associations de traces de reptiles définies par G. Gand (1987), près du Mas-Granet, donnent à cette unité un âge autunien supérieur, tandis que les datations palynologiques effectuées par J. Doubinger (*in* Rolando, 1988) donnent un âge saxonien.

3° cycle sédimentaire

r2-3a. **Unité de Rebourgil. Conglomérat à éléments de quartz, feldspaths et roches granitiques.** Mieux développée au Sud sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance, cette unité n'existe que très sporadiquement sur la carte Réquista. Elle constitue le terme de base du troisième cycle sédimentaire.

Elle est représentée par un conglomérat à éléments centimétriques dans une matrice rouge. Les clastes sont essentiellement constitués de quartz, de feldspaths et de lithoclastes de granite. Il est fréquent que l'on passe directement des faciès rouge-lie-de-vin de l'unité du Mas-Granet, aux faciès rouge brique de l'unité de Saint-Pierre.

r2-3c. **Unité de Saint-Pierre. Alternances siltites à débit fin («sabel»)–siltites dolomitisées.** Le terme intermédiaire gréseux, observé sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance, n'affleure pas sur la carte Réquista. L'unité de Saint-Pierre, parfois directement au contact de l'unité du Mas-Granet, est constituée d'alternances de siltites à débit fin (lui valant l'appellation régionale de «sabel»), d'épaisseur métrique à plurimétrique, et de petits niveaux pluricentimétriques de siltites indurées par la dolomite.

Sur ces bancs, des figures de dessiccation ou des fentes de tension sont fréquemment observées. Il est fréquent d'observer des taches, des zones et des niveaux décolorés en vert, soit par des événements pédologiques précoces, soit par une altération tardive.

Évolution sédimentaire des dépôts permo-carbonifères

Le Carbonifère et le Permien se caractérisent par le dépôt de sédiments continentaux qui présentent une succession de cycles sédimentaires majeurs (fig. 1) dont les caractères fluviatiles et lacustres sont modulés par des paramètres climatiques et tectoniques.

Les âges attribués à ces séquences sédimentaires ont été longtemps donnés par analogie de faciès avec les formations datées des bassins

voisins de Lodève et de Rodez. Plus récemment, le Carbonifère et les premiers ensembles permien ont été datés par la palynologie (Goloubinoff, 1979; Châteauneuf *et al.*, 1980). Le Permien fait encore l'objet de discussions. La paléoichnologie (Gand, 1987) confirme les coupures usuelles et attribue le premier cycle sédimentaire permien (défini au Nord du bassin de Saint-Affrique) à l'Autunien inférieur, le deuxième (défini au Sud) à l'Autunien supérieur et le troisième au Saxonien. Cependant, les dernières datations palynologiques dans les bassins de Saint-Affrique et de Lodève (Doubinger *et al.*, 1987; Doubinger, *in* Rolando, 1988) rajeunissent considérablement ces séries, plaçant d'une part la base du Saxonien au niveau des séries en alternance rouge et grise (donc à la base du deuxième cycle sédimentaire permien), et d'autre part le passage au Thuringien au niveau du conglomérat de base du troisième cycle sédimentaire.

Au Carbonifère, l'aire de dépôt était limitée à la partie occidentale du petit bassin de Brousse—Broquiès qui seul était tectoniquement actif. Les premiers dépôts (série de la Mine) sont des dépôts très proximaux, colluviaux, dans des chenaux étroits orientés du NNE au SSW (vallées de la Devèze et d'Ortizet). Un ensemble assez épais de cendres et brèches volcaniques, émises par un appareil volcanique explosif situé soit au Nord, soit à l'Ouest de ce bassin (?), se dépose dans un milieu lacustre. L'extension de ces dépôts est limitée à l'Ouest du bassin de Brousse—Broquiès. Le Carbonifère se termine par un épisode fluvial à fluvio-lacustre remaniant, entre autres, les dépôts antérieurs cinéritiques (série de la Vigne). De la matière organique s'accumule dans les faciès plus fins, permettant le piégeage ultérieur de l'uranium.

À la Jourdanie et au Planol, l'attribution au Carbonifère ou au Permien d'une brèche à éléments roulés de gneiss, est difficile. Il pourrait s'agir de colluvions très localisées, déposées au Carbonifère sur le relief que forme alors la région de Saint-Victor-et-Melviu (Goloubinoff, 1979).

Sur la feuille Réquista, la cartographie du Permien a été effectuée en terme de cycles sédimentaires, et trois ensembles majeurs sont ainsi définis, dans lesquels sont précisées des unités faciologiques.

Au début du Permien, à la base du premier cycle sédimentaire, s'instaure un régime fluvial, assez énergétique au début, permettant le dépôt d'un conglomérat grossier (unité du Gorp), dont l'alimentation se fait selon deux directions de transit majeures, respectivement situées au Nord-Ouest et au Nord du bassin, de part et d'autre du horst de Saint-Victor-et-Melviu défini par C. Goloubinoff (1979). Il traduit l'activité de la marge nord du bassin de Saint-Affrique au sens large, c'est-à-dire la bordure nord du sous-bassin de Brousse—Broquiès et son prolongement oriental, vers la Romiguière et Viala-du-Tarn.

La zone d'alimentation plus occidentale est beaucoup plus large: elle s'étend de Connac à la Jourdanie, et apporte vers le Sud un matériel assez homogène, grossier, relativement mature, provenant

du socle schisteux. La zone d'alimentation orientale (Viala-du-Tarn, le Coudol) est plus restreinte, apportant un matériel moins mature, plus hétérométrique, et plus proximal.

Lors du dépôt du deuxième terme du cycle (unité de Saint-Rome-du-Tarn), le régime fluvial se régularise progressivement et évolue, en dépit de quelques récurrences conglomératiques localisées dans les axes des zones d'alimentation, vers un régime fluvio-lacustre qui permet le dépôt en alternance de faciès gréseux et argileux, riches en matière organique, qui piégeront l'uranium. C'est au cours de cette période que l'on note dans le bassin de Lodève, au Sud-Ouest, et à l'extrémité sud-est du bassin (carte Camarès), des intercalations cinéritiques : aucune n'est observée dans le Nord du bassin de Saint-Affrique.

Le troisième et dernier terme du cycle (unité du Béluguet) traduit, sur la carte Réquista, un changement progressif, de façon cyclique, vers un milieu plus oxydant lié probablement à une évolution climatique, depuis un climat relativement plus humide et plus réducteur vers un climat plus aride permettant la conservation d'oxydes de fer détritiques (destruction d'une cuirasse latéritique?). Un épisode particulier de ce terme, carbonaté, traduit un degré de confinement plus poussé de type lagunaire, suivi d'un épisode de remaniement de ce niveau sous forme de galets mous (période d'assèchement). Ce niveau, bien que discontinu, est un bon repère cartographique.

Lors du deuxième cycle sédimentaire, l'activité de la marge nord du grabben de Saint-Affrique s'atténue, et la marge sud prend le relais. Son soulèvement et sa destruction provoquent l'installation d'un cône détritique sous-lacustre dont l'apex est situé au Sud du bassin, sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance, dans la région de Mounes. Les différentes unités correspondent à des variations latérales et verticales de faciès d'un corps détritique. Le faciès rencontré sur la carte Réquista (unité du Mas-Granet) correspond au faciès distal de ce cône, où les sédiments fluviaux fins, distaux, s'interstratifient avec des sédiments de lac peu profond (figures de courant); ce milieu peut être temporairement émergé, comme l'indiquent les nombreuses traces de reptiles décrites par G. Gand (1987) et la présence de figures de dessiccation.

Le troisième cycle sédimentaire débute par un terme conglomératique, nettement plus développé sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance où on lui attribue le nom d'«unité de Rebourgil». Ce terme conglomératique traduit l'installation de cônes détritiques alimentés par le Sud et dont on observe l'influence jusqu'au niveau de Faveyrolle, sur la carte Réquista, sous forme de buttes-témoins au sommet des collines. Le deuxième terme, gréseux, observé très localement sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance, n'affleure pas sur la carte Réquista. On passe directement à un faciès de playa, (dépôts de pédiplaine, régulièrement immergés sous une faible tranche d'eau) analogue aux «ruffes» de Lodève, dénommé «sabel» dans la région et défini comme

«unité de Saint-Pierre». Ce faciès n'affleure que résiduellement au Sud-Est de la feuille.

Roches filoniennes

Q. Quartz. Des filons de quartz d'épaisseur variable ont été reconnus au sein des formations permienes. Ils sont de type «BTH» (brèche tectonique hautement siliceuse) et associés à des fractures N110°E.

MÉSOZOÏQUE

Trias

Discordants sur le substratum hercynien ou sur le Permien, les dépôts triasiques constituent le premier terme de la couverture mésozoïque. Puissants de 120-130 m au Nord (région de Saint-Victor, Les Costes-Gozon), ils peuvent atteindre près de 200 m au Sud (la Salvérie). L'ensemble n'est pas daté sur le territoire de la feuille et les attributions stratigraphiques ne sont établies que par comparaison avec les domaines plus méridionaux (Lodévois en particulier) où une chronologie a été proposée (Taugourdeau-Lantz, 1982; Appia-Lamache, 1984) à partir d'associations polliniques. Ainsi ont été caractérisés l'Anisien dans l'ensemble gréseux inférieur, le Ladinien dans l'ensemble gréseux médian et le Carnien dans les horizons dolomitiques immédiatement sus-jacents. Le Rhétien (Norien supérieur) est par ailleurs caractérisé régionalement par *Pteria (Avicula) contorta*, cité par les anciens auteurs à Millau et dans le Lodévois.

Le contexte des dépôts en transgression vers le Nord ne permet pas d'assurer que les niveaux, de base en particulier, sont partout de même âge. Le fait que, plus au Nord, dans le détroit de Rodez, les premiers niveaux mésozoïques seraient hettangiens, laisserait plutôt penser à une migration des faciès vers le haut de la série, lorsqu'on se déplace du Sud vers le Nord.

t3. **Grès inférieurs (Anisien ?).** Ensemble de grès souvent ferrugineux, tigrés ou mouchetés, relativement grossiers, à lentilles englomératiques à quartz dominant et rares éléments de socle (quartzites noirs) à la base, et à intercalations d'argilites vertes ou rougeâtres. L'ensemble, puissant de 35 à 40 m au mas d'Ancessis et au Vieuzet, ne dépasse par une dizaine de mètres à Bozouls.

t4-5. **Argilites inférieures (Aniso-Ladinien ?).** Ensemble à dominante d'argilites rouges ou vertes à intercalations gréseuses ou grésodolomitiques et, au Sud de la feuille, de lentilles gypseuses. La fréquence des horizons gréseux s'accroît du Sud vers le Nord, rendant délicate la délimitation de cet ensemble. Puissant de 30 à 50 m au Sud, il se

réduit à 25 m à Baldagou et n'est plus identifiable au Nord-Est de la feuille.

t6. **Grès médians (Ladinien ?)**. Ensemble de grès variés à passées conglomératiques à quartz dominant, en grosses barres massives à stratifications souvent obliques ou entrecroisées, intercalés de faciès finement lités et interlits argileux rouges. La puissance varie de 40 m aux mas de Rouve et de Rouby, à 12 m environ à la Môle. Vers le Nord, où les faciès gréseux gagnent l'ensemble de la série, cet horizon ne se distingue plus que par un aspect plus massif.

t3-6. **Trias gréseux indifférencié (Anisien—Ladinien)**. Au Nord-Est de la feuille, les faciès gréseux se généralisant à la partie inférieure et moyenne de la série, il n'est possible de distinguer que les horizons sommitaux réputés Carnien—Rhétien au-dessus d'un ensemble compréhensif. Dans cet ensemble alternent en fait des bancs gréseux massifs et des séquences finement stratifiées à interlits ou petits bancs argileux. L'individualisation, ici ou là, de corniches plus massives à la base et au sommet de cet ensemble compréhensif, n'offre pas une continuité suffisante pour assurer la corrélation avec les horizons gréseux inférieurs et médians identifiés au Sud.

t7-9. **Argiles bariolées et grès supérieurs (Carnien—Rhétien)**. Ensemble de 70 à 100 m de faciès variés comprenant :

- à la base de argilites bariolées ou jaunâtres avec quelques lentilles dolomitiques ;
- des argilites bariolées à évaporites (mas de Ferrières) à intercalations gréseuses ;
- un ensemble d'argilites, de dolomies rognonneuses mauves, de grès quartzeux grossiers, de dolomies gréseuses à graviers de quartz et de dolomies fines bien stratifiées, régionalement considéré comme caractéristique du Rhétien. Un des bancs de dolomie claire a livré, à la Planage de Touloupi, une empreinte de vertébré tridactyle non déterminé.

Lias

l1-3. **Hettangien—Sinémurien inférieur. Dolomies**. Ensemble monotone de 130 à 150 m de dolomies à grain fin, bien litées en bancs décimétriques à pluridécimétriques, de teinte généralement beige à grisâtre.

Tout près de la base s'individualise assez régulièrement un ensemble de 4 à 5 m de calcaires ou calcaires dolomitiques gris à stratification ondulée et surface gaufrée, rappelant le faciès dit de Parlartges (Lodévois) qui a livré, dans les causses orientaux, *Psiloceras planorbis* (Brun et Marcellin, 1934) caractéristique de l'Hettangien inférieur.

L'essentiel de la série est constitué par une succession rythmique, à séquences élémentaires régressives, de dolomie arénitique quelquefois

oolitique, de dolomie fine, de dolomie à lamines algaires à structures stromatolitiques, de dolomie rognonneuse, de dolomie argileuse et de minces séquences d'argile ou marne verte ou grise.

Le Sinémurien s.s., non caractérisé paléontologiquement, correspondrait à l'apparition, dans les séquences élémentaires du sommet de la série, de termes calcaires.

