

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

SAINT-ANDRÉ- DE-VALBORGNE

par

**M. FAURE, P. BROUDER, J. THIERRY,
B. ALABOUVETTE, A. COCHERIE, V. BOUCHOT**



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-ANDRÉ-DE-VALBORGNE À 1/50 000**

par

**M. FAURE, P. BROUDER, J. THIERRY, B. ALABOUVETTE,
A. COCHERIE, V. BOUCHOT**

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : BROUDER P., ALABOUVETTE B., FAURE M. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-André-de-Valborgne (911). Orléans : BRGM. Notice explicative par Faure M., Brouder P., Thierry J., Alabouvette B., Cocherie A., Bouchot V. (2009), 138 p.

– *pour la notice* : FAURE M., BROUDER P., THIERRY J., ALABOUVETTE B., COCHERIE A., BOUCHOT V. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-André-de-Valborgne (911). Orléans : BRGM, 138 p. Carte géologique par Brouder P., Alabouvette B., Faure M. (2009).

© BRGM, 2009. 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 : 978-2-7159-1911-2

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	10
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	12
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES ET FILONIENNES</i>	29
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	32
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	46
<i>MÉGASTRUCTURES RÉGIONALES</i>	46
<i>APERÇU MICROSTRUCTURAL DES ÉVÈNEMENTS</i> <i>TECTONO-MÉTAMORPHIQUES</i>	56
<i>CADRE TECTONIQUE RÉGIONAL DU PLUTONISME</i> <i>SYNTECTONIQUE</i>	62
<i>ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE</i>	64
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE	67
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE	80
HYDROGÉOLOGIE	83
GÎTES MINÉRAUX	83
MATÉRIAUX ET CARRIÈRES	93
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	93
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	95
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	100
<i>ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE</i>	110

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 -	Logs lithostratigraphiques des différentes nappes de l'unité para-autochtone des Cévennes	hors texte
Fig. 2 -	Bloc diagramme synthétique montrant la superposition des événements D1 et D2	55
Fig. 3 -	Planche photographique	hors texte
Fig. 4 -	Bloc diagramme montrant les plis droits synschisteux et les cristallisations métamorphiques de l'événement D3	60
Fig. 5 -	Carte structurale des plutons granitiques du Sud-Est du Massif central montrant les linéations magnétiques déduites par ASM et les linéations minérales observées dans l'auréole métamorphique autour de ces plutons (Joly <i>et al.</i> , 2009)	hors texte
Fig. 6 -	Carte des isogrades de la biotite et du grenat du métamorphisme post-folial	hors texte
Fig. 7 -	Histogramme de fréquence des âges U-Pb sur zircon obtenus dans la datation des formations volcano-sédimentaires des Schistes de Cévennes	68
Fig. 8 -	Schéma structural du Sud-Est du Massif central montrant la superposition des unités lithostructurales et la succession des trois événements tectoniques principaux	hors texte
Fig. 9 -	Répartition spatiale des gîtes antimonifères au sein de deux couloirs NNE-SSW	hors texte
Fig. 10 -	Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tir laser) sur un mica blanc (éch. X36B) extrait de la veine antimonifère de Terraillon	90
Fig. 11 -	Carte des arrêts de l'itinéraire géologique, Florac-Saint-du-Gard-Florac par la Corniche des Cévennes et le Marquairès : la partie méridionale de l'ensemble para-autochtone et le pluton de l'Aigoual-Saint-Guiral-Liron	94

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 -	Tableau synoptique des événements tectoniques et métamorphiques des Cévennes. Les termes D1, D2, D3, D4 n'ont qu'une valeur locale à l'échelle de l'Unité para-autochtone des Cévennes	54
Tabl. 2 -	Gîtes minéraux recensés sur le territoire de la carte Saint-André-de-Valborgne	84
Tabl. 3 -	Succession paragénetique des gisements antimonifères (type Collet de Dèze) de la feuille Saint-André-de-Valborgne	88

RÉSUMÉ

Les « Micaschistes des Cévennes » constituent la majeure partie de la feuille Saint-André-de-Valborgne. Ce sont des séricistochistes et des micaschistes, disposés en trois bandes résultant de la répétition tectonique d'un même ensemble, qui dérivent de roches d'origine sédimentaire : pélites, siltites et arénites issues de dépôts terrigènes turbiditiques. Quelques horizons de matériel volcanique d'âge ordovicien moyen y sont intercalés. Au Sud de la feuille, l'orthoigneiss de Peyroles est un granite d'âge silurien inférieur (daté à 433 ± 4 Ma), intrusif dans la série sédimentaire avant son évolution tectonométamorphique varisque.

La série sédimentaire paléozoïque et l'intrusion granitique ont ensuite connu des évolutions tectoniques et métamorphiques communes au cours de l'orogénèse varisque, comme l'ensemble du Massif central français. Des déformations ductiles très pénétratives, formées par cisaillement, sont reconnaissables à toutes les échelles d'observation et réparties en plusieurs épisodes. Elles sont intimement associées aux transformations minéralogiques. Le principal épisode métamorphique, de faciès schistes verts à amphibolite inférieur, a été daté vers 340 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur populations de biotite ou d'amphibole.

L'évolution tectonométamorphique s'achève au Carbonifère moyen à supérieur par la mise en place des plutons granitiques du Mont-Lozère-Borne au Nord et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron au Sud, finissant par l'injection de filons de microgranites et de lamprophyres.

Le relief alors établi est soumis à une érosion intense qui aboutit dès le Stéphanien, à la formation des bassins houillers d'Alès et de la Grand-Combe développés plus à l'Est (sur les feuilles d'Alès et Bessèges). Ceux-ci sont des bassins syntectoniques contemporains de l'extension post-orogénique varisque, mais une partie des déformations (plis et écailles) est due à la tectonique post-varisque, vraisemblablement pyrénéenne puisque les séries mésozoïques qui recouvrent les dépôts houillers sont aussi déformées.

Au Permien, l'érosion active s'achève par une pénélplanation générale des Cévennes. Les dépôts permien ne sont pas représentés sur la feuille Saint-André-de-Valborgne. Ils sont connus plus au Nord sur la feuille de Largentière et au Sud-Ouest vers Lodève. On peut cependant rapporter à cette phase d'érosion la rubéfaction anté-triasique bien développée dans les micaschistes des Cévennes puisqu'elle est scellée par les arkoses du Trias.

La surface ainsi nivelée va accueillir les dépôts qui constitueront la couverture mésozoïque. Celle-ci débute par un Trias détritique qui repose en discordance sur l'ensemble des terrains arasés du Paléozoïque supérieur. Au-

dessus, des formations jurassiques essentiellement carbonatées se sont déposées jusqu'au Bathonien inclus. Cette couverture mésozoïque du socle hercynien a été largement décapée sans doute au cours même du Mésozoïque et surtout au Cénozoïque. Elle n'a été conservée que dans deux secteurs réduits :

– au Nord-Ouest dans le Petit Causse de l'Hospitalet, prolongé vers le Nord sur la feuille Génolhac par le Petit Causse de Tardonnenche. Cette unité géographico-géologique est séparée du Causse Noir, du Causse Méjean et du Causse de Sauveterre qui s'étendent plus à l'Ouest respectivement sur les feuilles Meyrueis et Florac, par la vallée du Tarnon d'orientation nord-sud. Les séries représentées débutent au Trias et les terrains les plus jeunes conservés appartiennent au Jurassique moyen-Dogger, Bathonien inférieur ;

– au Sud-Est dans la région de Saint-Jean-du-Gard – Mialet – Col d'Uglas, qui appartient au Domaine Sous-Cévenol dont les séries mésozoïques sont largement étendues et développées sur les feuilles Le Vigan, Anduze et Alès. Les unités représentées débutent aussi au Trias mais les terrains les plus jeunes conservés ne dépassent pas le Jurassique inférieur-Lias inférieur, Sinémurien supérieur.

La tectonique cassante amorcée probablement dès la mise en place des granoïdes et l'ouverture des bassins houillers, se poursuit pendant le Mésozoïque (rifting téthysien), puis au Tertiaire avec la tectonique pyrénéenne (Éocène) et le rifting oligocène.

ABSTRACT

Most of the Saint-André-de-Valborgne map area is underlain by the "Micaschistes des Cévennes" or Cevennes micaschist. This unit consists of sericite schist and micaschist, occurring as three packages that are the result of tectonic repetition of the same package. Originally this was sedimentary rock (claystone, siltstone and sandstone) deposited as terrigenous turbidites. A few horizons of Middle Ordovician volcanic rock are intercalated in the micaschist. In the south of the map area, the Peyroles orthogneiss is an Early Silurian granite dated at 433 ± 4 Ma, which intruded the sedimentary succession before it was affected by Variscan tectono-metamorphics.

Afterwards, during the Variscan orogenesis, the Paleozoic sedimentary succession and the granitic intrusion were subjected to the same tectonic and metamorphic evolution as the French Massif Central as a whole. Shearing during several episodes created highly ductile penetrative deformation, which is recognized at all scales of observation and is also associated with mineralogical changes. The main metamorphic episode,

ranging from greenschist to lower-amphibolite facies, was dated at around 340 Ma with the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method on several biotite or amphibole populations.

The tectonometamorphic evolution was completed during the Middle to Late Carboniferous by the emplacement of the Mont Lozère-Borne granite pluton in the north and the Aigoual-St-Guiral-Liron pluton in the south, ending with the injection of microgranite and lamprophyre dykes.

Following this, the old relief was subjected to intense erosion that, from the Stephanian onward, resulted in the creation of the Alès and la Grand-Combe coal basins developed farther east in the Alès and Bessèges map areas. These are syntectonic basins that were contemporaneous with the post-Variscan orogenic extension. However, some of the deformation (folds and thrusts) is of post-Variscan, probably Pyrenean (Eocene), origin as the Mesozoic deposits covering the coal basins are deformed as well.

During the Permian, the active erosion ended with a general peneplanation of the Cevennes. No Permian deposits were found in the St-André-de-Valborgne map area, but they are known to exist farther north on the Largentière sheet, and to the south-west toward Lodève. However, the well-developed pre-Triassic reddening of the Cevennes micaschist can be assigned to this erosion phase as it is sealed by Triassic arkose.

