



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

RIEUPEYROUX

par

J.P. BURG, B. ALABOUVETTE, J.G. ASTRUC,
A. LEFAVRAIS-RAYMOND,
A.F. LEYRELOUP, C. VAUTRELLE

RIEUPEYROUX

La carte géologique à 1/50 000
RIEUPEYROUX est recouverte par la coupure
RODEZ (N° 207)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Figeac	Decazeville	Espalion
Villefranche-de-Rouergue	RIEUPEYROUX	Rodez
Najac	Nauville	Salles-Curan



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**J.P. BURG, B. ALABOUVETTE, J.G. ASTRUC,
A. LEFAVRAIS-RAYMOND,
A.F. LEYRELOUP, C. VAUTRELLE**

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

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

– *pour la carte* : BURG J.P., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LEYRELOUP A.F., MENNESSIER G., ROMNEY F., avec la collaboration de BOURGES P., SIMON-COINCON R., RODRIGUEZ S. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Rieupeyroux** (883) – Orléans : BRGM. Notice explicative par BURG J.P., ALABOUVETTE B., ASTRUC J.G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LEYRELOUP A.F., VAUTRELLE C. (1992), 69 p.

– *pour la notice* : BURG J.P., ALABOUVETTE B., ASTRUC J.G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LEYRELOUP A.F., VAUTRELLE C. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Rieupeyroux** (883) – Orléans : BRGM, 69 p. Carte géologique par BURG J.P., ALABOUVETTE B. *et al.* (1992).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1883-6

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS, ÉVOLUTION DES IDÉES</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	9
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	14
Permien	14
Mésozoïque	16
Cénozoïque	22
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	25
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	28
<i>TECTONIQUE HERCYNIENNE</i>	28
<i>TECTONIQUE POSTHERCYNIENNE</i>	30
<i>MÉTAMORPHISME</i>	32
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	45
HISTOIRE GÉOLOGIQUE PROPOSÉE	47
MORPHOLOGIE	49
CLIMAT, VÉGÉTATION, SOLS ET CULTURES	50
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	52
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	52
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	54
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	55
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	55
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	55
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	55
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	63
AUTEURS	63
ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	64

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La coupure Rieupeyrroux, située dans la partie sud-ouest du Massif central, est comprise en totalité dans le département de l'Aveyron. Tributaire du versant atlantique, la région se partage entre les bassins-versants du Viaur au Sud de l'Aveyron pour sa plus grande part, et du Lot au Nord-Est par son affluent l'Ady.

La topographie générale de plateaux plus ou moins démantelés s'abaisse sensiblement de 700-800 m au Sud à partir de la ligne de partage des eaux, entre Viaur et Aveyron, jusqu'à 400-500 m au Nord, avec au centre la profonde entaille de la vallée de l'Aveyron. La majeure partie de la carte correspond aux « ségalas » du Rouergue cristallin, tandis qu'au Nord et au Nord-Est apparaissent les petits causses calcaires du « détroit de Rodez ». La morphologie aux formes douces est fortement influencée par les pénéplanations anté- et postmésozoïques. L'exhaussement récent de la région vers la fin du Tertiaire a entraîné une vigoureuse reprise d'érosion responsable de l'encaissement des vallées aux flancs abrupts.

La région, à vocation essentiellement agricole, est surtout vouée aux pâturages et céréales sur les plateaux autrefois consacrés à la culture du seigle, tandis que les flancs des vallées sont abandonnés à la forêt de feuillus.

Dépourvu de grandes agglomérations, le territoire de la feuille est cependant facilement accessible grâce à deux axes routiers principaux qui le traversent d'Est en Ouest (D911 et D994 reliant Rodez à Villefranche et Figeac) et à un quadrillage dense de voies secondaires.

TRAVAUX ANTÉRIEURS, ÉVOLUTION DES IDÉES

D'approche assez austère et monotone au point de vue géologique, la région de Rieupeyrroux n'a guère intéressé les géologues et demeure, de ce fait, relativement peu connue.

Blavier (1806) est le premier à distinguer les schistes micacés et les granites anciens, des formations sédimentaires et volcaniques des causses du Quercy à l'Ouest et des Grands-Causses à l'Est.

H. de Barreau (1841) puis M. de Serres (1848) publient les premières notices géologiques du département de l'Aveyron.

A. Boisse (1852) fait paraître plus tard la première esquisse géologique avec carte à 1/200 000 de la région (1858). Son mémoire de 1870 résume l'ensemble de ses travaux et ouvre réellement la période des recherches « modernes » qui disposent, dès lors, d'un document synthétique sur fond topographique relativement précis.

J. Bergeron (1889) reconnaît les principaux termes de la série cristallophyllienne et propose qu'un « métamorphisme général » affecte ces séries. C'est à lui que l'on doit la majeure partie des contours des terrains cristallins

sur la première édition de la carte géologique Rodez à 1/80 000 (Bergeron, Dereims et Thévenin, 1910) qui, en dépit de la simplicité des divisions adoptées (schistes, gneiss, amphibolites, granites), donne une première idée des grands ensembles lithologiques. Par comparaison avec les séries connues au Sud, dans l'Albigeois, J. Bergeron attribue au Cambrien les micaschistes de cette région, tout en admettant ne pas avoir de preuve irréfutable. Il découvre l'andalousite au voisinage du granite de Villefranche et indique l'âge antéstéphanien du métamorphisme et des « éruptions granitiques » (1904). Au point de vue structural, il note l'existence de plusieurs failles NNE accompagnées de plis. Enfin, il remarque le caractère inverse des accidents WNW-ESE qui limitent le détroit de Rodez.

A. Demay (1931) reprend la 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 décrit le passage continu des schistes ardoisiers de l'Albigeois aux micaschistes, puis aux gneiss, du Rouergue. En accord avec J. Bergeron, il rapporte au Paléozoïque inférieur les séries cristallophylliennes et conclut sur l'âge hercynien du métamorphisme.

Y. Boisse de Black (1933) publie une remarquable analyse des domaines sédimentaires de cette région et définit les principales étapes de son histoire géologique.

M. Roques (1941) interprète le Rouergue dans une optique zonéographique alors en faveur. Pour lui, le métamorphisme régional est tardi-silurien et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, mésozonal, est suivi d'une rétromorphose générale dans l'épizone attribuée aux soulèvements d'âge calédonien. On sait maintenant que la zonéographie qu'il appliquait alors n'était qu'une hypothèse d'école erronée. Ses distinctions entre « ectinites », « migmatites », « micaschistes supérieurs » et « inférieurs », sont donc à oublier. Retenons qu'avec les auteurs précédents il admet que certains « porphyroïdes » sont des orthogneiss de rhyolite ou de microgranite.

L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr (âges apparents) et mettent en évidence deux groupes d'âges : l'un autour de 360 Ma, l'autre autour de 300 Ma. En outre, ils datent à 514 ± 12 Ma le porphyroïde de Réquista (au Sud de cette région, âges recalculés avec $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} / \text{an}$), confirmant ainsi un âge cambrien pour une partie des séries cristallophylliennes du Rouergue. Ces auteurs présentent aussi des âges compris entre 290 et 300 Ma pour le « granite » de Villefranche.

P. Collomb (1970) dresse la première monographie régionale et individualise deux épisodes tectono-métamorphiques : il rattache le premier, qui se traduit par un métamorphisme de faible degré, à l'orogène calédonien (bien qu'il corresponde vraisemblablement aux âges de *ca* 360 Ma de Delbos *et al.*). Le second, un peu plus sévère, est rattaché à l'orogène hercynien (et peut correspondre aux âges de *ca* 300 Ma de Delbos *et al.*). Responsable pour l'essentiel du dessin des terrains cristallophylliens sur la 3^e édition de la carte Rodez à 1/80 000, (1969), son interprétation « métasomatiste » ne fait que compliquer la cartographie existante.

C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du Lézou, au Sud-Est de (mais en continuité avec) la région de Rieupeyroux et met en évidence deux pha-

ses de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S et NW-SE, suivies d'une phase 3 de serrage responsable de grands plis orientés N 100-110°. Ces épisodes tectoniques rattachés à l'orogène hercynien, sont contemporains d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

- un premier épisode de pression intermédiaire syn- à post-phase 1 tangentielle, reconnu par la succession minéralogique : chlorite - muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide - sillimanite ;
- le second épisode de basse pression post-phase 2—anté-phase 3 est responsable de la succession minéralogique : biotite - grenat - cordiérite - sillimanite.

F. Romney (1985) décrit en détail la coupe de l'Aveyron et conclut à l'existence d'un métamorphisme inverse en relation avec le charriage du Vibal situé plus à l'Est sur la feuille Rodez.

P. Bourges (1986) réalise une analyse détaillée de la sédimentation permienne dans le détroit de Rodez.

J.M. Lafon (1986) étend l'application de la systématique U/Pb sur zircons à différents orthogneiss du Rouergue, obtenant en particulier un intercept inférieur à 336 ± 5 Ma pour l'orthogneiss de Rodez.

R. Simon-Coinçon (1989) présente une synthèse de l'évolution tertiaire de cette partie du Rouergue.

J.P. Burg *et al.* (1989) intègrent les travaux précédents et les complètent pour présenter une synthèse et une analyse quantitative de l'histoire métamorphique des séries du Rouergue, en particulier celles que l'on retrouve sur la feuille Rieupeyroux.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés des terrains cristallins de la feuille Rieupeyroux à 1/50 000 ont bénéficié des levés à 1/25 000 que nous avons réalisés entre 1980 et 1987. Ces sept années de travail ont permis de suivre plusieurs chantiers routiers et de construction qui ont donné accès à des affleurements depuis lors recouverts, mais précieux pour le détail des contours et des données structurales proposés. Il en est de même pour les labours qui remontent sur place des roches fraîches dans des régions où leur détermination serait sinon très difficile. C'est en particulier grâce à de tels documents éphémères que nous avons pu cartographier avec une relative précision les terminaisons périclinales à la limite porphyroïdes—schistes : les agriculteurs savent tous où dans leur champ passe la limite entre « roche noire » et « roche blanche », et connaissent les carrières d'où leurs ancêtres ont tiré la pierre à construire d'une part, et celle pour faire des lauzes d'autre part.

Cette cartographie détaillée avait pour but de reconnaître et mieux définir les différentes unités lithologiques, d'essayer de caractériser le métamorphisme qui les affecte et de faire un relevé précis des microstructures rencontrées. Cet inventaire était nécessaire pour mieux comprendre les relations entre les différentes unités, et en particulier reconnaître la façon dont on passait des directions structurales E-W dans le domaine oriental de la carte aux directions méridiennes reconnues dans le domaine occidental. Il avait aussi pour but de cartographier les isogrades des métamorphismes

syntectoniques et de voir si ils se parallélaient avec les contacts anormaux reconnus dans cette région, comme le pensait F. Romney (1985)

La compréhension de ces structures tectoniques et thermiques s'appuie sur la cartographie détaillée des régions environnantes que nous avons menée de front avec celle de Rieupeyroux : cartes à 1/50 000 Najac au Sud-Ouest, Salles-Curan au Sud-Est, Rodez à l'Est et Naucelle au Sud. De fait, l'importance de la carte Rieupeyroux ne se révèle entièrement qu'une fois resituée dans ce contexte régional. Ce travail a fourni matière à divers sujets de recherche tant sur le terrain qu'en laboratoire, que cette notice et cette carte essaient de synthétiser.

Le levé des formations superficielles a bénéficié des travaux effectués dans le cadre des thèses de S. Rodriguez (1983) et R. Simon-Coinçon (1989), patronnées par l'École des mines de Paris, avec l'appui du BRGM pour la réalisation d'une campagne de sondages à la tarière.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La majeure partie de la feuille Rieupeyroux est constituée par l'affleurement du socle varisque du Rouergue cristallin. Il comprend d'une part des séries métamorphiques (c'est-à-dire transformées à grande profondeur sous l'effet de la température et de la pression ; ce sont les micaschistes et les gneiss représentant d'anciens sédiments grésopélimitique et greywackeux, et des orthogneiss provenant d'anciennes roches volcaniques ou plutoniques), d'autre part la grande intrusion granodioritique de Villefranche-de-Rouergue, mise en place après le métamorphisme régional dans l'Ouest de la feuille.

Les séries métamorphiques de faible à moyenne intensité représentent l'autochtone relatif des klipptes du Vibal, à l'Est, et de Najac-Carmaux, à l'Ouest (voir le schéma structural de la carte). Ces klipptes de roches ultrabasiqes, basiques et greywacko-pélimitiques métamorphisées à haute pression, ont été charriées vers le Sud pendant le métamorphisme (Burg *et al.*, 1986 ; Delor *et al.*, 1986, 1987). Il était donc important de réaliser une cartographie détaillée de cette région pour pouvoir préciser l'âge et la nature des séries impliquées sous les nappes varisques (mises en place entre 390 et 350 Ma), définir les mécanismes de déformation et les structures formées pendant l'avancée de ces nappes, ainsi que déterminer les phénomènes métamorphiques (essentiellement thermiques) associés.

Au Nord, ce substratum ancien (on verra qu'il contient probablement des séries précambriennes vieilles de plus de 590 Ma) disparaît sous la couverture sédimentaire posthercynienne (moins de 315 Ma) du « détroit de Rodez », sorte de couloir affaissé entre le Rouergue et le Cantal, reliant les bassins sédimentaires des Causses à l'Est et le Bassin aquitain à l'Ouest.

Ce couloir, implanté sur le tracé de grandes failles tardi-hercyniennes, a été le siège d'une importante sédimentation détritique à la fin du Carbonifère, et surtout au Permien dont les terrains apparaissent au Nord-Est de la

feuille. Les sédiments carbonatés du Mésozoïque, qui ont dû s'étendre beaucoup plus largement sur le Rouergue, sont conservés là grâce à des rejeux tectoniques plus tardifs. Les dépôts tertiaires, encore plus sensibles à l'érosion, ne sont conservés que sporadiquement, en particulier aux alentours de Compolibat à la faveur d'une zone d'effondrement N-S.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

D'après nos observations, mais en l'absence de données géochronologiques absolues, nous classons pour l'instant les unités cristallophylliennes précédemment définies de la façon suivante :

– les séries paradérivées sont représentées par une unité pélitique schisto-gréseuse, épimétamorphique et d'origine plus ou moins turbiditique à l'Ouest (ξ^1), et par une unité de gneiss fin, greywackeuse, épi- à mésométamorphique et à passées de schistes à l'Est (ζ^2). La distinction essentielle entre les gneiss et les micaschistes tient dans la proportion relative des métagreywackes, nettement plus puissants dans la série des gneiss fins que dans la série schisteuse grésopélitique à dominante pélitique. Les travaux menés dans des séries identiques au Sud (feuilles Naucelle, Réquista et Carmaux) attribuent ces séries au Paléozoïque inférieur (Guéringé-Lozes et Alsac, 1986) ;

– les orthogneiss de type porphyroïde ($\zeta\lambda$) pourraient être pénécotemporains des unités paradérivées, notamment ceux représentant d'anciennes coulées « rhyolitiques ». Rappelons qu'un âge à 514 ± 12 Ma a été mesuré par L. Delbos *et al.* (1964-1965) sur l'un d'entre eux. Les porphyroïdes aux caractères d'intrusifs pourraient, quant à eux, être légèrement plus récents, voire contemporains de l'« orthogneiss de Rodez » ;

– l'orthogneiss de Rodez ($\zeta\gamma R$) semble être un intrusif anté-tectonique dans l'ensemble des unités précédentes. Tous ces terrains ont subi le même métamorphisme d'ampleur régionale (Burg *et al.*, 1986) ;

– la granodiorite de Villefranche (γ^1) est intrusive dans la série schisto-gréseuse de l'Ouest de la carte. Son intrusion clairement post-tectonique est datée à 290-300 Ma et a développé un métamorphisme de contact dans les séries encaissantes.

Séries grésopélitiques

Les termes paradérivés constituent deux grandes unités lithologiques situées géométriquement au-dessus et au-dessous de la limite supérieure des porphyroïdes. Il s'agit :

– des schistes et greywackes indifférenciés (ξ^1), qui sont les roches les plus profondes ;

– des gneiss greywackeux fins feldspathiques à passées schisteuses indifférenciées (ζ^2), qui apparaissent en enclaves dans les porphyroïdes et dans l'orthogneiss de Rodez.

Localement, des niveaux de quartzites massifs (χ_g) sont associés à ces unités.

ξ¹. Schistes et greywackes indifférenciés. Ces roches, décrites par P. Collob (1970, en particulier celles de Moyrazès p. 177-178), se débitent en grands feuillets caractéristiques et représentent le faciès dominant de la série. Monotones sur le terrain, elles ne montrent guère plus de diversité en lames minces où apparaît un rubanement millimétrique de quartz et d'une faible quantité de plagioclase acide albitique, d'une part, et de phyllites d'autre part. Ce rubanement correspond aussi bien à la stratification, parfois observable à l'œil nu, qu'à la foliation régionale pour l'essentiel parallèle à la stratification. Un métamorphisme prograde y est discernable : dans les schistes les moins métamorphiques, à l'Ouest de la carte, des microlithons en amande, composés uniquement de chlorite verte et de micas blancs potassiques, plus ou moins substitués, soulignent le plan de foliation principale. Ces minéraux constituent, avec le quartz et l'albite, la trame de la roche. En allant vers l'Est (région de Belcastel), on observe la formation locale de grenat avec ou sans biotite. Tourmaline souvent zonée, apatite, zircon et anatase ou brookite auxquels viennent parfois s'ajouter épidote et calcite dans les termes épizonaux plus carbonatés, constituent les minéraux accessoires de cette série de roches de faible degré métamorphique.

Au contact de la granodiorite de Villefranche, ces roches s'indurent et biotite, andalousite, cordiérite et plus rarement sillimanite fibreuse, se forment. Dans les panneaux schisteux de plus grande dimension, remontés par la granodiorite, on observe en plus de la staurotide, du grenat, du feldspath potassique et parfois de la sillimanite prismatique.

ζ². Gneiss fins feldspathiques à passées schisteuses et micaschisteuses indifférenciées. Ces roches homogènes à grain fin, bien décrites par P. Collomb (1970, p. 86-92), se débitent en petites plaquettes centimétriques de lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés. Au microscope, la finesse et l'homogénéité du grain se vérifient. Le quartz constitue plus de 50 % de la roche ; le plagioclase (albite-oligoclase) et, plus localement, le feldspath K non ou mal maclé, sont inégalement répartis. La forme et la disparité de taille de ces cristaux évoquent une origine clastique.

Le métamorphisme croît d'Ouest en Est avec l'apparition successive de chlorite, muscovite, biotite, grenat et staurotide. Ces minéraux sont clairement syn- à postfoliaux. Le grenat, par exemple, montre souvent des inclusions sigmoïdes de quartz, chlorite, micas blancs, ou opaques. La zone à staurotide est atteinte au voisinage de l'orthogneiss de Rodez et paraît clairement associée au métamorphisme régional puisque les surcroissances statiques sont rares, contrairement à ce qui est connu au voisinage des intrusions syntectoniques, au Sud-Est, sur les feuilles Salles-Curan et Réquista. À l'Est, la staurotide de métamorphisme régional est bien développée sur la feuille Rodez voisine.

χ_g. Quartzite graphiteux. Les quartzites peuvent constituer des niveaux d'épaisseur décimétrique à décamétrique, intercalés dans les micaschistes et les gneiss fins. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre les quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagreywackes fines, acides, à petits éléments détritiques de quartz et de feldspath

corrodés, cimentés par une matrice à grain fin recristallisée. Leur puissance n'est pas suffisante pour pouvoir les représenter ici.