14. **Sinémurien supérieur (Lotharingien). Calcarénites massives.** Série de 40 m environ, à stratification plus massive, où alternent des calcarénites souvent oolitiques et des faciès dolomitiques ocre. Le caractère marin ouvert annoncé au Sinémurien s'affirme. Les fossiles conservés sont rares et l'attribution au Lotharingien est admise régionalement sur la base de quelques *Coroniceras* signalés à l'Est et à l'Ouest des Causses (Roquefort, 1934). D'après A.G. Michard et A. Coumoul (1978), seule la partie inférieure de l'étage serait représentée.

15. **Carixien. Marno-calcaires en petits bancs.** Cet ensemble n'est représenté que par un seul affleurement en bordure orientale de la feuille. Il comprend une alternance de calcaires argileux gris à débit en moellons et de marnes grises feuilletées à altération gris jaunâtre. Les fossiles ne sont pas rares, avec *Uptonia jamesoni*, *Lytoceras fimbriatum*, *Androgynoceras capricornu*.

CÉNOZOÏQUE

Tertiaire

eG. « **Argiles à graviers** » (**Éocène supérieur ?**). Au Nord-Ouest de la feuille subsistent, sur la surface du Ségala, quelques lambeaux de recouvrement traditionnellement désignés sous le terme d'« argiles à graviers », témoins d'une ancienne couverture largement conservée vers l'Ouest, à l'approche de la dépression aquitaine.

C'est une formation hétérogène d'argiles sableuses ou caillouteuses, parfois stratifiées. Elle est de teinte dominante rouge brique à lie-de-vin, avec des passées blanches, grises ou verdâtres. Localement, s'intercalent de petits horizons noirs à concentrations d'oxydes de fer et de manganèse (le Faraldou). Les éléments sont pour l'essentiel constitués de fragments de quartz et de rares éléments de roches métamorphiques.

Cette formation subsiste ici en minces placages résiduels sur la surface des plateaux et colmate localement des irrégularités, chenaux ou gouttières, de cette surface. Ils se situent essentiellement au Nord-Ouest de la feuille où la surface d'érosion majeure du Ségala est la plus régulière.

Azoïques, ces dépôts représentent le remaniement des altérites développées sur la pénélaine fini-mésozoïque du Crétacé supérieur à

l'Éocène supérieur. C'est à cette époque que la déformation du cycle pyrénéen aurait favorisé la mobilisation de ces formations, alors entraînées par « coulées boueuses » (Mouline, 1989) vers les zones basses, en direction de la bordure aquitaine. Les remaniements de ce matériel de base ont pu cependant persister jusqu'à l'Oligocène.

m(p)F. **Hauts placages fluviaux (Néogène ?)**. Ce sont des dépôts alluviaux très anciens à graviers et galets siliceux bien roulés, à quartz et roches variées du substratum hercynien. La situation de ces dépôts à une altitude de 700 m, soit plus de 450 m au-dessus du cours actuel du Tarn, témoigne de leur ancienneté.

Ces placages se situent, à très peu de choses près, au niveau de la « haute surface » du Ségala dont l'âge n'est pas connu précisément mais où l'installation des grands réseaux fluviaux a dû s'effectuer (Simon-Coinçon, 1989) au cours ou à la fin du Miocène. Des dépôts alluviaux comparables mais associés à un replat d'érosion très nettement emboîté dans la « haute surface » sont datés, au viaduc du Viaur, de la limite Pliocène/Pléistocène (Astre, 1950, 1965). Un âge miocène à pliocène ancien peut donc être proposé pour les hauts placages fluviaux.

Quaternaire

Formations de plateau

R. **Formations résiduelles sur les surfaces carbonatées**. Une formation argileuse brun-rouge s'accumule dans les fissures ou poches creusées dans les formations calcaires. L'altération des roches calcaires, par dissolution pédiculaire, donne naissance à des altérites composées des minéraux présents dans la roche-mère (argiles provenant des formations jurassiques affleurantes, éléments calcaires), mais aussi des minéraux de néogène.

Formations de pente

E. **Éboulis**. Des éboulis sont observés à l'Est de la feuille, au pied des falaises triasiques, où les galets et graviers du conglomérat de base du Trias sont repris en épandages qui masquent les formations sous-jacentes (unité de Saint-Pierre ou du Mas-Granet). Le même phénomène s'observe au Nord-Est de Broquiès, au pied des reliefs formés par le conglomérat du Gorp (base de l'Autunien) ou par le conglomérat de la série de la Vigne (Carbonifère), recouvrant les reliefs plus tendres des cinérites ou des schistes du socle.

C. **Colluvions**. Les faciès grés-argileux des différentes formations sont très localement colluvionnés en lentilles d'une vingtaine de mètres, remaniant des blocs de grès dans une matrice grés-silteuse.

Alluvions anciennes (terrasses du Dourdou)

Fv. **Très haute terrasse (80 m)**. Le long de la vallée du Dourdou, entre Saint-Izaire et le Viala, affleurent quelques lambeaux d'une haute terrasse, d'un commandement d'environ 80 m, emboîtés dans le substratum de pélites permienes. Ces restes de terrasse sont tapissés de cailloutis à graviers et galets siliceux bien roulés, en général plus grossiers que dans les niveaux alluviaux inférieurs. Cet épisode alluvial peut être relié à un certain nombre de replats d'érosion qui se situent à une centaine de mètres au-dessus du lit du Tarn, plus en aval, notamment vers Combradet. Ceux-ci sont dépourvus de couverture alluviale.

Fx. **Haute terrasse (50 m)**. Des placages de galets siliceux et de sables graveleux constituent des reliques de terrasses, d'un commandement de 40 à 50 m, à morphologie relativement dégradée. Généralement exigus, ces témoins se retrouvent assez régulièrement tout le long de la vallée du Dourdou.

Fy. **Moyenne terrasse (10-30 m)**. Plusieurs niveaux d'alluvions s'étagent entre la plaine alluviale actuelle et la haute terrasse. Les formes sont en général émoussées et le matériel, plus fin que dans la haute terrasse, comprend, outre les galets siliceux, des éléments permienes et mésozoïques. La continuité entre les différents niveaux étagés entre 10 et 30 m n'est que rarement assurée.

Alluvions récentes

Fz. **Alluvions de la basse plaine du Dourdou, du Tarn et des vallées secondaires**. Le cours méandriforme du Dourdou entaille de 4 à 5 m sa plaine alluviale récente, large de 200 à 500 m, remarquablement régulière en dehors de la zone de confluence avec le Tarn, où elle se resserre considérablement en pénétrant dans les formations du socle. Les sédiments évoluent de sables à graviers et galets à des limons argileux alimentés par des assises rouges du Permien. Dans la vallée du Tarn, de rares et étroites plages alluviales coïncident avec le lit moyen de la rivière.

Dans la plupart des vallées secondaires du Dourdou et plus rarement du Tarn, une seule génération de placages alluviaux est observable, coïncidant en général avec la plus basse terrasse du Dourdou. Dans la partie amont des affluents de la rive droite du Dourdou, certains développements de plaines alluviales suspendues paraissent antérieurs à l'encaissement majeur des drains principaux : ils pourraient s'apparenter à des niveaux alluviaux anciens.

FT. **Alluvions tourbeuses de fond de vallons**. Au Nord de la feuille, les vallons à pente faible et morphologie douce sont faiblement encaissés à la surface du Ségala. Tapissés d'alluvions argilo-sableuses

gris-blanc, ils sont localement tourbeux et liés vraisemblablement aux dernières périodes froides du Quaternaire. L'alluvionnement actuel (faibles pentes et couvert végétal généralisé) est extrêmement faible.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET RELATIONS AVEC LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

La diversité lithologique et pétrographique se retrouve au niveau microtectonique. Les formations schisto-gréseuses se distinguent ainsi du complexe leptyno-amphibolique, des orthogneiss et des métatexites constituant le massif du Lévézou. On reconnaît trois familles de microstructures superposées correspondant à trois phases majeures de plissement dans les séries paradérivées (Matte et Nicollet, 1976; Burg et Teyssier, 1983; Guérangé-Lozes, 1987).

Paragneiss et complexe leptyno-amphibolique

- La **phase 1** est responsable de la schistosité de flux S1, née subhorizontale et dans laquelle se sont formées quelques lentilles de quartz d'exsudation. Cette foliation est plan axial de rares plis isoclinaux aigus P1, décimétriques à décamétriques, aux charnières dispersées de N-S à N60°E, et de sens de déversement réel inconnu. Des linéations L1 d'intersection S0/S1 sont parallèles à de fines linéations minérales de micas blancs et aux axes des plis P1. Les niveaux les plus compétents sont boudinés dès ce premier stade.

- La **phase 2** est aussi une phase tangentielle représentée par un plissement isoclinal, d'axe N80°E à N150°E, de S1, des lentilles de quartz associées, et des L1. Ce replissement s'effectue dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières arrondies des plis P2, une schistosité de crénulation S2 matérialise la trace moyenne du plan axial de ces plis; mais, de façon générale, on ne peut la distinguer de S1 et la foliation régionale apparaît comme une schistosité composite S1-2. Une linéation de micas blancs ou noirs, suivant les secteurs, est parallèle à l'axe de ces plis décimétriques à hectométriques.

- La **phase 3** correspond à un plissement en chevrons ouverts des structures précédentes. Les plans axiaux de ces plis P3 décimétriques à kilométriques, sont redressés. Une schistosité fruste de crénulation S3 en éventail apparaît localement. Les axes de ces plis matérialisent également une linéation L3 de crénulation, régionalement orientée N80°E à N120°E. Une analyse précise montre que les axes tournent autour du massif du Lévézou, à l'approche de l'orthogneiss du Pinet où les foliations, très redressées, sont souvent réutilisées par des cisaillements tardifs.

Métagranites à texture porphyroïde

Une déformation plano-linéaire à linéaire est développée de façon hétérogène. Dans leurs faciès les plus communs, ces orthogneiss sont caractérisés par une foliation S bien marquée par les micas et/ou par des rubans de quartz qui moulent les yeux de feldspath. Cette schistosité S est parallèle à la schistosité des séries environnantes (Demay, 1931a) et porte une linéation minérale et d'étirement L, dont le plongement est en moyenne de 50° vers le Sud-Est. L'hétérogénéité de la déformation se manifeste par la présence de « boules » de granitoïde équant, préservé au sein des orthogneiss auxquels il passe en continuité. Dans leurs termes les plus déformés, les yeux de feldspath voient leur taille et leur nombre diminuer, ce qui a fait souvent confondre ces roches avec les paragneiss fins.

Cette linéation L et cette foliation S sont les seules microstructures pénétratives à l'échelle des massifs. Seuls quelques plis d'entraînement centimétriques peuvent être tardivement associés à ces microstructures.

Localement, des plis droits décimétriques replissent S et L; ils sont rattachés à la phase 3 décrite dans la série gréso-pélique. Les plans de foliation sont tardivement réutilisés par des cisaillements froids de jeu normal (en particulier le long du complexe leptyno-amphibolique).

À l'intérieur du Lévézou, les métagranites à texture porphyroïde montrent le même type de déformation cisaillante que pour ceux qui affleurent à l'extérieur. Le cisaillement s'est fait dans la direction de la linéation minérale de ces orthogneiss, suivant des directions variables. Les trajectoires sont E-W à l'intérieur du massif du Lévézou (avec toujours déplacement vers l'Ouest du compartiment supérieur) et subméridiennes à l'extérieur de ce massif (avec cisaillement de sens opposé au Sud et au Nord; Burg et Leyssier, 1983). Ces sens de cisaillement indiquent toujours que le massif du Lévézou est descendant par rapport aux parties externes. Cette observation, que l'on peut faire aussi dans les micaschistes phyllonitiques de la ceinture basique, permet d'exclure que le Lévézou soit un dôme diapirique ascendant ou que les cisaillements soient dus à un chevauchement replissé (Burg *et al.*, 1986). Deux solutions ont été envisagées:

— ces cisaillements sont contemporains d'un anticlinal tardif et sont dirigés vers la charnière (Ramsay, 1967; Powell et McQueen, 1976), car les contrastes rhéologiques entre ceinture basique rigide, d'une part, et gneiss fins plus orthogneiss d'autre part, rendent le plissement actif. Mais la charnière anticlinale est mal définie aussi bien cartographiquement qu'à partir des sens de déversement entre plis parasites des deux flancs;

— ces cisaillements, dans la mesure où ils ont une valeur cinématique, correspondent à une tête plongeante qui implique le complexe leptyno-amphibolique et des métatexites. Notons qu'aucune de ces deux hypothèses ne présume de la nature antérieure du contact complexe leptyno-amphibolique/séries externes.

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Régionalement, les caractères généraux et les relations respectives des déformations précoces et des déformations tardives, plicatives et cassantes, sont résumés dans le tableau 1. Ils permettent de distinguer, pour les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, deux grands événements tectono-métamorphiques distincts :

- une structuration tectono-métamorphique majeure, rapportée à l'orogénèse éovarisque, d'âge dévonien moyen à supérieur, se caractérisant par un plissement polyphasé et une tectonique tangentielle accompagnant la mise en place des grandes nappes ;
- un événement tectonique composite tardif, d'âge carbonifère supérieur, se caractérisant par des déformations souples de grande amplitude associées à des déformations cassantes. Il accompagne l'intrusion de granitoïdes.

La structuration tangentielle majeure présente un gradient de déformation croissant du Sud vers le Nord, unité structurale par unité structurale et phase par phase. Le tableau 1 met en évidence cette évolution.

La structuration interne précoce de chaque unité structurale est essentiellement le produit de deux phases de plissement D1 et D2 souvent corrélables d'une unité à l'autre bien que leur intensité varie. La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance apparaît comme une unité chevauchante importante, affectée par une déformation supplémentaire (D3) qui lui est spécifique.