The flat surface thus created was covered by Mesozoic deposits, starting with a Triassic detrital deposit unconformably overlying all Late Paleozoic rocks. Over this, mostly carbonate rocks of Jurassic age were deposited until the end of the Bathonian. During the latter part of the Mesozoic and certainly during the Cenozoic, this cover was mostly removed again by erosion. In fact, it is preserved in only two small areas:

- In the northwest, on the Petit Causse of the Hospitalet, which continues to the north into the Génolhac sheet where it is called the Petit Causse of Tardonnenche. This geographic/geologic unit is separated by the north-south trending Tarnon valley from the Causse Noir, the Méjean Causse and the Sauveterre Causse that are found farther west on, respectively, the Meyrueis and Florac sheets. Here, the rocks start in the Triassic and the youngest conserved units belong to the Early Bathonian (Middle Jurassic).
- In the southeast, in the Saint-Jean-du-Gard/Mialet/Col d'Uglas region that is part of the Sub-Cevennes domain, whose Mesozoic rocks are well developed in the Le Vigan, Anduze and Alès map areas. Here, the units also start in the Triassic, but the youngest conserved ones do not go beyond the Late Sinemurian (Early Jurassic).

The brittle tectonics that probably started with the emplacement of the granite plutons and the opening of the coal basins, continued during the Mesozoic as Tethys rifting, and then during the Tertiary with the Eocene Pyrenean tectonics and Oligocene rifting.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Saint-André-de-Valborgne couvre un territoire qui appartient pour l'essentiel au département de la Lozère. L'extrême bord oriental et la partie tout à fait méridionale sont seuls situés dans le département du Gard. La plus grande part des eaux précipitées sur la feuille est drainée vers la Méditerranée par les Gardons, collecteurs principaux, qui s'écoulent de l'WNW vers l'ESE à partir de la ligne de partage des eaux avec le bassin atlantique. Celle-ci décrit deux branches suborthogonales sur les bords ouest et nord de la feuille. À l'Ouest, venant de l'Aigoual (feuille Meyrueis), elle suit du Sud au Nord un méridien très marginal depuis Ayre de Côte jusqu'au col de Faysses sur la Can de l'Hospitalet. À l'Ouest de cette ligne, les pentes alimentent le Tarnon dont les eaux rejoignent le Tarn tributaire de la Garonne.

Du col de Faysses, la ligne de partage des eaux part à l'Est vers Barre-des-Cévennes, puis le Plan de Fontmort et le Mont-Mars. Elle quitte la feuille au Nord de la maison forestière de Solperan pour rejoindre le col de Jalcreste, laissant au Nord une bande large de 4 km de terrain du bassin de la Mimente, affluent du Tarnon, et qui conduit donc, elle aussi, ses eaux à l'Océan Atlantique.

Le relief est structuré par l'arc coudé portant la ligne de partage des eaux et, greffés sur lui, par les quatre interfluves principaux séparant les Gardons dont trois sont de même orientation que les cours d'eau (soit WNW-ESE), le quatrième, le plus méridional, limitant leur bassin est ouest-est. Les lignes d'orientation générale sont coupées à l'Est par une crête subméridienne, la Montagne de Vieille Morte, qui maintient des altitudes supérieures à 800 ou 850 m et culmine à 920 m.

La crête dominante, ligne de partage des eaux et son prolongement septentrional de la Can de Ferrières, est jalonnée de points hauts, au-dessus de 1 000 m, dépassant parfois 1 100 m. Les interfluves greffés entre 1 150 et 1 070 m s'abaissent vers l'ESE en aval des cours d'eau.

Le modelé de l'érosion caractérisé par l'orientation générale des cours d'eau principaux, est conditionné par la déformation d'une surface de référence : la pénéplaine antétriasique, qui s'est étendue sur toutes les Cévennes. Récemment gauchie et brisée, ses points élevés sont à l'Ouest, portés à 900 m sur le flanc oriental de la Can de l'Hospitalet entre Barre-des-Cévennes et le Pompidou. Elle est à 400 m vers le Collet-de-Dèze au Nord-Est. Sa partie basse est à moins de 200 m à Saint-Jean-du-Gard, indiquant son inclinaison générale vers le Sud-Est.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les terrains métamorphiques constituent le cadre lithologique dans lequel s'insèrent différents types de roches :

- des roches magmatiques intrusives d'origine profonde (granitoïdes et filons) qui s'y sont introduites ;
- des roches sédimentaires, d'origine externe, qui s'y sont déposées en couverture.

Les roches métamorphiques sont donc les plus anciennes de la feuille. Identifiées de longue date (Dumas, 1876 ; Fabre, 1896), elles ont fait l'objet de nombreux travaux pétrologiques, structuraux ou métallogéniques, publiés essentiellement sous forme de thèses (par ex. Espourteille, 1960 ; Roger, 1962, 1971 ; Mazeran, 1969 ; Pellet, 1972 ; Poidevin, 1973 ; Munsch, 1981 ; Rochette, 1984 ; Magonthier, 1988 ; Caron, 1994 ; Rakib, 1996 ; Arnaud, 1997 ; Charonnat, 2000). Ce sont en majorité des roches d'origine sédimentaire allant des quartzites aux micaschistes par tous les types intermédiaires. Elles dérivent essentiellement de pélites, siltites et arénites issues de dépôts terrigènes turbiditiques. Quelques horizons faits de matériel volcanique y prennent place, les mesures géochronologiques réalisées ont permis de montrer que les apports volcaniques les plus récents, ont été datés de l'Ordovicien moyen avec des héritages d'âge Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur.

Au Sud de la feuille, l'orthogneiss de Peyroles est un granite d'âge Paléozoïque inférieur, daté à 433 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircons, intrusif dans les premiers dépôts de la série sédimentaire avant son évolution tectono-métamorphique. Contrairement à une idée très répandue dans les années soixante, il ne s'agit pas d'un « socle ancien » (précambrien ?) sur lequel se seraient déposés des sédiments métamorphisés lors de l'orogénèse varisque.

La série sédimentaire et l'intrusion granitique ont ensuite connu des évolutions tectoniques et métamorphiques communes pendant l'orogénèse varisque comme l'ensemble du Massif central français. Cette évolution se reflète bien dans la minéralogie et dans la structure des roches. Le métamorphisme régional, de faciès schistes verts à amphibolite inférieur, est globalement de faible degré. Des déformations ductiles très pénétratives, formées par cisaillement, sont reconnaissables à toutes les échelles d'observation et réparties en plusieurs épisodes. Elles sont intimement associées aux transformations minéralogiques. Elles sont suivies par des déformations continues souples responsables de plusieurs familles de plis, souvent accompagnés de schistosités de crénulation ou de fracture. Le métamorphisme principal a été daté vers 340 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur populations de biotite ou d'amphibole (Caron, 1994).

L'évolution tectonométamorphique s'achève au Carbonifère moyen à supérieur par la mise en place des plutons granitiques du Mont-Lozère-Borne au Nord et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron au Sud, finissant par l'injection de filons de microgranites et de lamprophyres. Les plutons granitiques sont à l'origine d'un métamorphisme thermique sensible vers le Nord sur toute la feuille de Saint-André de Valborgne.

Le relief alors établi est soumis à une érosion intense qui aboutit dès le Stéphanien, à la formation des bassins houillers d'Alès et de la Grand-Combe développés plus à l'Est (sur les feuilles d'Alès et Bessèges). Ceux-ci sont des bassins syntectoniques contemporains de l'extension post-orogénique varisque, mais une partie des déformations (plis et écailles) est due à la tectonique post-varisque, vraisemblablement pyrénéenne puisque les séries mésozoïques qui recouvrent les dépôts houillers sont aussi déformées.

Au Permien, l'érosion active, s'achève par une pénéplation générale des Cévennes. Les dépôts permien ne sont pas représentés sur la feuille Saint-André-de-Valborgne. Ils sont connus plus au Nord sur la feuille de Largentière et au Sud-Ouest vers Lodève. On peut cependant rapporter à cette phase d'érosion la rubéfaction anté-triasique bien développée dans les micaschistes des Cévennes puisqu'elle est scellée par les arkoses du Trias.

La surface ainsi nivelée va accueillir les dépôts qui constitueront la couverture secondaire. Celle-ci commence par un Trias détritique qui repose en discordance sur l'ensemble des terrains arasés du Paléozoïque supérieur. Au-dessus, des formations essentiellement carbonatées se sont déposées jusqu'au Bathonien inclus (Can de l'Hospitalet).

La tectonique cassante amorcée probablement dès la mise en place des granitoïdes et l'ouverture des bassins houillers, se poursuit pendant le Mésozoïque (rifting téthysien), puis au Tertiaire avec la tectonique pyrénéenne (Éocène) et le rifting oligocène.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte géologique a été établie par P. Brouder pour les formations du socle hercynien et par B. Alabouvette pour la couverture sédimentaire. La coordination d'ensemble de la notice explicative a été assurée par M. Faure. La partie concernant le socle hercynien a été rédigée par M. Faure, en incluant des textes fournis par P. Brouder ; la partie concernant la couverture a été rédigée par J. Thierry et reprend *pro parte* des données de B. Alabouvette ; la partie métallogénie a été rédigée par V. Bouchot ; les datations géochronologiques sur zircon ont été réalisées au BRGM par A. Cocherie (méthode U-Pb), à l'exception des deux mesures par évaporation du plomb qui ont été réalisées par C. Guerrot.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Les « Micaschistes des Cévennes » sont des séricistochistes et de véritables micaschistes, toujours pauvres en horizons d'origine arénacée ou géoso-pélitiques, qui traversent la feuille en trois bandes disposées en éventail s'ouvrant depuis le Sud-Est. Ces bandes sont bien délimitées à la base par un horizon de quartzite (q4) et au sommet, soit par un horizon volcanique (A), soit par un horizon de quartzite (q5). Leur position dans une suite organisée à partir des gneiss de base et les niveaux particuliers qu'elles portent, permettent d'assurer que ces trois bandes sont la répétition tectonique d'un même ensemble.