Signalons cependant le niveau particulier de quartzite noir, chargé en graphite, qui affleure au Sud de Prévinquières. Cette barre, compacte et dure, se détache nettement dans le paysage (Le Roc). La foliation est marquée par des plans stylolitiques sur lesquels les opaques sont concentrés. La roche est localement parcourue de filonnets de silice blanc laiteux.

Porphyroïdes

fζλ. Porphyroïdes leucocrates à grain fin, localement œillés. Ces orthogneiss acides occupent une place importante parmi les formations du Rouergue cristallin. Depuis J. Bergeron (1889), presque tous les auteurs ont considéré qu'il s'agissait d'anciens termes effusifs acides (métarhyolites ou ignimbrites) ou de produits arkosiques de la destruction de tels épanchements volcaniques. Le nom de porphyroïde, donné de façon descriptive à des gneiss œillés à quartz bleu, a ensuite été étendu à de nombreuses lentilles dont les origines sont diverses. Ainsi, si certains porphyroïdes sont peut-être effectivement d'anciennes coulées rhyolitiques ou ignimbritiques, des phénomènes de métamorphisme de contact sont observables au toit et au mur de certaines lentilles qui s'interprètent mieux comme des sills et des laccolites intrusifs, à tendance alcaline (analyses de P. Collomb, 1970, p. 191). Deux types principaux peuvent en fait être définis, mais le passage quasi continu de l'un à l'autre n'a pas permis de les distinguer cartographiquement.

● **Porphyroïdes à grain fin.** Ce sont des gneiss clairs, régulièrement foliés, présentant une grande homogénéité d'ensemble, avec localement des petits yeux de quartz et de feldspath potassique (1 à 5 mm). Ces formations évoquent une accumulation de matériel volcanique acide, tuffacé et métamorphisé. Les termes les plus fins, sans biotite, ont un aspect leptynitique, voire « cinéritique » (Le Pont-Neuf, au Sud de Rignac). Leur composition minérale est à quartz, feldspath potassique, albite ou oligoclase, micas blancs (muscovite et séricite), chlorite, très rarement biotite plus ou moins chloritisée selon la zone de métamorphisme, et opaques. Ces minéraux constituent la matrice microcristalline de la roche qui enveloppe des petits yeux de quartz golfé « faciès rhyolitique », feldspath potassique (microcline) et/ou plagioclase plus ou moins damouritisé. Les accessoires sont l'apatite, le zircon, et plus exceptionnellement l'épidote et le sphène. Vers l'Ouest (région de Rieupeyroux—Combrouze), la roche est plus grise, à petits yeux essentiellement feldspathiques ; elle est aussi plus pauvre en micas ce qui lui confère un aspect plus massif et un peu plus grossier. C'est un des faciès de référence pour les auteurs qui nous ont précédés (en particulier M. Roques, 1941).

Ces faciès fins peuvent être métamorphisés dans la zone de contact de la granodiorite de Villefranche. Généralement, ils sont simplement indurés avec formation de biotite ; plus rarement, andalousite et cordiérite apparaissent. En enclaves dans la granodiorite, ces porphyroïdes à muscovite, biotite, sillimanite et feldspath potassique, ont tendance à fondre. Loin des

plutons, dans les porphyroïdes en particulier, on observe une tourmalinisation générale tardive sur l'ensemble des déformations.

● **Porphyroïdes œillés.** Il s'agit de gneiss œillés à matrice fine dont les yeux sont des clastes de feldspath centimétriques légèrement fusiformes, ou des clastes de quartz bleutés, souvent corrodés et légèrement étirés dans la foliation. En lame mince, le feldspath est généralement du microcline perthitique aux contours parfois automorphes. Le quartz, à extinction onduleuse marquée, semble plus déformé. Le fond de la roche, de teinte claire, se compose essentiellement de quartz, de feldspaths alcalins, de rares oligoclases et, en quantité variable, de chlorite, muscovite, et parfois de biotite plus fréquente que dans le faciès fin. Cette biotite n'est pas nécessairement d'origine magmatique car ces faciès œillés se situent dans les domaines les plus métamorphiques de la carte. Grenats, apatite et zircons sont, avec quelques opaques, les minéraux accessoires les plus fréquents.

L'analogie de ces faciès avec l'orthogneiss de Rodez décrit ci-dessous laisse envisager une relation directe. Peut-être s'agit-il ici de digitations de ce pluton dans les porphyroïdes fins. La présence de tous les intermédiaires entre les deux faciès décrits ci-dessus, et d'enclaves de métapélites, constitue un argument en faveur d'une origine volcanique pour l'ensemble des « porphyroïdes ».

Métagranitoïdes

En Rouergue, ces roches constituent plusieurs massifs présentant chacun des caractères particuliers. Cependant, deux grandes lignées peuvent être séparées :

— les intrusifs alcalins qui ont subi les mêmes déformations et le même métamorphisme que les séries encaissantes ;

les intrusifs calco-alcalins (dans lesquels des faciès équants sont préservés entre des zones déformées aux caractères structuraux différents de ceux de l'encaissant) pourraient être syntectoniques (Burg et Teyssier, 1983).

Sur la feuille Rieupeyroux, seule la première lignée est représentée par la terminaison et les digitations de l'« orthogneiss de Rodez », qui est un orthogneiss alcalin à quartz bleu. Les nombreuses digitations et filons qui accompagnent sa bordure (Sud de Cureyre, Le Rival par exemple) témoignent de son caractère intrusif dans les gneiss fins et les porphyroïdes, avant déformation et métamorphisme.

ζγR. **Orthogneiss alcalin à quartz bleu (« orthogneiss de Rodez »).** Ce massif de teinte claire, rose, parfois jaunâtre, et à grain fin, est pauvre en quartz bleuté. Les phénoscclates de feldspath sont nombreux et en amandes ne dépassant pas 2 à 3 cm de long. La roche a une foliation fine et régulière sur laquelle la linéation minérale n'est pas toujours marquée. Cet orthogneiss est constitué d'anciens phénocristaux de quartz et feldspath potassique plus ou moins perthitique, auxquels s'ajoutent, dans la mésostase, du plagioclase (An 5-20), de la muscovite et de la biotite. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, le leucoxène, les opaques et le zircon. Géochimiquement, il s'agit d'un ancien granite alcalin.

J.M. Lafon (1986) a tenté de dater ce massif par la méthode U/Pb sur zircons. Ces derniers ont une riche composante héritée et définissent une discordia qui recoupe la courbe concordia à 336 ± 5 Ma par intercept inférieur et à 2040 ± 37 Ma par intercept supérieur.

δ. Amphibolites et gneiss amphiboliques. Trois lentilles d'amphibolites ont été trouvées au sein de l'orthogneiss de Rodez : à l'Ouest de Ruols, au pont de Vincent-Bourrel et à Abbas. Il s'agit de roches sombres à magnésiohornblende, chlorite, épidote, biotite, quartz, oligoclase-andésine, feldspath potassique, sphène, apatite et ilménite. Elles s'interprètent en terme de précurseurs basiques participant au litage magmatique de l'orthogneiss de Rodez (Burg *et al.*, 1986).

Roches magmatiques post-tectoniques

L'âge de ces granites et granodiorites n'est pas connu avec certitude, aucune mesure récente n'ayant été faite depuis les datations de L. Delbos *et al.* (1964-1965) à 290-300 Ma. On retrouve sur la carte Rieuepeyroux les deux faciès distingués par P. Collomb (1970) : le massif de Peyrusse au Nord de l'Aveyron, et celui de Sanvensa, au Sud.

γ¹. Granodiorite de Villefranche. Il s'agit d'un pluton mis en place après les événements tectono-métamorphiques majeurs. Dans le massif de Sanvensa, la roche est gris clair à la cassure ; de texture grenue, à grain assez fin, elle est constituée (Collomb, 1970, p. 380) de quartz (25 à 30 %), feldspath potassique (15 à 20 %), plagioclase (An 25 à 50), biotite (10 %) et localement hornblende verte. Myrmékite, ilménite et leucoxène sont les principaux accessoires.

Le massif de Peyrusse est moins homogène d'aspect. Des faciès porphyroïdes sont fréquents et les biotites sont plus abondantes au cœur du massif (zonation magmatique à l'échelle du pluton). Il s'agit alors d'un granite monzonitique leucocrate. En bordure (au Sud de Compolibat par exemple) on trouve fréquemment des faciès à grain fin leucogranitiques (« granulites » de Lacapelle-Bleys des anciens auteurs).

Cette granodiorite et ces granites développent un métamorphisme de contact sur quelques dizaines de mètres de puissance. Les cristallisations associées ont été décrites plus haut.

Roches polymétamorphiques

ζ_{an}. Paragneiss (et porphyroïdes ?) anatectiques et polymétamorphiques (zone de contact des roches plutoniques). Des enclaves parfois hectométriques de micaschistes ont été remontées au toit de la granodiorite de Villefranche. Leurs faciès lithologiques ne permettent pas de les distinguer des séries schisteuses environnantes, d'autant moins qu'elles sont, sur la carte Villefranche, à l'Ouest, interdigitées dans des porphyroïdes très semblables à ceux décrits précédemment. Nous les rattachons donc aux séquences autochtones du Rouergue.

Bien qu'ils n'aient pas l'aspect de cornéennes, ces micaschistes ont un assemblage de haut degré : quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, andalousite sillimanite, rutile, ilménite, apatite, zircon et chlorite rétrograde.

Roches filoniennes

Q. **Quartz.** Des filons de quartz d'épaisseur variable ont été reconnus au sein des gneiss fins feldspathiques.

p. **Rhyolite.** Trois filons tardifs, peut-être stéphano-permiens, recoupent les séries précédentes dans la région de Castan, d'Anglars et de Compolibat. Il s'agit d'une roche claire, à fond microcristallin, contenant des petits phénocristaux de quartz et feldspath. Par opposition avec les roches environnantes, on note que la roche n'est pas déformée.

Signalons, à Compolibat, la curiosité minéralogique que constitue, dans une de ces rhyolites à composition potassique, la présence inhabituelle de topaze (Brousse et Lefèvre, 1990).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Permien

Ces dépôts détritiques continentaux, aux teintes rouges caractéristiques, apparaissent dans le quart nord-est de la feuille où ils surmontent le socle métamorphique hercynien. Ils appartiennent en fait à la frange occidentale du bassin dit de Rodez, qui s'allonge d'Ouest en Est à partir de Decazeville en direction des Grands-Causse.

Comme dans les bassins voisins de Lodève ou de Saint-Affrique, les dépôts correspondent à une succession de cycles sédimentaires malaisément corrélables dans le détail, mais où l'on s'accorde à reconnaître traditionnellement deux « ensembles principaux » :

— à la base, un « groupe de l'Autunien » dont les teintes varient de bas en haut de gris à gris-rouge puis rouge, et dont les faciès gris sont bien datés de l'Autunien ;

— au sommet, un « groupe du Grès rouge » à teintes rouges uniformes, précédé d'une importante discontinuité sédimentaire, et rapporté, avec incertitude, au Saxonien.

Ces attributions un peu schématiques ont été conservées ici par homogénéité avec les cartes déjà publiées du secteur et en attendant que des études plus complètes des microflore aient permis, comme dans d'autres régions, d'en réviser la validité.

Signalons à cet égard, dans un domaine plus oriental du bassin de Rodez, la description d'une microflore à caractère autunien à un niveau élevé du « groupe du Grès rouge ». (Châteauneuf *et al.*, 1980) ; et, dans les bassins de Lodève et Saint-Affrique, le rajeunissement général de la série permienne proposé par G. Odin *et al.* (1986) et J.P. Rolando (1988), réduisant l'Autu-

nien (supérieur) aux seules couches grises, attribuant au Saxonien les couches grises et rouges et au Thuringien les couches rouges du « groupe de l'Autunien » et la totalité du « Grès rouge ».

r1. « **Groupe de l'Autunien** » (Autunien). **Conglomérats, grès, pélites gris à rouges.** Les couches attribuées à l'Autunien affleurent en une frange discontinue entre Le Pas, Clairvaux-d'Aveyron et Goutrens, à la base de la série permienne. Ces couches ont en outre été recoupées par deux sondages de reconnaissance de la COGEMA (in Bourges, 1988) à la limite orientale de feuille. L'ensemble ne paraît guère dépasser une centaine de mètres, soit beaucoup moins que les 500-600 m qui lui sont attribués à l'Est du bassin (Sermels).

Les dépôts s'organisent en séquences rythmiques traduisant apparemment trois cycles principaux :

– les deux premiers, où dominent les teintes grises, évoluent de conglomérats peu organisés du type cône de déjection (dominants dans le premier cycle), à des faciès gréseux ou pélitiques de décantation en milieu lacustre riche en matière organique (dominants dans le deuxième cycle). Cette évolution se manifeste aussi bien verticalement (soit dans le temps) qu'horizontalement, lorsque l'on se déplace des bordures vers l'axe du bassin ;
– le troisième cycle, à teintes rouges de plus en plus fréquentes, est caractérisé par des séquences élémentaires à granoclassement négatif, suggérant un comblement du bassin par progradation d'un système deltaïque en milieu lacustre, et le passage progressif à des séquences fluviales ou de plaine d'inondation en milieu subaérien à aridité croissante.

Les dépôts gris ont fourni les seuls éléments sûrs de datation avec *Estheria tenella* (Vetter, 1960), tandis que le reste de la série ne fournit que de rares traces de tétrapodes d'attribution stratigraphique imprécise.

r2C ; r2G ; r2P. « **Groupe du Grès rouge** » (Saxonien). Cette formation, puissante de près de 1 000 m dans cette portion du bassin, y constitue l'essentiel des affleurements permien. Elle est caractérisée par sa couleur uniformément rouge et un faciès dominant de pélites intercalées de corps gréseux ou grésos-conglomératiques et d'horizons à encroûtements carbonatés.

Généralement transgressive par rapport au « groupe Autunien » sous-jacent, elle en est séparée par une discontinuité régionale d'importance variable avec, localement, discordance angulaire notable et/ou ravinelements.

La sédimentation fluviale à fluvio-lacustre ou lacustre s'organise en séquences élémentaires granodécroissantes. À l'échelle du bassin, l'ensemble peut être décomposé en un certain nombre de mégaséquences, la région de Clairvaux appartenant, pour l'essentiel, à la première de ces mégaséquences, caractérisée par une prédominance des apports latéraux, avec des directions de courant d'une part et un sens d'affinement des matériaux d'autre part, perpendiculaires aux bordures du bassin.

À l'intérieur de cette mégaséquence a été individualisée une succession de trois termes principaux :

- à la base, un terme **conglomératique** (r2C) du type cône d'épandage proximal ;
- un terme médian à épandages **gréseux** dominants (r2G) ;
- un terme supérieur **pélimitique** (r2P), correspondant à des dépôts de plaine d'inondation.

Le type et l'organisation des dépôts suggèrent un climat chaud, aride ou semi-aride, avec cours d'eau intermittents et divagants. Quant à la composition et au degré d'évolution des matériaux détritiques, où abondent les feldspaths et les débris lithiques relativement fragiles (micaschistes), ils traduisent nettement la proximité des zones d'apport. Parmi les minéraux argileux, l'illite est largement dominante. La pigmentation rouge des sédiments est liée à une pellicule d'oxydes ferriques (hématite) à la surface de la plupart des éléments détritiques. Ces oxydes, hérités de l'altération pédologique des zones d'alimentation, se sont trouvés fixés diagnétiquement au cours de la sédimentation en milieu oxydant. Ces conditions d'oxydation sont par ailleurs responsables de la très médiocre conservation de la matière organique et de la rareté des restes fossiles, réduits à quelques débris végétaux, *Walchia piniformis* (Boisse de Black, 1936 ; Fuchs, 1969), à des restes d'un reptile pelycosaure (Sigogneau-Russel et Russel, 1977) et à quelques pistes de tétrapodes ; tous éléments d'attribution stratigraphique peu précise.

Rappelons enfin les données rares et ambiguës fournies par la palynologie, hésitant entre un Autuno-Saxonien et le Thuringien pour le « groupe du Grès rouge ».

Mésozoïque

11a. **Hettangien basal (?). Argiles bariolées et grès.** La série mésozoïque, partout où elle est bien exposée, débute par un ensemble argilo-gréseux et dolomitique à teintes vives, rouges, lie-de-vin ou vertes dominantes. Discordant sur le substratum ancien ou sur le Permien, il passe vers le haut, en continuité, à la sédimentation dolomitique de l'Hettangien proprement dit.

Toujours disputée entre le Trias et l'Hettangien basal, cette série dépourvue de faune ne livre régionalement (Rodez, Villefranche-de-Rouergue à 1/50 000) que des spores et pollens peu caractéristiques mais où l'abondance des *Classopollis* et l'absence de formes triasiques incitent à une attribution à la base du Lias. Ces dépôts laguno-détritiques constituent en fait le premier terme transgressif de la sédimentation mésozoïque dont l'âge, ici probablement hettangien, devient de plus en plus ancien quand on s'éloigne du môle rouergat (bassin des Causses, Aquitaine,...).

Relativement constant en faciès et en puissance, cet ensemble est en revanche très variable dans le détail, comme en témoignent les quelques coupes effectuées dans l'Est de la feuille (fig. 1) :

- le faciès dominant est constitué par des argilites et argiles dolomitiques rouges, lie-de-vin, roses ou vertes, plus rarement grises ou mauves et parfois rouges et vertes ;

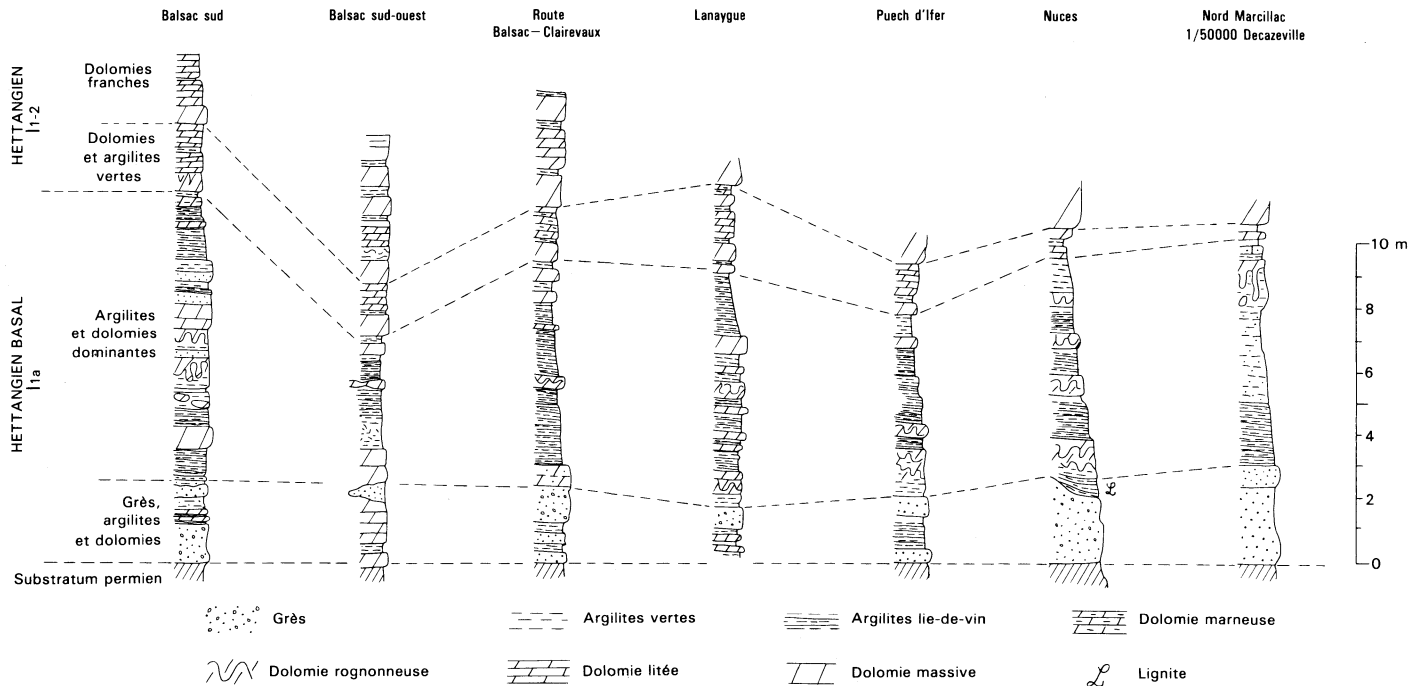


Fig. 1 - Variations de la série bariolée Hettangien basal

— ces faciès sont irrégulièrement intercalés de passées dolomitiques parfois bien stratifiées, beiges, ocre ou roses, parfois d'horizons rognonneux ou columnaires hétérogènes qui pourraient correspondre à une dolomitisation *per descensum* des faciès argileux ;
— les faciès gréseux à quartz dominant, feldspaths et très rares fragments lithiques, sont souvent localisés dans le tiers inférieur de la série, en bancs ou lentilles discontinus et peu cimentés. Des traces d'oxydés de cuivre ne sont pas rares à la base de ces horizons, et à Nuces un petit chenal ravinant renferme quelques passées ligniteuses à *Classopollis* abondants. Un peu au Nord de la feuille, dans la région de Marcillac, l'ensemble argileux supérieur est lui-même envahi par des apports détritiques grossiers. Vers l'Ouest, où les affleurements sont rares et incomplets, la série paraît comporter surtout des faciès gréseux ou gréso-argileux recoupés sur 10 m à Roussenac (sondage 883.2.1).