● La phase de **déformation D1** est caractérisée à l'affleurement par une schistosité de flux S1 qui apparaît clairement en relique dans les bancs de grès, sous forme d'un schistosité de dissolution du quartz. Les plis D1 sont très difficiles à mettre en évidence. Ils peuvent être décelés par les répétitions cartographiques, normales ou inverses, des termes lithologiques : schisto-gréseux gris, tufs rhyolitiques, quartzites blancs et schistes noirs. Au Nord du bassin de Brousse—Broquiès, les répétitions de ces formations suggèrent que la structure Lagarde—la Bessière est un synclinal précoce D1 laminé. Cette structure peut être corrélée avec d'autres structures de même type, comme celle de Saint-Juéry (feuille Carmaux). Régionalement, les schistes noirs (Formation de la Vère), plus ou moins épais et localement absents, correspondraient au cœur d'un mégasyntinal précoce D1, d'ordre cartographique, couché, dans sa disposition actuelle, vers le Sud-Ouest et fortement laminé dans cette région particulièrement tectonisée. Les schistes noirs représentent un niveau de décollement particulièrement favorable.

Au Nord et au-dessus de ce mégasyntinal, on retrouve la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance (Cambrien inférieur). Dans cette dernière, bien que difficilement cartographiables, on observe encore de telles structures précoces D1, comme la structure anticlinale pincée de Pamélonne (feuille Naucelle).

Tableau I — Déformations souples dans l'Albigeois cristallin (Guérandé-Lozes, 1987)

	Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance	Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès	Monts de Lacaune		
DÉFORMATIONS SOUPLES TARDIVES REPLISSANT LES NAPPES ET LES ÉCAILLES DES MONTS DE LACAUNE	D5	<ul style="list-style-type: none"> 2) — plis synschisteux droits, millimétriques à plurimétriques, de direction axiale N-S à N160°E — schistosité de fracture (non différenciée S5) 1) — plis synschisteux droits, à toutes les échelles, de direction axiale N20°E (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite subaffleurant — schistosité de fracture S5 	D5	<ul style="list-style-type: none"> ● grandes vous-sures, grosso modo N-S, des écailles (antiforme de Lacaune—Viane) 	
	D4	<ul style="list-style-type: none"> — mégaplis aschisteux NE-SW 	D4	<ul style="list-style-type: none"> ● grandes vous-sures de très grande amplitude, de direction N50°E (déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les monts de l'Est de Lacaune) ● mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite de Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune — schistosité de strain slip S4 	
DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE (NAPPES ET MONTS DE LACAUNE)	Sectionnement de tout le Sud-Ouest du Massif central, à intervalles réguliers (20 à 30 km) par de grands accidents crustaux E-W à N120°E (rejeu ou création d'accidents de cette direction?)				
	D3	<p>Couloir de Rodez (?)</p> <p>AU NORD DE LÉDERGUES:</p> <ul style="list-style-type: none"> — plissement synschisteux ● schistosité de crénelation S3 — plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE — large zone faillée allant de Broquiès à Lédergues dans laquelle se situe le cisaillement dextre WNW-ESE (lié à la mise en place du granite du Pinet) <p>RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE:</p> <ul style="list-style-type: none"> — plissement synschisteux ● schistosité de fracture S3 ● plis en chevrons (m à dm) de direction NW-SE, déversés vers le SW 	D3	<ul style="list-style-type: none"> — ondulations NW-SE — cisaillement dextre (type Laval-Roquecezière) 	<ul style="list-style-type: none"> — large zone faillée allant de Graissessac au Sud de Montroc et constituant la bordure nord de la zone axiale de la Montagne noire, du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre — jeu initial (?) de la grande faille allant de Mazamet à la Bastide qui sectionne la zone axiale à 25 km au Sud de la faille Graissessac—col de la Bassine
	D2	<ul style="list-style-type: none"> — cisaillement tangentiel, surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes et — plissement synschisteux complexe associé: ● schistosité de strain slip synmétamorphique S2 faiblement pentée N ● plis à axes courbes de direction NW-SE prépondérante 	D2	<ul style="list-style-type: none"> — cisaillement tangentiel basal de la nappe (jeu essentiellement chevauchant) et — plissement synschisteux complexe associé: ● schistosité de strain slip synmétamorphique S2 faiblement pentée N ● plis à axes courbes de direction N-S prépondérante ● <i>plis d'amplitude au maximum hectométrique</i> 	D2
D1	<ul style="list-style-type: none"> — schistosité de flux synmétamorphique S1 (en relique) 	D1	<ul style="list-style-type: none"> — mégaplis synschisteux ● schistosité de flux synmétamorphique S1 ● plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE ● <i>aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé</i> 	D1	<ul style="list-style-type: none"> — mégaplis aschisteux généralisés à toutes les écailles, de direction NE-SW, déversés vers le SE ● <i>aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé</i>

● La **déformation D2** correspond à un épisode tangentiel ductile qui se caractérise d'une part par les cisaillements de base de nappe (encart et schéma structural) et, sur la feuille Réquista, par de nombreux cisaillements internes satellites, et d'autre part par un plissement associé, synschisteux et synmétamorphe, d'amplitude au maximum hectométrique. Les plis D2 ont une géométrie complexe et leurs axes sont fréquemment courbes. Ils admettent comme plan axial une schistosité de crénulation S2.

Au Sud du bassin de Brousse—Broquiès, le plan moyen S2 est orienté N100°E avec un pendage de 45°N (fig. 2a). On note sur le diagramme que les pôles des surfaces de schistosité se dispersent selon deux courbes dont les axes construits respectifs sont orientés N100°E, horizontal, et N124°E, avec un plongement de 20° vers le Nord-Ouest.

Au Nord du bassin, il apparaît clairement que les plans de schistosité S2 (fig. 2b) se répartissent selon deux maxima, les plans moyens de S2 étant orientés N110°E avec un pendage 50°N, et N108°E avec un pendage 64°S. Les pôles des surfaces de schistosité S2 se dispersent selon une courbe dont l'axe construit est orienté N110°E, horizontal. Le diagramme structural collectif (fig. 2c) des surfaces de schistosité S2 donne un plan moyen S2 orienté N106°E avec un pendage de 50°N. Les pôles S2 se dispersent selon les courbes d'axes construits: N106°E, horizontal et N125°E, plongement 20°NW.

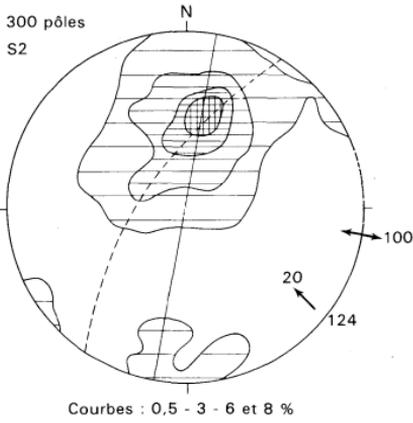
Les axes des plis D2 ont à l'affleurement une direction axiale variable. Sur le diagramme (fig. 2d), on note une très forte dispersion des pôles selon une guirlande étalée autour du plan moyen de schistosité S2, avec un plongement de 15° vers le Nord.

● À l'échelle de la carte, la **déformation D3** se caractérise par un plissement dont le gradient de déformation est croissant du Sud-Ouest au Nord-Est.

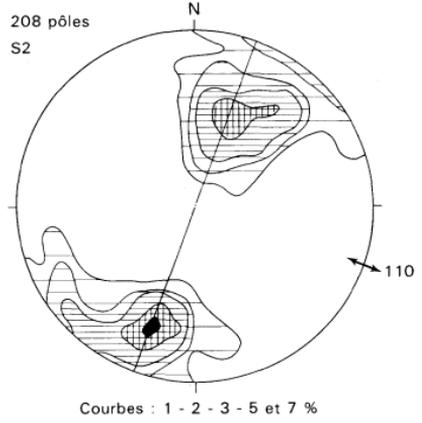
On observe de nombreux plis en chevrons, d'amplitude variable, admettant comme plan axial une schistosité de fracture d'orientation moyenne N108°E avec un pendage de 45° vers le Sud (fig. 2e). Sur la feuille Réquista, les plis D3 sont déversés vers le Nord, alors qu'au Sud de la feuille (région de Saint-Sernin-sur-Rance) et à l'Ouest (feuille Carmaux), les plis de cette génération sont déversés vers le Sud-Est, la schistosité associée étant peu pentée. Les linéations L3 (axes de plis D3 et intersection S1-2/S3) sont bien groupées autour d'une orientation moyenne N115°E, horizontal.

Le diagramme (fig. 2e) montre une dispersion des surfaces de schistosité S3 selon une guirlande, dont les axes construits sont respectivement orientés N110°E, horizontal, et N150°E, avec un plongement de 40° vers le Sud-Est. Cette disposition traduit l'effet de déformations postérieures.

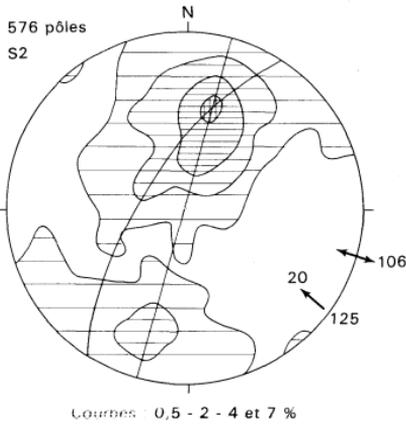
Le plissement D3 est associé à des décrochevauchements dextres WNW-ESE, tels ceux qui contrôlent la mise en place des granitoïdes type Pinet. La déformation D3 est synmétamorphe dans le Rouergue.



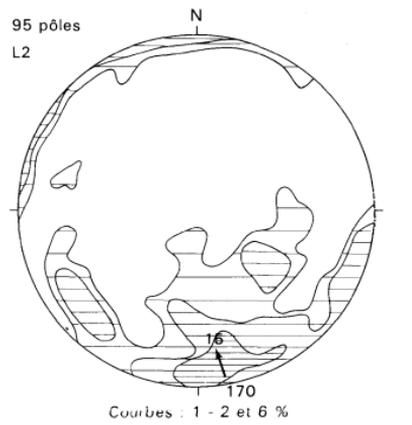
a - Diagramme des surfaces S2 mesurées au Sud du bassin de Brousse-Broquiès



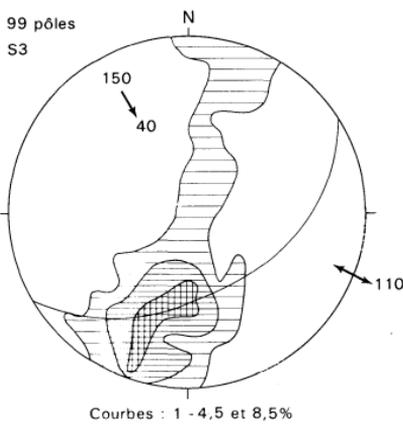
b - Diagramme des surfaces S2 mesurées au Nord du bassin de Brousse-Broquiès



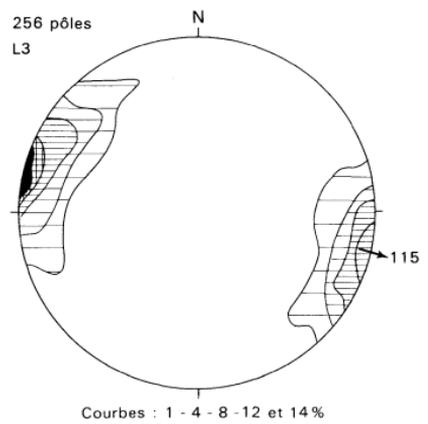
c - Diagramme collectif des surfaces S2



d - Diagramme collectif des linéations L2 (axes de plis et linéations d'intersection S1/S2)



e - Diagramme collectif des surfaces S3



f - Diagramme collectif des linéations L3 (axes de plis et linéations d'intersection S3/S1-2)

Fig. 2 - Diagrammes structuraux
(Canevas de Schmidt, hémisphère supérieur)

Régionalement, le caractère polyphasé de la déformation dans les différentes unités structurales (tabl. 1) — deux phases de déformation tangentielle superposées, D1 et D2, à schistosités subhorizontales dans les nappes — ainsi que la complexité des plis D2 à axes courbes, sont des critères géométriques classiques de structures de nappe.

La géométrie des mégaplis D1 et le déversement des plis D2 couchés vers le Sud-Est à l'échelle régionale précisent la vergence sud à sud-est de la chaîne. L'orientation de la linéation d'étirement (N170°E à N10°E) visible dans les quartzites et les tufs rhyolitiques situés immédiatement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, indique probablement la direction de déplacement des nappes.

Dans ce schéma d'empilement de nappes, les complexes leptyno-amphiboliques de Najac—Réalmont et du Lévézou, ainsi que la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, seraient incontestablement les nappes majeures du Sud-Ouest Massif central. Les monts de Lacaune, qui présentent le degré de déformation le moins élevé, pourraient constituer soit un front de chevauchement se terminant par plusieurs branches délimitant les écailles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

La mise en place de ces nappes et les phases tangentielles D1 et D2 peuvent être datées à 380 ± 10 Ma par l'âge des muscovites syn-phase D2 (Maluski, *in* Guérangé-Lozes, 1987), et la phase tardi-tangentielle D3 à 346 ± 7 Ma par l'âge de mise en place du laccolite du Pinet (Maluski et Monié, 1988). Rappelons que les terrains les plus jeunes impliqués dans les chevauchements sont siluriens (feuille Saint-Sernin-sur-Rance).