Unité basale

²χξ. **Unité lithologique inférieure de la série cévenole : micaschistes à muscovite-chlorite, micaschistes quartziques, quartzites micacés, lentilles dispersées de quartzite blanc.** L'encaissant de l'orthogneiss de Peyroles est constitué par une formation d'origine essentiellement terrigène où alternent en horizons irréguliers et d'épaisseurs variées des quartzites micacées, des micaschistes francs, parfois noirs, et des micaschistes quartzeux (**Micaschistes quartzeux des Plantiers**). Quartz, muscovite et chlorite sont les constituants fondamentaux de tous les termes, les minéraux accessoires sont apatite, omniprésente mais très dispersée, des opaques (ilménite, rutile, leucoxène), le zircon. La biotite est aussi un constituant fréquent des micaschistes quartzeux mais elle s'exprime de deux manières différentes. La majeure partie de la biotite est représentée par des lamelles subparallèles qui constituent un des éléments définissant la foliation. D'autres biotites, d'orientation variée, sont obliques sur la foliation. La présence de cette seconde catégorie augmente à l'approche du pluton granitique de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Elle doit être attribuée à l'effet thermique de celui-ci. Ces deux types de biotite se distinguent notamment par leurs teneurs en Ti. Notons que la chlorite et plus discrètement semble-t-il, la muscovite, accompagnent souvent la biotite dans son développement désordonné.

ζP. **Gneiss de Peyroles.** Un corps de gneiss bien délimité, orienté W-E, s'étend au Sud de la feuille entre l'Estréchure et Saint-Jean-du-Gard. Encaissé dans les micaschistes quartzeux de la formation ²χξ, il disparaît à l'Est où il est recoupé par l'intrusion granitique du Liron. Dans sa partie occidentale, il s'étire en doigt de gant large de 400 m environ et se ferme au Sud de l'Estréchure sur la feuille Le Vigan. Il s'élargit rapidement à mi-parcours vers l'Est et s'étale à son extrémité orientale en une avancée

enclavée au Sud dans le granite du Liron sur la feuille Le Vigan. Limité par une surface de foliation, parallèle à la stratification de l'encaissant, il forme une lame concordante avec la foliation régionale inclinée en moyenne de 30 à 40° vers le Nord.

Au toit du gneiss, en bordure nord, le contact est, sur des segments importants, décollé et plissé. Les roches foliées et rétomorphosées portent les marques de reprises tectoniques postmétamorphes. Ce contact septentrional est polyphasé, il est repris par une faille normale ductile dont le mouvement vers le Nord abaisse l'encaissant par rapport à l'orthogneiss. L'épaississement vers l'Est du gneiss pourrait être attribué à des plis isoclinaux d'axe E-W, déversés au Sud, dont le plus remarquable mettrait à l'affleurement en boutonnière anticlinale, entre l'Arénas et les Abrits, un plancher de micaschistes quartzeux (Brouder, 1963, 1964, 1973). De même, au Sud-Ouest de la fermeture occidentale du massif, sur la ligne de crête de l'Asclier (feuille Le Vigan), on note la présence d'un lambeau du même gneiss, isolé à plus de deux kilomètres du corps principal. Ce lambeau est interprété comme un synforme dans des quartzites micacés. Dans ce contexte tectonique, le lambeau de micaschistes-quartzites de l'apex 560, isolé sur le gneiss au Sud-Est de Lascours, appartiendrait aux formations du toit. Cependant, une autre interprétation serait de considérer que les masses de micaschistes quartzeux observées dans le gneiss de Peyroles sont des enclaves de la série encaissante.

On reconnaît dans le gneiss de Peyroles un faciès pétrographique principal qui occupe l'essentiel du corps géologique et quelques faciès subordonnés dont l'origine est parfois primaire mais souvent à attribuer aux déformations syn- ou post métamorphiques qui ont sélectivement détruit une partie des constituants du granitoïde initial et modifié les textures magmatiques formées antérieurement au métamorphisme régional.

Le faciès gneissique principal

Ce gneiss est caractérisé par l'abondance des mégacristaux de feldspath potassique qui lui confère un caractère de gneiss œillé. Les mégacristaux sont le plus souvent une forme ovoïde ou en amygdales, boudinés ou brisés. Quand ils sont moins touchés par la recristallisation syncinématique, ces mégacristaux gardent sans ambiguïté l'héritage de leur habitus automorphe magmatique initial. Ils sont accompagnés par des amandes plurimillimétriques de quartz souvent bleuté. L'ensemble est régulièrement réparti dans une mésostase de quartz et de feldspath avec, moins abondants, des phyllosilicates, biotite surtout, et muscovite accessoire ou absente, groupés en laminae grêles et discontinues. L'orientation planaire générale qui touche à la fois les éléments grossiers et les cloisons de phyllosilicates est contemporaine de la foliation régionale. L'aspect de l'orthogneiss de Peyroles résulte des différences de comportement rhéologique entre le feldspath potassique fragile

et le quartz et les phyllosilicates plus ductiles. La nature et les caractères des deux groupes de constituants sont précisés par l'examen microscopique.

Les porphyroclastes

Les mégacristsaux de feldspath potassique sont du microcline quadrillé, maclé aussi Carlsbad. Les individus sont en général composites, on y voit deux générations de microcline avec parfois en périphérie un remplacement plus ou moins avancé par de l'albite. La première génération de microcline serait antémétamorphe et relictuelle. Les phénocristaux atteignent 2 à 3 cm, ils sont en général étirés ou brisés et recimentés, mais parfois aussi ils sont cisailés et découpés en lanières aplaties dans le plan de foliation. Les cristaux façonnés en amygdales sont eux-mêmes basculés et orientés dans le même plan. Tous sont enveloppés par des recristallisations ou des néoformations métamorphiques comme celles des rubans phylliteux en particulier. Ces caractères font des mégacristsaux des objets primaires antémétamorphes. Certains cependant sont franchement automorphes et d'orientation quelconque ; ils sont abondants entre Soucy et Mourge, ils accentuent l'aspect granitique de la roche.

Le second groupe d'éléments grossiers est constitué par les amandes de quartz atteignant 1 cm de grand axe. Ce sont des monocristaux aplatis dans la foliation, fracturés et déformés dans leur réseau cristallographique comme en témoigne l'extinction onduleuse du quartz observée en lame mince. Ces mégacristsaux, contournés par les feuillettes de micas qui définissent la foliation, appartiennent eux aussi au matériel primaire préservé mais refaçonné par la déformation et le métamorphisme.

La mésostase

Portant les éléments précédents, elle est cloisonnée en cellules allongées par des feuillettes de phyllites (biotite, chlorite, muscovite). Ces cellules composées de quartz, de microcline et d'albite, recèlent, inscrites dans leurs caractères structuraux, l'histoire de la roche : un noyau, polycristallin, formé de grains plurimillimétriques, est entouré par une zone périphérique constituée de cristaux millimétriques ou inframillimétriques dont certains sont allongés. La recristallisation dynamique synmétamorphique est responsable de l'apparition d'un « cortex » de néograins autour d'un « noyau » peu déformé correspondant au grain initial. Ces auréoles de recristallisation sont limitées par les surfaces de cisaillement. Celles-ci sont des zones de friction où germent et se développent les phyllites orientées. Les noyaux sont en conséquence des reliques d'un corps polycristallin homogène antémétamorphique. L'ensemble des porphyroclastes et de leur mésostase permet de reconnaître la roche originelle de l'orthogneiss de Peyroles : il s'agit d'un granite alumineux à phénocristaux de feldspath potassique.

Les faciès subordonnés

Les types pétrologiques subordonnés se reconnaissent essentiellement dans le Nord du massif. En aval de Peyroles, un gneiss à grain fin très compact, à foliation fruste, porte de rares amandes de quartz de taille plus réduite que dans le faciès principal et des mégacristaux de feldspath dispersés dans la matrice quartzo-feldspathique. Cet aspect reflète davantage la déformation ductile mylonitique que la pétrologie primaire du pluton granitique. La bordure nord du massif est souvent soulignée par une zone de quelques mètres concentrant des amandes de quartz mais avec une raréfaction des mégacristaux de feldspath dans une mésostase quartzo-feldspathique finement granulaire. Plus exceptionnellement, la mésostase devient un milieu très feuilleté, essentiellement phyllitique constitué de muscovite-chlorite ou muscovite seule. On peut voir là les aspects d'une évolution tardive, mais toujours en conditions ductiles et rétomorphiques, développés en limite de l'encaissant quartzo-phyllitique.

Datation géochronologique : le protolite granitique de l'orthogneiss de Peyroles (échantillon P1 de coordonnées UTM X = 565895, Y = 4884106, localisé sur la carte) a été daté par la méthode U-Pb sur zircon à 433 ± 4 Ma, dans la partie moyenne du Silurien (voir annexe).

ζη. Gneiss dioritique du Pas. Le sommet du Pas est occupé par un corps feldspathique qui se distingue nettement des micaschistes quartzeux environnants par la texture plus grenue de la roche. Il dessine trois bandes pluri-décamétriques de direction NW-SE. Cependant, sur la carte les trois bandes n'ont pas été séparées. L'hypothèse de plis synclinaux liés par deux anticlinaux, couchés au Sud-Ouest est proposée par l'auteur de la carte. C'est un gneiss très cohérent, de couleur vert moucheté de blanc mais parfois estompée en une teinte générale plus claire, verdâtre. La foliation bien marquée notamment par les plaquettes de phyllosilicates. Plus rarement la texture est rubanée résulte de l'alternance de niveaux clairs quartzo-feldspathiques et sombres riches en micas, amphibole et épidote.

Les constituants minéraux sont l'albite, l'amphibole (actinote), la biotite, la chlorite avec des minéraux opaques (ilménite, leucoxène), du quartz, un peu de sphène, de la clinozoïsite qui peut être abondante, de la muscovite accessoire, de l'apatite. L'albite se présente, au moins en partie, en cristaux automorphes millimétriques maclés polysynthétiquement. L'abondance de grains de clinozoïsite suggère que cette albite provient probablement du remplacement d'un plagioclase calcique initial. Ces cristaux coexistent avec des néoformations métamorphiques d'albite subautomorphe dépourvue de clinozoïsite. La texture granolépidoblastique est découpée en plages cernées de cloisons phyllitiques à chlorite dominante. Ce cloisonnement, d'origine métamorphique, est plus ou moins affirmé. Il varie entre un assemblage en mosaïques de cellules (où sont groupés quartz, amphibole, albite chargée de clinozoïsite), et un découpage en

flammèches aplaties, (cellules de quartz et d'albite séparées par un lacin de rubans de chlorite logeant biotite, muscovite, clinozoïsite avec un peu de calcite). On reconnaît facilement la roche initiale dans la structure la moins évoluée, roche microgrenue à quartz, plagioclase calcique et amphibole (initialement hornblende) c'est-à-dire une microdiorite quartzique.