Au Sud de l'Alzou, où tous les terrains argileux ou carbonatés de la série ont disparu, se rencontrent à la surface du socle un certain nombre de lambeaux plus ou moins démantelés, à blocs métriques d'arkoses ou de conglomérats arkosiques silicifiés et/ou ferruginisés. Les faciès, très constants, varient de grès fins ou moyens à stratifications souvent entrecroisées, à des grès grossiers conglomératiques. Le quartz constitue l'essentiel de la roche avec des feldspaths altérés et de rares fragments de schistes hérités du substratum.

Les affleurements les plus caractéristiques se situent près du village du Luc-Haut où un faciès de grès conglomératique a livré des empreintes de bennettiales (*Otozamites* sp.) (*) et des bois flottés silicifiés.

Il est probable que la silicification qui affecte ces faciès et qui ne s'observe que sur ces affleurements reliques débarrassés de leur couverture, puisse être imputée aux grandes périodes d'altération climatique de la fin du Crétacé et début du Tertiaire. Des cherts blancs caverneux se rencontrent d'ailleurs associés à certains blocs d'arkose dans le même secteur.

La distinction est par ailleurs souvent délicate entre ces horizons arkosiques en place et les formations détritiques tertiaires (formation de Fontaine-Gauloise) qui en remanient des éléments.

La flore à *Otozamites*, déjà signalée dans des niveaux analogues au Nord de Mende (carte géologique Mende à 1/80 000), ainsi que la microflore à *Classopollis* dominants (Grignac, 1983), semblent bien confirmer l'absence de véritable Trias et l'âge hettangien (basal ?) de la transgression mésozoïque sur le faite du Rouergue.

(*) Détermination M. Barale, université de Lyon, laboratoire de paléobotanique. L'état de conservation de cette flore ne permet pas une attribution spécifique mais on sait que ces végétaux, apparus à la fin du Trias, sont souvent abondants au Jurassique et s'éteignent au début du Crétacé.

11b-2. **Hettangien. Dolomies litées** (60-80 m). Ensemble relativement homogène de dolomies beiges, bien stratifiées en bancs décimétriques à pluridécimétriques, s'intercalant de faciès plus argileux, de dolomies à lames, de faciès stromatolitiques, de cargneules et de minces lits de marnes, vertes à la base de la série, grises ou noires plus haut.

Ces dépôts rythmiques correspondraient (Cubaynes, 1987) à la première séquence transgressive de la mer mésozoïque sur le socle varisque. Pendant tout l'Hettangien, les dépôts correspondent à une frange margino-littorale carbonatée de faible profondeur et à affinités lagunaires.

Les faunes sont rares et se limitent à quelques lamellibranches liés à l'ambiance de mer confinée. Les flores (Boutet, 1981) indiquent un climat chaud et humide de type tropical.

13-4. **Sinémurien. Calcaires oolitiques et calcaires à microrhythmes** (15-20 m). Cet ensemble à dominante calcaire succède en relative continuité à la série dolomitique sous-jacente. Son sommet est en revanche bien marqué par une surface de discontinuité perforée de type hard ground, recouverte par les calcaires argileux à faune carixienne.

La partie inférieure de l'ensemble comprend une alternance de bancs dolomitiques, de calcaires lithographiques bicolores, de calcaires à fines laminations et de quelques horizons de marnes noires. On peut observer localement des niveaux de remaniement et des phénomènes de dissolution syngénétiques.

Vers le haut, la sédimentation évolue vers des faciès bioclastiques souvent oolitiques, à stratification plus massive quelquefois oblique indiquant un milieu de mer ouverte d'énergie croissante.

La faune comprend surtout des brachiopodes (*Spiriferina walcotti*) et des débris d'échinodermes.

On peut paralléliser cet ensemble avec les unités désignées par R. Cubaynes (1986) en Quercy comme « calcaires à microrhythmes » d'une part, et « calcaires oolitiques de Cavagnac », d'autre part, attribués au Sinémurien—Lotharingien.

La ou les discontinuités sédimentaires qui marquent le sommet de la formation sont bien connues régionalement et matérialisent la « crise lotharingienne », événement tectono-sédimentaire souligné par des lacunes de sédimentation dans tout le domaine des Causses. Il est probable qu'ici aussi les dépôts attribués au Sinémurien—Lotharingien ne représentent qu'une partie de l'étage.

15. **Carixien. Calcaires en moellons et marnes grises** (10-12 m). Surmontant directement le hard ground terminal du Lotharingien, le Carixien comprend une alternance régulière de bancs de calcaire argileux gris mamelonnés, de 15-20 cm, se débitant en moellons arrondis (calcaire en « rans de pavés » des auteurs), et de marnes grises feuilletées. Vers le haut, les intercalations marneuses prennent un peu plus d'importance et, dans les deux ou

trois derniers mètres, les bancs calcaires deviennent eux-mêmes plus argileux, assurant un passage graduel aux marnes domériennes sus-jacentes.

Cette formation livre une faune abondante de céphalopodes avec *Uptonia jamesoni* dans la partie inférieure, *Aegoceras*, *capricornu*, *Androgynoceras* sp. *Lytoceras fimbriatum*, *Oistoceras figulinum*, et de nombreuses bélemmites. Les lamellibranches sont également fréquents.

Le Carixien détermine en général, au-dessus de la cuesta du Lias inférieur, un replat herbeux à pentes faibles.

l5-6a. **Carixien—Domérien inférieur indifférenciés.** Les conditions médiocres d'affleurement ou les complications tectoniques de certains secteurs ne permettent pas toujours de délimiter ces deux formations qui ont été alors réunies dans un même ensemble.

l6a. **Domérien inférieur. Marnes grises à ammonites pyriteuses** (env. 40 m). Ensemble uniforme de marnes grises feuilletées rarement affleurantes, puissantes d'une quarantaine de mètres. Ces marnes renferment parfois quelques amandes ou « miches » calcaires et livrent une faune de petites ammonites pyriteuses : *Amaltheus* cf. *stokesi*, *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) cf. *nitescens*, *Amaltheus bifurcus*, et des bélemmites (*Hastites clavatus*).

Au-dessus du replat carixien, les marnes domériennes, surtout quand elles sont protégées par la corniche des calcaires roux sus-jacents, déterminent un talus penté ou des croupes rondes vouées aux paturages.

l6b. **Domérien supérieur. Calcaire roux à *Pecten*** (5-10 m). Ensemble de calcaires biodétritiques beiges ou bleus à patine rousse très caractéristique. Les bancs de calcaires durs, quelquefois un peu siliceux, épais de 15-20 cm, sont séparés par des interlits plus friables à texture granuleuse ou sableuse. L'ensemble est très riche en entroques et en débris bioclastiques divers, échinodermes, lamellibranches, (*Gryphea cymbium*, *G. gigantea*, *Pecten aequivalvis*), bélemmites et brachiopodes.

À Salles-la-Source où Y. Boisse du Black (1936) cite *P. spinatum* du Domérien supérieur, la série se termine par 50 cm de calcaires compris entre deux hard grounds et qui ont livré des *Dactylioceras* (groupe *semicelatum*), indiquant l'appartenance au Toarcien basal. À Cassagne-Comtaux, plus à l'Ouest, la série calcaire se termine par un banc de calcaire un peu plus argileux, noirâtre, à texture sableuse, contenant des petits pectinidés, et qui surmonte un hard ground ferrugineux.

La puissance de cet ensemble du Domérien supérieur avoisine 10 m à Salles-la-Source et guère plus de 5 m à Cassagnes.

l7-8a. **Toarcien. Marnes grises micacées** (40-60 m). Ensemble rarement affleurant de marnes grises et de marnes gréseuses à rares intercalations de calcaires argileux.

Niveaux inférieurs condensés. On a vu que l'extrême base de l'étage était, à Salles-la-Source, représentée dans les assises sommitales des « calcaires à *Pecten* ». Entre ces calcaires et les marnes grises s'intercalent quelques niveaux particuliers, d'une puissance généralement inférieure à 2 m :

– à Cassagnes-Comtaux, l'ensemble des « calcaires à *Pecten* », terminé par un très beau hard ground ferrugineux est surmonté par 50 cm de calcaire marno-gréseux gris rappelant les faciès sous-jacents et contenant une faune de petits lamellibranches (pectinidés) et quelques brachiopodes. Ces faciès, comme à Salles-la-Source, représentent le Toarcien basal. Terminés par une surface durcie plus ou moins ferrugineuse, ces horizons sont surmontés par un niveau centimétrique pulvérulent ocre, et par une épaisseur indéterminée (égale ou supérieure à 50 cm) de schistes carton dont la base renferme un petit lit de jayet ;

– à Salles-la-Source, les schistes carton sont absents et vraisemblablement remplacés par 1,5 m de marnes brunâtres à oolites ferrugineuses et phosphatées, à base ligniteuse, et par une couche de 20 cm d'oolites ferrugineuses. Cette séquence a livré (Cubaynes, 1987) à sa base *Harpoceras kisslingi* et vers son sommet *Hildoceras lusitanicum* et *H. tethysi*. Cette faune implique une condensation des assises du Toarcien inférieur et d'une partie du Toarcien moyen (partie inférieure de la zone à Bifrons).

Au-dessus de ces horizons, l'essentiel de la série est constitué par 30 à 40 m de marnes homogènes gris-noir apparemment très pauvres en fossiles, et par 15 m environ de marnes gréseuses et micacées grisâtres, entrelardées de petits lits grésocarbonatés. D'après les fossiles cités par Y. Boisse de Black (1933) dans la région de Salles-la-Source (*Coeloceras mucronatum*, *Hildoceras bifrons*, *Grammoceras* cf. *striatulum*, *Haugia variabilis*,...), ces couches comprendraient le Toarcien moyen et une partie du Toarcien supérieur.

La série se termine le plus souvent par un horizon ferruginisé décimétrique surmonté par les faciès calcaréo-dolomitiques du Dogger, mais peut localement comporter, au Nord de Salles-la-Source, des développements d'oolite ferrugineuse (18b).

18b. **Toarcien terminal (à Aalénien ?). Oolite ferrugineuse.** Au Nord de Salles-la-Source et dans une partie du causse Comtal s'intercale, entre les marnes grises toarciennes et la corniche calcaréo-dolomitique du Dogger, un horizon d'oolite ferrugineuse rouge, avec niveaux concrétionnés pyriteux ou limonitiques, dont l'épaisseur sur la feuille même ne paraît pas dépasser 2 m mais atteint, plus à l'Est, près de 4 m à Mondalazac (Espalion à 1/50 000) où il était exploité au siècle dernier comme minerai de fer. Y. Boisse de Black a noté, dans les anciennes exploitations, deux niveaux d'oolite ferrugineuse de 2,5 et 0,8 m séparés par 0,5 à 8 m de marnes rouges.

Plus à l'Ouest, entre Nuces et Salles-la-Source, au lieu de l'oolite ferrugineuse, un horizon centimétrique de concrétionnement ferrugineux marque la limite entre les marnes grises toarciennes et les dolomies du Dogger, et le dernier banc calcaréo-marneux de la série liasique montre, sur quelques centimètres, des nids d'oolites noires ferrugineuses.

Ces couches très pauvres en fossiles ne montrent que quelques moules de bivalves indéterminables. L'exemplaire de *Hildaites levisoni* (Toarciens moyen) de la collection A. Boisse, rapporté à ces couches par Y. Boisse de Black, provient très certainement des faciès oolitiques de la base de l'étage. La similitude de faciès a vraisemblablement permis la confusion. D'après les observations de R. Cubaynes (1987), des niveaux équivalents dans la région de Figeac représenteraient, avec lacunes et condensations, toute la partie terminale du Toarcien (zones à Insigne *p.p.*, à Pseudoradiosa et à Aalensis), ces mêmes niveaux étant représentés plus au Sud du Quercy par les « marnes et calcaires de Lexos » à *Gryphea tenuilobata*.

Faute de données paléontologiques on ne peut préciser pour l'instant l'intervalle qui correspond ici au développement de ce faciès d'oolite ferrugineuse, et si ce développement recouvre au-delà du Toarcien une partie de l'Aalénien.

j1. **Bajocien. Calcaires biodétritiques et dolomies** (50 m). Ensemble massif d'une cinquantaine de mètres, débutant au-dessus de minerai de fer oolitique par plusieurs mètres de calcaire sableux ocre, et comprenant des faciès oolitiques ou des faciès fins très largement gagnés par la dolomitisation dans tout le domaine représenté sur la feuille.

Cet ensemble constitue l'essentiel des falaises qui dominent Salles-la-Source et forment le rebord occidental du causse Comtal, à l'exception des assises sommitales beaucoup mieux stratifiées qui appartiennent à l'unité suivante.

Cette formation, surtout dolomitique, est attribuée régionalement au Bajocien sans qu'aucune faune n'y ait été découverte.

j2. **Bathonien. Calcaires sublithographiques.** On attribue au Bathonien l'ensemble des calcaires sublithographiques qui couronnent la falaise du causse Comtal et affleurent sur la majeure partie du plateau. Quelques témoins des mêmes niveaux sont conservés plus à l'Ouest entre Salles et Nuces.

Sur le territoire de la feuille, seule la partie inférieure de la formation a été conservée (30-40 m). On n'y retrouve pas, semble-t-il, les niveaux saumâtres ou lacustres signalés, plus à l'Ouest en Quercy et vers l'Est dans la région de Rodez, à la partie médiane du Bathonien.

Cénozoïque

On attribue au Tertiaire deux types principaux de dépôts :
– des argiles rouges et conglomérats localisés au voisinage de Compolibat, qui répondent nettement à une structuration tectonique subméridienne ;
– des dépôts plus ou moins pelliculaires, indépendants de la structure précédente et la débordant largement.

e6-7. **Formation des Igues (série de Compolibat). Argiles rouges à graviers, grès argileux.** Le site fameux des Igues de Compolibat constitue la seule bonne coupe de cette formation découpée sur environ 70 m par l'entaille d'un ravin récent.

La série, dont on n'observe pas la base, est constituée d'une succession rythmique de grès argileux ou conglomératiques mal consolidés, et d'argiles sableuses et caillouteuses de teinte gris violacé à la base puis rouge à rouge brique.

Des stratifications subhorizontales assez frustes soulignent des alternances irrégulières de faciès plutôt fins et des bancs grossiers vaguement chenaillants, de puissance métrique ou décimétrique.

Les éléments, mal classés et peu façonnés, comprennent du quartz abondant et de nombreux fragments de matériel métamorphique emprunté au substratum tout proche. Des éléments carbonatés peut-être mésozoïques ont été signalés (Simon-Coinçon, 1987) mais restent exceptionnels. La taille extrêmement variable des éléments peut atteindre 20 à 30 cm.

En s'éloignant vers le Nord, les rares affleurements montrent en général des faciès dominants plus fins d'argiles ou d'argiles sableuses rouge brique ou jaunes qui vont déborder localement sur le causse hettangien d'Anglars-Saint-Felix.

● **Calcaires palustres** (e6-7[1]). Au Nord de l'Alzou, le long de la faille de Privezac qui limite les dépôts vers l'Ouest, apparaissent quelques affleurements de calcaires palustres blancs associés à des marnes grisâtres, dont la position dans la série n'est pas clairement établie. Ces dépôts, qui traduisent un contexte sédimentaire nettement différent de celui des argiles rouges à graviers, n'ont fourni jusqu'ici aucun élément de datation et pourraient correspondre à la fin du comblement du bassin ou à un répit momentané de l'érosion.

● **Conglomérat du Py** (e6-7[2]). Au Sud du bassin, la formation rouge des Igues est couronnée à l'Est du village de Compolibat par une dalle résistante de 5 à 10 m de grès conglomératique verdâtre contenant les mêmes éléments (quartz et roches métamorphiques) que les dépôts rouges sous-jacents, et s'en différenciant surtout par le départ des argiles et un enrichissement en silice. Le matériau, propice à la taille, se retrouve dans les constructions anciennes du secteur, constituant des linteaux ou encadrements de fenêtres. Comme la formation rouge, le conglomérat du Py vient buter au Sud contre un accident qui dénivèle le socle d'au moins 80 m. Ce faciès disparaît rapidement vers le Nord et vers l'Est sans que l'on puisse définir s'il s'agit d'une tronçature d'érosion ou d'un développement initialement limité.

Aucun élément de datation directe ne permet, pour l'instant, d'attribuer un âge précis à la série de Compolibat. Le style des dépôts grossiers, mal classés et à sédimentation surtout locale, ainsi que leur localisation dans un contexte tectonique particulier, suggèrent une relation étroite avec le cadre structural dominé par des accidents subméridiens en relais.

Dans les bassins situés plus à l'Ouest (Asprières, Saint-Santin) a été démontrée (Muratet, 1983) l'importance de tels accidents subméridiens (faille de Villefranche et ses satellites) dans la localisation et l'évolution des dépôts. L'activité la plus significative de ces accidents se situe à l'Éocène moyen (Bartonien) où, dans le contexte de la compression pyrénéenne, des rejeux en décrochement ménagent, en particulier dans les zones de relais, des coins effondrés en distension locale. Un tel dispositif a pu contrôler la sédimentation de Compolibat qui pourrait appartenir à la même période Bartonien à Ludien. Cette attribution s'accorde par ailleurs à l'âge admis plus au Sud en bordure de l'Albigeois pour les développements majeurs des faciès d'argiles rouges à graviers (Mouline, 1988). Un âge plus ancien (Paléocène) a été également avancé (Simon-Coinçon, 1984) et ne peut être définitivement écarté.

e7. Formation de Fontaine-Gauloise (Ludien ?). Épandages fluviaux. Recouvrant indifféremment les dépôts rouges de Compolibat ou le substratum antétertiaire, ces dépôts se rencontrent en placages discontinus généralement peu épais n'excédant pas une dizaine de mètres, localisés pour l'essentiel au Nord de la vallée de l'Aveyron. Les surfaces où ils s'épandent culminent vers 500-600 m.