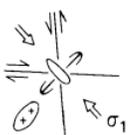
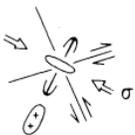
ÉVÉNEMENTS TARDIFS

Tectonique tardi-hercynienne

Régionalement, les événements tectoniques tardifs, communs à toutes les nappes et associés à la mise en place de magmas granitiques, se caractérisent par des couloirs régionaux de déformation, soulignés par des plis à grand rayon de courbure et une intense tectonique cassante.

Les caractères généraux des déformations tardives, plicatives et cassantes associées, ainsi que leurs relations mutuelles, sont résumés dans le tableau 2. Deux phases de déformations plicatives ont été distinguées, D4 et D5.

Sur la feuille Réquista, seule la déformation D5 se marque cartographiquement par le plissement des tufs rhyolitiques et du granite du Pinet. C'est la terminaison et l'enneiement septentrional de la grande antiforme D5 que l'on suit depuis Montredon-Labessonnié.

<p style="text-align: center;">PLISSEMENT D4</p> <p style="text-align: center;">Fini Westphalien-Stéphanien A</p>	<p style="text-align: center;">PLISSEMENTS D5</p> <p style="text-align: center;">Stéphanien B et C</p>	<p style="text-align: center;">Fini Autunien</p>
<p style="text-align: center;">Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p>		
 <ul style="list-style-type: none"> - Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois. - Plis kilométriques synschisteux (strain slip) NE-SW au SE du Sidobre. - Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne noire. - Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié. - Mise en place du granite du Sidobre. 	 <ul style="list-style-type: none"> - Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique. - Plis synschisteux droits N 20° E à toutes échelles (antiforme de Montredon-Labessonnié), schistosité de fracture S5 - Mise en place d'un granite caché. 	<p>Compression N-S décrite dans l'Albigeois (J.-L. Blès <i>et al.</i>, 1981) le bassin de Saint-Affrique (G. Santouil, 1980)</p>
<ul style="list-style-type: none"> - Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre. - Fractures N 140° E. - Fracture E-W : jeu décrochant dextre. 	<ul style="list-style-type: none"> - Plissement des filons de microgranites. - Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes. - Rejeu décrochant senestre des fractures N 140° E. 	<ul style="list-style-type: none"> - Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban). - Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E
<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"> <ul style="list-style-type: none"> - Ouverture des fractures E-W : </div> <div style="width: 50%; border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;"> <ul style="list-style-type: none"> - ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) - graben - ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place </div> </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; margin-top: 10px;"> <div style="width: 30%; border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;"> <ul style="list-style-type: none"> de fluorine de silice </div> <div style="width: 65%; border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;"> <ul style="list-style-type: none"> fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive. trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique BTH. </div> </div>		

Tabl. 2 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées en Albigeois (Guérandé-Lozes, 1987)

Cette mégastructure de direction N20°E, qui correspond au trait structural tardif majeur de l'Albigeois, coïncide avec une anomalie gravimétrique légère (schéma structural) de grande ampleur, ne pouvant s'expliquer que par la présence d'un corps granitique caché, allongé dans cette direction (Corpel *et al.*, 1987).

Au Sud du bassin de Brousse—Broquiès, où la déformation D3 est nettement moins intense, la déformation D5 apparaît clairement à l'affleurement et se traduit par des plis en chevrons droits, d'amplitude variable. À ces plis d'axe N-S à N20°E plongeant légèrement vers le Nord, s'associe une schistosité de fracture.

Le tableau 2 présente un essai de corrélations régionales entre les phases tardives et les déformations cassantes associées. Les grands accidents cisailants D3 de direction N110 à N120°E, prépondérants à partir de Réquista, vont rejouer en extension à la fin du Westphalien—Stéphanien A.

En gravimétrie, cette direction apparaît clairement. Plus particulièrement, la carte de l'effet de sources profondes (fig. 3) fait ressortir deux zones à fort gradient, de direction N110 à 130°E, distantes d'une trentaine de kilomètres, l'une au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, l'autre immédiatement au Nord de Réquista. Toutes les deux correspondent à des accidents profonds qui se traduisent en surface par des couloirs de fracturation intense dans lesquels se placent des bassins stéphano-permiens, Brousse—Broquiès sur la feuille Réquista et Graissessac au Sud. C'est à cette époque également que les grands accidents N170°E (à N-S) ont un jeu décrochant senestre (formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux, Stéphanien A et B).

Pour D. Bonijoly (comm. orale), les sédiments carbonifères et permien se sont déposés dans un contexte tectoniquement actif, dans un graben dont l'activité des marges module la distribution des sédiments. Les directions tectoniques hercyniennes sont reprises dans cette tectonique synsédimentaire : au Carbonifère, la marge nord du sous-bassin de Brousse—Broquiès est active. Au début du Permien, l'ensemble de la marge nord, selon une direction majeure entre N80°E et N120°E, se soulève et alimente le bassin pour former le premier cycle sédimentaire. À partir du deuxième cycle sédimentaire, le relais est pris par la marge sud du bassin de Saint-Affrique. Il est probable que le fond du bassin de Saint-Affrique soit également structuré selon la direction N120°E, et instable pendant le dépôt de ces formations.

G. Santouil (1980) note au Nord du bassin une structure résultant d'un phénomène de compression qu'il attribue au Permien. G. Gand (1987) a également observé des ondulations dans le secteur de Boussac. Cet événement compressif semble cependant très localisé.

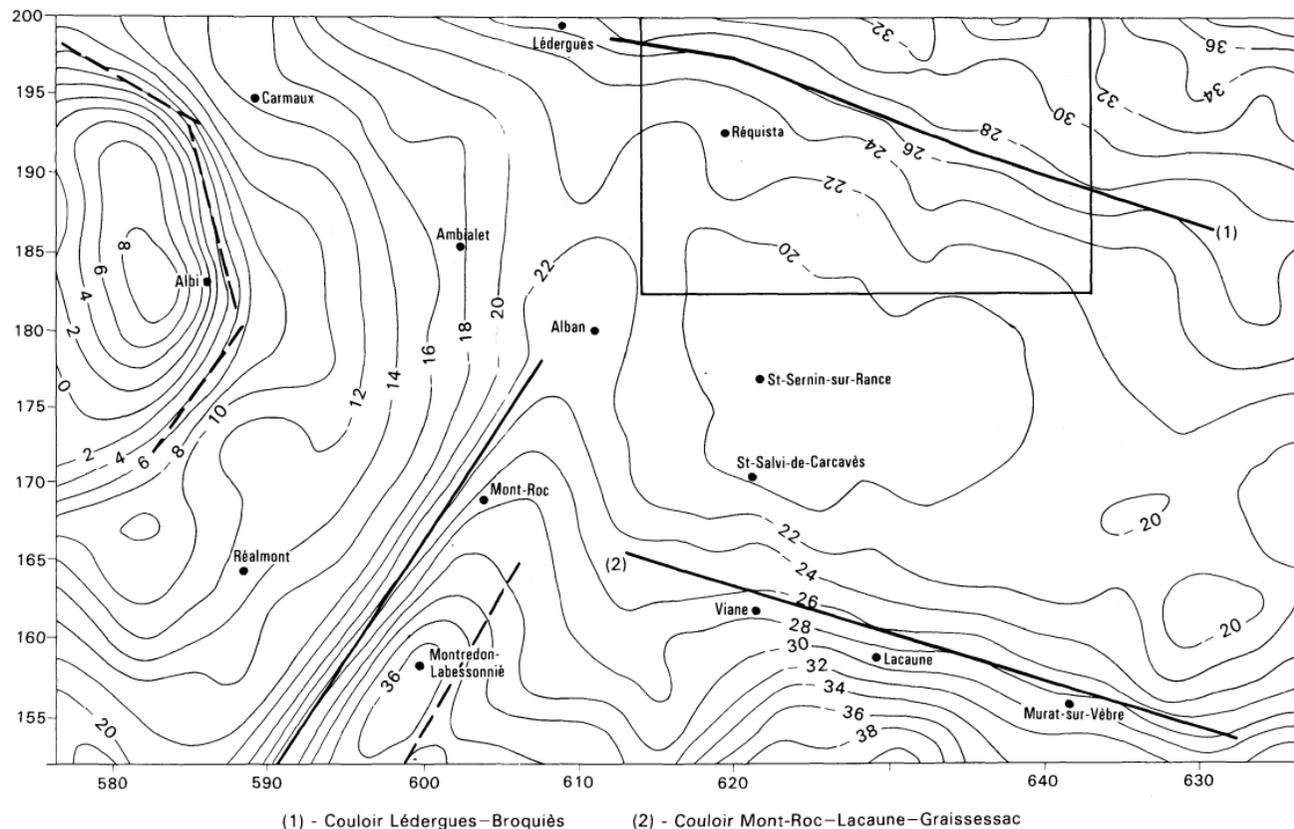


Fig. 3 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes, profondeur 5 à 10 km (Corpel et al., 1987)

Pour X. Legrand (1990), le bassin de Saint-Affrique doit être considéré comme le résultat du développement d'un roll-over d'échelle régionale, consécutif à une extension globalement N-S au Permien. Ce processus d'ouverture est intimement lié aux surfaces d'anisotropie préexistantes, plus particulièrement à la réactivation des chevauchements du socle hercynien.

Tectonique post-permienne

Tous les grands accidents varisques qui ont contrôlé l'installation des bassins permien vont rejouer. Les fractures N110°E rejouent postérieurement au Permien, en décrochement et en extension. La genèse des filons siliceux qui affleurent sur la feuille Réquista, de type « BTH » (brèche tectonique hautement siliceuse), peut prendre place à la fin du Permien (phase extensive) ou au début du Mésozoïque (Jébrak, 1985).

Néotectonique

La comparaison des nivellements (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1989) a permis de mettre en évidence le rejeu actuel d'un certain nombre de grands accidents d'ordre cartographique, et en particulier le rejeu d'accidents constituant la grande zone de faille de direction N110 et N120°E, dans laquelle se place le bassin de Brousse—Broquiès.

RELATIONS CRISTALLISATION—DÉFORMATION

Les critères classiques de relations cristallisation—déformation ont été appliqués (Bard, 1980). Ces critères, pris dans leur sens descriptif, montrent que, de part et d'autre de la limite occidentale (considérée comme externe) du complexe leptyno-amphibolique, les relations cristallisation—déformation sont différentes.

À l'extérieur du massif du Lévézou

● **Phase 1.** Dans l'ensemble des séries grésopélitiques, la schistosité S2 isole des microlithons dans lesquels sont préservés muscovite, chlorite et albite et plus rarement grenat calco-manganésifère. Bien visibles au Sud, ces microstructures disparaissent au contact des métagranitoïdes à texture porphyroïde. Du Sud au Nord, la permanence des paragenèses à muscovite-chlorite sur S1 témoigne des conditions épizonales de phase 1 dans toute la région.

● **Phase 2.** Muscovite, chlorite, ilménite et anatase sont allongés dans la S2 et s'alignent sur la L2 minérale. Le plagioclase qui leur est associé est un oligoclase,

À l'approche des métagranites à texture porphyroïde, la biotite est stable sur S2 et les grenats présentent des cœurs hélicitiques sigmoïdes.

• **Phase 3.** Des pœciloblastes millimétriques de biotite et, en plus faible proportion, de muscovite sont alignés sur la S3 de crénulation.

Les cœurs hélicitiques et sigmoïdes des grenats s'entourent, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, d'une bordure subautomorphe, pauvre en inclusions et statique sur la S1-2. Par ailleurs, ces grenats sont moulés par la schistosité de crénulations S3 qui limite alors des zones abritées de quartz, peu développées. Leur aspect automorphe et limpide ne permet donc pas de préciser s'ils sont syn-phase 3 ou post-phase 2—anté-phase 3 uniquement.

Sur la feuille Salles-Curan, la staurotide et le disthène sont statiques sur la S2 et s'alignent sur la linéation de crénulation L3.

• **Post-phase 3.** Quelques biotites et quelques muscovites sont localement sécantes sur la S3, mais le minéral typiquement post-phase 3 est une chlorite.

Dans le complexe leptyno-amphibolique

Cette série a subi les trois phases de déformations varisques déjà rencontrées à l'extérieur du complexe leptyno-amphibolique : plis isoclinaux de phase 1, N-S, et plis isoclinaux 2, NW-SE, antérieurs à une phase de serrage (Matte et Nicollet, 1976).

• **Phases 1 et 2.** La foliation générale étant très pénétrative, nous n'avons pas pu reconnaître de microlithons de phase 1, ni de minéraux typiquement clastiques par rapport à la foliation S1-2 qui est parallèle à des « poissons » millimétriques de muscovite et de disthène auxquels sont rarement associés plagioclase, biotite et grenat parfois sigmoïde.

La staurotide, le disthène et la sillimanite sont à l'équilibre textural avec la biotite et la muscovite dans S1-2.

Dans les roches basiques, les minéraux mésozonaux sont syntectoniques. Les reliques haute pression sont au moins antérieures à S2.

• **Phase 3.** Cette phase de déformation est mal exprimée dans le complexe leptyno-amphibolique et, de ce fait, les minéraux tardifs par rapport à S1-2 peuvent n'avoir cristallisé que durant l'interphase 2-3. Dans les micaschistes phyllonitiques de la ceinture du Lévézou, des aiguilles de sillimanite dans les stries qui affectent la S1-2 sont attribuables à la phase de déformation 3.

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme granulitique

Ce stade est observable dans les boudins d'éclogites, éclogitoïdes, amphibolites haute pression et trondjhémities de la ceinture du Lévézou. Cet épisode granulitique est plus localement observable en enclaves dans les orthogneiss du Lévézou. C. Nicollet (1978) a estimé les conditions entre 12,5 et 20 kbar et 750 à 840 °C.