On doit remarquer le groupement géographique de la métadiorite du Pas et de la double bande de gneiss-chloritoschistes ainsi que la parenté pétrographique du premier et des composants de la seconde qui, dans ses aspects les plus riches en témoins relictuels, porte une empreinte magmatique acide calcique indubitable. On est confronté à deux possibilités. 1) Il n'y a pas de lien génétique direct entre la métadiorite et les horizons de gneiss-chloritoschistes. Ceux-ci ont une origine au moins partiellement volcanique, celui-là est intrusif tardivement en filons-couches (sills) dans la même formation porteuse. 2) Le corps de métadiorite a valeur de « strate », il s'agirait d'un dépôt de surface sous forme de coulée volcanique ou de cumulat volcano-sédimentaire de projections. Cette origine l'associerait alors au couple des bandes de chloritoschistes calciques avec lesquelles il constituerait probablement un horizon unique. Sa position dans les charnières de pli protégerait ce niveau d'un amincissement par cisaillement qui serait en revanche très intense dans les bandes latérales en situation de flanc.

Une analyse U-Pb (par la méthode de dilution isotopique) sur une population de zircons de la métadiorite du Pas a conduit à proposer un âge de 500 ± 16 Ma pour la cristallisation du magma (Caron, 1994). Cette datation situe donc le magmatisme dans le Cambrien supérieur selon l'échelle de M. Gradstein *et al.*, (2004).

q. Quartzites blancs. Des quartzites francs s'étendent en corps lenticulaires massifs, stratiformes, d'épaisseur souvent plurimétrique, étirés sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Ils accidentent les pentes de petits abrupts blanchâtres et compacts contrastant sur le fond feuilleté et sombre de la formation où certains se relaient et s'alignent en chapelets à niveau lithologique constant. Ils peuvent alors par leur étendue jalonner des horizons stratigraphiques et constituer ainsi des horizons repères régionaux (notés **q1**, **q2**, **q3**). Ils sont presque exclusivement constitués de grains de quartz millimétriques inéquants, aplatés dans le plan de foliation. Certains niveaux de quartzites sont plissés isoclinalement. La roche est très pauvre en phyllosilicates (muscovite et chlorite), répartis en lamelles dispersées ou rassemblées en couches pelliculaires découpant la masse en lits d'épaisseur variée (quelques centimètres à quelques décimètres).

L'**horizon q2**, bien tracé à l'Ouest, dans la vallée du Tarnon, disparaît rapidement vers l'Est, à moins que ne lui appartiennent encore les segments éloignés de Pomaret et du Mas Auric.

La disparition de l'**horizon q1** entre Saumane et l'Estréchure est vraisemblablement due à la tectonique, mais une variation initiale de l'épaisseur sédimentaire ne peut pas être écartée. L'existence d'une discordance reste très spéculative. Des lentilles isolées de quartzite hors des horizons repères sont notées **q**.

Les micaschistes sont à chlorite + muscovite ± biotite, le plus souvent les micas sont disposés en lacis emballant des plages de grains de quartz microscopiques anisodiamétriques, aplatis dans la foliation. De fréquents horizons noirs, teintés par un pigment dispersé (probablement de graphite) et pauvres en quartz, sont distribués dans la série. Ces micaschistes paraissent surtout développés au Sud-Ouest de la feuille dans l'environnement des niveaux microdioritiques de l'Aigoual. Dans le haut de la formation, porteuse des horizons-repères q1, q2, q3, les termes quartzitiques sont prédominants.

Un témoin discret de **cipolin C1C** en limite sud-ouest de la feuille constitue l'extrémité d'une lame essentiellement dolomitique dont le parcours, ornant le versant sud de l'Aigoual a été signalé dès le XIX^e siècle par E. Dumas (1876). Épais d'une vingtaine de mètres, débité naturellement en dalles pluridécimétriques, ce niveau est constitué d'une roche jaunâtre finement recristallisée, homogène, de carbonate presque pur porteur de quelques lamelles de mica blanc. Vers l'Ouest sur la feuille Meyrueis, il se charge en silicates calciques (épidote, amphibole, grenat) à l'approche du chevelu filonien du granite de l'Aigoual. Premier marqueur lithologique de la série, cet horizon est traditionnellement considéré comme l'équivalent réduit de la formation carbonatée d'âge Cambrien inférieur développée au Sud sur la feuille Le Vigan. Il se perd rapidement vers l'Est dans les abrupts au Sud du point côté 1362.

Sensiblement à la même hauteur, dans le milieu quartzophyllitique ambiant et venant rapidement le relayer latéralement à l'Est, se placent, sous le point côté 1173, étagés sur une vingtaine de mètres, quatre bancs métriques d'un **gneiss chloriteux C1ζ**, à grain fin. C'est une roche à foliation grossière, riche en biotite, de structure granulaire à ocelles d'albite millimétriques criblant un fond sombre teinté de vert. À partir des constituants principaux (quartz, albite, biotite et chlorite) se distribuent des variations minéralogiques et structurales sensibles. La cristallisation de la biotite, en grande partie désordonnée, est due au métamorphisme de contact à proximité du granite de l'Aigoual. L'albite est très souvent riche en inclusions de clinozoïsite distribuée en « couronnes » concentriques suggérant sa cristallisation à partir d'un plagioclase calcique zoné d'origine magmatique. L'amphibole (actinote) est parfois un constituant essentiel. La calcite, en cristaux isolés ou en petits amas, s'intègre parfois aux constituants principaux se développant secondairement au détriment de l'amphibole. Certaines variations minéralogiques sont clairement le produit de

la déformation. La chlorite, variété claire à forte biréfringence ($\approx 0,009$), s'est développée à partir d'un réseau de fractures cisaillantes en lamelles alignées en écharpes pouvant s'épaissir et s'amplifier en rubans anastomosés. Des surfaces de discontinuité, parallèles au niveau, soulignent des sauts de taille de grain ou de fréquence des constituants. Certaines de ces surfaces, plissées isoclinalement, ont peut-être une valeur lithologique. Elles correspondraient à des dépôts en couches fines de ce matériel magmatique. On pourrait alors interpréter le protolith de ces roches comme des projections volcaniques.

Le prolongement oriental du niveau passe sous le relais hertzien de Roque Rouge, emprunte le col du Pas, poursuit son tracé vers la Hierle et au Sud de ce hameau passe sur la feuille Le Vigan. À peu près 1 km au Nord, un horizon similaire forme un ruban qui s'étire entre le col de l'Espinassas et la Pradelle au Nord de l'orthogneiss de Peyroles. La signification de ce second niveau n'est pas claire, il pourrait s'agir d'une réplique tectonique d'un seul niveau ou de deux niveaux distincts superposés dans la série des quartzo-phyllites des Plantiers. La première interprétation est préférée par l'auteur de la carte. Le probable prolongement à l'Ouest du col de l'Espinassas de ce niveau n'a pas été observé.

Au col du Pas, le niveau méridional, expose quelques mètres de chloritoschiste rubané vert clair, très compact, intensément plissoté en plis post-foliaux. Il est imprégné de plages lenticulaires microscopiques de calcite. Invisible à l'œil nu, ce minéral est un constituant important de la roche avec la chlorite et le quartz en grains dispersés. En minéraux subordonnés, on trouve du leucoxène, de l'albite, de la muscovite, un peu d'apatite. La continuité vers l'Est de ce niveau n'est suggérée que par quelques jalons discrets de lentilles se relayant en chapelet, signe d'une possible discontinuité tectonique. La plus accessible, dans la tranchée de la route des Plantiers, en amont de Faveyrolle, est un chloritoschiste à écharde de quartz et de calcite et à traînées de grains de clinzoïsite portés par la trame de lamelles de chlorite. L'albite est présente mais dispersée. La minéralogie initiale représentant l'empreinte magmatique initiale est ici absente, vraisemblablement détruite lors de la recristallisation métamorphique syntectonique.

Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, au Sud de l'Oultra, l'ultime témoin oriental de ce niveau de chloritoschiste à concentrations éparées de calcite connaît la même évolution. Dans le niveau septentrional, au col de l'Espinassas, la déformation synmétamorphe est également responsable de la formation de chloritochistes à petites lentilles de carbonate. Mais plus à l'Est, à partir des Plantiers, l'influence du cisaillement synfolial est moins intense et inégalement répartie. Elle fait cohabiter des rubans de chloritoschistes carbonatés et des micaschistes feldspathiques moins déformés. Ce niveau en ruban garde une épaisseur constante de 10 à 20 m jusqu'à l'Estréchure.

Nappe du Pompidou : écaïlle inférieure A

^{3ε}. **Micaschistes noirs, micaschistes gris sombre lustrés et micaschistes noir mat.** Cette lithologie se distribue en deux ensembles : le segment méridional est décrit ici. Le segment oriental est présenté plus bas dans la partie consacrée à la Nappe de la Vieille Morte.

Le segment méridional (**Micaschistes noirs du Pompidou**)

Le segment méridional du dispositif s'étend en une écharpe orientée NW-SE entre le Nord de Saint-Jean-du-Gard et la Can de l'Hospitalet qui le masque en partie à l'Ouest. Cette unité lithostructurale se prolonge vers le Sud-Ouest puis vers le Sud sur les feuilles Meyrueis et Nant. Il y contourne le granite du Saint-Guiral et vient assurer un lien de continuité géographique entre les séries des micaschistes des Cévennes et les séries sédimentaires paléozoïques du viganais dans les Cévennes méridionales dans lesquelles le métamorphisme est pratiquement absent. Vers le Nord, il se poursuit aussi sur les feuilles Florac et Génolhac sur lesquelles il constitue l'encaissant du pluton du Mont-Lozère.

Les micaschistes, constituants fondamentaux de ce segment, sont sur toute son étendue, en grande partie noirs. Ce sont les « micaschistes noirs » des Cévennes aux caractères pétrographiques très affirmés : finement cristallisés, à foliation pénétrative et fissilité accentuée, satinés sur le plat des feuillets, mats sur la tranche. La teinte s'étend de noir profond à gris souris ou argenté suivant la teneur en graphite et en quartz. Ce sont toujours des séricitoschistes, le constituant fondamental, la séricite se présente en fines lamelles de 50 à 100 organisées en feuillets bien orientés, contenant de fines particules de graphite. Les types les plus riches en graphite, situés dans la partie haute de la formation, tachent les doigts. Le graphite s'accumule ici en lentilles et en lits discontinus pelliculaires. La chlorite est en général présente, parfois abondante mais toujours subordonnée à la séricite. De petits cristaux de quartz isolés parsèment ordinairement le tissu phyllitique mais peuvent le saturer ou s'assembler en de fins lits discontinus dans les types clairs. Des lamelles de chloritoïde sont presque toujours présentes, parfois très abondantes. Le grenat almandin est fréquent en cristaux plurimillimétriques ; irrégulièrement réparti, il est surtout abondant vers le haut de la formation évoquant alors l'existence d'horizons à chimisme particulier. L'ilménite est un minéral accessoire relativement abondant. Les oxydes de titane (rutile ou anatase) sont fréquents. On trouve encore, très dispersés, de l'apatite, du zircon, de la tourmaline. Les « micaschistes noirs » typiques sont issus du métamorphisme et de la déformation de sédiments argileux déposés en milieu calme et anaérobie. Vers le bas de la formation, toujours subordonnés, s'ajoutent d'autres types lithologiques comme des micaschistes quartzeux ou des quartzites micacés issus de sédiments plus franchement terrigènes, sableux ou mixtes.