Généralement peu affleurants, ces dépôts argilo-graveleux se différencient des altérites remaniées à cailloux de quartz par leur plus grande continuité et la présence d'éléments divers irrégulièrement roulés comprenant, en plus du quartz toujours abondant et des roches du substratum métamorphique, des cherts ou silex rouges, bruns ou blancs, des graviers sidérolitiques et des blocs parfois volumineux d'arkoses silicifiées mésozoïques.

Les principaux affleurements s'alignent grossièrement d'Est en Ouest et pourraient représenter (Simon-Coinçon, 1987) un chenal fluvial se déversant plus à l'Ouest dans le complexe fluvio-lacustre d'Asprières.

La réalité pourrait être plus complexe et le caractère fluvial de la formation n'est pas toujours très affirmé. Ces dépôts pourraient aussi correspondre à des remaniements divers impliquant les altérites du socle, des résidus de la couverture mésozoïque, du matériel fluvial, et les témoins des intenses altérations climatiques (ferruginisation, silicification) du début du Tertiaire.

Transgressifs et discordants sur les séries rouges de Compolibat, ces dépôts non datés peuvent être situés entre l'Éocène supérieur et le Néogène. On a distingué, près de Lanuéjols, un faciès de **limons argileux fins** (e7 [2]) qui pourrait appartenir à la même formation.

e-g. **Recouvrements tertiaires indifférenciés.** Dans le Nord de la feuille, aux alentours de Goutrens, quelques placages détritiques à galets épars masquent localement le substratum métamorphique ou mésozoïque. Ces placages mal caractérisés pourraient représenter un équivalent de la formation de Fontaine-Gauloise ou des épandages plus récents d'âge également tertiaire.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations d'altération

Altérites à structure conservée

A. **Roche altérée. Altérites peu évoluées.** Les formations cristallines ou cristallophylliennes, surtout dans les zones de relief tabulaire, présentent un type d'altération intermédiaire entre la roche saine et les véritables altérites totalement friables. La roche conserve une cohérence générale tandis que les transformations se concentrent dans les réseaux de fissures et/ou dans les plans de schistosité. Ce type d'altération est surtout développé aux dépens des faciès schisteux, alors que les roches à structure plus grenue, granites et porphyroïdes, plus sensibles à l'altération chimique, sont plus généralement directement transformées en véritables altérites.

AS. **Altérites sablo-argileuses.** Ce faciès d'altération correspond approximativement aux arènes ou aux grèzes, et est désigné localement par le terme de « *cran* ». Sans perdre tout à fait sa structure, la roche ne conserve pratiquement aucune cohésion et prend l'aspect d'un sable argileux ou limoneux. Cette transformation résulte de l'hydrolyse des constituants les plus fragiles, feldspaths et biotites, évoluant vers des argiles (illite, kaolinite) et vers une microfragmentation générale de la trame.

Altérites à structure non conservée

Ces formations, où ne peut se reconnaître la structure de la roche initiale, traduisent une évolution ancienne liée à des facteurs pédologiques ou climatiques nettement étrangers aux conditions actuelles.

AS. **Altérites anciennes rubéfiées à silicification et pisolites ferrugineux.** Ces faciès, qui se rencontrent sur substratum varié, grès rhéto-triasique ou roches métamorphiques, sont représentés par des argiles sableuses rouges ou orangées à éléments détritiques de quartz ou de fragments de socle. Elles renferment d'importants phénomènes de silicification en masse et des pisolites ferrugineux.

AF. **Altérites anciennes à ferruginisation en bandes.** Les faciès qui se rencontrent essentiellement sur substratum de granite de Villefranche, au voisinage du fossé tertiaire de Compolibat, sont constitués par des sables argileux de teintes claires à orangées, avec accumulation d'oxydes de fer et manganèse en bandes horizontales ondulées, en flammèches discontinues, ou en pisolites. Quelques silicifications en fines plaquettes peuvent être observées localement.

R. Formations résiduelles des plateaux calcaires (« Terre des causses »). Ces dépôts composites, où aux résidus de la décalcification des formations calcaires jurassiques s'ajoutent des héritages divers — reste d'altérites tertiaires, éléments fluviatiles, colluvions —, se rencontrent piégés dans les dépressions karstiques des surfaces calcaires.

Formations d'accumulation

GP. **Éboulis calcaires ordonnés.** Ces formations se rencontrent sur des pentes généralement plus faibles que les éboulis *stricto sensu*, et presque exclusivement sur des versants exposés au Sud. Elles sont constituées par des accumulations stratifiées d'éléments calcaires anguleux, en lits alternativement grossiers et pauvres en matrice, ou fins et plus riches en matrice sablo-limoneuse.

Elles sont classiquement attribuées aux actions périglaciaires du Quaternaire et sont, pour la plupart de celles représentées ici, attribuables à la dernière glaciation (Würm). Le façonnement des éléments est le résultat des alternances gel/dégel et leur stratification résulterait d'une part d'apports successifs aux périodes de fonte, et d'autre part de réaménagements par glissements dans la masse de l'éboulis.

E. **Éboulis calcaires.** Dépôts de gravité essentiellement localisés sur les pentes fortes en pied des entablements calcaires. Ils sont constitués par des accumulations de fragments anguleux de calcaires et sont localement cimentés par la circulation des eaux carbonatées issues des réseaux karstiques du plateau. Les éléments dépassent rarement 20 cm et sont généralement très hétérométriques. Localement, des remaniements par glissements successifs à l'intérieur même du dépôt peuvent entraîner une pseudo-stratification et un tri assez fruste des éléments.

On peut assimiler aux éboulis de gravité, des colluvions à gros blocs, éboulés des falaises calcaires et entraînés par glissement, que l'on rencontre en particulier sur le versant qui fait face à Salles-la-Source (E^[1]). Les blocs plurimétriques sont pris dans une matrice argileuse constituée par les marnes liasiques altérées superficiellement.

U. **Travertins, tufs de source.** Un certain nombre de travertins se rencontrent au pied de l'entablement du causse Comtal, dont le plus remarquable constitue le site de Salles-la-Source.

Ces accumulations calcaires encroûtantes sont localisées aux points d'émergence, passés ou actuels, des principaux systèmes aquifères de la série mésozoïque du causse : les plus bas au niveau des dolomies hettangiennes, quelques-uns le long des affleurements de la barre calcaire du Domérien supérieur, les plus nombreux au pied de la corniche du Dogger.

L'étagement des accumulations correspond à la fois à la superposition des systèmes aquifères et à la progression dans le temps du creusement des vallées qui amène à l'affleurement des systèmes de plus en plus bas. Il faut noter toutefois, comme à Larocque, que l'activité de certaines exurgences élevées a pu se poursuivre bien après qu'aient cessé de fonctionner celles situées plus bas.

La roche présente l'aspect habituel de calcaire poreux ou vacuolaire friable et pulvérulent dans les secteurs encore actifs, puis progressivement indurés lorsqu'a cessé l'activité des sources. Les végétaux, dont l'activité

biologique a favorisé la précipitation du carbonate de calcium et lui ont servi de support, ont laissé dans la masse calcaire leurs empreintes en creux.

Les affleurements présentent habituellement une surface supérieure formant terrasse au niveau des points de sortie des eaux, et se terminent par des parois ou falaises à surplombs stalagmitiques. Les travertins colonisent souvent des masses d'éboulis ou des colluvions, alimentés quelquefois par des éléments empruntés au travertin même.

T. Tourbes, colluvions tourbeuses. Des dépôts de tourbes à sphaignes, de dimensions toujours très exigües, se rencontrent sur substratum granitique ou métamorphique dans des zones mal drainées, généralement en tête de vallon et plus rarement le long de petits cours d'eau. Ces dépôts sont généralement installés sur des colluvions de fond de vallon et plus rarement sur substratum altéré.

C. Colluvions polymorphes. Très polymorphes selon la nature de leur domaine d'alimentation, ces formations se différencient des altérites formées *in situ*, par leur degré plus important de transport. Celui-ci amène une concentration des minéraux argileux et des limons et par ailleurs une contamination variable par des éléments grossiers de la taille des graviers ou galets.

Les colluvions formées aux dépens des roches granitiques ou métamorphiques peuvent être classées comme sables argileux ou limoneux. Celles formées à partir des dépôts permien se répartissent plutôt dans la classe des limons ou limons argileux. Celles formées aux dépens des marnes s'apparentent à des argiles ou argiles limoneuses. Enfin, celles qui se forment au pied des entablements calcaires présentent un grand degré d'hétérogénéité, avec une matrice argileuse emballant des fragments calcaires très variables en taille et en pourcentage.

Ces dépôts irréguliers, en général peu épais, sont liés étroitement aux microtopographies naturelles ou artificielles. La mise en culture des sols accroissant leur vulnérabilité à l'érosion, a souvent donné lieu à des accumulations guidées par les anciens parcellaires, les murets et terrasses qui les limitent.

Formations fluviales

Épandages à galets fluviales (Plio-Pléistocène). Des galets bien roulés à quartz dominant, quelquefois à matrice limono-sableuse, se rencontrent sur une série de replats morphologiques alignés grossièrement N-S en direction du bassin du Viaur. Ces replats sont occupés pour la plupart par des altérites rubéfiées anciennes (*AS*).

Ces épandages fluviales sont traditionnellement attribués au Néogène. Plus au Sud (1/50 000 Naucelle), des dépôts analogues dominant le canyon du Viaur ont livré des restes d'un *Elephas antiquus* attribué à la fin du Pliocène (ou début du Quaternaire). Ce régime de grands écoulements à la sur-

face des Causses et du Rouergue aurait donc pu se prolonger jusque vers l'aube du Quaternaire.

C-F. Colluvions et alluvions de fond de vallons. Ces dépôts tapissent le fond des vallons ou des vallées secondaires à profil en U généralement étroites. Situés dans la partie amont du réseau de drainage, ils sont constitués par l'imbrication d'apports latéraux peu évolués et d'apport longitudinaux de caractère déjà fluvial. On peut donc observer, sur le même profil, des lits caillouteux ou argileux issus du colluvionnement des versants et des lits sablo-limoneux à graviers relativement façonnés.

Fy. Alluvions anciennes sablo-graveleuses et limoneuses. On observe en deux points, dominant de 100 à 120 m le talweg de l'Aveyron, des placages exigus d'alluvions anciennes dont les profils sont très voisins de ceux des alluvions modernes, avec une base sablo-graveleuse et un sommet limoneux. Ce dernier présente toutefois d'importantes traces de pédogenèse et, localement, une couverture de colluvions qui peut atteindre 1 m de puissance. L'épaisseur maximale observable de ces alluvions anciennes peut atteindre 4 m. Aucun élément ne permet d'en préciser l'âge.

Fz. Alluvions récentes. Basses terrasses, plaine alluviale. Localisées dans les cours inférieurs des principaux écoulements, les alluvions modernes sont essentiellement constituées par des apports longitudinaux et leur extension correspond à peu près à celle des plaines alluviales de dimensions très variables.

Dans la plupart des cas, on peut observer un horizon inférieur grossier à sable, graviers, galets, reposant sur le substratum, et un horizon supérieur à limons et limons sableux. Les modalités de l'enfoncement du réseau de drainage n'ont pas permis, dans cette région, d'importantes accumulations alluviales ni surtout leur conservation.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

TECTONIQUE HERCYNIENNE

Géométrie d'ensemble

La structure d'ensemble est illustrée par la coupe en marge de la carte. La foliation régionale est une foliation composite S1-2 telle qu'elle a été décrite plus au Sud (Nicollet et Matte, 1976 ; Burg et Teyssier, 1983). Cette foliation et les microstructures associées sont déformées par des plis d'échelle kilométrique et des plis secondaires en chevron nettement déversés vers l'Ouest et le Nord-Ouest. La profonde vallée de l'Aveyron permet de couper en plusieurs endroits la limite entre porphyroïdes et séries schisteuses. Cette rivière cisèle ainsi dans les anticlinaux de phase 3 des boutonnières qui permettent de définir sans ambiguïté la superposition des porphyroïdes et des orthogneiss associés sur la séquence grésopélimitique. Par référence à la carte Naucelle, au Sud, nous considérons cette limite lithologique comme celle entre la série grésopélimitique notée ξ^1 , infra-porphyroïde, et une série sem-

blable quoique plus greywackeuse (ζ^2) qui apparaît en enclaves dans les séquences orthodérivées et, plus au Sud, au-dessus de ces porphyroïdes. Par comparaison avec l'Albigeois, on peut supposer que les porphyroïdes représentent un horizon lithologique repère, d'âge cambrien probable, limitant ici le Paléozoïque de l'Infracambrien. Cette interprétation serait en accord avec l'âge précambrien du granite des Palanges (Lévêque, 1985).

Au-delà des plis tardifs responsables de la succession de flancs normaux et déversés séparés par des zones de charnière assez aiguës, spectaculaires sur cette coupe, on note l'aspect globalement incliné vers le Sud-Est de la séquence. Les plis sont rattachés à une phase 3 et sont responsables de la géométrie régionale d'axe N 050. L'allure générale inclinée vers le Sud-Est permet l'affleurement de niveaux de plus en plus profonds vers l'Ouest, bien que le degré du métamorphisme décroisse ; c'est ce que l'on appelle un métamorphisme inverse, qui se caractérise ici par une augmentation des pressions d'Est en Ouest (en accord avec la coupe structurale), tandis qu'une évolution contraire des températures peut être mesurée (Burg *et al.*, 1989). Ce métamorphisme inverse se poursuit sur la carte voisine Rodez et est dû à la mise en place des gneiss et éclogites de la klippe du Vibal (voir schéma structural).

On remarque que l'aspect des plis tardifs évolue à l'approche du grand décrochement de Colombières, suggérant ainsi des effets de déformations souples associés au mouvement senestre de cet accident. Vers l'Ouest, après Belcastel, les foliations se redressent et deviennent voisines de N-S au voisinage de la faille de Compolibat qui marque la bordure orientale de la granodiorite de Villefranche. Cette intrusion est sans doute en partie responsable de l'allure générale de dôme centré sur les granitoïdes. La torsion des directions de foliation au voisinage de l'intrusion de Villefranche laisse ici encore supposer une composante senestre lors de sa mise en place.

Analyse microtectonique

Pour des raisons rhéologiques, la diversité lithologique déjà décrite se retrouve au niveau microtectonique.

Dans les séries paradérivées et dans les porphyroïdes

Trois familles de microstructures superposées correspondent à trois phases majeures de plissement.

● La **phase 1** est responsable de la *schistosité de flux S1* née subhorizontale puisqu'elle est subparallèle à la stratification S0. Cette schistosité est marquée par l'alignement de micas blancs et contient des lentilles de quartz d'exsudation. Elle est plan axial de *rares plis isoclinaux aigus P1*, décimétriques, dont la direction de charnières est dispersée du N-S à N 060E. La *linéation L1 d'intersection S0/S1* est parallèle à de fines *linéations minérales* de micas blancs et aux axes des plis P1. Les niveaux les plus compétents (plus quartzo-feldspathiques) et les filons d'orthogneiss alcalins dans les gneiss fins sont boudinés dès ce premier stade.

● La **phase 2** est aussi une phase tangentielle représentée par un *plissement isoclinal* de S1, des lentilles de quartz associées, et des L1. Ce replissement d'axe N080E à N150E s'effectue dans des conditions synfoliales. Dans les charnières arrondies des *plis P2*, une *foliation de crénulation S2* matérialise la trace moyenne du plan axial de ces plis ; mais, de façon générale, on ne peut la distinguer de S1 puisque ces deux plans sont nés subparallèles, et la foliation régionale doit être considérée comme une *foliation composite S1-2*. La linéation minérale et d'étirement la plus répandue est parallèle à l'axe des plis P2 décimétriques à hectométriques. La linéation indiquée sur la carte est donc attribuée à cette phase.

● La **phase 3** correspond à un *plissement en chevrons serrés*, déversés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Les plans axiaux de ces plis P3 centimétriques à kilométriques, pendent de 30 à 80° vers l'ESE. Une *schistosité de crénulation S3* est fruste dans les flancs de ces plis, mais bien marquée dans les zones de charnière. Les axes de ces plis matérialisent également une *linéation L3 de crénulation*. Une analyse précise de ces axes révèle qu'ils tournent pour devenir subméridiens à l'Ouest de la feuille, définissant une large antiforme dont la terminaison axiale se voit bien dans la région de Rabjac.

Dans l'orthogneiss alcalin à quartz bleu et les porphyroïdes œillés

Ces orthogneiss ont subi les mêmes phases de déformation que les paragneiss et les porphyroïdes à grain fin. De rares charnières isoclinales qui plissent une foliation S1 sont parallèles à la linéation minérale et d'étirement approximativement E-W à NW-SE. Ces charnières et cette linéation, concordantes à la linéation prédominante des séries paradérivées, sont attribuées à la phase 2. Les microstructures de phase 3 sont rares, ce que nous attribuons à la rigidité de ce type de matériel. Cependant, le pendage moyen vers le Sud-Est et les plis qui compliquent la cartographie vers la base de l'orthogneiss de Rodez (voir coupe) sont attribuables à ce plissement. De par leurs similitudes en direction et/ou en styles, nous considérons, en l'absence d'autres marqueurs, que les phases 1, 2 et 3 dans l'orthogneiss alcalin correspondent aux phases 1, 2 et 3 décrites dans les séries paradérivées. Une très forte linéation des porphyroïdes œillés à Limayrac est due soit à un effet de constriction de phase 2, soit à une crénulation de phase 3 intense.

L'observation des plans parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation majeure (plans XZ de la déformation finie) permet de constater, à partir de la présence somme toute assez fréquente de bandes de cisaillement, et de la dissymétrie de zones de cristallisations aux extrémités de clastes de feldspath potassique, que ces orthogneiss ont subi une déformation globalement cisailante à vergence W.

TECTONIQUE POSTHERCYNIIENNE

Annexée au domaine stable du Massif central dès le Carbonifère inférieur, la région va réagir de manière essentiellement cassante aux différentes phases de déformation. La plupart des accidents qui contrôlent cette évolution trouvent leur origine lors des réajustements « tardi-hercyniens »

jouant au début (Stéphanien) en décrochements senestres (SSW-NNE) ou dextres (E-W) évoluant au cours du Permien en failles normales synsédimentaires.

Les rejeux ultérieurs d'ampleur limitée découpent le bâti hercynien en panneaux plus ou moins décalés. L'importance de ces décalages ne peut se lire en fait clairement que dans les assises de la couverture sédimentaire.

Principaux accidents

Une première famille d'accidents de direction N-S à N020 comprend le faisceau de Privezac—Saint-Félix à l'Ouest, la grande faille de Colombières, la faille du Lac à l'Est, et quelques failles mineures.

Décrochements senestres à l'origine, comme le montrent les microstructures associées, ces accidents parallèles à la grande faille du Sillon houiller (ou faille de Villefranche, *cf.* schéma structural), se manifestent également en décrochement à l'Éocène, probablement en relation avec la phase de compression pyrénéenne. Ici, le faisceau de Privezac—Saint-Félix est manifestement impliqué dans l'ouverture du petit bassin de Compolibat dans la zone de relais entre deux décrochements.

Une seconde famille d'orientation E-W à N120 correspond aux accidents qui affectent les plateaux du Nord-Est de la carte : failles de Balsac, Clairvaux, Goutrens. Ces accidents, parallèles aux accidents majeurs du détroit de Rodez, sont nettement sécants par rapport à la bordure du bassin permien, et leur activité synsédimentaire n'est pas tout à fait établie. Les rejeux les plus manifestes s'effectuent en failles normales à regard N, postérieurement au Jurassique moyen, avec des décalages qui peuvent atteindre 200 à 300 m aux environs de Salles-la-Source. Les mêmes accidents présentent postérieurement des rejeux en failles inverses à flèche N, accompagnés de replis en bourrelets et d'une composante en décrochement. Les mouvements de style compressif peuvent être associés à la phase pyrénéenne de l'Éocène supérieur. On situe en revanche plus difficilement l'épisode distensif précédent, fini-Mésozoïque ou Éocène inférieur.