Les assemblages de haute pression à l'équilibre textural peuvent être contenus à l'état de septa dans les coronites en voie d'éclogitisation (Nicollet, 1982) et représentent les premiers stades du métamorphisme haute pression, haute température. Cette observation vient à l'appui du fait qu'aucune figure d'anatexie n'est observable dans les amphibolites et éclogites affectées par le métamorphisme barrovien et encaissant les niveaux trondjhémiques. De ce fait, la genèse des métatrandjhémites de haute pression par fusion partielle d'amphibolites (Nicollet et Leyreloup, 1978) n'a pu se faire que dans les premiers stades du métamorphisme haute pression.

Les métamorphismes régionaux

La succession des associations minéralogiques typomorphes, leur cartographie et les relations cristallisation—déformation permettent d'individualiser deux unités métamorphiques de part et d'autre de la bordure externe du complexe leptyno-amphibolique, c'est-à-dire dans le massif du Lévézou d'une part, et dans les séries environnantes d'autre part.

● **À l'extérieur du Lévézou.** L'apex du métamorphisme est clairement post-folial. Les zones isométamorphiques à biotite (bt), grenat (grt) et staurotide (st) reflètent cartographiquement la géométrie des métagranites à texture porphyroïde et non celle du Lévézou comme on aurait pu s'y attendre dans une interprétation en dôme thermique de ce massif (Talbot, 1971; Den Tex, 1975). Les isogrades bt^+ , grt^+ , et st^+ sont obliques sur la foliation régionale S1-2 à l'Ouest du Pinet, confirmant ainsi le caractère antémétamorphique de ce métagranite alcalin.

Les conditions P-T calculées à partir des isogrades (bt^+ , grt^+ , st^+ , ky^+) du géothermomètre «biotite-grenat» (Thompson, 1976) et du géobaromètre «grenat-plagioclase» (Newton et Haselton, 1981) mettent en évidence des gradients de 100° à 200°C/km près des laccolites type Pinet pour une profondeur d'environ 20 km (Delor *et al.*, 1984).

● **À l'intérieur du massif du Lévézou.** Le métamorphisme affecte la matrice greywacko-pélitique, basique ou carbonatée, et les reliques catazonales. Comme on se situe dans le degré moyen de métamorphisme, seules les compositions greywacko-pélitiques de l'encaissant permettent de cerner l'évolution des conditions P-T de ce métamorphisme. En effet, les metabasites montrent très peu de variations minéralogiques. Dans la série pélitique, les paragenèses observées montrent que le métamorphisme est typiquement barrovien avec, de l'extérieur vers l'intérieur du massif, les isogrades successives grt^+ , di^+ , st^- , ky^- et, au cœur du Lévézou, les métatexites à muscovite-sillimanite. Cette succession est bien définie au Sud où les pélites sont abondantes (Nicollet, 1978).

Conclusion

La cartographie en couronne de la ceinture basique du Lézérou avait été reconnue depuis longtemps (Bergeron, 1905) ainsi que les pendages de foliation vers le Sud, au Sud et au Nord, et subverticaux à l'Ouest. Cet aspect cartographique et ces pendages ont conduit à interpréter le Lézérou en large dôme, avec du granite et des migmatites granitiques ou gneissiques, des gneiss d'injection au centre, et une couronne de paragneiss, amphibolites et micaschistes (feuille Sévérac à 1/80 000, 2^e éd. : Demay *et al.*, 1958).

Il apparaît cependant que la zone de charnière anticlinale nécessaire entre les deux flancs est difficile à définir (Burg *et al.*, 1984). L'interprétation en dôme thermique du massif du Lézérou impliquait aussi que les isogrades du métamorphisme régional barrovien (Chenevoy et Ravier, 1971 ; Nicollet, 1978) soient géométriquement liées à ce dôme. En réalité, deux séries métamorphiques sont situées de part et d'autre de la bordure occidentale de la ceinture basique :

- à l'extérieur du massif, les pélites ont subi un métamorphisme de pression intermédiaire à l'approche des orthogneiss type Pinet. Les isogrades sont sécantes sur la foliation régionale et par là même indépendantes de la limite du dôme ;
- à l'intérieur, le métamorphisme qui se superpose à un métamorphisme granulitique est typiquement barrovien et prograde vers le centre du Lézérou où l'on atteint à peine le domaine des métatexites à sillimanite.

Nous avons là un schéma notablement différent de celui qui était admis dans le cadre d'une interprétation en dôme thermique, par ailleurs incompatible avec les sens de cisaillement observés dans les métagranites porphyroïdes, voire même dans les micaschistes phyllo-nitiques à la base géométrique de la ceinture basique. Ces cisaillements indiquent que le Lézérou est descendant par rapport aux séries externes, ce qui s'interprète mieux en termes de charriage (Burg *et al.*, 1984).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Végétation

La Carte de la végétation de la France, feuille Rodez à 1/200 000 réalisée par C. Dupias et G. Cabaussel (1966), ainsi que la carte phytoécologique du Midi-Pyrénées à 1/500 000 réalisée par R. Delorme (1970), ont été utilisées pour la rédaction de ce chapitre.

Le **hêtre** (*Fagus silvatica*), dont les conditions favorables à la série sont une humidité atmosphérique importante et des températures relativement basses, trouve celles-ci dans la région la plus élevée de

la feuille : plateau au Nord du Tarn où il occupe seulement les emplacements les plus frais dans les vallées profondes du Ségala. La série est mélangée ici à celle du chêne pédonculé aux conditions de développement assez proches. Les hêtraies, ici très réduites, sont les derniers témoins des grandes forêts qui devaient couvrir les régions avant les défrichements. Le sous-bois est occupé par le sureau à grappe, le houx, *Scillia liliohyacinthus*, *Meconopsis cambrica* et *Euphorba hyberna*.

Les landes, représentant généralement des stades de la dégradation de la forêt, sont occupées par la bruyère cendrée, callune, *Genista anglica*, *G. pilosa*, *Arnica montana*. Dans les landes progressives, le genêt à balais et la fougère-aigle jouent un rôle essentiel.

Le **chêne pédonculé** (*Quercus pedunculata*) est l'arbre des bas de pente, des fonds de vallon. Supportant facilement la lumière et l'action des hommes et des animaux, il est favorisé aux dépens d'autres espèces. Il prospère en lisière, en clairière et en bordure de culture. Il se développe rarement à l'état naturel. La chênaie acide du chêne pédonculé possède une strate arbustive de houx, bourdaine, chèvrefeuille, parfois de noisetier. La lande est constituée d'ajonc nain, de bruyère cendrée, de genêt à balais, de callune, d'ajonc d'Europe. D'origine atlantique, la série du Pédonculé atteint ici sa limite orientale.

Le **bouleau** est une essence de lumière ; localement, il colonise les landes à sol frais et, toujours disséminé, est un des pionniers de la reconstitution de la forêt (hêtraie et chênaie-hêtraie).

Le **chêne pubescent** (*Quercus pubescens*), l'arbre des grès permien, occupe le reste de la feuille et s'installe indifféremment sur tous les sols. Les conditions favorables au chêne pubescent (pluviosité modérée ou même faible, température relativement douce et luminosité importante) sont réalisées dans la région de la carte soumise à des influences méditerranéennes.

La série « chaude » du Pubescent, propéméditerranéen, occupe la vallée du Dourdou ; on la retrouve, localisée et amoindrie, le long de la vallée du Tarn où elle comprend encore un contingent d'espèces méditerranéennes dont le thym, *Lavendula latifolia*, *Cistus laurifolius* et *Erica arborea*.

Les taillis sont ouverts sur une strate arbustive avec buis, *Phillyrea media*, *Erica arborea*, *E. salviaefolius scoparia*, *Cistus salviaefolius* et *C. laurifolius* sur sols siliceux.

La série du chêne latéméditerranéen est la série normale du Pubescent. Elle indique une atténuation de l'influence méditerranéenne et elle comprend un mélange d'influences atlantiques et méditerranéennes. Le Pubescent est accompagné par *Sorbus aria*, *Acer campestre* et en sous bois par *Prunus mahaleb* et *P. spinosa*. Les landes sont largement ouvertes sur prunellier, genévrier, églantier à corroyère, *Spartium* et callune.

Cultures

Le **châtaignier**, l'arbre des « schistes cristallins », cultivé depuis une époque très ancienne, a joué un rôle important dans l'alimentation des populations du Sud Massif central. Demandant des sols siliceux et bien drainés, mais moins exigeant du point de vue climatique, il a été substitué soit au Pédonculé (dans le Ségala) soit au Pubescent (dans la vallée du Dourdou). Mal entretenues, les châtaigneraies sont actuellement en régression. Les zones défrichées du plateau au Nord du Tarn portent des pâturages et des cultures telles que pomme de terre et seigle. L'apport d'engrais et de chaux permet d'améliorer la culture (blé).

Les autres surfaces cultivables sont réduites et se limitent aux vallées. Le long du Tarn et du Dourdou, les conditions climatiques sont favorables à la vigne et aux fruitiers (pêcher, pommier, amandier). Du point de vue agricole, la région d'avenir est le Ségala, alors que dans les causses et le bassin permien, l'agriculture régresse au profit de l'élevage des porcs et surtout des brebis, en grande partie responsables de la dégradation de la végétation naturelle dans ces régions.

RESSOURCES EN EAU

Les ressources des aquifères sont conditionnées par les facteurs principaux suivants: la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui s'infiltre dans le sol), les conditions d'alimentation aux limites de l'aquifère (relations avec les rivières, avec d'autres aquifères), la porosité et la perméabilité, la fracturation des calcaires, la solubilité des roches carbonatées (karstification), la structure des corps sédimentaires, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent deux catégories de réservoirs aquifères correspondant à des ensembles lithologiques. On distingue ainsi :

- des réservoirs à porosité d'interstices dans les altérations du socle, dans le bassin permien et les alluvions des vallées ;
- des réservoirs karstiques dans les séries carbonatées du Lias inférieur.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département de l'Aveyron par le BRGM (Roche, 1979).

Aquifères du socle paléozoïque

Les formations paléozoïques de la feuille Réquista, socle et bassin permien, sont principalement représentées par des matériaux métamorphiques, des roches cristallines et des roches sédimentaires qui sont imperméables dans leur masse ; seule la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité et constituer un

réservoir à porosité d'interstices. Les écoulements issus de ces réservoirs s'effectuent suivant les pentes ; ils donnent des petites sources (débit < 1 l/s) de fond de vallon, pouvant subvenir à l'alimentation en eau de petites collectivités. Ces réservoirs épidermiques, très sensibles à la pollution, produisent des eaux peu minéralisées.

Les fractures qui affectent ces séries, associées aux filons de quartz notamment, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels.

Les sondages de recherche minière effectués dans la vallée du Tarn sur les feuilles voisines Millau et Saint-Beauzély ont rencontré une nappe captive, parfois artésienne, dans les conglomérats de l'Autunien. Les débits obtenus sont compris entre 3 et 8 m³/h.

Aquifères du Lias inférieur

Les séries carbonatées du Lias inférieur affleurent seulement sur la marge orientale de la feuille où elles constituent la terminaison occidentale du causse de Saint-Affrique.

Au-dessus des formations argilo-gréseuses du Trias qui constituent un mur imperméable, les séries carbonatées du Lias inférieur (Hettangien, Sinémurien et Lotharingien) forment un ensemble puissant de 170 m environ. Elles constituent la série aquifère inférieure des Grands-Causses. C'est un aquifère karstique limité au toit par les faciès calcaréo-marneux du Carixien.

Ces dépôts carbonatés sont le siège de circulations d'eaux à l'intérieur de chenaux (conduits et fissures) formés par dissolution. La position de ces chenaux par rapport aux vallées permet d'individualiser des systèmes karstiques perchés, lorsque les vallées drainantes ont leurs lits établis dans les terrains argilo-gréseux imperméables, et des systèmes karstiques noyés quand les vallées drainantes ont leurs lits établis dans le corps sédimentaire karstifié. La circulation très rapide de l'eau dans les galeries souterraines est responsable de la grande vulnérabilité à la pollution des eaux issues du karst.

Les formations résiduelles (R), supportées par les calcaires jurassiques, ne sont pas aquifères ; cependant celles-ci contribuent, par leur nature filtrante, à une amélioration locale de la qualité des eaux du karst sous-jacent.

La source de Gayraud, issue de cet aquifère, draine le plateau du Fraysse (n° BSS 934-4-22) ; elle a un débit d'étiage de 2 l/s.

Aquifère des alluvions des vallées principales

Les vallées du Tarn, du Dourdou, de la Sorgue, de la Rance et du Gos, possèdent des dépôts alluviaux récents (Fz). Ces alluvions plus ou moins graveleuses sont souvent colmatées par des limons ; elles constituent toutefois un aquifère médiocre, souvent subordonné à la

rivière. Quelques puits utilisés pour l'alimentation en eau potable ont un débit d'exploitation inférieur à 5 à 20 m³/h. La qualité chimique des eaux, qui dépend de celle des rivières, rend ces aquifères très vulnérables; cependant, lorsque les conditions sont favorables, ces eaux bénéficient d'une filtration.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les **grès du Cambrien inférieur** (Formation de Saint-Sernin-sur-Rance) sont des matériaux destinés à la construction traditionnelle; ils sont utilisés par des particuliers pour des usages locaux.

Les **tufs rhyolitiques** («porphyroïdes de Réquista») sont exploités à Réquista pour la confection de granulats destinés à la viabilité et pour la pierre de construction et de parement.

Les **grès rouges du Permien** sont utilisés localement pour la construction; les plus connus, dits «grès de Molière», de couleur gris clair, sont encore exploités par de petites carrières sur les communes de Martrin et Monclar.

Les **calcaires de l'Hettangien—Sinémurien** ont été exploités pour la fabrication de la chaux, comme à Saint-Victor-et-Melvieu.

Les **alluvions du lit du Tarn** sont exploitées à Broquiès pour la production de sables et graviers destinés principalement à la confection des bétons.