ζ_{B1} , ζ_{B2} , ζ_{B3} . **Formation du « Triple associé » de Bassurels.** Dans la partie médiane des phyllites du Pompidou s'étagent verticalement sur 50 m environ, trois horizons remarquables par leur compacité particulière et l'importance du feldspath dans leur pétrographie. Ce caractère « gneissique » les distingue nettement des micaschistes environnants. Clairement groupés vers Bassurels, ces trois niveaux toujours bien associés se poursuivent latéralement vers l'Est et se retrouvent dans les divers panneaux phyllitiques régionaux.

ζ_{B1} . **Gneiss leptynitique à grands blastes de chlorite orientés** (horizon inférieur). Il trace un ruban pratiquement continu, épais de 4 à 5 m, depuis les granitoïdes de l'Aigoual vers Bassurels jusqu'au ravin sous la Loubière. Au-delà, il n'offre plus que des lambeaux dispersés, jusqu'à l'Ouest de Saint-Roman-de-Tousque. Il n'a pas été observé plus à l'Est. La roche est constituée de bancs épais gris clair à débit grossier. La foliation fruste est soulignée par l'orientation unique de lamelles de muscovite étalées, ici en flaqes limitées, là en véritables lits, mais parfois les lamelles de mica se répartissent plus uniformément dans la roche. La cohérence forte de l'ensemble est assurée par un fond granulaire fin de quartz et de feldspath. À ces constituants principaux s'ajoutent de nombreuses lamelles obliques de chlorite bien développées (3-4 mm). Le réaménagement structural de la roche initiale se caractérise à l'échelle microscopique par les feuilletts phyllitiques formés de néocrystallisations selon des surfaces de foliation. Ces feuilletts faits de lamelles de muscovite bien orientées forment une trame maillée enserrant des cellules granoblastiques aplaties de quartz et de feldspath généralement très séricitisé et identifié seulement par la section quadrangulaire automorphe de ses fantômes. En accessoires, mais communs, on trouve le zircon, l'ilménite, le leucoxène.

S'il est problématique, en l'absence de texture relique, de déterminer sans ambiguïté le protolithe du matériel de ce gneiss, néanmoins l'unique caractère hérité de la roche initiale exprimé dans les traits automorphes de certains cristaux millimétriques de feldspath, ainsi que la microstructure homogène qui les porte, invite à lui attribuer une origine très probablement volcanique et de caractère acide. Ce niveau de gneiss n'a pas été reconnu dans les micaschistes noirs de Saint-Martin-de-Boubaux (bande orientale des micaschistes noirs). Cependant, sur la feuille Bessèges, il pourrait avoir un équivalent dans l'horizon de gneiss à mispickel de la Masseborie situé dans les micaschistes des Pontails qui correspondent au prolongement des micaschistes noirs de Saint-Martin-de-Boubaux.

ζ_{B2} . **Gneiss à ocelles d'albite.** Par son étendue régionale, ce niveau est un des repères fondamentaux de la série cévenole. Plus constant en effet que ses deux associés, il jalonne seul la formation micaschisteuse à composante graphiteuse dans ses diverses répétitions structurales. Sur les feuilles Nant et Meyrueis, il accompagne les phyllites du panneau méridional et sur Saint-

André-de-Valborgne, il trace leur partie médiane par une suite de témoins répétés d'Ouest en Est au moins jusqu'à la vallée du Gardon de Mialet au Nord de Saint-Jean-du-Gard. D'épaisseur modeste (2 à 3 m), ces témoins sont très différenciés par leur teinte vert pâle et leur découpage fruste en bancs épais, souvent métriques.

L'horizon est plus important dans le segment oriental (phyllites de Saint-Martin-de-Boubaux), au moins au Nord du Collet-de-Dèze où, développé en écharpe subméridienne continue, son épaisseur peut atteindre parfois plusieurs dizaines de mètres. Au Sud du Collet, franchi le Gardon, il s'amincit brusquement puis s'étirole et se disperse en chapelet de fragments lenticulaires épais au plus de quelques mètres (environs de Saint-Martin-de-Bourbaux).

Partout la roche compacte est criblée de cristaux trapus d'albite surimposés sur un fond phylliteux orienté suivant la foliation régionale. Cette orientation parfois nette, est souvent estompée par les granules d'albite. L'expression pétrographique varie quelque peu au long du niveau, en particulier d'un panneau structural à l'autre.

Dans le segment méridional, les constituants principaux sont l'albite, la chlorite, le quartz, la calcite, des opaques (ilménite et leucoxène). Dans les microtextures, l'albite offre des sections ovales ou grossièrement quadrangulaires, le plus souvent à contours irréguliers. Ces formes sont dépourvues de macles. Elles cohabitent régulièrement avec des formes en lattes plus ou moins allongées, celles-ci offrant une macle faiblement répétée. Chaque habitus correspond probablement à une génération, la première représentée par des lattes. Celles-ci sont très probablement des formes héritées et le signe d'une origine magmatique. La calcite interstitielle comble des vides intergranulaires dans la texture métamorphique et cicatrise des fractures. Elle est nettement postérieure au métamorphisme régional synfolial. L'actinote apparaît parfois (Ouest de Bec de Jeu), elle peut envahir la roche qui passe à une amphibolite (Cabrespic au Nord de Saint-Jean-du-Gard).

Dans le segment oriental, le découpage en bancs décimétriques est plus régulier. La teinte dominante de la roche est bleu-vert avec des touches violacées qui soulignent la présence de biotite, associée ici à la chlorite dans le tissu phyllitique. Aux constituants essentiels du segment précédent (albite, chlorite, quartz et parfois actinote), il faut ajouter ici la biotite et la clinzoïsite. Le sphène apparaît parfois en petite quantité. L'apatite reste accessoire. La calcite ici encore se développe secondairement. Le gneiss passe localement (Collet-de-Dèze) à une amphibolite dans lequel l'actinote en cristaux aciculaires, associée à la biotite surtout, tisse le fond lépidoblastique orienté de la roche. Parfois, l'amphibole constitue des amas desquels s'échappent des gerbes de fibres. Entre les cristaux d'amphibole, se placent des cristaux de quartz, d'albite en grains aplatis et de clinzoïsite. L'ensemble s'ordonne en

traînées intrafoliales. Les grains de clinozoïsite parsèment aussi la trame d'actinote.

ζB3. Gneiss fins à petits globules de quartz (horizon supérieur). D'une épaisseur totale de quelques mètres, ce niveau est découpé en bancs massifs pluridécimétriques. Les tranches d'affleurement sont finement structurées en alternances gris ardoise et blanc sale teintées respectivement par des phyllites (chlorite essentiellement) et du feldspath altéré finement granuleux. La texture se complète de petits amas ovoïdes de quartz de un à plusieurs millimètres, dispersés dans le fond gneissique.

En lame mince, on remarque la muscovite associée à la chlorite en fins rubans orientés qui entourent des lentilles feldspathiques toujours très fortement pseudomorphosées en séricite. Les minéraux accessoires tels que l'ilménite altérée en leucoxène et le zircon, sont constants. Le quartz, dispersé aussi en cristaux microgranulaires, est surtout remarquable par ses amas formés soit d'un monocristal soit groupant, au plus 2 ou 3 cristaux, et présentant des golfes de corrosion. Ces golfes restent les seuls témoins texturaux de l'origine volcanique probable de la roche. Cependant sur la feuille de Meyrueis, dans le prolongement de ce niveau, l'association du quartz en globules opalescents à golfes de corrosion et de cristaux automorphes, de 4 à 5 mm, de feldspath potassique suggère plus nettement l'identité volcanique acide et alcaline du protolithe. Il est donc raisonnable de supposer que le niveau supérieur du triple associé représente une métarhyolite.

Une datation sur monograin de zircon par la méthode d'évaporation du plomb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), sur un échantillon non localisé de gneiss fin à petits globules de quartz (ζB3), a donné un âge de 482 ± 8 Ma. Ce résultat permet de d'attribuer un âge Ordovicien inférieur dépôt des formations sédimentaires associées (cf. chapitre géochronologie).

χg. Horizon de quartzite noir. Il est le plus souvent constitué de quelques bancs métriques répartis sur quelques mètres d'épaisseur. Parfois, il s'agit d'un banc unique plus épais, en général de l'ordre de 2 à 3 m, plus rarement de 4 à 5 m comme par exemple sur la crête au Nord-Ouest du col d'Uglas. Les répétitions qui élargissent parfois sa zone d'affleurement sont probablement d'origine tectonique.

La roche est un quartzite à grain fin teinté de noir par un abondant pigment de graphite qui tache les doigts. Elle se débite en lits centimétriques suivant des plans définis par des concentrations de graphite en fines couches. L'horizon-repère est régional, inséré dans le quart supérieur de la formation des micaschistes noirs $^3\zeta$, segment le plus riche en graphite, constitué par les véritables « schistes noirs ». Ce quartzite noir accompagne toujours l'écharpe structurale inférieure des phyllites depuis la

feuille Nant (Espourteille, 1960) où il n'a pas été figuré, puis Meyrueis et Saint-André-de-Valborgne. Le quartzite noir suit les phyllites dans leurs répétitions structurales sur les feuilles Florac, Mende, Le Bleynard, Génolhac et son intérêt est fondamental dans le décryptage des structures en particulier pour la détermination des polarités. La roche est faite d'une mosaïque granoblastique de cristaux de quartz emprisonnant de rares lamelles de muscovite et le graphite dispersé en pigments dans les espaces intergranulaires. Celui-ci se concentre dans des lits infra millimétriques dont il est souvent l'unique constituant. Parfois des exsudats blancs de quartz secondaires en lentilles étirées ou en couches millimétriques soulignent la foliation. Ils sont accompagnés de filonnets sécants.