Un certain nombre d'accidents NE-SW ou NW-SE paraissent surtout affectés de rejeux en faille normale.

Principales unités

Dans l'angle nord-est de la feuille, les vallées de l'Ady et du Cerneau laissent apparaître la marge méridionale du bassin permien de Rodez—Decazeville. Dans cette zone, le bord du bassin à peu près E-W s'infléchit nettement vers le Nord en direction de Decazeville. Les couches faiblement pentées (10 à 30°) se moulent à peu près normalement sur le substratum hercynien avec un léger redressement au niveau du contact (30 à 40°).

En dehors d'un relèvement général, le domaine méridional de la feuille apparaît peu déformé comme en témoignent les quelques lambeaux épars de grès infraliasiques. Les déformations sont en revanche un peu plus com-

plexes au Nord de la feuille où, en raison des effets conjugués des accidents N-S et E-W, quatre secteurs peuvent être distingués :

- au Nord-Est, le plateau de Lacau—cause Comtal, morcelé par les accidents E-W mais peu déformé, prolonge jusqu'à la faille de Nuces le domaine stable méridional. Au Nord de cet accident, la série est brutalement effondrée de près de 300 m dans le compartiment de Salles-la-Source, ce rejeu décroissant rapidement vers l'Ouest ;
- à l'Ouest de l'Ady, le substratum antémésozoïque est brusquement relevé avec une culmination à plus de 700 m, soit 150 à 200 m au-dessus des panneaux adjacents. Cette zone haute, qui paraît se raccorder normalement à ces panneaux, est interrompue vers le Nord par le petit couloir effondré de Goutrens et réapparaît, plus modeste, vers le Nord-Ouest. Cette zone de culmination orientée N-S à SE-NW peut être liée aux déformations de la bordure du bassin permien, notamment à la virgation qui s'amorce ici. Cependant, l'aspect très circonscrit de cette culmination, et sa permanence à travers plusieurs stades de pénéplanation, restent problématique ;
- plus à l'Ouest, le causse de Rignac retrouve, à quelques décalages près, une disposition régulière en continuité avec les domaines méridionaux ;
- au Nord-Ouest, dans un compartiment globalement relevé par rapport au causse de Rignac et débarrassé de sa couverture mésozoïque, s'ouvre le petit bassin effondré de Compolibat à remplissage éocène. L'effondrement, qui peut atteindre plus de 100 m, s'amortit très rapidement et paraît lié à une zone de distension locale dans la zone de relais entre deux décrochements.

MÉTAMORPHISME

Près de 800 lames minces ont été nécessaires pour :

- caractériser la minéralogie des roches métamorphiques ;
- avoir une idée réaliste de la répartition géographique des diverses associations minérales ;
- essayer de caractériser les zones d'isométabolisme et les isogrades.

Associations minérales

Sur la feuille Rieupeyroux, trois suites d'associations minérales peuvent être individualisées, définissant une suite prograde inverse régionale liée à la tectonique tangentielle, et deux suites progrades normales liées à l'intrusion du pluton de Villefranche et reprenant les associations dues au métamorphisme régional.

Séries soumises au métamorphisme régional prograde inverse, loin de la granodiorite de Villefranche

Les associations observées sont les suivantes.

● Dans les quartzites :

- (1) quartz, graphite.
- (2) quartz, muscovite, graphite.

● **Dans les métagreywackes, les porphyroïdes et l'orthogneiss de Rodez :**

- (3) quartz, plagioclase albitique, feldspath K, muscovite.
- (4) quartz, plagioclase albitique, feldspath K, muscovite, chlorite.
- (5) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite.
- (6) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, biotite.
- (7) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite, grenat.
- (8) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, biotite, grenat.

● **Dans les métapélites s.s. de différentes compositions :**

- (9) quartz, plagioclase albitique, muscovite.
- (10) quartz, \pm plagioclase albitique, muscovite, chlorite, \pm carbonates.
- (11) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, biotite.
- (12) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, grenat.
- (13) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, grenat.
- (14) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, grenat.
- (15) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, biotite, grenat.
- (16) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide.

Les accessoires communs à tous ces assemblages sont l'ilménite plus ou moins manganésifère, l'hématite hydratée, l'anatase-brookite, l'apatite, le zircon, le graphite et la tourmaline parfois zonée. Quelques cristaux d'épidote sont inclus au cœur du grenat. Le graphite abonde dans les quartzites et plus rarement dans quelques niveaux ampélitiques. De l'allanite métamictite existe çà et là dans l'orthogneiss de Rodez et les porphyroïdes.

● **Dans les amphibolites et gneiss amphiboliques :**

- (17) quartz, plagioclase oligoclase-andésine, feldspath K, chlorite, Mg-hornblende, épidote, biotite, sphène, ilménite, apatite.

Séries au contact et au toit de la granodiorite de Villefranche

En s'approchant du contact avec la granodiorite de Villefranche, on rencontre successivement.

● **Dans les métapélites :**

- (11) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, biotite.
- (18) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite.
- (19) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, cordiérite.
- (20) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite, cordiérite.
- (21) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, cordiérite, sillimanite-fibrolite, \pm andalousite relictuelle.

● **Dans les porphyroïdes :**

(5) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite.

(22) quartz, plagioclase oligoclase, feldspath K, muscovite, biotite, andalousite, cordiérite.

● Lorsque ces formations sont en **panneaux** et en **enclaves** dans ou en **toit de la granodiorite**, les associations observées sont plus complexes :

(23) quartz, oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite.

(24) quartz, oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, staurotide, cordiérite.

(25) quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat.

(26) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite.

(27) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite, grenat.

(28) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite, grenat, cordiérite.

(29) quartz, \pm plagioclase oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, andalousite, staurotide.

(30) quartz, \pm plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite, grenat, staurotide.

(31) quartz, \pm plagioclase oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, andalousite, grenat, staurotide, sillimanite-fibrolite.

(32) quartz, plagioclase oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite, andalousite, sillimanite-fibrolite.

(33) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, sillimanite-fibrolite.

(34) quartz, plagioclase, feldspath K, biotite, sillimanite prismatique.

Les accessoires sont l'apatite, le zircon, les opaques, la tourmaline, l'anatase ou la brookite, et le rutile dans les assemblages de plus haut degré.

Répartition géographique

La répartition géographique des différentes associations minérales est représentée en figure 2 (en pages centrales).

Associations du métamorphisme régional

Les associations à chlorite-muscovite (1 à 4, 9 et 10) ont été rencontrées un peu partout dans les métasédiments et les porphyroïdes encaissant la granodiorite de Villefranche, mais elles n'ont pas partout la même signification. Dans les zones schisteuses où elles sont les seules associations minérales observées — (1) dans le panneau effondré et limité par des failles normales de Privezac et Anglars-Saint-Félix ; (2) dans la région située entre la granodiorite et le décrochement de Colombiès ; et (3) dans le secteur de Lardeyrolles à l'Est de ce décrochement —, elles représentent les paragenèses typomorphes de plus bas degré du métamorphisme régional et reflètent des conditions épizonales ($T < 450^\circ\text{C}$, P indéterminée). Ailleurs, à l'Est du décrochement de Colombiès, elles peuvent être associées aux paragenèses grenat-chlorite \pm biotite, voire même à staurotide, mais elles ne reflètent plus que de simples variations de la composition chimique des sédiments ou roches éruptives avant le métamorphisme.

Les associations à biotite \pm chlorite, grenat-chlorite \pm biotite (5 à 8, 11, 13 à 15) apparaissent au voisinage de Belcastel, immédiatement à l'Ouest du décrochement de Colombiès. Elles deviennent prépondérantes sur les associations à chlorite-muscovite, à l'Est de ce décrochement, sauf dans le triangle de Lardeyrolles, et ce jusqu'à une ligne de Ruols au Pas, au-delà de laquelle les associations à staurotide commencent à être observées. Ces associations correspondent à la paragenèse typomorphe grenat-chlorite et reflètent des conditions du métamorphisme plus rigoureuses ($400^\circ < T < 540^\circ\text{C}$ et $P \simeq 7$ kbar). Des roches à biotite seule (6) ou à grenat-muscovite (12) et grenat-biotite (8, 15) sans chlorite en équilibre, existent aussi dans la zone à staurotide où elles correspondent à des variations locales de la composition chimique globale des roches-hôtes.

Les associations à staurotide (16) sont rares sur la feuille Rieuepeyroux car elles correspondent vraisemblablement à une gamme de compositions chimiques particulières. On les a rencontrées uniquement au Sud du hameau de Castan. Elles sont par contre bien exprimée sur la carte Rodez à l'Est. Elles reflètent les conditions mésozonales de faciès amphibolite ($T \simeq 560^\circ\text{C}$; $P \simeq 7$ kbar).

Associations polymétamorphiques

Lorsque l'on s'approche de l'intrusion granodioritique post-tectonique de Villefranche dans les régions où sa bordure n'est pas faillée, les associations dues au métamorphisme de contact apparaissent et se surimposent aux associations à chlorite-muscovite (1 à 4, 9 et 10) produites par le métamorphisme régional. La biotite se développe dans la foliation, puis rapidement devient sécante sur celle-ci (5, 11); au contact de l'intrusif, sur 200 m environ, andalousite et cordiérite se développent à leur tour, de façon clairement post-tectonique (18, 19, 20, 22). L'association à fibrolite (21) n'est connue que localement contre la granodiorite.

Dans les panneaux de métapélites et de porphyroïdes rencontrés au toit de la granodiorite, la répartition des associations (23) à (34) ne semble pas être simplement due à la proximité de l'intrusif. On peut en effet individualiser une zone à sillimanite synfoliale (30 à 33), centrée sur la vallée de l'Aveyron, dans laquelle le degré de métamorphisme atteint localement l'anatexie et le faciès granulite (34). Cette zone est elle-même à demi ceinturée par une zone à andalousite synfoliale (26 à 30) avec une température croissante vers l'Ouest. Les associations synfoliales à staurotide-grenat-biotite (23 et 25) se retrouvent dans les deux zones précédentes.

Un tel dispositif ne peut être rattaché de façon simple à la mise en place du pluton de Villefranche. Aucune continuité entre les associations (23) à (34) observées dans ces panneaux et celles (11 à 22) clairement attribuables à l'intrusion de Villefranche, n'a pu être cartographiée à cette échelle. Ces deux groupes d'associations sont polymétamorphiques, mais le premier épisode métamorphique qui a affecté chacun de ces groupes n'a pas eu lieu dans les mêmes conditions de pression et de température.

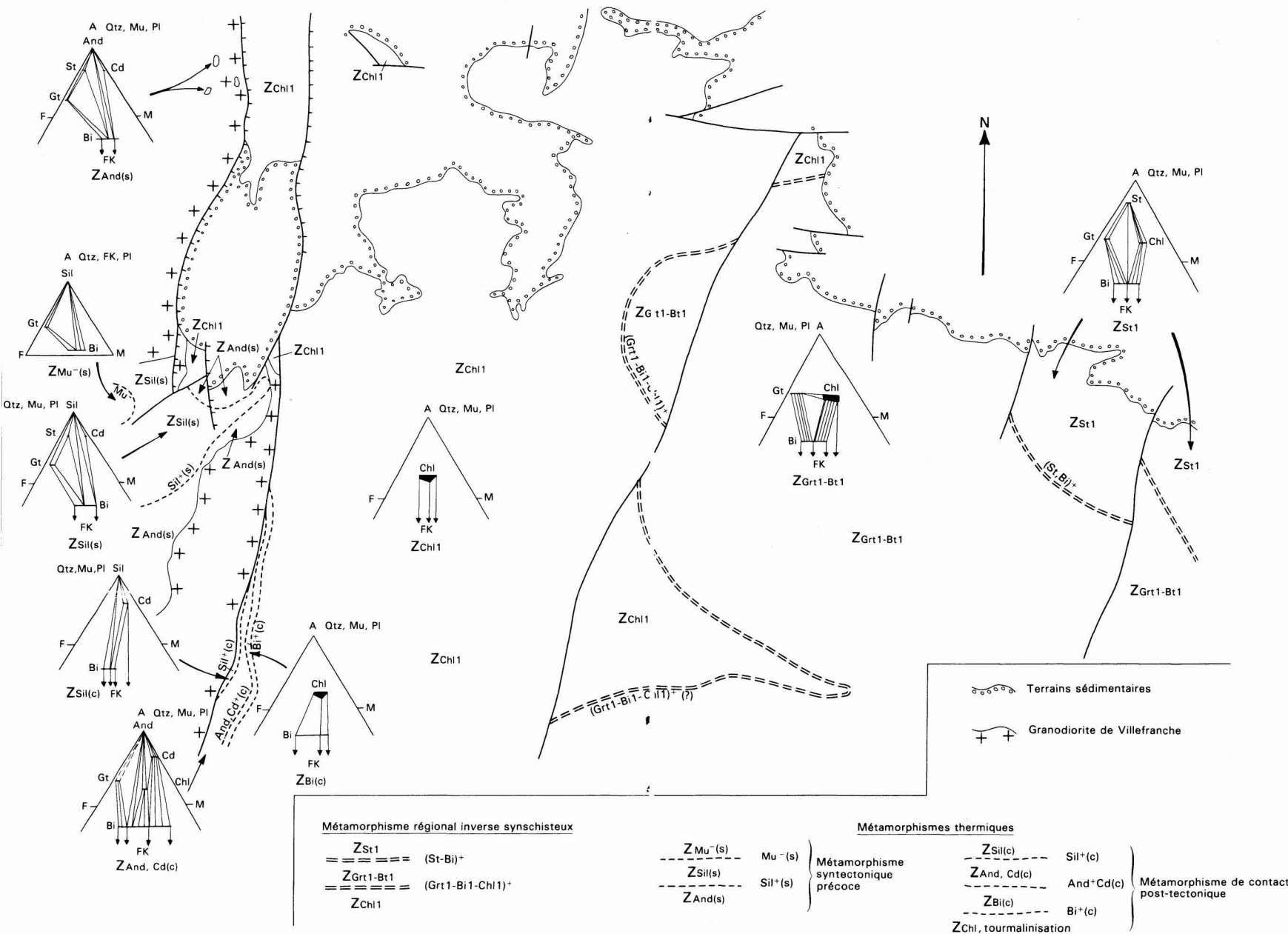


Fig. 2 - Isogrades du métamorph sme (système KFMASH)

Minéralogie, relations cristallisation—déformation

(tabl. 1 et 2)

La relation qui existe entre métamorphisme et phase de déformation est énoncée grâce à la détermination optique des minéraux anté-, syn-, et post-tectoniques (Bard, 1980).

● La **chlorite** se présente sous plusieurs habitus selon les régions. La plupart du temps elle est de couleur verte, on la trouve alors dans les microlithons de phase 1, en blastes syn- à post-phase 2, altérant parfois le grenat ou en queue de cristallisation des opaques et des grenats, voire plus rarement syn-phase 3 (région de Rieuepeyroux) où elle peut matérialiser la foliation de plis 3, avec la muscovite. Localement, elle devient brune à brun-vert et polarise dans le second ordre ; il s'agit alors d'oxychlorite. De la chlorite magnésienne, presque incolore en lumière naturelle, cristallise après la phase 3 en blastes sécants sur la foliation, notamment à l'Est de la feuille. Elle apparaît également par rétro-morphose des grenats et biotites dans les enclaves de la granodiorite.

● Le **mica blanc** se présente comme la chlorite, soit syn-phase 1, soit syn- à post-phase 2 et localement syn-phase 3 de crénulation, ou encore en blastes post-tectoniques autour des intrusions post-tectoniques. Sa composition varie depuis les phengites jusqu'aux muscovites *s.s.*

● La **biotite** est souvent altérée en chlorite ou en oxychlorite (perte de K_2O , $d'Al_2O_3$ et de SiO_2) notamment vers l'Ouest de la carte. Vers l'Est, elle est plus fraîche et coexiste généralement avec le grenat et/ou la chlorite verte, puis avec la staurotide. Elle n'a été observée que très rarement dans les microlithons de phase 1. Généralement, elle est syn- à post-phase 2. Elle est syn- à post-phase 3 lorsque l'on se rapproche des orthogneiss de type Pinet.

● Le **plagioclase** est la plupart du temps albitique ; il est alors syn- à post-phase 2. Il devient légèrement calcique (oligoclase) dans les roches à biotite ou à biotite-grenat.

● Le **feldspath K** est de l'orthose anté- à syn-phase 2, parfois albitisée. Dans les roches à staurotide il y a blastèse d'albite et de feldspath potassique. En microscopie optique, il est impossible de caler cette blastèse par rapport à la foliation S1-2.

Plagioclases et feldspaths K sont souvent altérés en phyllites de type séricite et/ou kaolinite.

● Le **grenat**. De Valette-Basse à Moyrazès, il présente des cœurs hélicitiques à inclusions de quartz, de chlorite verte, d'ilménite et rarement d'épidote. Ces inclusions définissent une schistosité interne qui passe en continuité à la schistosité externe, ce qui traduit le caractère syn-phase 2 de ce grenat. C'est un almandin riche en grossulaire et spessartine dont le cœur est plus riche en Ca et Mn que la périphérie. Quelques bordures sont statiques sur la S2. À partir de Moyrazès, on note la formation soit de surcroissances statiques autour du grenat à cœur hélicitique, soit l'existence de petits grenats automorphes et limpides, sans inclusions. Ces grenats à

Feldspath K	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Plagioclase	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Chlorite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Muscovite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Biotite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Grenat	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Staurotide	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Cordiérite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Andalousite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Sillimanite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Ilménite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Anatase/ Brookite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Tourmaline	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Rutile	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Opaques	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Séricite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Pinite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
	PHASE 1		PHASE 2	
			MONZODIORITE DE PONT-DE-VÉZIS	
			GRANODIORITE DE VILLEFRANCHE	

Tableau 1 - Relations cristallisation-déformation
observées dans les séries grauwacko-pélitiques soumises
au métamorphisme prograde inverse, régional

Carbonates	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Plagioclase	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Feldspath K	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Micas blancs	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Épidote	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Chlorite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Biotite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Grenat	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Staurotide	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Brookite/ Anatase	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Ilménite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Kaolinite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
Pinite	[Diagram: Ellipse in Phase 1, dashed line in Phase 2]		[Diagram: Ellipse in Phase 2, dashed line in Phase 3]	
	PHASE 1		PHASE 2	
			INTRUSIONS SYNTÉCTONIQUES	
			PHASE 3	

Tableau 2 - Relations cristallisation-déformation
observées dans les séries grauwacko-pélitiques soumises
au métamorphisme thermique de contact en relation
avec les intrusions successives de la monzodiorite
de Pont-de-Vézis puis de la granodiorite de Villefranche

microstructure complexe sont zonés optiquement (cœur rosâtre, périphérie incolore) et deviennent de plus en plus homogène d'aspect vers l'Est. Le cœur a une composition identique à celle décrite plus haut, mais la périphérie est nettement moins calcique et manganésifère.

Le grenat dans les schistes indurés ou en enclaves dans la granodiorite paraît anté-à syn-phase 2 ; il est poëcilitique et de grande taille. Sa composition est assez homogène, riche en almandin, au cœur plus riche en Mn que la périphérie.