GÎTES MÉTALLIFÈRES

Les gîtes et indices recensés ont été reportés dans les tableaux en annexe. Le bassin de Brousse—Broquiès recèle des niveaux charbonneux dans la série de la Vigne, sans intérêt économique, et de l'uranium (Yerle, 1979).

Minéralisations uranifères

Les premiers indices découverts en 1958 et développés par la Scumra appartiennent essentiellement à la couverture sédimentaire stéphanopermienne. Par la suite, la Scumra, devenue Minatome puis Total-Compagnie minière, établirent des relations entre ces concentrations et des minéralisations du socle.

En effet, on rencontre, avec des densités très diverses, des anomalies, indices et constellations d'indices dans :

- les silts et grès fins de l'unité de Saint-Rome-du-Tarn;
- les conglomérats et grès de l'unité du Gorp;
- les arkoses et grès de la série de la Vigne;
- les cinérites;

- le conglomérat de la série de la Mine ;
- les schistes et les « porphyroïdes » du socle.

Les premières recherches ont porté exclusivement sur les indices en milieu sédimentaire, d'abord ceux de la région de Broquiès (unité de Saint-Rome-du-Tarn), et surtout ceux de la région de Brousse-le-Château—Connac (série de la Vigne) qui ont fait l'objet de recherches détaillées aboutissant à l'évaluation de petits gîtes à faible teneur dans les arkoses albitisées, sans relation nette avec la présence de matière organique, en général en bordure sud de la gouttière tectonique orientée N110°E.

Les indices de socle sont moins nombreux (une douzaine d'indices ou constellations) ; ils correspondent à des schistes plus ou moins graphiteux (rarement aux « porphyroïdes ») et sont spatialement liés à la surface de discordance stéphanienne, en association avec des fractures pentées au Nord le long du flanc sud ou au fond des gouttières tectoniques N110°E. Ils présentent des teneurs plus élevées.

On observe souvent la superposition des indices de socle et des indices de la couverture (série de la Vigne notamment) ; c'est le cas du gisement du Roube (fig. 4, d'après Yerle, 1979).

Autres types de minéralisation

Ils sont d'intérêt médiocre. On note :

- des indices de barytine, associée à du quartz, dans les filons qui recoupent le Permien ou le socle. Un seul de ces indices a fait l'objet, à la Coste, d'une exploitation artisanale à plusieurs étages ;

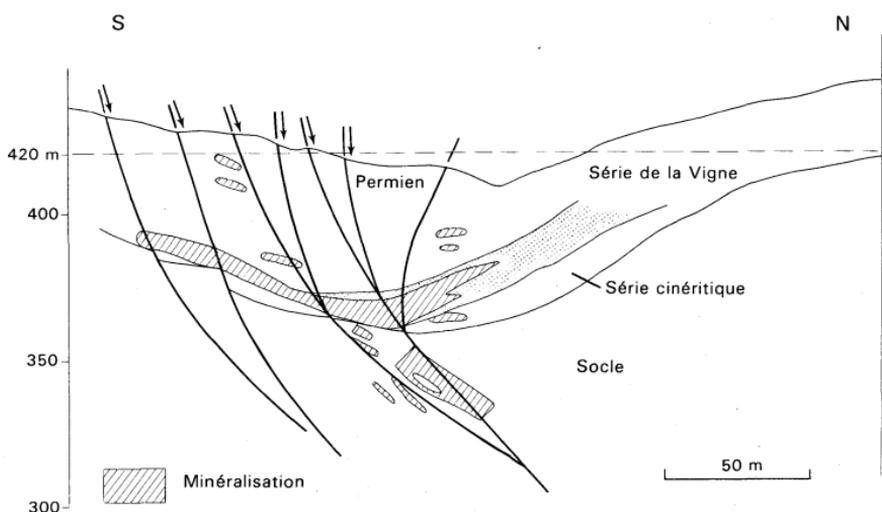


Fig. 4 - Disposition des corps minéralisés : le secteur du Roube

- des indices de cuivre dans les grès et pélites permienes (dans la stratification ou en filon). Ceux-ci, depuis le XIX^e siècle, ont fait l'objet de nombreux travaux de recherche. Peu de minerai a été extrait : 400 à 500 t du filon le Raminier et 180 t du filon Rieucros ;
- des indices de galène dans les grès houillers.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Des entités géographiques inégalement peuplées par l'homme préhistorique

D'altitude peu élevée et constitué de plateaux gréseux ou calcaires plus ou moins secs et chauds, de plaines alluviales larges et des collines du Vabrais (« rougier »), l'espace géographique situé au Sud du Tarn exerça une forte attraction sur les populations de la préhistoire. Les plateaux situés au Nord de la vallée du Tarn attirèrent également l'homme préhistorique par leur richesse en matière première minérale.

Des milieux naturels peu fréquentés par l'homme avant le Néolithique accompli

Les vestiges préhistoriques les plus anciens de la feuille ont été découverts sur l'avant-causse de Saint-Affrique (Costes-Cozon) par P. Cabanes. Plusieurs stations de plein air ont livré des outillages lithiques moustériens (60 000 à 30 000 ans avant J.C.). La matière première est d'origine locale (quartz) ou d'importation (silex et chailles). Ces chasseurs primitifs s'étaient installés sur les terrains gréseux du Trias (Rhétien).

Au Paléolithique supérieur (30 000 à 9 000 ans avant J.C.), la présence de l'homme est sporadique dans les régions froides bordant le Lévézou. On connaît l'existence de quelques rares sites magdaléniens dans le bassin du Vaur, dont celui de Reycabrot sur la feuille Salles-Curan. Les cinérites siliceuses du bassin de Brousse—Broquiès ont été utilisées par les chasseurs du Paléolithique supérieur pour confectionner des outils et des pointes de sagaies, notamment par les Solutréens du Quercy, à la recherche de matière siliceuse hors du commun.

Pendant le Mésolithique (9 000 à 5 000 ans avant J.C.), le territoire de la feuille paraît vide d'habitant. Des sites de cette période ont pourtant été découverts dans la partie nord-est du Lévézou et sur les Grands-Causses.

Au cours du cinquième millénaire avant notre ère, la néolithisation se déroule dans les Grands-Causses avec des transformations matérielles spécifiques. Dans la deuxième moitié du quatrième millénaire avant notre ère, les activités agro-pastorales prennent de l'importance

bien que la chasse soit encore largement pratiquée. L'épanouissement et l'expansion de la culture chasséenne se traduisent par une forte implantation humaine sur la bordure occidentale des Grands-Causse (feuille Millau). L'avancée des Chasséens, en direction de l'avant-causse de Saint-Affrique, du «rougier» et des plateaux élevés du Rouergue, paraît fortement freinée pour des raisons que nous ignorons. Ceci coïncide avec le début de l'exploitation des cinérites siliceuses en vue de la fabrication de lames de haches.

Le Néolithique final et le Chalcolithique : la conquête sélective de l'espace géographique

Les habitats de plein air et les grottes-habitats sont encore mal connus. Mais c'est au Néolithique final et au Chalcolithique (2600 à 1800 ans avant J.C.) que sont construits et utilisés, dans un but funéraire, les nombreux monuments mégalithiques inégalement répartis sur la feuille. La plus forte densité de ces monuments se trouve sur l'avant-causse de Saint-Affrique (plateaux des Costes-Gozon et de Boussac). Les dolmens simples, de type caussenard, à chambre quadrangulaire, ont été édifiés sur les calcaires du Lias inférieur. Un semis de dolmens existe sur le plateau de Villefranche-de-Panat. La plupart ont été fouillés dès le XIX^e siècle. Ils sont souvent ruinés et leur tumulus arasé. Les ossuaires, hâtivement explorés, étaient accompagnés de mobilier funéraire composé d'armes et de parures, dispersées dans de nombreuses collections.

Sur les terrains permien, à une indigence en dolmens s'oppose une richesse en statues-menhirs. Sur le territoire de la feuille, 22 statues-menhirs ont été inventoriées. Elles se répartissent principalement sur les plateaux de Martrin et de Montclar, ainsi que dans la basse vallée du Dourdou avec la concentration exceptionnelle des Ardaliès. On les trouve également isolées, comme au Nord de la vallée du Tarn (Crais et Lacoste) ou sur le plateau du Lagast (Durenque). Rappelons qu'une statue-menhir est un monument mégalithique constitué d'un bloc ou d'une dalle, sculpté en bas relief, technique souvent associée à la gravure, représentant un être humain ou une divinité à forme humaine.

Ces communautés se sont approvisionnées en grès permien, notamment en grès gris de la bordure occidentale du bassin. Il ne semble pas toutefois que ces dalles aient été l'objet de déplacements considérables, tout au plus quelques kilomètres. Longues de 1 à 2 m, larges de 0,40 à 0,80 m et souvent minces (10 à 25 cm), de forme ovale ou quadrangulaire, elles ont été mises en forme et régularisées sur les deux faces et sur les côtés par martelage à l'aide de percuteurs. La finition des faces principales a parfois été obtenue par un polissage soigné. Le monument destiné à être dressé, comme un menhir, comporte à la partie inférieure une plage non ornée. La sculpture des motifs anatomiques et des attributs a été obtenue selon les techniques de la ronde-bosse et du bas-relief par martelage, piquetage et raclage.

Les détails anatomiques sont inégalement représentés d'un monument à l'autre. Le visage n'est jamais dégagé des épaules, excepté la statue-menhir de Durenque. Sont représentés : les yeux, le nez ; les seins caractérisent les statues-menhirs féminines. Toutes possèdent des bras et des mains. Les jambes sont toujours présentes, jointives ou non, parfois séparées de la ceinture (genoux). Les personnages sont représentés en position assise. Dans le dos, quelques éléments anatomiques apparaissent : les omoplates en forme de crochet, la chevelure sur les statues féminines. Parmi les attributs on distingue : le vêtement (plis), la ceinture, les armes (hache, arc et flèche au-dessus du bras gauche), la parure (colliers constitués de plusieurs rangs, pendeloque), le baudrier et enfin « l'objet » dont la nature réelle et la signification ont été des sujets de polémiques. L'« objet » se situe au centre de la statue-menhir, entre les mains, soutenu par le baudrier. Il est incliné et constitué d'une partie inférieure triangulaire surmontée d'un anneau. Il est assimilé aux objets réels que sont les pendeloques-poignards découvertes dans quelques dolmens ou grottes des Grands-Causse ou de la région de Saint-Pons. Parfois décorée de chevrons disposés dans le même sens, plus rarement réticulée, la ceinture est munie d'une boucle.

Un petit nombre de statues-menhirs a subi des transformations : de masculines, elles sont devenues féminines.

Bien que le contexte archéologique soit dans la plupart des cas incertain ou inconnu du fait des circonstances de la découverte (labours, réemploi), les statues-menhirs sont attribuées au Néolithique final et au Chalcolithique (2 600 à 2 000 ans avant J.C.). On peut s'interroger sur le rôle que les hommes de ces époques leur accordait. S'agissait-il de dieux ou de déesses tutélaires destinés à protéger les chasseurs ? Étaient-elles associées à des tombes ? Aucune de ces hypothèses n'a pu être démontrée à ce jour, en ce qui concerne les monuments du groupe rouergat.

L'exploitation des gîtes des matières premières minérales destinées à la fabrication de l'outillage en pierre polie

La diversité lithologique de la bordure sud-est du Rouergue cristallin n'a pas manqué d'attirer l'attention des hommes du Néolithique.

Des prospections systématiques récentes ont abouti à la découverte de vestiges archéologiques témoignant de l'exploitation de gîtes d'amphibolites et d'éclogites en vue de la fabrication des ébauches de haches. Ces recherches ont conduit l'auteur à découvrir en 1982 le vaste site d'extraction des cinérites siliceuses du bassin houiller de Brousse-Broquiès. Exceptionnel, ce site comprend une multitude de structures d'exploitation essentiellement représentées par des carrières à ciel ouvert et quelques travaux souterrains (mines).

Amorcée dès l'époque moustérienne, sporadiquement poursuivie au Paléolithique supérieur (Solutréen), l'extraction fut principalement

réalisée au Néolithique, au Chalcolithique et vraisemblablement au début de l'âge du bronze.

Les cinérites se débitent sous la forme de plaques ou plaquettes d'épaisseur centimétrique. Chaque lit ou plaquette élémentaire possède des caractéristiques qui lui sont propres : couleur, épaisseur, nombre et position des laminites ou lits fins. L'extraction des plaques et des plaquettes a été facilitée par le réseau serré des diaclases. Les longues plaques décimétriques, une fois tronçonnées par percussions sur enclume, livraient les modules adéquats pour la fabrication des ébauches. Les blocs de grès interstratifiés dans la série cinéritique étaient utilisés comme masses de carrier. Parfois volumineux et lourds (2 kg), leur dispositif d'emmanchement comprenait une, deux ou trois encoches latérales, et, plus rarement, une rainure incomplète. Des percuteurs de dimensions plus réduites servaient à la taille des ébauches de hache. Des outils munis d'encoches latérales et d'un tranchant distal sont interprétés comme des houes servant à dégager les bancs de cinérites des formations de versant qui les recouvraient.

Selon les caractéristiques du matériau, certains horizons ont été sûrement plus recherchés que d'autres, en fonction des goûts manifestés par les Néolithiques. Ces lieux d'extraction étaient-ils ouverts à quiconque ou réservés au maître de la pierre vivant dans cette région ?

Les possibilités d'interprétation pour l'étude des échanges entre les groupes préhistoriques sont illustrés par la figure 5.