La nature du protolithe est difficile à déterminer car la recristallisation métamorphique a effacé les structures initiales. On peut penser à une pélite quartzitique ou à un chert. Une contribution organique est probable.

q4. Quartzite blanc (4^e horizon régional). La topographie détache des masses de quartzites suivant des barres blanches dont les alignements en chapelets reconstituent des horizons rythmant souvent le paysage par une succession de petits reliefs passant parfois à des falaises accidentant brutalement les pentes.

Le niveau q4 représente ainsi, d'Ouest en Est, une suite quasi-continue de segments lenticulaires de un à quelques mètres d'épaisseur, longs de quelques dizaines de mètres, marquant la franche discontinuité lithologique et peut être tectonique qui sépare les quartzo-phyllites des Plantiers et, au-dessus, les micaschistes noirs du Pompidou.

Des lentilles isolées de quartzite hors des niveaux repères sont notées q.

δ. Amphibolite de Malataverne. À partir de Malataverne où il a été initialement signalé par G. Fabre (1896), un ruban d'amphibolite interstratifié affleure au Sud-Est et à l'Est du Pompidou où il atteint son épaisseur maximum, (20 à 30 m) sous le Masaut. Au Nord, il n'a été reconnu qu'au-dessus de la Coste en un affleurement métrique. Ailleurs, en dehors du bel affleurement de la crête du Causse, au Nord-Est de Saint-Roman-de-Tousque, les occurrences sont insignifiantes (Corniche sous le point côté 910, Nord-Est du Serre des Amalènes sous le point côté 626). Tous ces sites sont localisés dans les schistes noirs du Pompidou entre les quartzites du toit, q5, et le quartzite graphiteux noir qg. Ils représentent sans doute les lambeaux dispersés d'un horizon presque effacé de matériel volcanique. La roche est composée d'actinote, d'albite, de quartz, d'ilménite, de chlorite, d'épidote, d'apatite avec en accessoires de la clinozoïsite et un carbonate ankéritique.

⁴χξ. **Micaschistes lustrés gris-verts à noirs à muscovite-chlorite, micaschistes quartziques, quartzites micacés.** Toutes ces roches sont constituées par une trame fondamentale de muscovite avec de la chlorite subordonnée, du quartz, concentré en flaqes allongées cernées par les phyllites distribuées en feuillets anastomosés. Le grenat, dispersé dans toute la formation en cristaux souvent plurimillimétriques, tend à se concentrer dans les « schistes noirs », par ailleurs riches en graphite. En accessoires, on reconnaît l'apatite, l'ilménite, la tourmaline, parfois le zircon. Les cristaux néoformés d'albite en ocelles colonisent certains niveaux, préférentiels mais maIs délimités, des micaschistes.

q. **Quartzites blancs dispersés.** Semblables à ceux des horizons régionaux, ils constituent des corps sans continuité latérale.

MYM. **Métagranites fins essentiellement quartzeux (niveau de Maseldan).** Ce sont des niveaux de métagranites fins essentiellement quartzeux, en horizons lenticulaires, d'épaisseur souvent infra-métrique, dispersés depuis le Nord de Barre-des-Cévennes jusqu'à Molezon.

q5. **Quartzite blanc (cinquième horizon régional).** Le toit des micaschistes noirs du Pompidou est tracé par un niveau de quartzite blanc remarquablement continu soulignant leur limite avec les quartzophyllites de Molezon. Dans les unités structurales septentrionales, ce quartzite est remplacé par un horizon volcano-sédimentaire : le gneiss de l'Apié.

Nappe du Mont Mars : écaille intermédiaire B

³ξ. **Micaschistes à muscovite-chlorite, micaschistes quartzitiques, quartzites micacés et type intermédiaire.** Les micaschistes noirs du Mont-Mars s'étendent du Sud-Est au Nord-Ouest, de Saint-Etienne-Vallée-Française à Cassagnas et, de là, passent sur la feuille Génolhac où ils disparaissent, recoupés par le granite du Mont-Lozère au Nord de la Montagne du Bougès. Le segment médian se déploie en particulier dans le soubassement important de l'échine qui s'étend au Nord-Ouest de Saint-Germain-de-Calberte et jette de molles ramifications vers le Nord à partir du Mont-Mars, son point culminant. Posés sur un niveau de gneiss riche en biotite (le gneiss de l'Apié ζA), des micaschistes gris sombre passent rapidement à des schistes noirs très satinés à grenats pluri-millimétriques abondants. Des micaschistes plus clairs, plus riches en quartz, mais à grenats moins abondants, leur font suite. Ils sont accidentés de niveaux quartzitiques (quartzitoschistes et quartzites micacés) qui se multiplient vers le haut de la formation.

Un échantillon (SAV 7 : UTM X = 564 050/Y = 4 897 100 non reporté sur la carte géologique) a été prélevé dans un niveau de quartzite feldspathique

nature volcano-sédimentaire(métatuf), au Nord-Ouest de Saint-Germain-de-Calberte (La Serre de la Can). Les zircons ont fourni des âges composites qui révèlent une forte composante héritée, l'âge est de 477 ± 17 Ma. L'âge de dépôt de ce métatufs est à rapporter à l'Ordovicien moyen, ce qui amène à proposer un âge du même ordre pour les micaschistes environnants.

ζA. Gneiss de l'Apié. Un horizon de gneiss défini à l'Apié (Brouder, 1963) sur la feuille Bessèges, largement distribué dans le domaine Cévenol, est dispersé en trois segments sur la feuille, marquant chaque fois la base d'une unité structurale en nappe (voir le schéma structural sur la carte géologique) entre Saint-Étienne-Vallée-Française et Cassagnas à la base de la nappe méridionale ou nappe du Mont-Mars.

L'horizon est nettement individualisé dans sa pétrographie et remarquable par sa richesse en biotite dans un contexte pélitique régional à muscovite + chlorite. Il est encore souligné par sa position dans la lithologie où il sépare toujours des ensembles nettement différents (quartzophyllites d'une part, phyllites sombres d'autre part). Il se présente en une lame épaisse de quelques dizaines de mètres à plus de cent mètres, par exemple entre le Pindedis et le Collet-de-Dèze, ou à l'Est de Saint-Étienne-Vallée-Française vers Espinassouel. Ce niveau est en général continu sauf dans le segment médian où il se termine en biseau, vraisemblablement à cause de la tectonique.

Des variations apparentes, minéralogiques et structurales, stratifiées, sont générales dans les sections verticales où se distinguent :

- des niveaux à litage millimétrique régulier alternant des couches sombres phyllitiques à biotite et des couches finement granuleuses à quartz et feldspath ;
- des niveaux de gneiss compacts, irrégulièrement rubanés, entrecoupés de niveaux phyllitiques soulignant la foliation ;
- des niveaux lités enserrant irrégulièrement de petits ovoïdes millimétriques de quartz translucide ;
- plus exceptionnellement des niveaux à amandes de 2 à 5 mm de quartz bleuté, par exemple au Nord du col de Pindedis (Roger, 1971 ; Rochette, 1984).

Les minéraux phylliteux d'origine métamorphique (biotite, muscovite, chlorite) s'effiloquent ou s'anastomosent en un réseau orienté définissant la foliation, et une proportion appréciable de grains d'épidote et de clinozoïsite est dispersée dans ce réseau. Ces feuillettes de phyllosilicates, isolent des lentilles et des rubans discontinus, étirés, à texture granoblastique groupant des cristaux de quartz et d'albite allongés dans la foliation. L'albite est soit non maclée, soit à maclé polysynthétique. Un second groupe de cristaux d'albite en ocelles monocristallines millimétriques sans maclé se développe obliquement sur la foliation. Ces cristaux sont souvent riches en inclusions

alignées de biotite, muscovite, chlorite, quartz et rutile, prolongeant la foliation externe et associées à de l'épidote. On a là deux générations d'albite, la première correspond à une cristallisation synfoliale, alors que les ocelles sont des néocristallisations tardives et postfoliales. Celles-ci ont fréquemment tendance à atteindre une taille importante pouvant aller jusqu'à 2 ou 3 mm et à se développer dans toute la roche suivant des rubans polycristallins formant des concentrations floues et mal délimitées. Le feldspath potassique est le plus souvent absent. Cependant il apparaît parfois sous forme de microcline. Très dispersé ou abondant, il est presque toujours en cristaux xénomorphes à macle quadrillée ou en échiquier. Ces grains sont moulés par la foliation. Il s'agit donc de clastes anté-métamorphes initialement présents dans le protolithe. Très localement près de Couchon, au Sud de Pindédès, la roche est riche en fragments millimétriques à pluri millimétriques de cristaux aux formes déchiquetées mais gardant en partie des contours polyédriques d'individus initiaux automorphes. Ces feldspaths potassiques, antérieurs au métamorphisme et à la déformation régionale synfoliale, sont flanqués de cristallisations en zones abritées (pressure shadows) à quartz. Dans la foliation à muscovite et quartz, ils voisinent avec des agrégats de quartz mono ou polycristallins et des esquilles allongées, « clastes », parfois millimétriques de quartz également. Amandes et esquilles appartiennent aux formes héritées. Biotite, épidote et albite sont absentes. Comme les amandes de quartz et les ovoïdes, les formes primaires groupées à Couchon témoignent en faveur d'un matériel initial qui serait magmatique acide, ou plus probablement volcano-sédimentaire. À l'issue d'une étude géochimique détaillée de ce niveau, J.M. Rochette (1984) conclut à sa nature rhyolitique ou rhyodacitique.

Un échantillon SAV 8 : UTM, X = 564 050/Y = 4 897 105 (non reporté sur la carte géologique) a été prélevé dans un niveau de gneiss de l'Apié, à environ 1 km au Nord de Saint-Germain-de-Calberte. Il a fourni des âges composites qui révèlent une forte composante héritée, l'âge obtenu est de 453 ± 7 Ma. L'âge de ce niveau métavolcanosédimentaire est à rapporter à l'Ordovicien moyen, ce résultat est cohérent avec ceux des autres niveaux de gneiss de l'Apié (cf. Annexe Géochronologie).

Nappe des Ayres : écaille intermédiaire C

ζA. **Gneiss de l'Apié.** Dans la nappe des Ayres, l'horizon de gneiss défini à l'Apié (Brouder, 1963) sur la feuille Bessèges et décrit plus haut (cf. Nappe du Mont Mars), se retrouve à partir du Nord de Cassagnas en ruban biseauté 3 km au Sud-Est, à la base de la nappe.