● La **staurotide**. À l'Est de la feuille (Ampiac) comme à l'Ouest (dans les enclaves), elle est allongée dans la foliation et contient des inclusions mimétiques de cette foliation. Elle apparaît donc essentiellement contemporaine à légèrement postérieure à celle-ci. Autour et dans la granodiorite, cependant, les déformations complexes associées à l'intrusion ne permettent pas d'être aussi catégorique puisque les foliations reconnues peuvent enregistrer une partie de l'histoire intrusive.

● L'**andalousite** n'apparaît qu'au contact ou dans les enclaves de la granodiorite. Elle constitue de grands blastes statiques sur la foliation S1-2, qui peuvent atteindre 2 à 3 cm de longueur. Elle est également associée à la staurotide dans la foliation des panneaux de micaschistes exhumés par ces granitoïdes où elle semble synchrone à légèrement postérieure à la déformation.

● La **sillimanite** est syn- à post-foliation des panneaux de micaschistes dans lesquels elle se développe soit à partir de la muscovite, soit à partir de la biotite ou des andalousites ;

● Les **minéraux accessoires**. Les *ilménites* et les oxydes titanés (anatase ou brookite) sont syn- S1 et anté- S2 dans les zones les moins métamorphiques, puisqu'ils permettent le développement d'ombres de cristallisation à chlorite verte. Dans la zone à biotite-grenat, ou à staurotide-biotite, ces minéraux semblent synchrones de la phase 2. Le *rutile* n'a été observé que dans les roches à sillimanite complètement recristallisées, ce qui interdit toute étude des relations cristallisations—déformations. La blastèse envahissante de *tourmaline*, déjà signalée, est syn- à post-phase 3.

En résumé, et avec les réserves de rigueur, on peut proposer l'ordre chronologique suivant :

— la *phase 1* a lieu dans des conditions épizonales sur l'ensemble de la feuille ; exceptionnellement, les conditions de formation de la biotite peuvent être atteintes à l'Est du décrochement de Colombières. Bien visible au Sud-Ouest de la feuille, la phase 1 n'est plus observable lorsque le degré de recristallisation devient important ;

— la *phase 2* : c'est au cours de cette phase que cristallisent les chlorites, muscovites, biotites et grenats à inclusions sigmoïdes, et les staurotides à l'Est de la carte. Les conditions semblent donc plus sévères que pour la phase 1 puisque le faciès amphibolite est atteint. Ces conditions demeurent après la phase 2, quand chlorite, muscovite, biotite et grenat continuent à cristalliser de façon statique sur S2.

À l'Ouest de la carte, et en particulier dans les panneaux inclus dans la granodiorite, les conditions du faciès amphibolite profond, voire du faciès granulite, semblent avoir été atteintes en fin de cette phase 2 ;

— la *phase 3* : chlorite et muscovite sont alignées sur la phase 3 qui semble épizonale. Cette phase est pour partie associée à l'intrusion de la granodiorite de Villefranche, à l'Ouest de la feuille. Là, elle s'accompagne de conditions beaucoup plus sévères dues à l'effet thermique de l'intrusion.

Analyse paragénétique, degré et type de métamorphisme

L'analyse paragénétique a été faite à partir du système KFMASH projeté par la muscovite et le quartz, ou localement, dans les panneaux inclus dans la granodiorite, par le feldspath K et le quartz (fig. 2).

Métamorphisme régional

Il existe trois réactions pour expliquer la formation de la biotite et/ou du grenat dans les formations métasédimentaires et méta-ignées encaissant la granodiorite à l'Est :

- (1) chlorite 1 = grenat + chlorite 2 + biotite
- (2) chlorite 1 = grenat + chlorite 2
- (3) feldspath K + chlorite 1 = biotite

Ces trois réactions semblent plus ou moins simultanées et ont lieu vraisemblablement à des températures voisines pour des compositions de départ plus ou moins riche en K_2O . C'est l'isograde (**Grt₁ - Bi₁ - Chl₁**)⁺ qui matérialise la trace de ces réactions sur la topographie (fig. 2).

Dans le détail, comme sur la carte voisine Naucelle, au Sud, les grenats sont légèrement calci-manganésifères au cœur, et les réactions de formation de ce minéral doivent donc nécessairement impliquer le calcium et le manganèse qui ne sont pas pris en compte dans l'analyse à partir du système KFMASH. Si l'ilménite manganésifère semble être la source de Mn, l'origine du Ca est plus énigmatique. Épidote, carbonates, fluides riches en Ca, semblent être les meilleurs candidats réactants. Le même problème se pose pour les biotites qui coexistent localement avec le plagioclase légèrement calcique et qui ont donc pu se former par décarboxylation (Goujou *et al.*, 1988).

Plus à l'Est, dans la région d'Ampiac—Castan, la staurotide est en équilibre avec la biotite et la chlorite n'est plus en équilibre avec le grenat, ce qui suggère que la réaction discontinue :

- (4) grenat + chlorite → staurotide + biotite,

qui matérialise l'isograde (**St - Bi**)⁺, a été franchie.

Aucune roche suffisamment alumineuse pour que des silicates d'alumine puissent cristalliser, compte tenu du degré de métamorphisme atteint, n'a été rencontrée dans les terrains à l'Est de la granodiorite de Villefranche.

L'absence de grenat et de biotite dans les métapélites situées entre le décrochement de Colombières et la granodiorite de Villefranche (région de Belcastel exceptée) suggère fortement que la température était moins élevée dans cette région qu'à l'Est où ces deux minéraux sont exprimés. La présence de staurotite et biotite en équilibre montre que les températures ont excédé 560 °C puisque la réaction discontinue (4) a été atteinte à l'ENE de la feuille.

Étant donné la superficie occupée par les formations de composition quartzo-feldspathique (porphyroïdes et orthogneiss de Rodez), il est très difficile de positionner avec précision l'isograde correspondant à la (ou les) réaction(s) de formation de la paragenèse grenat-biotite-chlorite, notamment dans la partie sud de la carte, puisque cette paragenèse n'apparaît que dans les roches greywacko-pélitiques. Un tracé approximatif de cet isograde (**Grt₁ - Bi₁ - Chl₁**)⁺ est néanmoins donné fig. 2 ; on remarque qu'il est globalement parallèle à la foliation régionale.

Afin de bien cerner la trajectoire P.T. de ce métamorphisme, nous avons essayé de quantifier les conditions P.T. d'équilibre par divers géothermobaromètres, ceci en divers points de la feuille (thermomètre « biotite-grenat » : Hodges et Spear, 1982 ; baromètre « grenat-plagioclase-muscovite-biotite » : Ghent et Stout, 1981 et « muscovite-biotite-chlorite » : Powell et Evans, 1983), avec une légère diminution de la pression d'Ouest en Est. Les résultats sont reportés fig. 3. Les températures estimées varient de 420 ± 50 °C à la limite de la zone à grenat pour atteindre 600 ± 50 °C à la bordure orientale de la carte dans la zone à staurotite-biotite, indiquant un net gradient de température inverse par rapport à la foliation régionale. Elles n'ont pas pu être estimées dans les roches sans grenat ni biotite.

Les pressions oscillent aux alentours de 7 ± 1,5 kbar, que ce soit par la méthode de Ghent et Stout (1981) ou par celle de Powell et Evans (1983). L'allure du gradient métamorphique est typiquement de type pression intermédiaire (barrovien au sens large).

Si on replace la feuille Rieupeyroux dans son contexte régional, la température augmente vers l'Est en direction du contact anormal majeur à la base de la klippe du Vibal sur la carte adjacente Rodez (Burg *et al.*, 1986), où elle peut atteindre 770 °C. La pression varie peu. Elle fluctue autour de 6,5 ± 1 kbar et tend à diminuer légèrement (5 ± 0,5 kbar) en direction la klippe du Vibal. Ce type de métamorphisme barrovien *l.s.* présente un gradient inverse en direction des unités allochtones, vers l'Est (Romney, 1985). Postérieurement au pic du métamorphisme, les roches subissent une décompression concomitante avec une diminution de température imputables à l'exhumation et à l'érosion.

Métamorphismes thermiques

Les successions minéralogiques observées autour du pluton post-tectonique de Villefranche-de-Rouergue : biotite, puis biotite, andalousite, cordiérite et rarement sillimanite, indiquent qu'en se rapprochant du granite on traverse successivement l'isograde de formation de la biotite **Bi⁺(c)** :

(5) muscovite + chlorite + quartz \pm feldspath K \rightarrow biotite + chlorite, puis les isogrades de formation de la cordiérite et de l'andalousite **And - Cd⁺ (c)** :

(6) muscovite + chlorite + quartz \rightarrow biotite + cordiérite

(6a) muscovite + chlorite + quartz \rightarrow biotite + cordiérite + andalousite, impossibles à distinguer l'un de l'autre sur le terrain. Enfin, on passe l'isograde de formation de la sillimanite **Sil⁺** :

(7) andalousite = sillimanite.

Localement, il semble aussi que de la sillimanite-fibrolite se forme à partir de la biotite mais sans blastèse de feldspath K. La température maximale atteinte est de l'ordre de 600 à 630 °C. L'absence de staurotide dans cette auréole montre que la pression n'a pas excédé 2 kbar entre 600 et 630 °C selon la réaction (7) envisagée (Holdaway, 1971 ou Salje, 1987). La profondeur maximum de mise en place de la granodiorite est légèrement inférieure à 6 km.

Dans les panneaux remontés au toit de la granodiorite, les réactions métamorphiques sont plus difficiles à cerner car les associations sont pour la plupart polymétamorphiques ou plurifaciales. Muscovite, chlorite, biotite, grenat, staurotide, feldspath K, andalousite et sillimanite y sont *pro parte* synchrones de la foliation régionale qui, compte tenu du contexte de ces roches, peut être aussi bien S2 que S3. Cette première génération de minéraux synfoliaux définit un groupe de paragenèses de première génération dans lesquelles staurotide et cordiérite ne sont pas costables. La succession des paragenèses est la suivante :

(andalousite - staurotide - biotite - muscovite, \pm grenat)

ou (andalousite - biotite - muscovite - cordiérite)

(sillimanite - staurotide - muscovite - biotite)

ou (sillimanite - cordiérite - muscovite - biotite)

(sillimanite - feldspath K - biotite), l'anatexie étant localement atteinte.

La staurotide ne peut s'être formée qu'à partir des associations à grenat-chlorite selon la réaction (4), comme à l'Est de la feuille. Sinon, quelle que soit la réaction envisagée (par exemple chlorite + muscovite = staurotide + cordiérite + biotite + eau ; ou chlorite + andalousite = staurotide + cordiérite + eau), la staurotide coexisterait avec une cordiérite synfoliale, ce qui n'est pas observé. La chlorite disparaît selon des réactions continues du type :

(8) Mg-chlorite = Mg-cordiérite + Mg-biotite

ou/et discontinue du type :

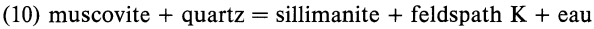
(6a) chlorite = silicate d'alumine + biotite + cordiérite,

produisant la cordiérite et l'andalousite.

La sillimanite quant à elle se forme soit par la réaction (6a), soit plus directement par la transition polymorphique (7). Le passage très localisé au faciès des granulites se fait par :

(9) staurotide = grenat + biotite + sillimanite

et surtout par :



Dans cette séquence réactionnelle, l'isograde d'anatexie peut être franchi entre les réactions (7) et (9). Seul l'isograde réactionnel (7) est cartographiable dans ces panneaux (fig. 2). Les autres ont disparu à la suite de l'intrusion de la granodiorite de Villefranche parce que les conditions qu'ils représentent sont atteintes à la limite ouest de la feuille. Cette séquence réactionnelle correspond à un épisode métamorphique précoce, syntectonique de basse pression, dans le domaine de la staurotide, que l'on ne retrouve ni dans les métapélites, ni dans les porphyroïdes encaissant directement la granodiorite et métamorphisés par contact sur sa bordure orientale. Ce métamorphisme peut aller jusqu'à l'anatexie, voire jusqu'au faciès granulite à l'extrême Ouest de la carte. À cette polarité des températures s'ajoute la disposition en demi-auréole des zones d'isométabolisme en continuité avec celles reconnues sur la feuille adjacente Villefranche-de-Rouergue, à l'Ouest (travaux inédits et D.E.A de Boutin, Montpellier, 1987), et centrées sur la monzodiorite de Pont-de-Vézis. Ceci nous amène à penser que ce métamorphisme est lié à l'intrusion précoce de cette monzodiorite à des pressions comprises entre 2 et 4,5 kbar, c'est-à-dire à des profondeurs de 6 à 13 km pour des températures de l'ordre de 750 à 800 °C.

Enfin, les blastèses statiques et donc tardives de chlorite, muscovite, biotite, andalousite cordiérite et localement sillimanite-fibrolite, sont à associer à la mise en place post-tectonique à encore plus basses pressions du pluton granodioritique de Villefranche. Elles se surimposent aux paragenèses précédentes et viennent les oblitérer. Les isogrades liés à ce dernier épisode ne sont pas figurés dans les panneaux au toit de la granodiorite, mais seulement à son contact (fig.2).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

En conclusion, l'analyse structurale et métamorphique détaillée de la région de Rieuepeyroux permet de distinguer trois phases de plissement synmétamorphiques que l'on peut résumer en deux grands épisodes tectoniques majeurs.

Épisode de tectonique tangentielle polyphasée, associée à la mise en place synmétamorphique, vers le Sud, des nappes connues sur les cartes voisines

La **phase 1** se traduit par la genèse d'une schistosité subhorizontale puisque parallèle à la stratification. Les linéations d'intersection et d'étirement de direction proche de NE et le sens de déversement apparent des rares plis clairement attribuables à cette phase, définissent son orientation et sa vergence vers le Sud-Ouest. Les cristallisations reconnues sur S1 suggèrent que cette première étape de déformation tangentielle s'est faite sur l'ensemble de la carte dans des conditions épizonales. L'absence de plis dans les orthogneiss les plus anciens a pour cause le manque de marqueur planaire initial

dans ce type de roche, et aussi la forte recristallisation lors du paroxysme du métamorphisme mésozonal ultérieur.

La **phase 2** se manifeste par le plissement tangentiel de la foliation 1 dans des conditions synfoliales et synmétamorphiques. Dans les charnières des plis isoclinaux P2, la déformation est marquée par le développement d'une schistosité de crénulation ; dans les flancs des plis et à l'échelle régionale, la fabrique planaire majeure est composite puisque S1 et S2 sont parallélisées. Le paroxysme du métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite est atteint pendant cette phase et s'accompagne de l'établissement du métamorphisme inverse d'Ouest en Est, dans la vallée de l'Aveyron. Les critères de sens de cisaillement relevés dans les orthogneiss indiquent un cisaillement bien réglé vers l'WNW. L'omniprésence d'une linéation minérale et/ou d'allongement subparallèle aux axes de plis P2 (direction moyenne NNW-SSE), atteste de l'importance et de la généralité de cet épisode de déformation synmétamorphe, à vergence WNW à l'Est du décrochement de Colombières, SSW à l'Ouest.

Dans l'histoire géologique régionale, ces déformations tangentielles sont considérées d'âge dévonien inférieur à moyen (390-370 Ma) et sont attribuées à la mise en place complexe des nappes dont les vestiges, en klippe, sont trouvés sur les cartes voisines Rodez à l'Est et Najac au Sud-Ouest.

Épisodes composites de plissements tardifs

La **phase 3** s'oppose aux deux phases tectoniques précédentes. En effet, bien qu'il s'agisse encore d'un épisode de déformation souple et synschisteuse, ses caractères essentiels sont ceux d'une tectonique de moins grande profondeur, relevant typiquement des stades tardifs de l'évolution orogénique. Les plis, généralement en chevrons, sont plus ouverts et ont des plans axiaux redressés ; ils ne sont accompagnés que de façon locale par une schistosité, parfois assez fruste, de crénulation. L'intensité, l'orientation et la répartition des plis attribués à cette (ces) phase (s) dépendent de l'importance des mouvements tardifs le long des accidents les plus importants. Ces plis et les basculements associés sont responsables de redressements des foliations 1 et 2 et des contacts lithologiques.

Ces déformations souples de grande amplitude et les déformations cassantes associées, parfois en relation avec la mise en place des granitoïdes tardifs, sont généralement datées du Carbonifère (350 à 325 Ma : Burg *et al.*, 1989).

La mise en place, mal datée vers 300 Ma, de la granodiorite, vient achever l'histoire des déformations souples en même temps que celle du refroidissement de cette région.

Évolution posthercynienne

La fin du cycle varisque se traduit au Stéphanien par une phase de raccourcissement N-S à NW-SE responsable des principaux accidents décrochants du secteur, au carrefour desquels se localisent les séries de sédimen-

tation carbonifère connues dans le voisinage (Decazeville, Espalion, Sermeis).

Au Permien, un régime en distension N-S à N 120 provoque le rejeu des accidents E-W en failles normales et l'installation d'une sédimentation syntectonique dans une gouttière (défroit de Rodez) orientée WNW-ESE, avec un maximum de subsidence dans la partie orientale du bassin. Des mouvements mal caractérisés se produisent vers la fin du Permien, conditionnant la très nette discordance des couches mésozoïques.

Les temps mésozoïques correspondent à une période de stabilité tectonique. Entre le Jurassique moyen et l'Éocène supérieur, une phase de distension se manifeste par le jeu en faille normale des accidents E-W. Les mêmes accidents sont repris en faille inverse lors de la phase de compression pyrénéenne de l'Éocène supérieur, tandis que sont réactivés les décrochements N-S.

Faute de dépôts corrélatifs, il est difficile de définir l'importance de la phase distensive de l'Oligocène à laquelle on peut rapporter notamment les jeux en faille normale à regard E de Saint-Félix.

Enfin, un dernier épisode important rehausse l'ensemble du Rouergue par rapport à ses bordures en basculant légèrement vers le Nord la plateforme élaborée antérieurement. Cet épisode paraît se situer vers la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE PROPOSÉE

Cette histoire complexe ne peut être déchiffrée qu'à la lumière des données sur les cartes environnantes.

La région épizonale à l'Ouest de la faille de Colombières se rattache à l'autochtone relatif de la klippe de Najac. Cette klippe est caractérisée par des roches ayant subi un métamorphisme de haute pression—basse température au Paléozoïque inférieur. Ces roches ont été charriées vers le Sud sur les micaschistes et porphyroïdes de cette région. L'ensemble des déformations tangentielles dans ces séries, et le métamorphisme associé, est attribué à l'avancée de ces nappes qui s'accompagne d'ailleurs de la rétomorphose des séries charriées. L'intrusion du « granite » de Villefranche vers 300 Ma, outre le métamorphisme qu'il provoque, scelle ces déformations.

À l'Est de la faille de Colombières, l'histoire tectono-métamorphique est plus complexe. Les déformations et le métamorphisme de faible à moyen degré sont attribués à une tectonique tangentielle équivalente à celle décrite plus à l'Est sur les feuilles Rodez et Salles-Curan (Burg *et al.*, 1986). On peut interpréter ces métamorphismes syntectoniques en termes de métamorphisme inverse sous une nappe déjà métamorphisée et responsable du réchauffement et de la surpression enregistrés dans les séries sous-jacentes. Le tout est replissé de façon souple pendant l'exhumation. L'ensemble des déformations souples et des métamorphismes est achevé au Stéphanien.

Le bâti hercynien désormais consolidé est soumis, du Carbonifère supérieur au Permien, à une intense érosion dont les produits vont alimenter les bassins sédimentaires situés à la périphérie de la chaîne ou, comme ici, sur le tracé d'accidents tardifs. La gouttière du détroit de Rodez, occupée par des lacs ou marécages où divaguent des chenaux fluviaux, collectait les sédiments issus de ces marges (Rouergue, Quercy, Aubrac), les drainant vers les zones les plus subsidentes de l'ESE (région de Sermels).