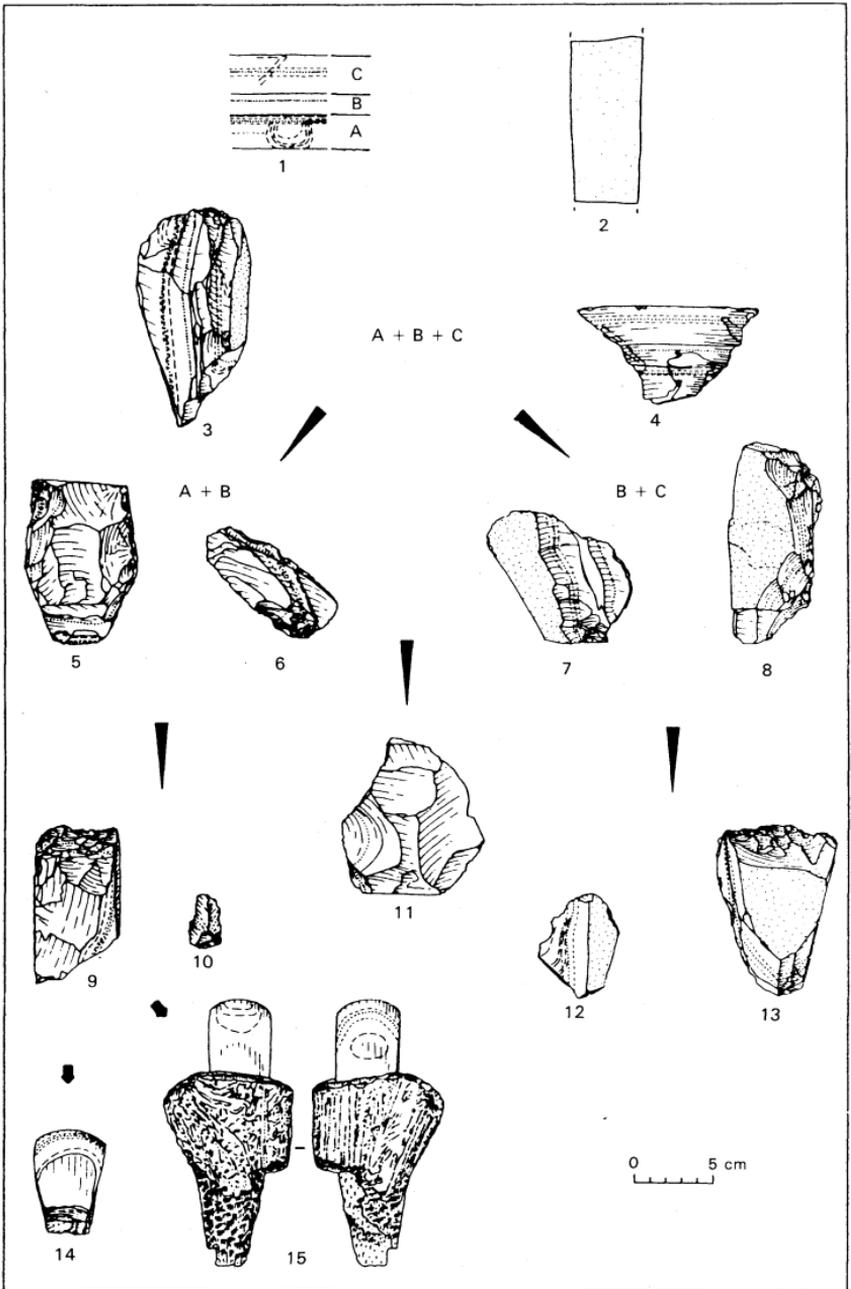
L'âge du bronze : période de régression du peuplement humain

Les vestiges de l'âge du bronze sont rares sur le territoire de la feuille Réquista. Pourtant, il y a tout lieu de penser qu'après la forte implantation chalcolithique mise en évidence sur l'avant-cause de Saint-Affrique, les populations de l'âge du bronze n'ont pas dédaigné ces milieux géographiques favorables.

L'exploitation des gîtes de cuivre, localisée dans la basse vallée du Dourdou et ses abords, aurait pu débuter au Chalcolithique ou à l'âge du bronze comme le laisserait penser leurs caractéristiques métallogéniques (présence de malachite et d'azurite). Des vestiges antiques (lampes en terre cuite) ont été découverts dans les vieux travaux.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE DANS LES SÉRIES CARBONIFÈRES ET PERMIENNES

L'itinéraire proposé suit la logique lithostratigraphique exposée ci-avant. Le Carbonifère et le premier cycle sédimentaire du Permien affleurent sur la carte Réquista ; en revanche, pour obtenir une vue complète du deuxième et du troisième cycle sédimentaire, on ne manquera pas de se référer à la carte Saint-Sernin-sur-Rance (à paraître) ; les points cités ici pour ces deux ensembles ne sont que le complément



Détermination précise de l'origine des lames de pierre polie à partir de trois plaquettes superposées, et les différentes combinaisons d'ébauches de hache découvertes sur le site. 1. position relative des 3 plaquettes ; 2. plaquette fracturée ; 3 et 4. ébauche de hache et éclat comportant les 3 niveaux (A + B + C) ; 5 et 6. ébauche de hache et éclat appartenants à deux lits (A + B) ; 7 et 8. éclat et ébauche de hache montrant l'association de deux lits (B + C) ; 9 et 10. ébauche de hache et éclat constitué du seul lit A ; 11. déchet (lit B) ; 12 et 13. éclat et ébauche constitués du lit C ; 14. lame de pierre polie chasséenne : les Monges (Launaguët, Haute-Garonne) appartenant au lit A ; 15. lame de pierre polie chalcolithique, dont le talon est enchassé dans sa gaine en bois de cerf (grotte de Foissac, Aveyron), fabriquée également dans une plaquette du lit A.

**Fig. 5 - Site d'extraction des cinérites (pétrosilex)
du bassin houiller de Brousse-Broquiès**

d'un itinéraire proposé à Saint-Sernin-sur-Rance. Outre l'intérêt géologique du parcours proposé, la région visitée présente un intérêt historique non négligeable, mais souvent méconnu.

L'itinéraire proposé débutera sur la route départementale 902, entre Réquista et Lincou. Sur le bord droit de la route, en descendant de Réquista, on observe la série carbonifère de la Mine, en contact paléogéographique sur le socle schisteux. En suivant la route, on passe progressivement à la série cinéritique, à la pointe du virage, et au socle par contact faillé.

Un peu plus bas, en suivant, la petite route qui remonte à la ferme de la Devèze, on peut remonter la série cinéritique, localement redoublée par des failles, et interrompue par des récurrences de conglomérats.

On reprendra ensuite la D 902, passant par Lincou, jusqu'au village médiéval de Brousse-le-Château que l'on traversera pour remonter la D 54 sur environ 500 m. La route recoupe, en descendant, le sommet de la série cinéritique, passant à la série de la Vigne, puis à la base du Permien, l'unité du Gorp. Cette coupe est limitée au Nord par une faille qui met en contact la série cinéritique et l'unité du Mas-Granet et, au Sud, par un contact faillé avec le socle.

On peut suivre cette route jusqu'à Broquiès, à travers les formations rouges de l'unité du Mas-Granet.

De Broquiès, on descendra jusqu'au barrage de la Jourdanie. De ce point jusqu'à Broquiès, on recoupera successivement le conglomérat colluvial à galets gneissiques, vraisemblablement stéphanien, puis l'unité du Gorp passant progressivement à l'unité de Saint-Rome-du-Tarn, avec des récurrences conglomératiques dans les faciès grésos-argileux et de nombreux redoublements par faille, jusqu'au dernier virage avant Broquiès où apparaissent quelques passées rouges et, plus particulièrement, un faciès conglomératique à éléments carbonatés. Ces faciès constituent l'unité du Béluguet.

Cette dernière unité est également visible, au niveau de la ferme du Béluguet (prendre la direction d'Albi, à partir de Broquiès). Sur cet affleurement, le niveau carbonaté, repère de l'unité de Béluguet, n'a pas été remanié en conglomérat comme à Broquiès, mais nodulisé par la diagenèse.

Du Béluguet, on reprendra la route de Saint-Affrique « par les tunnels » (D 25). La route traverse les grès et siltites rouges de l'unité du Mas-Granet à partir de la confluence du Len et du Dourdou. Le deuxième cycle sédimentaire n'est représenté sur la carte Réquista que par cette unité ; cependant, pour une meilleure compréhension du système sédimentaire, il faudra se référer à la carte Saint-Sernin-sur-Rance (coupe de Mounes, faciès conglomératique, amont du cône

détritique; Belmont-sur-Rance, faciès intermédiaire, grés-conglomératique).

On traversera le village de Saint-Izaire (palais épiscopal du XIV^e siècle) pour remonter la D 20 sur environ un kilomètre et demi. Dans la dernière courbure avant un virage à angle droit sur la droite, affleure un conglomérat à éléments feldspathiques, qui caractérise l'unité de Rebourgil, surmontant les grès et argilites rouges de l'unité du Mas-Granet. Ce conglomérat est très distal; il est beaucoup mieux observable sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance, notamment à hauteur du village de Rebourgil, et à l'amont du cône détritique (coupe de Mounes).

On reprendra ensuite la route D 25 vers Saint-Affrique; juste au Nord de la ferme du Mas-de-Salles, on peut observer un filon de quartz, formant relief (terrain privé...) Plus loin, un peu au-delà de la petite église de Camels, on longe une longue coupe, localement redoublée par faille, dans l'unité du Mas-Granet.

L'unité de Saint-Pierre est nettement plus développée sur la carte Saint-Sernin-sur-Rance (Rayssac, Saint-Pierre, etc.). On peut cependant bien l'observer au Nord de Bournac. On y accède en remontant vers le Nord et en suivant le Len (D 527) jusqu'à Lentouriel et la Loubatière, ce qui permet d'observer la différence entre le cours méandrique du Dourdou dans une vallée large dont les bordures sont largement contrôlées par les failles de directions N120° et N340° à N20°, et le cours relativement plus rectiligne du Len; une autre solution est de remonter le Dourdou (D 25) vers Saint-Affrique, le traversant à hauteur de Savignac, pour suivre vers l'Ouest la rive droite, passer de l'autre côté de la falaise de Bournac (D 54), et redescendre jusqu'à la Loubatière où les faciès silteux de l'unité de Saint-Pierre créent un paysage très particulier (puech Rouge).

BIBLIOGRAPHIE

- APPIA-LAMACHE C. (1984). — Le Trias évaporitique du SE de la France, du bassin profond salifère à la bordure cévenole détritique et sulfatée (Largentière - Lodévois). Thèse, Paris-Sud (Orsay).
- ARBET F., BOGDANOFF S., GOLOUBINOFF C. (1982). — Lithologie et âge stéphanien des cinérites du bassin de Brousse-Broquiès (Aveyron). Problèmes de corrélations. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 294, p. 875-878.
- ASTRE G. (1950). — *Elephas antiquus* au viaduc de Viaur (Aveyron). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230-232.
- ASTRE G. (1965). — Nouvelle découverte d'une mutation ancienne d'*Elephas antiquus* au viaduc du Viaur (Aveyron). *Bull. soc. hist. nat. Toulouse*, t. 100, fasc 3, p. 404-408.
- BARD J.P. (1980). — Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris : Masson édit., 192 p.

- BARRAU H. (de) (1841). — Aperçu géologique du département de l'Aveyron. *Annuaire du département de l'Aveyron*, 69.
- BAYER R., HIRN A. (1987). — Données géophysiques sur la structure profonde de la croûte hercynienne dans l'arc ibéro-armoricain et le Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 561-574.
- BERGERON J. (1889). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif central. Thèse, Paris, 362 p., 1 carte géol. à 1/320 000.
- BERGERON J. (1904). — Sur la tectonique de la région située au Nord de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 111, p. 466-467.
- BERGERON J. (1905). — Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 362-363.
- BÉZIAT P. (1973). — Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne noire). *Bull. BRGM (IV)*, n° 3, p. 161-183.
- BLAVIER M. (1806). — Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, 19 et 20.
- BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-1981). — Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM (2)*, sect. I, p. 315-339, 1 carte.
- BOISSE A. (1852). — Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*, 5^e sér., t. 11.
- BRIÈRE Y. (1920). — Les éclogites françaises, leur composition minéralogique et chimique, leur origine (thèse). Paris : Giard et Brière édit., 142 p.
- BRUN P. (de), MARCELLIN P. (1934). — Étude stratigraphique des petits causses des environs de Florac (Lozère). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. LXVI, p. 66.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984). — Structures tangentielles en Rouergue oriental : arguments tectoniques et microtectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 298, II, p. 375-378.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1986). — Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie de la France*, n° 3, p. 229-272, 1 carte h.t.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., DELOR C., TEYSSIER C. (1989). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Salles-Curan (908). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Delor *et al.* (1989), 35 p.
- BURG J.P., TEYSSIER C. (1983). — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, 1-2, p. 3-30.
- CACHAU-HERREILLAT F. (1965). — Contribution à l'étude des minéralisations cuprifères du bassin permien de la vallée du Dourdou. *Bull. BRGM*, 6, p. 39-95.

- CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1971). — Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques metabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 (D), p. 1731-1734.
- CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1972). — Nouvelles données radiométriques Rb/Sr sur les formations granitiques du Rouergue oriental (Massif central). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 274 (D), p. 2125-2128.
- CHÂTEAUNEUF J.J., GRÉBER C., HÉRY B., LEFORT J.J., (1980). — Synthèse géologique des principaux bassins permien du centre de la France. Compte rendu de fin d'étude D.G.R.S.T. Rapp. BRGM 80 SGN 436 GEO.
- CHÂTEAUNEUF J.J., FARJANEL G. (1989). — Synthèse géologique des bassins permien. Mém. BRGM, n° 128.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971). — Caractères généraux des métamorphiques du Massif central. In Symposium J. Jung : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 109-132.
- COLLOMB P. (1952). — Caractères principaux des cristallophylliens du Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 234, p. 26-30.
- COLLOMB P. (1970). — Étude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 419 p.
- CORPEL J., DEBÉGLIA-MARCHAND N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). — Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. Rapp. BRGM 87 DT 015 GPH.
- DAVID A. (1967). — Étude géologique du bassin permien de Belmont-sur-Rance et de ses minéralisations uranifères et cuprifères. Thèse, Clermont-Ferrand.
- DECHOMETS R. (1978). — Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France). Pétrographie, tectonique, gîtologie, métallogénie. Thèse 3^e cycle, Lyon.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965). — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), p. 329-342.
- DELOR C., BURG J.P., GUIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987). — Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotite-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 305, II, p. 589-595.
- DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A. (1984). — Staurotite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the French Massif Central. *J. Metamorphic Geol.*, 2, p. 55-72.
- DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A. (1986). — Nouveaux arguments pétrologiques en faveur de l'allochtonie du Lévézou (Massif central, France) : les enclaves basiques des granites calco-alcalins et des métacornéennes associées. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, p. 1037-1042.

- DELPONT G. (1973). — La série métamorphique de l'Albigeois à l'Est de Réalmont (Tarn). Étude microtectonique. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 86 p.
- DEMAY A. (1931a). — Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5 (1), p. 663-696.
- DEMAY A. (1931b). — Sur la tectonique hercynienne des Cévennes méridionales et du Rouergue. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 193, p. 944-946.
- DEMAY A. (1935). — Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue et du massif granito-gneissique du Ségala et du Lévézou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5 (5), p. 3-18.
- DEMAY A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 260 p.
- 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 ». Roy. Neth. Acad. Arts Sci., Amsterdam, p. 62-79.
- DOUBINGER J. *et al.* (1987). — Les associations sporo-polliniques du Permien continental du bassin de Lodève (Hérault, France). Caractérisation de l'Autunien supérieur, du « Saxonien » et du Thuringien. *Ann. Soc. géol. Nord*, CVI, p. 103-109.
- DURAND J., RAGUIN E. (1932). — Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 195, p. 580-582.
- ELLENBERGER F. (1984). — Données complémentaires sur la zonation pétrologique du Permien du Midi de la France (bassin de Lodève, Saint-Affrique et Rodez). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 299, sér. II, n^o 9, p. 581-586.
- GAND G. (1987). — Les traces de vertébrés tétrapodes du Permien français. Thèse État, Dijon, 341 p.
- GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. Mém. Soc. géol. Fr., 29-62, 215 p.
- GIGNOUX N. (1978). — Étude gravimétrique du complexe leptyno-amphibolitique du Lévézou (Rouergue). Dipl. ing.-doct., I.P.G. Strasbourg, 39 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations (thèse État). Documents BRGM, n^o 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984). — Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, p. 471-474.
- GOLOUBINOFF C. (1979). — Le Permo-Houiller du Nord du bassin de Saint-Affrique (thèse 3^e cycle, Paris-Sud, Orsay). Documents BRGM, n^o 16.
- GUILLOIN J.H. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 74 p.

- JÉBRAK M. (1985). — Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marocain (thèse État, Orléans). Documents BRGM, n° 99.
- LACROIX A. (1893-1895). — Minéralogie de la France, t. I, 723 p.
- LAFON J.M. (1983). — Contribution géochronologique par la méthode U/Pb à l'évolution anté-hercynienne du Rouergue : la métadiorite de Caplongue et l'orthogneiss de Rodez. D.E.A., Montpellier.
- LAFON J.M. (1984). — La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 298, (II), p. 595-600.
- LASNIER B. (1970). — Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse 3^e cycle, Nancy, 297 p.
- LEGRAND X. (1990). — Effets de la tectonique extensive en milieu continental. Le bassin de Saint-Affrique. Thèse doct. univ. Toulouse.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989). — Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélation entre les données de nivellements et les données géologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, (2), p. 1105-1113.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988). — ³⁹Ar/⁴⁰Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 73, p. 245-263.
- MATTE P., NICOLLET C. (1976). — Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévézou. *Réun. ann. sci. Terre*, Paris, p. 290.
- MAURIÈS J.P. (1970). — Microtectonique du Paléozoïque à l'Ouest de Vabre (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- MEYZINDI C. (1985). — La jonction Albigeois cristallin-Rouergue cristallin (Tarn, Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 348 p.
- MICHARD A.G., COUMOUL A. (1978). — La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. *Bull. BRGM (2^e sér)*, sect. II, n° 2, p. 57-120, 32 fig.
- MOULINE M. (1989). — Sédimentation continentale en zone évaporitique. Le Castrais et l'Albigeois au Tertiaire. Thèse État, Bordeaux III.
- NEWTON R.C., HASELTON H.T. (1981). — Thermodynamics of the garnet-plagioclase - Al₂SiO₅ - quartz geobarometer. *In* R.C. Newton, A. Navrotsky, B.J. Wood (eds) : « Thermodynamics of Minerals and Melts ». Berlin : Springer-Verlag, p. 131-147.
- NICOLET B. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban - Saint-Jean-de-Jeannes (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 89 p.
- NICOLLET C. (1978). — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM, 2^e sér.*, I (3), p. 225-263, 1 carte h.t.

- NICOLLET C. (1982). — Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du bois de Verdus (Aveyron). *Bull. minéral.*, 105, p. 691-696.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. (1978). — Pétrologie des niveaux trondjhémitiques de haute pression associés aux élogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Canad. J. Earth Sci.*, 15, (5), p. 696-707.
- PIBOULE M., COFFRANT D. (1970). — Métagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif central français) : un stade banal de l'éclogitisation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 270, p. 22-24.
- PIERROT R. *et al.* (1977). — Inventaire minéralogique de la France. N° 7, Aveyron. Orléans : BRGM.
- PIN C. (1981). — Old inherited zircons in two synkinematic Variscan granitoids : the « Granite du Pinet » and the « Orthogneiss de Marvejols » (southern French Massif Central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, (1), p. 27-48.
- POWELL D., MCQUEEN J.A. (1976). — Relationships between garnet shape, rotational inclusion fabrics and strain in some Moine metamorphic rocks of Skye, Scotland. *Tectonophysics*, 35, p. 391-402.
- RAMSAY J.C. (1967). — Folding and fracturing of rocks. New York : McGraw Hill, 568 p.
- ROCHE J. (1979). — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapp. BRGM 79 SGN 550 MPY, 30 p., 5 pl.
- ROLANDO J.P. (1988). — Sédimentologie et stratigraphie du bassin permien de Saint-Affrique (Aveyron). Un exemple de bassin alluvial contrôlé par la tectonique extensive. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse).
- ROQUEFORT C. (1934). — Contribution à l'étude de l'Infralias et du Lias inférieur des causses cévenols. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. IV, p. 573-594.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 530 p.
- SALVAYRE H. (1969). — Essai d'une synthèse géologique du bassin sédimentaire de Saint-Affrique. Imprimerie nouvelle, Saint Affrique.
- SANTOUIL G. (1980). — Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, Saint-Affrique et Rodez (France, sud-est) Thèse 3^e cycle, Montpellier, 74 p.
- SERRES M. (de) (1844). — Notices géologiques sur le département de l'Aveyron. Mém. Couron. Ac. Roy., Bruxelles, 18.
- SIMON-COINÇON R. (1989). — Le rôle des paléaltérations et des paléformes dans les socles, l'exemple du Rouergue (M.C. Français). École des mines de Paris, mém. sci. de la Terre, n° 9, 290 p.
- STRECKEISEN A. (1976). — Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisionnal attempt. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1, p. 1-14.

- TALBOT C.J. (1971). — Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. *J. Geol. Soc. London*, 127, p. 377-410.
- TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). — Associations palynologiques du Trias languedocien. 9^e réunion ann. sci. Terre, Paris.
- THOMPSON A.B. (1976). — Mineral reactions in pelitic rocks. 11 : Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, 276, p. 425-454.
- VIALLEFOND L. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 73 p.
- VON GAERTNER H.R. (1937). — Der bau des Französischen Zentralplateaus. *Geol. Rundsch.*, Bd 28, p. 48-68.
- YERLE J.J. (1979). — Albitisation et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permo-houillers du bassin de Brousse-Broquiès. Thèse, École nationale supérieure des mines de Paris.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Rodez*, 1^{re} édition, par J. Bergeron, Dereims, Thévenin (1910); 2^e édition, par J. Durand (1938); 3^e édition, par B. Gèze, A. Cavailé, P. Collomb (1968).

Feuille *Sévérac*, 2^e édition, par A. Demay, J. Durand, Y. Boisse de Black du Chouchet, P. Lapadu-Hargues, H. Agalède, J. Rouire, B. Gèze (1958).

Feuille *Albi*, 2^e édition, par M. Thoral, J. Durand (1939).

Feuille *Saint-Affrique*, 1^{re} édition, par C. Authelin, J. Bergeron, Fabre, R. Nicklès (1906); 2^e édition, par R. Abrard, H. Agalède, M. Bergounioux, J. Durand, M. Thoral (1940); 3^e édition, par B. Gèze, P. Collomb, J. Rouire (1965).

Feuille *Castres*, 2^e édition, par B. Gèze, J. Mattei (1954).

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Najac*, par J.P. Burg, M. Guillaume, J.L. Bodinier, B. Alabouvette, J.G. Astruc (1989).

Feuille *Albi*, par M. Mouline, B. Delsahut, M. Durand-Delga, P. Olivier, P. Collomb, J.P. Paris, H. Gras, J. Roche (1989).

Feuille *Naucelle*, par B. Alabouvette, J.P. Burg, A. Leyreloup (1991).

Carte géologique de la France à 1/320 000

Feuille *Toulouse*, par M. Casteras (1962).

Carte hydrogéologique des Grands-Causse, par H. Paloc (1972)

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au service géologique régional Midi-Pyrénées, 9, rue Paulin-Talabot, BP 132, 31106 Toulouse Cedex, ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

J. GUÉRANGÉ-LOZES, ingénieur géologue au BRGM, pour les formations du Paléozoïque inférieur au Sud de Montautat—Lestrade—Broquiès.

J.P. BURG, directeur de recherche au CNRS et A. LEYRELOUP, maître de conférences à l'université de Montpellier, pour les formations de la bordure méridionale du complexe leptyno-amphibolique du Lévézou, le granite du Pinet et les formations encaissantes.

B. ALABOUVETTE, ingénieur géologue (BRGM), pour les formations mésozoïques *p.p.* et cénozoïques.

B. DEFAUT, collaborateur de la Carte géologique, pour les formations mésozoïques *p.p.*

C. VINCHON, ingénieur géologue (BRGM), pour les formations stéphano-permiennes.

J.G. ASTRUC, ingénieur géologue (BRGM), pour l'hydrogéologie.

J. GALHARAGUE, ingénieur géologue (BRGM), pour les matériaux de carrières.

A. MICHARD (†), ingénieur géologue (BRGM), pour les gîtes métallifères; C. PERRIN, pour les gîtes uranifères.

C. SERVELLE, ingénieur, circonscription des Antiquités préhistoriques du Midi-Pyrénées, pour l'archéologie.

Coordination : J. GUÉRANGÉ-LOZES.

Présentation au CCGF : 10 juin 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 mars 1994.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement*	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Caze	IM 5 (1) 2.4001	Pb (Galène)	Bournonite Bravoïte Galène Marcassite Pyrite		Grès houiller	
La Coste	IM 5 (2)	Ba	Barytine Quartz	Filon	Socle	Petite exploitation artisanale à plusieurs étages.
La Gazotte	IM 5 (3) 3.4002	Pb (Galène)	Blende Bournonite Cérusite Chalcopyrite Covellite Galène Graphite Leucoxène Pyrite	Amas minéralisé	Contact socle et houiller	45 m de galeries
Bucels	IM 8 (1) 7.4001	Ba	Quartz Barytine	Filon	Grès et pélites du Permien	Pas de travaux
Rollendes	IM 8 (2) 7.4002	Ba	Barytine Quartz	Filon	Grès et pélites du Permien	Pas de travaux

* 1^{re} ligne : numéro correspondant à la localisation des indices décrits dans l'Inventaire minéralogique de la France, n° 7 : Aveyron (Pierrot *et al.*, 1977)
2^e ligne : numéro d'archivage au Service géologique national.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement*	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Labade	IM 8 (3) 7.4003	Cu	Azurite Bornite Chalcocite Chalcopyrite Covelline Digénite Gœthite Graphite Malachite Rutile	Gisement stratiforme	Grès du Permien	Travaux en 1911 Tentative de reprise en 1967
Le Raminier	IM 8 (4) 7.4004	Cu	Azurite Bornite Chalcopyrite Covelline Cuivre-gris Enargite Idaïte Malachite Marcassite Mispickel Pyrite Torbernite	Filon de quartz affleurant sur 500 m	Grès et pélites du Permien.	Ont été extraites 400 à 500 t de minerai

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement*	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Castelbou	IM 8 (5) 7.4005	Cu	Azurite Malachite	Stratiforme	Grès et pélites du Permien	Galerie de quelques mètres creusée vers le milieu du XIX ^e siècle
Cazelles	IM 16 (1) 6.4001	Cu	Anatase Bornite Chalcopyrite Covellite Cuivre-gris Digénite Gœthite Graphite Idaïte	Brèche	Grès du Permien	Vieux travaux
Les Tourettes	IM 16 (2) 6-4002	Cu	Azurite Bornite Chalcopyrite Covellite Cuivre-gris Galène Gœthite Malachite	Niveau minéralisé dans la stratification	Grès et pélites du Permien	Puissance 1,2 à 1,3 m Quelques centaines de mètres de galeries, production insignifiante

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement*	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rieucros	IM 16 (3) 6.4003	Cu	Azurite Bravoïte Chalcopyrite Malachite Marcassite Pyrite	Filon de quartz	Grès rouges du Permien	120 m de galeries 180 t extraites entre 1856-57