Le niveau de gneiss de l'Apié dans la nappe des Ayres (localisation sur la carte géologique) a fourni deux âges : SAV 2 à 487 ± 11 Ma et SAV 1 à 542 ± 7 Ma (Annexe géochronologie). Dans ce dernier échantillon, seule la présence

de 3 zircons permet l'obtention d'un âge à 460 ± 26 Ma, la majorité du stock de zircons étant héritée d'un événement plus précoce vers 542 ± 7 Ma. Les deux âges SAV 2 à 487 ± 11 Ma et SAV 1 à 460 ± 26 Ma, comparables dans la limite des incertitudes de mesure, assignent un âge Ordovicien inférieur aux gneiss de l'Apié.

⁴ $\chi\xi$. **Micaschistes à muscovite-chlorite, micaschistes quartzitiques, quartzites micacés** (micaschistes quartzeux de Molezon et les quartzophyllites de Saint-Privat-de-Vallongue). Des alternances irrégulières de quartzites micacés et de micaschistes à muscovite et chlorite à récurrences de schistes noirs, associées à divers types intermédiaires et contenant des lentilles de quartzite blanc massif, sont réparties en deux écharpes par répétition tectonique :

- l'une axée sur l'interfluve Gardon de Sainte-Croix-Gardon de Lansuscle, regroupe les quartzophyllites de Molezon ;
- l'autre au Nord, axée sur la vallée du Gardon d'Alès, correspond aux quartzophyllites de Saint-Privat-de-Vallongue.

Cet ensemble se différencie assez mal des alternances de quartzophyllites des Plantiers (notées ² $\chi\xi$) de l'unité lithologique inférieure de la série cévenole. Il est tout à fait envisageable qu'il s'agisse en fait de la même série litho-stratigraphique, ainsi que cela a été proposé (Faure *et al.*, 2001). Cependant, cet ensemble est distingué sur la carte. Il faut également signaler la présence de types lithologiques particuliers apparemment sans équivalents dans les ² $\chi\xi$:

- le conglomérat du Maseldan (Co) dans le groupe du Molezon. C'est un microconglomérat essentiellement quartzeux, en horizons lenticulaires d'épaisseur souvent infra-métrique, dispersés depuis le Nord de Barre-des-Cévennes jusqu'à Molezon et repérés en pierres volantes jusque vers Pont-Ravagers ;
- dans l'ensemble de Saint-Privat-de-Vallongue, un ensemble de petits niveaux métriques ou plurimétriques de **microconglomérats (Co)**, découpés en bancs décimétriques et répétés vers le Nord à partir de la Croix-de-Bourel, ainsi qu'au long de la vallée du Gardon d'Alès. Ils sont suivis dans leur répétition par un fin horizon, au plus décimétrique, de **quartzite noir (χg)**. Ces métaconglomérats sont des roches roses à jaunâtres, de grain au plus plurimillimétrique, souvent proches de grès (méta-arénites). Outre l'abondance de grains de quartz, ces métaconglomérats contiennent souvent des clastes de feldspath ainsi que des esquilles de quartzite noir. Ces horizons se placent dans la continuité du faisceau de quartzite micacé et microconglomératique décrit sur la feuille Genolhac sous l'appellation « formations de l'Espinassas » bien délimité en ruban SW-NE, à la partie médiane des alternances.

La population de zircons remaniés dans ces micaschistes (SAV 5) a été datée par la méthode U-Pb sur zircon (Annexe géochronologie). De nombreux héritages à 2,6 Ga ; 2,03 Ga et 907 Ma ont été mis en évidence. L'âge de la population la plus abondante est à 548 ± 6 Ma (limite Ediacarien-Cambrien inférieur). Aucun âge plus jeune n'a été mesuré ; l'absence de zircons jeunes dans le métasédiment peut s'expliquer soit par leur absence de dépôt suite à la non érosion de volcanites ordoviciennes, soit parce que ces métasédiments sont vraiment cambriens, ce qui ne s'accorderait pas avec le modèle structural qui les place au-dessus des gneiss de l'Apié, datés de la limite Cambrien-Ordovicien.

ζg. Quartzite graphiteux. Il est comparable à l'horizon de quartzite noir décrit plus haut dans la nappe des Ayres.

Nappe de la Vieille Morte : écaille supérieure D

3ε. Micaschistes (micaschistes gris lustrés, micaschistes noirs mat à muscovite, souvent à grenat). Le segment oriental (micaschistes noirs de Saint-Martin-de-Boubaux).

D'extension méridienne, depuis la vallée de la Salandre, il s'étale largement au Nord vers Saint-Martin-de-Boubaux puis le Collet-de-Dèze. Au-delà, sur les feuilles Génolhac et Bessèges, il se poursuit jusqu'aux abords des séries anatectiques du Vivarais par l'Est du granite de la Borne (feuille Largentière). L'ensemble phyllitique repose sur un niveau de quartzite feldspathique (le gneiss de l'Apié ζA) épais de plusieurs dizaines de mètres. Dans l'ensemble phyllitique, la foliation est faiblement inclinée vers le Nord ou le Nord-Est au Sud, et vers l'Est au Nord. Géométriquement, on distingue de bas en haut :

- des micaschistes gris clair à muscovite et chlorite, riches en quartz, accidentés de petits horizons de quartzites plus ou moins micacés ;
- des « schistes noirs » irrégulièrement riches en grenat, forment un niveau constant mais mal délimités, d'épaisseur variable, atteignant au maximum quelques centaines de mètres ;
- enfin des micaschistes à muscovite et chlorite, gris, gris vert, gris argent, dans lesquels des ségrégations lenticulaires de quartz laiteux apparaissent fréquemment.

ζB2. Gneiss à clinzoïsite type Feljas. Cette métavolcanite correspond à l'horizon médian du « Triple associé » de l'écaille inférieure. L'horizon est plus important dans le segment oriental (phyllites de Saint-Martin-de-Boubaux), au moins au Nord du Collet-de-Dèze où, développé en écharpe subméridienne continue, son épaisseur peut atteindre parfois plusieurs dizaines de mètres. Au Sud du Collet, franchi le Gardon, il s'amincit

brusquement puis s'étirole et se disperse en chapelet de fragments lenticulaires épais au plus de quelques mètres (environs de Saint-Martin-de-Bourbaux).

q. **Quartzite blanc**. Ce sont des lentilles isolées qui présentent néanmoins une composition semblable à celles des bandes plus continues qui servent de niveaux-repères.

ζA. **Gneiss de l'Apié**. Dans la nappe de la Vieille Morte, l'horizon de gneiss défini à l'Apié Brouder (1963) sur la feuille Bessèges et décrit plus haut (cf. Nappe du Mont Mars) se situe de l'Est de Mandajors (vallée de la Salandre) à Loubreyrou (Nord du Collet-de-Dèze) à la base de la nappe.

Sur la route de la Tourrette (éch. BA 202), la texture du gneiss est granolépidoblastique : à petits porphyroblastes (1 mm) et assemblages polycristallins de feldspath moulés par la schistosité principale, dans un fond inframillimétrique. Les phyllites soulignent le plan principal de foliation Sn. Les minéraux principaux sont l'albite sous forme de nombreux porphyroblastes précoces, parfois polycristallins, moulés par la schistosité principale (ils prennent l'aspect de porphyroclastes) ; le quartz abondant, en lentilles granoblastiques, et associé au feldspath ; la muscovite : abondante et associée à de l'oxyde de fer altéré. Les minéraux accessoires sont essentiellement de nombreux cristaux d'oxydes altérés en hydroxydes de fer ainsi que de l'apatite du zircon et un carbonate ferrique.

Le niveau de gneiss de l'Apié dans la nappe de la Vieille Morte (localisation sur la carte géologique) a fourni deux âges comparables dans la limite des incertitudes : BA 202 à 476 ± 6 Ma et SAV 4 à 461 ± 6 Ma soit Ordovicien inférieur.

FORMATIONS PLUTONIQUES ET FILONIENNES

γ^{3M} . **Monzogranite du Liron**. Le pluton s'étend largement sur la feuille Le Vigan, formant un ensemble continu vers l'Ouest avec les intrusions de Saint-Guiral et de l'Aigoual. Il n'est représenté ici que par son extrémité nord-est autour de Saint-Jean-du-Gard.

C'est un granite porphyroïde riche en grands cristaux de feldspath potassique dispersés dans une mésostase grenue, à biotite souvent abondante, associant du quartz, de l'andésine, du feldspath potassique, un peu de hornblende, et en accessoires de l'apatite, du zircon, de l'allanite. Sa composition est monzonitique à granodioritique.

Datation géochronologique : le granite de Saint-Guiral a été daté à 301 ± 4 Ma et celui du Liron à 307 ± 4 Ma (Brichau *et al.*, 2007) ; ces deux âges

peuvent être considérés comme confondus dans la limite des incertitudes de mesure.

$\mu\gamma\text{-}\gamma^{3M}$. **Microgranite et monzogranite de l'Aigoual.** Les corps intrusifs de la bordure occidentale de la feuille sont les prolongements septentrionaux du massif granitique de l'Aigoual. Il s'agit essentiellement d'un réseau filonien de microgranites, formant un chevelu de direction SW-NE qui disparaît vers le Nord. Au-delà de l'Hospitalet, seul persiste le dyke submériidien de Barre-des-Cévennes.

Le granite porphyrique de l'Aigoual, bien développé sur la feuille voisine de Meyrueis, est très peu représenté ici, en bordure. Ses constituants essentiels sont le quartz, le feldspath potassique en mégacristaux automorphes et en petits individus xénomorphes dans la mésostase grenue, l'andésine, la biotite et la hornblende (rare) avec des minéraux accessoires comme l'apatite, le zircon, l'allanite. Par sa composition modale, c'est une granodiorite approchant parfois d'un granite monzonitique. Les filons, d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique, varient très sensiblement en composition et en structure de leur zone médiane à la périphérie. Le centre des filons est généralement un microgranite monzonitique riche en mégacristaux de feldspath potassique accompagnés de plagioclase calcique très souvent zoné (andésine au centre), de globules de quartz à golfes de corrosion, de la biotite en grandes lamelles, des baguettes d'amphibole, quelques cristaux d'allanite, d'apatite et de zircon. La mésostase forme un fond microgrenu quartzo-feldspathique.