L'évolution du climat de type équatorial humide au Carbonifère à des conditions plus arides à précipitations intermittentes au Permien, favorise l'affaiblissement du couvert végétal sur les zones émergées et le démantèlement de la couverture paléozoïque et des altérites développées à la surface du socle. Les produits de cette érosion constituent les faciès caractéristiques des pélites et grès rouges. Vers la fin du Permien ou le début du Trias, une phase de distension crustale permet l'individualisation en Aquitaine d'une importante zone de subsidence et provoque ici un rajeunissement des reliefs toujours émergés. Les derniers reliefs seront progressivement arasés au cours du Trias et la transgression marine, qui atteint les marges du secteur au Trias supérieur, n'envahit la région qu'à la limite Trias-Jurassique.

Les premiers dépôts détritiques qui marquent l'arrivée de la transgression sont vite remplacés par une sédimentation argileuse à évaporitique d'ambiance lagunaire, puis par des faciès margino-littoraux carbonatés à laminites algaires. Timides jusque là, les influences marines s'affirment progressivement au Sinémurien et deviennent dominantes au Lotharingien avec des dépôts de mer ouverte de haute énergie.

Des mouvements de faible amplitude sont connus plus à l'Ouest à la fin de l'étage, qui s'accompagnent de rejeux de failles et de formation de hauts-fonds. Les hard grounds qui clôturent la sédimentation calcaire du Lias inférieur leur sont probablement liés.

À partir du Carixien, une transgression générale conduit à l'homogénéisation des dépôts à caractère moins littoraux et plus terrigènes. Une réduction de la tranche d'eau, liée peut-être au comblement du bassin occidental, permet, au Domérien supérieur, le retour à des faciès bioclastiques.

Le Toarcien inférieur et le début du Toarcien moyen correspondent à une sédimentation réduite ou condensée avec développement irrégulier de faciès d'oolites ferrugineuses ou phosphatées. Ce caractère est peut-être lié à la présence ici d'un seuil balayé par des courants entre les bassins causse-nard et aquitain.

La sédimentation reprend un cours normal à partir du Toarcien et s'interrompt à nouveau au cours du Toarcien supérieur, avec des niveaux de condensation à oolites ferrugineuses et une probable lacune d'une partie du Toarcien et de l'Aalénien.

Avec le Dogger se développe à nouveau une plate-forme carbonatée à caractère littoral de faible profondeur, où le développement des faciès dolomitiques traduit une fois de plus l'influence de la zone de seuil.

Des tendances émersives se manifestent passagèrement en Quercy au cours du Bathonien supérieur, et c'est sans doute vers la fin du Jurassique que la mer déserte définitivement la région.

Pendant la fin du Mésozoïque et le Tertiaire, la région est soumise à une alternance de périodes d'érosion et de déformations qui aboutit à une plateforme relativement régulière dont le relèvement, vers la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire, provoque l'encaissement des vallées et amorce le démantèlement des anciennes surfaces tabulaires.

MORPHOLOGIE

Le territoire de la feuille Rieupeyroux présente l'allure générale d'un plateau relativement régulier incliné du Sud vers le Nord ; les surfaces planes, bien conservées au Nord sur les formations calcaires mésozoïques, sont beaucoup plus morcelées et estompées au Sud sur les schistes et gneiss des ségalas.

On peut distinguer :

- au Sud, la zone haute dite « dorsale de Rieupeyroux », qui coïncide à peu près avec le tracé du principal axe routier (D 911), constitue la ligne de crête du Rouergue occidental et pourrait correspondre à une zone de soulèvement maximum ;
- au Nord de l'Aveyron, une légère gouttière ENE-WSW correspondant au bassin de l'Alzou, s'inscrit à la surface du plateau dominé au Nord-Ouest par le petit relief de faille de Privezac qui décale les surfaces d'une cinquantaine de mètres ;
- un peu plus à l'Est, le relief de socle métamorphique de Notre-Dame-de-Buonne, dominant le plateau environnant de près de 200 m, constitue un point singulier. Deux explications peuvent être évoquées : ou bien une zone de déformation récente (Simon-Coinçon, 1988) ou bien un relief résiduel, relique d'un stade d'érosion antérieur. L'allure bien circonscrite du relief, avec ses ravinements centrifuges sans polarité notable, s'accorderait mieux avec la seconde hypothèse ; toutefois, le relief ne paraît armé d'aucune lithologie particulière expliquant sa résistance à l'aplanissement ;
- au Nord-Est de la feuille, le plateau de Nuces s'établit 100 m environ en contrebas du plateau principal et correspond au dégagement de la surface lotharingienne. Ce trait de l'érosion différentielle peut être lié également à un stade intermédiaire de l'abaissement du niveau de base du bassin du Lot.

Cet ensemble tabulaire n'est qu'approximativement assimilable à une surface d'érosion. Il est en fait la résultante de différents aplanissements succédant à un certain nombre d'épisodes de déformation. Abstraction faite des entailles d'érosion récentes des principales vallées, imputables essentiellement au Quaternaire, la topographie générale du plateau est pour une large part l'héritage de la période d'aplanissement fini-tertiaire (Mio-Pliocène). Sur cette topographie relativement plane où devait subsister un certain nombre d'irrégularités, les principaux cours d'eau avaient déjà esquissé leur tracé comme en témoignent quelques épandages à galets fluviatiles à

l'amont du Jaur et de l'Aveyron. L'inclinaison actuelle du plateau serait liée au relèvement d'ensemble du Rouergue vers la fin du Tertiaire. Ce relèvement est également à l'origine d'une importante reprise d'érosion qui, durant le Quaternaire, amorce l'encaissement des vallées et le morcellement de la plate-forme initiale.

Hydrographie

Dans toute la partie méridionale de la feuille, le réseau de drainage, en accord avec la pente générale, diverge régulièrement de part et d'autre de l'axe haut de Rieupeyrroux, vers l'Aveyron au Nord, vers le Viaur au Sud.

L'Aveyron, qui curieusement ne reçoit aucun affluent notable en rive droite, a établi son cours perpendiculairement à la pente du plateau, à mi-pente. Cette disposition suppose l'antécédence du tracé par rapport au basculement du plateau. Sa vallée étroite et sinueuse est régulièrement encaissée d'une centaine de mètres, cet encaissement décroissant vers l'amont de ses affluents.

Au Nord-Ouest de la feuille, l'Alzou offre un contraste frappant avec l'Aveyron, ondulant à la surface du plateau sans incision notable sinon dans la partie amont de son bassin-versant.

Au Nord-Est, l'érosion régressive des affluents du Lot a profondément entaillé en « reculées » spectaculaires les assises sédimentaires du Permien et du Mésozoïque. Ce dégagement est en particulier favorisé dans le cirque du Bruejouls par l'affleurement des assises tendres du Saxonien, et présage d'une prochaine capture du haut Aveyron en direction du Lot.

CLIMAT, VÉGÉTATION, SOLS ET CULTURES

CLIMAT

La région est caractérisée par une double influence climatique. Une influence atlantique dominante se manifeste par une répartition relativement homogène de la pluviométrie tout au long de l'année, avec un régime de vents d'Ouest dominants. Cette influence continentale se traduit par ailleurs par des écarts thermiques sensiblement plus accusés que dans un ambiance atlantique véritable, et par des déficits pluviométriques plus marqués en été et en hiver. Les influences méditerranéennes sont ici peu importantes, toutefois des vents de Sud-Est chauds et humides peuvent influencer progressivement sur les températures estivales.

Enfin, l'altitude générale de la région, particulièrement au Sud à l'emplacement de la « dorsale de Rieupeyrroux », donne au climat une affinité nettement montagnarde avec une élévation sensible de la pluviométrie (1 000-1 200 mm/an) et un abaissement notable des températures hivernales.

VÉGÉTATION

La végétation se plie à cette double influence avec, à l'Ouest, des peuplements à affinité atlantique à chêne pédonculé, associés, sur les ségalas les plus élevés, au hêtre et au chêne sessile ; ce dernier, associé ou remplacé par le châtaignier, se répartit plutôt dans les altitudes modérées.

En fonction des particularités locales — sols calcaires des causses ou exposition plus chaude de certains versants —, peuvent se développer des peuplements à chêne pubescent caractéristiques de l'étage méditerranéen.

SOLS ET CULTURES

Les sols à l'échelle régionale sont caractérisés par une tendance à la « brunification » (transformation lente et progressive des minéraux phylliteux en argile et lessivage modéré), mais sont fortement influencés par la nature lithologique de leurs substratum.

Les roches siliceuses, granitiques ou métamorphiques des ségalas, ou les altérites qui s'y sont développées, offrent des sols peu évolués et acides du type sols bruns acides passant, lorsque les pentes s'accroissent, à des lithosols acides ou rankers.

Les grès et argilites permien, ainsi que les grès infra-mésozoïques, présentent des évolutions comparables aboutissant à des sols bruns acides, souvent lessivés, très vulnérables à l'érosion sur les flancs des vallées.

Les surfaces calcaires ne supportent le plus souvent que des sols très superficiels, lithosols ou sols bruns calcaires. Les dépressions liasiques colmatées par les formations du type « Terre des causses » offrent en revanche, sur un substratum argileux, des sols profonds résultant souvent d'anciennes évolutions fersialitiques.

Les fonds des vallées sont occupés par des sols alluviaux généralement bien drainés ; toutefois, le long des cours secondaires, des conditions de drainage plus médiocres peuvent donner lieu à des phénomènes d'hydromorphie avec gley ou pseudogley.

Sur le ségalas, toutes les surfaces planes ou à pente faible ont été mises en culture. Les sols acides pauvres ont longtemps été voués aux cultures du seigle mais, actuellement, chaulage et amendements permettent la récolte des céréales et de pommes de terre. Les zones moins favorisées sont occupées par des pâturages qui, sur environ les deux tiers des surfaces cultivées, font de cette région un grand centre d'élevage. Seules les pentes fortes au flanc des vallées ont conservé le peuplement forestier originel parfois remplacé par la châtaigneraie.

Sur les causses, les sols superficiels très vulnérables à la sécheresse n'offrent que de maigres pâturages pour les ovins, et les dépressions naguère cultivées pour la vigne et les céréales sont aujourd'hui souvent abandonnées en raison de l'exiguïté des surfaces disponibles.

Les surfaces modestes des terrains argileux du Lias sont couvertes de prairies grasses et, quand les conditions de drainage ou d'exposition le permettent, par des vignes et des céréales.

La dépression permienne accueille avec des prairies, la vigne (qui produit les vins de Marcillac) et des vergers. Les productions bénéficient plus, apparemment, d'un microclimat favorable à caractère méditerranéen, que de la qualité des sols de culture.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les ressources des aquifères sont conditionnées par les facteurs principaux suivants : la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui ruisselle et s'infiltré 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 correspondant à des ensembles lithologiques. On distingue ainsi :
— des réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans certaines formations : Lias inférieur, Jurassique moyen et supérieur ;
— des réservoirs à porosité d'interstices dans les altérations du socle cristallophyllien et les alluvions des vallées.

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

Le socle paléozoïque est représenté par des séries sédimentaires et métamorphiques et des roches cristallines qui sont imperméables dans leur masse ; seule la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité. Ces écoulements superficiels qui s'effectuent suivant les pentes, donnent des petites sources (débit < 1 l/s) de fond de vallon, d'un intérêt réduit.

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

Aquifère du Lias inférieur

Au-dessus des formations argileuses de la base (Hettangien basal ou Trias supérieur ?), qui constituent un mur imperméable, les dépôts carbonatés de l'Hettangien, du Sinémurien et du Lotharingien, constituent un réservoir aquifère de fissures et de chenaux karstiques, limité au toit par les faciès argileux du Carixien et du Domérien inférieur.

Sur le territoire de la feuille, on distingue du Sud au Nord :

- le prolongement occidental du causse de Fontanges, où se localise les sources du Sauvage, de La Tricherie et de Saint-Martin, qui ont un débit d'étiage inférieur à 5 l/s ;
- la terminaison occidentale du causse de Souyri drainé, sur le territoire de la feuille, essentiellement par les sources de Panat et de Pessengues, qui ont un débit supérieur à 5 l/s en étiage ;
- au Nord d'Anglars-Saint-Félix et de Saint-Félix, la prolongation méridionale du causse de Montbazens.

Il existe également, au sein des formations marneuses du Lias supérieur, un aquifère karstique dans le Domérien supérieur calcaire, mais son extension est réduite.

Aquifère du Jurassique moyen-supérieur

Le Jurassique moyen forme un aquifère karstique perché, limité au mur par les marnes toarciennes. Le corps sédimentaire correspondant (Bajocien, Bathonien) affleure dans l'angle nord-est de la feuille où il représente l'extrémité occidentale du causse Comtal ; celui-ci, qui se développe principalement sur la feuille voisine Rodez, renferme le système karstique de Salles-la-Source (Dodge, 1983). Des traçages ont mis en évidence un véritable delta souterrain ; les sources de Laroque (débit d'étiage < 5 l/s) et de Salles-la-Source (débit d'étiage < 45 l/s) étant les principaux exutoires d'un collecteur drainant l'ensemble du causse Comtal et se localisant à l'Est, principalement sur la feuille Rodez.

Aquifère des formations superficielles

À l'image des différents faciès pétrographiques, les formations superficielles de la feuille Rieupeyroux sont très diversifiées ; on peut toutefois les classer dans trois groupes : les formations d'altération, la formation de Compolibat, et la « Terre des causses ».

Les formations détritiques d'altération et la formation de Compolibat sont presque toujours emballées dans une matrice argileuse. Toutefois, quelques faciès à matrice légèrement sableuse, sur substratum imperméable, peuvent présenter une certaine perméabilité et donner des petites sources d'un intérêt réduit (débit < 1 l/s).

La Terre des causses (terra rossa), supportée par les calcaires liasiques, n'est pas aquifère ; cependant, elle contribue, par sa nature filtrante, à une amélioration locale de la qualité des eaux du karst sous-jacent.

Aquifère des alluvions des vallées principales

Les vallées, de l'Aveyron, de l'Alzou, et de l'Ady au Nord de Blanzac, possèdent des dépôts alluviaux récents (Fz). Ces alluvions constituent un aquifère généralement subordonné à la rivière. « Quelques puits ont un débit d'exploitation supérieur à 20 l/s. La qualité chimique des eaux dépend de celle des rivières, ce qui rend, *a priori*, ces aquifères très vulnérables ; cepen-

dant, lorsque les conditions sont favorables, les eaux bénéficient d'une filtration en traversant le matériau alluvial. » (Dodge, 1983).

RESSOURCES MINÉRALES

Matériaux de carrières

Les possibilités en matériaux divers sont relativement limitées sur l'ensemble de la feuille et n'ont été que peu sollicitées en raison de la vocation essentiellement agricole de la région et de l'absence d'agglomérations importantes.

Un certain nombre de petites carrières ont exploité, autrefois, les *calcaires jurassiques* pour l'empierrement et la construction. Elles se sont essentiellement intéressées aux calcaires lotharingiens, aux alentours de Nuces. Deux carrières sont encore en activité pour la confection de granulats à Balsac et Goutrens. L'essentiel des ressources se situe sur les plateaux de la Cau et de Nuces.

Les *grès infraliasiques* ont été utilisés autrefois comme pierres à bâtir dans le secteur au Sud de Rignac où ils sont susceptibles de présenter une cohésion suffisante. Toutefois, les possibilités de cette formation ne paraissent pas offrir un intérêt autre qu'historique.

Les *grès rouges permien*s ont été abondamment utilisés pour la construction traditionnelle dans la vallée de l'Ady. Aucune exploitation n'est plus visible aujourd'hui et ni la puissance, ni la fréquence des intercalations gréseuses susceptibles d'être utilisées dans une formation à dominante pélitique, ne permettent d'envisager l'exploitation moderne de ces matériaux.

Parmi les formations hercyniennes, seuls les *orthogneiss œillés de Rodez* donnent lieu à une exploitation active pour confection de granulats près d'Ampiac dans l'Est de la feuille.

Quelques exploitations anciennes ont sollicité les « *porphyroïdes* » enrichis en silice en bordure du batholite granitique de Villefranche, notamment au Sud de Compolibat.

La *granodiorite de Villefranche* a été également utilisée localement soit pour la confection de moellons soit, le plus souvent, dans ses faciès arénisés, comme sable et gravier.

Gîtes et indices minéraux

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Tous les sondages déclarés effectués à la date de parution de cette carte sont répertoriés par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier. Les plus significatifs sont signalés sur la carte géologique et leurs résultats résumés sont présentés ci-dessous dans leur ordre d'inscription au fichier.

Exemple :

883 = numéro indicatif de la coupure Rieupeyrroux à 1/50 000

1 = numéro du huitième de feuille considéré

1 = numéro d'entrée du fichier dans le huitième considéré

L'exemplaire original des feuilles IGN où sont portés ces ouvrages, ainsi que la documentation correspondante, sont consultables au BRGM, agence régionale Midi-Pyrénées, Toulouse.

883.1.1. Hettangien : alternances de calcaires lithographiques, oolitiques, de dolomies et dolomies argileuses. *45,5 m* (cote finale).

883.1.2. Hettangien : alternances de calcaires lithographiques, calcaires argileux dolomies, marnes et rares calcaires oolitiques. *44 m*

883.1.3. Hettangien : alternances de calcaires lithographiques, dolomies rares calcaires oolitiques et marnes grises ou vertes. *18 m*

883.2.1. Hettangien : alternances de calcaires, dolomies, marnes. *18 m* ;
Hettangien basal détritique : grès, argiles bariolés lie-de-vin ou vertes à passées conglomératiques à graviers de quartz. *28,75 m*

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Causses, Cévennes, Aubrac** par J. Rouire et C. Rousset (1980), Paris : Masson édit. *Itinéraire 10* : Millau, Espalion, Decazeville.

BIBLIOGRAPHIE

ALIBERT D. (1984) — Modèle de dépôt des filons à barytine et fluorine jaune du Rouergue occidental, région de Rignac-Montbazens. Thèse, Orléans.

BARD J.P. (1980) — Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris : Masson édit., 192 p.

- BARREAU H. (de) (1841) — Aperçu géologique du département de l'Aveyron. *Annuaire du département de l'Aveyron*, p. 69.
- BERGERON J. (1885) — Sur le terrain permien des départements de l'Aveyron et de l'Hérault. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 101.
- BERGERON J. (1889) — Étude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau central (thèse, Paris). *Ann. sci. géol.*, XXII, 362 p.
- BERGERON J. (1904) — Feuilles de Saint-Affrique et du Vigan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, p. 94-97.
- BERGERON J. (1905) — Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 362-363.
- BERGERON J., DEREIMS A., THEVENIN A. (1910) — Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Rodez, 1^{re} édition. *Serv. Carte géol. Fr.*
- BICKLE M.J., ARCHIBALD N.J. (1984) — Chloritoid and staurolite stability : implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *J. Metamorphic Petrol.*, 2 (3), p. 179-203.
- BLAVIER (1806) — Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, t. XIX (109-112)-XX (116-118).
- 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*, sér. 2, sect. I (4), p. 315-339.
- 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. II.
- BOISSE A. (1858) — Carte géologique à 1/200 000 du département de l'Aveyron. Paris : Imprimerie nationale.
- BOISSE A. (1870) — Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Paris : Imprimerie nationale.
- BOISSE de BLACK Y. (1933) — Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 188, t. XXXVI.
- BONIJOLY D. (1980) — Étude structurale et minéralisation d'une plateforme carbonatée : le Quercy (thèse 3^e cycle, Orléans). *Doc. BRGM*, n° 26, 303 p.
- BOUQUET C. (1983) — Contribution à l'étude des minéralisations du seuil ruthène. La structure sédimentaire de Montfalgoux—Le Tayrat. *Rapp. BRGM* 83 D30 007.

BOURGES P. (1986) — Sédimentation alluviale et tectonique extensive dans le Permien du détroit de Rodez. Thèse, Toulouse.

BOUROULLEC J., DELFAUD J., GAUTIER J., LENGUIN M. (1913) — Étude sédimentologique de la plate-forme interne carbonatée du Quercy du Bathonien au Callovien. *Bull. SNEA (P)*, vol. 7, n° 2.

BROUSSE R., LEFÈVRE C. (1990) — Le volcanisme en France. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson édit., 262 p.

BOUTET C. (1981) — Étude palynoplanctonologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud-Quercy. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 161 p.

BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A.F. (1986) — Le massif du Lézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental (Massif central). Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie de la France*, 3, p. 229-272.

BURG J.P., DELOR C.P., LEYRELOUP A.F., ROMNEY F. (1989) — Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif central, France): P-T record from mineral to regional scale. *Geol. Soc. spec. pub.*, 43, p 423-439.

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 (4), p. 3-30.

CANINE M. (1963) — Sur l'âge et la condition de sédimentation des formations détritiques de base de la série secondaire entre le Lot et l'Aveyron. Coll. sur le Trias. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 321-338.

CANINE M. (1960) — Sédimentologie stratigraphique du Lias et de l'Infra-lias entre le Lot et l'Aveyron. Thèse 3^e cycle, Bordeaux.

CHÂTEAUNEUF J.J. *et al.* (1982) — Inventaire des séries uranifères d'Europe. Permien et milieux continentaux. Rapp. BRGM 82 SGN 124 GEO.

CHATTERJEE N.D., JOHANNES W. (1974) — Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, p. 89-114.

COLLOMB P. (1963) — Les terrains cristallins du Rouergue. Thèse État, Paris.

COLLOMB P. (1970) — Étude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 419 p.

CUBAYNES R. (1986) — Le Lias du Quercy méridional. Thèse, Toulouse, Strat. sér. 2, vol. 6, 574 p.

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., GIRAUD 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, t. 305, sér. II, p. 589-595.

DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A.F. (1984) – Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the french Massif central. *J. Metamorphic Geol.* (2), p. 55-72.

DELOR C., LEYRELOUP A.F., BODINIER J.L., BURG J.P. (1986) – Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif central, France) : nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, 11, p. 739-744.

DELSAHUT B. (1981) – Dynamique du bassin de Carmaux et géologie du Stéphanien des environs entre Belmont et Najac. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

DEMAY A. (1931) – Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne antéstéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5 (1), p. 663-696.

DEREIMS A. (1909) – La feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIX, n° 122.

DODGE E.D. (1983) – Hydrogéologie des aquifères karstiques du causse Comtal (Aveyron, France). Thèse, univ. libre Bruxelles, 621 p., 1 carte.

DURAND J. (1932) – Granites, gneiss et micaschistes du Rouergue. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.

DURAND J. (1938-1939) – Révision de la feuille de Rodez au 80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXVI (187), p. 163-177.

DURAND-DELGA M. (1979) – Le massif de la Grésigne, Tarn : ses enseignements géologiques. Congrès A.P.B.G., Toulouse.

EMBERGER A., PÉRICHAUD J.J. (1979) – Carte des ressources minérales du Massif central, 1/1 000 000. Introduction à la connaissance des gisements minéraux. Orléans : BRGM édit.

FABRE G. (1890) – Le Permien dans les départements de l'Aveyron, la Lozère, le Gard et l'Ardèche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVII.

FOISSY B. (1981) — Est de la feuille de Villefranche-de-Rouergue, zone ERTS, résultats des recherches. Travaux effectués dans le cadre de la convention passée entre l'établissement public régional Midi-Pyrénées et le BRGM. Rapp. BRGM 81 RDM 002 FE.

FORTUNE J.P., TOLLON F. (1976) — Scheelite et cassitérite dans la granulite de La Capelle-Bleys, Aveyron. *Bull. Soc. min. crist.*, t. 99, n° 5, p. 328-330.

FOURNIER E. (1984) — Le Permien, le Trias, le Jurassique de la feuille Cahors. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 51, VIII, p. 263-278.

FUCHS Y. (1969) — Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse, Nancy.

GHENT E.D., STOUT M.S. (1981) — Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-grenat-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 92-97.

GRITTI C. (1970) — Les gisements de barytine de l'Aveyron et de sa bordure orientale. Thèse, Toulouse.

GRITTI C. (1971) — Le filon barytique de Colombières. 96^e Congr. soc. sav., Toulouse, t. 2, p., 581-596.

GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) — Les nappes varisques de l'albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. *Document du BRGM*, n° 135, 259 p., 4 annexes.

GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC C. (1986) — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. *Géologie de la France*, 3, p. 309-337.

GOUJOU J.C., GOLBERG J.M., LEYRELOUP A. (1988) — Réactions de décarbonatation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). 1 : Formation de biotite et de plagioclase. *C.R. Acad. Sci.*, Paris.

GREEN T.H., HELLMAN P.L. — Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, p. 253-266.

GRIGNAC C. (1983) — Contribution à l'étude des sédiments détritiques posthercyniens de la bordure sud-est du Massif central (France). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 211 p.

HODGES K.V., SPEAR F.S. (1982) — Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilonke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, p. 1118-1182.

HOLDAWAY M.J. (1971) — Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, p. 97-131.

HUGEN S. (1983) – Le leucogranite de La Capelle-Bleys, Aveyron, et ses minéralisations en étain-tungstène. Thèse, Toulouse.

KERRICK D.M. (1968) – Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 18 kilobars and 3,9 kilobars water pressure. *Am. J. Sci.*, 266, p. 204-214.

KOONS P.O., THOMPSON A.B. (1985) – Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, 50, p. 3-30.

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.

LAFON J.M. (1986) – Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Montpellier, 152 p.

LÉVÊQUE M.H. (1985) – Mise en évidence d'un témoin d'un socle précambrien dans le Massif central français : l'orthogneiss des Palanges (Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, p. 277-282.

MÉLOUX J. (1980) – Carte des gîtes minéraux de France, 1/500 000, feuille Marseille. Orléans : BRGM édit.

MERGOIL-DANIEL J. (1970) – Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français (thèse). *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, 42, 304 p.

MEYZINDI C. (1985) – La jonction Albigeois cristallin - Rouergue cristallin (Tarn et Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution hercynienne du Massif central français. Thèse, Bordeaux, 348 p.

MEZGER K., BOHLEN S.R., HANSON G.N. (1990) – Metamorphic history of the Archean Pikwitonei granulite domain and the Cross Lake Subprovince, Superior Province, Manitoba. *Canada J. Petrol.*, 31 (2), p. 483-517.

MOULINE M.P. (1989) – Les épandages conglomératiques de l'Éocène inférieur à l'Oligocène dans le Castrais et l'Albigeois. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XX, n° 2, p. 215-219.

MUGNIER C. (1962) – Essai sur l'hydrogéologie et la paléohydrologie du causse Comtal (Aveyron). *Annales de Spéléologie*, n° 17, p. 509-537.

MURATET B. (1983) – Géodynamique du Palogène continental en Quercy-Rouergue. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

NICOLLET C. (1978) – Pétrologie et tectonique des terrains cristallins antépermiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM*, 2^e sér., I (3), p. 225-263.

ODIN B., DOUBINGER J., CONRAD G. (1986) – Attribution des formations détritiques rouges du Permien du Sud de la France au Thuringien d'après l'étude du bassin de Lodève : implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques. *C.R. Acad., Sci., Paris, sér. II*, t. 302, n° 16, p. 1015-1020.

PÉLISSIÉ T. (1982) – Le causse jurassique de Limogne en Quercy ; stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

PIERROT R. *et al.* (1978) – Inventaire minéralogique de la France, n° 7 : Aveyron. Orléans : BRGM édit.

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.

PIN C., PEUCAT J.J. (1986) – Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 461-469.

POWELL R., EVANS J.A. (1983) – A new geobarometer for the assembly biotite-muscovite-chlorite-quartz. *Metamorphic Geology*, 67, p. 331-336.

PULOU R. (1962) – Compte rendu de l'excursion dans l'Aveyron et le Tarn en mai 1962. *Bull. Soc. fr. crist.*, t. 85, p. 254.

PULOU R. (1962) – Note de minéralogie aveyronnaise. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 3-4, p. 335-339.

RICHARDSON S.W. (1968) – Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9 (3), p. 467-488.

ROCHE J. (1979) – État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapp. BRGM 79 SGN 550 MPY, 30 p., 5 planches.

RODRIGUEZ S. (1983) – Cartographie géologique et géotechnique des formations superficielles et des mouvements de terrain : Rieupeyroux 1/50 000. Thèse 3^e cycle, École des mines de Paris et univ. Paris VI.

ROLANDO J.P. (1985) – Étude sédimentologique et structurale des formations continentales du bassin permien de Rodez (Aveyron, France). Rapp. D.E.A., Toulouse, 71 p.

ROQUES M. (1941) – Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol., Fr.*, 530 p.

ROMNEY F. (1985) – Mise en évidence d'un métamorphisme inverse associé aux charriages varisques dans le Rouergue cristallin : étude pétrologique et structurale de la région Le Vibal-Rieupeyroux. D.E.A., Montpellier, 54 p.

SALJE (1987) – Heat capacities and entropies of andalousite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs. *American Mineralogist*, 71, p. 1355-1366.

SANTOUIL G. (1980) – Tectonique et microtectonique comparées de la distension permienne et de l'évolution post-triassique dans les bassins de Lodève, de St-Affrique et de Rodez. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

SEIFERT F. (1970) – Low temperature compatibility relations of cordierite in haplopetites of the system $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *J. Petrol.*, 11, p. 73-99.

SERRES M. (de) (1844) – Notice géologique sur le département de l'Aveyron. *Mém. Couron. et mém. des savants étrangers de l'Acad. roy.*, Bruxelles, XVIII, 96 p.

SIGONNEAU-RUSSEL D., RUSSEL D.E. (1925) – Présence de polycassures caséidées dans le Permien français. Colloque intern. CNRS, Paris, n° 218, p. 365-370.

SIMON-COINÇON R. (1989) – Rôle des paléo-altérations et des paléo-formes dans les socles. L'exemple du Rouergue (Massif central français). Thèse, Paris I. Mém. sci. Terre, École des mines de Paris.

THÉVENIN A. (1896-1906) – Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1896-1906.

THÉVENIN A. (1902-1903) – Étude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 95, t. XIV, 203 p.

THOMPSON A.B. (1970) – A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am. J. Sci.*, 268, p. 454-458.

THOMPSON A.B. (1976) – Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X(Fe-Mg) phase relation. *Am. J. Sci.*, 276, p. 425-454.

VASSEUR G. (1890) – Contribution à l'étude des terrains tertiaires du SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. II, n° 19.

VETTER P. (1968) – Géologie et paléontologie des bassins de Decazeville, de Figeac et de Rodez. Aurillac: Imp. Moderne.

WINKLER H.G.F. – Petrogenesis of metamorphic rocks. 3^e édition. Berlin: Springer Verlag, 320 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Rodez* :

1^{re} éd. (1910) par J. Bergeron, A. Dereims, A. Thevenin

2^e éd. (1938) par J. Durand

3^e éd. (1969) par R. Gèze, P. Collomb.

Carte géologique de la France à 1/50 000

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

Feuille *Naucelle*, par J.P. Burg, A.F. Leyreloup, B. Alabouvette, C. Teyssier, C. Delor, A. Giraud, C. Meyzindi, R. Simon-Coinçon, J.G. Astruc (1991)

Feuille *Rodez*, par J.P. Burg, A.F. Leyreloup, B. Alabouvette, J.F. Becq-Giraudon, C. Delor, Y. Fuchs, A. Lefavrais-Raymond, H. Paloc, F. Romney (1988)

Feuille *Salles-Curan*, par J.P. Burg, A.F. Leyreloup, C. Delor, C. Teyssier (1989)

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Midi-Pyrénées, av. Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP (terrains cristallins et cristallophylliens) ;
- B. ALABOUVETTE, A. LEFAVRAIS-RAYMOND (terrains sédimentaires) ;
- J.G. ASTRUC (hydrogéologie) ;
- C. VAUTRELLE (gîtes minéraux).

Coordination : B. ALABOUVETTE

Présentation au CCGF : 29 novembre 1989

Acceptation de la carte et de la notice : 20 novembre 1990

Impression de la carte : 1992

Impression de la notice : octobre 1992

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Vaureilles	1.4001	Ba	Quartz Barytine	Filon 80°	Granite	Ancienne exploitation, il reste un puits fermé en surface.
Privezac	1.4002	Ba	Barytine	Filon 90°	Gneiss	Gîte en préparation en vue de son exploitation en 1990.
Pont de Compolibat	1.4003	F	Fluorine Marcassite Galène	Filonnet	Leucogranite	Minéralisation dans les fissures de la mylonite exploitée en carrière pour matériaux d'empierrement.
Puech de Compolibat - 1	1.4004	F, U	Quartz Fluorine Barytine Marcassite Limonite Chalcopyrite Autunite Torbernite	Filonnet 10°	Leucogranite	Minéralisation dans les diaclases, recherche uranium en 1955-1959. Gîte exploré par sondages jusque 65 m de profondeur en 1971-1975 par Sogerem. Teneur 15 à 65 % Ca F ₂ .
Les Igues de Compolibat	1.4005	W, Sn	Scheelite Cassitérite	Disséminé	Conglomérat Argile	Rainurages le long des ruisseaux. Teneur maximale : 118 g/t W et 27 g/t Sn.
Labro	1.4006	Ba, F	Quartz Barytine Fluorine	Filon 105°	Granite	Visible dans les labours. A peut-être été exploité anciennement.
Filon 3	1.4007	Ba	Quartz Barytine	Filon 110°	Granite	Alignement sur 500 m d'affleurements et de volantes.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Filon 4	1.4008	Ba	Quartz Barytine	Filon 100°	Granite	Affleurements et volantes.
Filon 5	1.4009	Ba, F	Quartz Barytine Fluorine	Filon	Granite	Affleurements visibles en 2 points distants de 200 m.
Filon 8	1.4010	Ba	Barytine	Filon	Micaschiste Granite	Filon affleurant dans un septa de micaschiste pris en enclave dans la masse granitique.
Cantaranne	1.4011	Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende	Filon 90-110° Pendage : 80° Puissance : 0,6 à 3,6 m	Granite	Ancien défilage à ciel ouvert. En 1983 le gîte était en exploitation au niveau - 45 m.
Ruisseau de Cantaranne	1.4012	Ba	Quartz Barytine	Filon 110°	Granite	Ancienne exploitation par tranchées.
Favars	1.4013	Ba	Barytine	Filon Volantes	Granite	Alignement de volantes marqué de dépressions.
Cavalié - La Coste	1.4014	F	Quartz Fluorine Galène Pyrite	Filon 100 à 130°	Granite Brèche mylonitique	Campagne de recherches Sogerem : tranchées, géophysique, 8 sondages inclinés.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Boudoumie	1.4015	F	Quartz Fluorine Galène Pyrite Chalcopyrite Barytine Calcite Sidérite	Filon 80-90° Pendage : 63 à 68°	Granite Gneiss	Recherches Sogerem : géochimie, tranchées, géophysique, sondages inclinés.
Colombiès-Salette	2.4001	Ba	Quartz Barytine Fluorine Pyrite Chalcopyrite Galène Manganite Pyromorphite Malachite	Filon 330° Pendage : 75 à 80° Puissance : 0,5 à 6 m	Micaschiste	Descenderie, un travers-bancs de 1 000 m, 4 niveaux jusque 125 m, 2 000 m de galeries. Production 150 000 t de barytine. Recherche d'extension par sondages. Reprise de l'exploitation en 1962 au rythme de 200 000 t/an de Ba SO ₄ .
Garillac	3.4001	Ba	Quartz Barytine Fluorine Sidérite Marcassite Pyrite Chalcopyrite	Filon 80° Pendage : 75° Puissance : 0,5 à 3 m	Micaschiste	Une exploitation artisanale en 1975-1976. En 1981, une trentaine de mètres en dénivelé étaient exploités.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Balsac	4.4001	Cu	Malachite Azurite Pyrite	Stratiforme	Grès permien	
Combret	5.4001	Sn, W, U	Quartz Scheelite Cassitérite Wolframite Tourmaline Blende Chalcopyrite Apatite Mispickel Pyrrhotite Bismuthinite Autunite Chalcocite	Filonnets	Leucogranite	Minéralisation dans les fissures et fractures et disséminées dans le leucogranite. Recherches par tranchées et sondages percutants.
Puech de Compolibat - 2	5.4002	W, Sn	Quartz Scheelite Wolframite Cassitérite Apatite Magnétite Mispickel Pyrite	Filonnets 30° et 110°	Leucogranite	Tranchées et sondages percutants.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Laval	5.4003	Pb	Quartz Limonite Pyromorphite	Filon 70°	Leucogranite	
Jaux	5.4004	Cu, Fe	Quartz Gœthite Limonite Malachite	Filon	Micaschiste	Vieux travaux, haldes.
Vezi	5.4005	Pb, Zn	Quartz Calcédoine Barytine Blende Galène Marcassite Pyromorphite Limonite Cérusite	Filon 100-120° Pendage : 70 à 90°	Schiste Micaschiste	Exploité à l'époque gallo-romaine pour le plomb argentifère, redécouvert en 1865. Reprise et exploité de 1893 à 1901. Recherche en 1958 : campagne de sondages, géophysique, approfondissement du puits à - 170 m. Production : 850 t Zn, 500 t Pb, 2 t Ag.
Veze	5.4006	Mn	Manganèse oxydé Cuivre	Filon	Gneiss	Très anciens travaux.
Laval-2	5.4007	U	Torbernite	Filonnet Fracture	Leucogranite	
Montbressous	5.4008	Pb, Zn			Granite	Prospection BRGM 1978-1980 : alluvion et géochimie tactique et stratégique multi-élément.

ANNEXE : *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Bousquet	5.4009	U			Leucogranite	Dans le permis de Miquels, recherches par sondages effectués par la Scumra.
Fon Redon	5.6001	As, Sb	Quartz Mispickel Pyrite Sulfoantimoniure Chalcopyrite Malachite	Filonnet	Leptynite	Indice situé dans une petite carrière. La prospection géochimique multi-éléments a décelé des anomalies en B, As et Sb, complémentées par des prélèvements et échantillonnage en stream et fond de vallée. Géophysique, sondages percutants et carottés.
<p>Les autres anomalies issues de l'inventaire du territoire métropolitain se répartissent ainsi :</p> <ul style="list-style-type: none"> – <i>L'Aurial</i>, à l'Est de Goutrens, 11 points anormaux Sb orientés E-W, prospection alluvionnaire pour or. – <i>Roucaillou</i>, au Sud de Goutrens, Sb-Pb, 6 points erratiques, faibles indices de barytine. – <i>Issaligné</i>, Pb Zn, au Nord de Balzac. – <i>Peyrignagols</i>, Pb-Zn-Sb, au Sud de Seveyrac. – <i>Luc</i>, Zn-Sb, au Nord de Belcastel. – <i>Boutes-Curou</i>, Pb-Zn, près de la baraque de Gussan, 8 points dans le gneiss leucocrate. – <i>Creyssac</i>, Pb-Zn, Ag, Mo, 20 points dans l'Hettangien du causse de Montbazens. – <i>Cantaranne W</i>, près de Privezac, géochimie tactique, prospection alluvionnaire et lampe U.V. <p>Dénomination des filons d'après D. Alibert (1984).</p>						