La périphérie des filons, sur quelques mètres au moins, est faite d'une roche sombre à très sombre, pauvre en mégacristaux de feldspath potassique, en général plus petits et enrichie en biotite et en amphibole en cristaux souvent groupés en amas. Ces cristaux baignent soit dans un fond microgrenu, soit dans un fond granophyrique, riche en micropegmatite ou entièrement de micropegmatite. La composition est très généralement celle d'une microgranodiorite, parfois celle d'un lamprophyre.

v. **Lamprophyres.** Les formations métamorphiques encaissent de nombreux corps de lamprophyres en filons et dykes, sécants sur la foliation, ou insérés en sills subparallèles à la foliation, épais de quelques décimètres à plusieurs mètres. Les filons ont souvent une direction submériidienne et se relayent, en formant des alignements importants (citons l'alignement Malaussette à l'Ouest de Saint-Germain-de-Calberte, col des Laupières, de là se dirigeant par le col de Jalcreste, sur Génolhac, vers le Bougès).

De teinte sombre, noir violacé, luisants à l'état frais, ils sont extrêmement compacts. L'altération est terreuse, brun à brun jaunâtre, elle se développe souvent en boules. À la biotite très abondante, sont associés en structure intersertale du plagioclase (oligoclase à andésine), de la hornblende, peut-être

du pyroxène, dans un type kersantitique, avec de l'orthose et du quartz dans un type dacitique. L'apatite est présente en accessoire, l'actinote, la chlorite, des carbonates en minéraux d'altération.

Les lamprophyres des Cévennes ont été décrits dans la littérature sous le nom de « fraidronites ». D'après H. Sabatier (1982) -à qui sont empruntées les considérations suivantes- les fraidronites des Cévennes sont des roches éruptives filoniennes, reliées géographiquement, et peut-être génétiquement, aux massifs granitiques de l'Aigoual et du Mont Lozère. Elles sont intrusives dans ces granites et dans leur encaissant, les schistes cévenols. De chimisme basique ou intermédiaire, elles peuvent, pour partie, être rapprochées des kersantites ou des minettes (Sabourdy, 1975).

Dans la vallée du Tarnon (au Sud de Florac, le long de la RN 107 [carte géologique à 1/50 000 Florac au Nord-Ouest de Saint-André-de-Valborgne]), on peut observer des filons fraidronitiques qui montrent une structure globuleuse :

– un filon mince (50 cm ; virage près du Mazel) est globuleux dans son ensemble ; cette structure, visible à l'œil nu, rappelle celle des lamprophyres globuleux classiques (Velde, 1969). La fraidronite possède ici le faciès lamprophyrique, et il s'agit d'une minette. Les phases sont les mêmes dans les deux milieux, mais en proportions différentes : les globules clairs ont une pâte surtout formée de feldspath potassique, alors que la matrice sombre, beaucoup plus riche en ferromagnésiens (biotite et fantômes d'olivine) montre une pâte essentiellement chloriteuse. L'étude à la microsonde montre l'identité de composition de ces phases dans les deux milieux ;

– deux filons fraidronitiques épais (5 m environ, virages près du Mazel et près de Vernagues) sont particulièrement intéressants, car seule ici l'éponte de la roche est globuleuse, à l'échelle microscopique. L'essentiel du filon ne montre qu'une structure microgrenue banale. Pétrographiquement, dans ces deux filons épais, la fraidronite se rapproche des semi-lamprophyres.

L'étude de l'éponte montre que l'immiscibilité s'est produite après la cristallisation des phénocristaux (plagioclase, biotite très titanifère, pyroxène ? pseudomorphosé en chlorite). Les deux fractions de la pâte globuleuse ont pour compositions (déterminées à la microsonde) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₁	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Fraction claire	73,7	14,1	2,0	0,8	1,0	2,2	6,3	0,5
Fraction sombre	49,8	17,8	12,3	7,6	0,7	2,1	4,9	0,5

La première composition est typiquement granitique. La seconde, au contraire, comporte 12 % d'olivine normative, et peut être rapprochée de certaines kersantites.

Ces indications géologiques et minéralogiques semblent donc montrer qu'il existe lors de la cristallisation des fraidronites un processus d'immiscibilité entre liquides silicatés, processus temporaire, se produisant à température relativement élevée, et dont la trace n'est observable que dans les roches trempées. Il peut être tentant d'invoquer ce mécanisme de séparation magmatique, supposé agir en profondeur, pour expliquer certaines associations acide-basique de massifs granitiques comme ceux de l'Aigoual ou du Lozère : associations qui peuvent prendre la forme de filons acides à épontes basiques (Sabourdy, 1975), ou d'enclaves grenues basiques fortement potassiques de type vaugnérite.

Datation géochronologique : un filon-sill de fraidronite intrusif, selon la foliation, dans le gneiss de Peyroles -au point de coordonnées UTM 564546 ; 4883770 à l'altitude de 305 m- a été daté à 286 ± 3 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (voir annexe).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Sur la surface du domaine concerné par la carte Saint-André-de-Valborgne, la couverture mésozoïque du socle hercynien a été largement décapée sans doute au cours même du Mésozoïque et surtout au Cénozoïque. Elle n'a été conservée que dans deux secteurs réduits :

– au Nord-Ouest dans le Petit Causse de l'Hospitalet prolongé vers le Nord sur la feuille Génolhac par le Petit Causse de Tardonnenche. Cette unité géographico-géologique est séparée du Causse Noir, du Causse Méjean et du Causse de Sauveterre qui s'étendent plus à l'Ouest respectivement sur les feuilles Meyrueis et Florac, par la vallée du Tarnon d'orientation N-S. Les séries représentées débutent au Trias et les terrains les plus jeunes conservés appartiennent au Jurassique moyen-Dogger, Bathonien inférieur ;

– au Sud-Est dans la région de Saint-Jean-du-Gard – Mialet – Col d'Uglas, qui appartient au Domaine Sous-Cévenol dont les séries mésozoïques sont largement étendues et développées sur les feuilles Le Vigan, Anduze et Alès. Les unités représentées débutent aussi au Trias mais les terrains les plus jeunes conservés ne dépassent pas le Jurassique inférieur-Lias inférieur, Sinémurien supérieur (Lotharingien).

Rubéfaction antétriasique

À la base de la série sédimentaire mésozoïque se rencontrent assez régulièrement des épandages irréguliers d'argiles rouges à éléments de socle ; ils existent aussi bien dans le secteur nord-ouest que dans le secteur sud-est. Ces dépôts représentent les témoins d'un manteau d'altération pédologique antétriasique (probablement Permien) qui se traduit en particulier par la rubéfaction du socle sous-jacent. En dehors de tout dépôt postérieur, le

repérage de cette couche d'altérites permet d'étendre la reconstitution de la surface antétriasique à des endroits où elle a été en partie ou totalement décapée de sa couverture. Son extension devait vraisemblablement concerner l'ensemble des Cévennes.

Trias

Série nord-ouest : petit Causse de l'Hospitalet

t. Grès arkosiques, conglomérats (20-50 m) (Trias indifférencié).

Dans le secteur nord-ouest de la feuille, sans argument biostratigraphique, mais par comparaison avec les régions situées plus au Sud-Est (bordure languedocienne sous-cévenole), on attribue globalement au Trias une succession de grès grossiers conglomératiques à ciment argilo-dolomitique et stratification souvent entrecroisée, de grès argileux, de grès moyens, de dolomies gréseuses et de marnes gréseuses vertes ou versicolores. Ces dépôts, où dominent les faciès détritiques grossiers, contiennent surtout du quartz mal roulé, des éléments feldspathiques blancs ou roses, des débris de schistes et quelques éléments de quartzite. Parmi les minéraux argileux présents, l'illite est dominante (75 %) par rapport à la kaolinite (25 %).

En dépit de variations de détail, inhérentes à ce type de dépôts majoritairement grossiers, la succession présente une relative constance avec un accroissement général de la dolomie du bas vers le haut, la présence d'une récurrence très grossière vers le sommet et, vers le sommet également, l'existence de pseudomorphoses de sel gemme. La puissance de cette unité triasique de base peut varier d'une cinquantaine de mètres à un peu moins d'une vingtaine de mètres dans certains secteurs de l'extrême nord de la feuille (Saint-Laurent-de-Trèves – Ferrières ; angle nord-ouest de la feuille).

Faute de repères biochronologiques, il n'est pas possible de déterminer si cette série représente tout ou partie du Trias connu dans les Causses et sur la Bordure Cévenole. Plus probablement, ces dépôts grossiers représenteraient la partie sommitale du système triasique comme cela semble être le cas plus à l'Est à la périphérie du Mont Lozère.

Dans les lambeaux triasiques conservés près du Collet de Dèze, la série s'apparente à celle rencontrée plus à l'Est, dans la région de la Grand'Combe avec un ensemble détritique de base peu épais (25 m), un ensemble dolomitique et évaporitique (50 m) et une puissante série de grès grossiers à intercalations argileuses (120-150 m). La médiocre qualité et la pauvreté des affleurements n'ont toutefois pas permis d'établir une distinction d'unités cartographiques dans ces ensembles.

Série sud-est : domaine sous-Cévenol (Saint-Jean-du-Gard)

Dans le Domaine Sous-Cévenol de Saint-Jean-du-Gard – Mialet – Col d’Uglas, les dépôts rapportés au Trias peuvent être divisés en trois ensembles :

t3-4. Ensemble gréseux inférieur (15-30 m) (Trias inférieur à moyen). Les terrains triasiques reposent sur un socle rubéfié avec localement un horizon rouge à débris de socle comme dans le Petit Causse de l’Hospitalet.

La première unité triasique débute généralement par une barre de grès quartzifié de quelques mètres, à graviers mal roulés de quartz et débris de schistes, qui forme de beaux entablements dans le secteur des Aigladines (angle sud-est de la feuille). Cette barre est surmontée d’argilites grises, micacées, intercalées de bancs ou lentilles de grès et de dolomies ocre.

La puissance de ce premier ensemble inférieur, dont la présence est assez constante, peut varier entre 15 et 30 m. En dehors de la barre gréseuse faisant relief, la coupe complète n’en est que rarement observable. À peu près dépourvue de fossiles, cette série basale a livré plus à l’Est quelques pollens et des pistes d’amphibiens et de tétrapodes indéterminés. Sur les feuilles adjacentes, cet ensemble gréseux inférieur est aussi pauvre en faune ; il est attribué au sommet du Trias inférieur, Buntsandstein et à la base du Trias moyen, Muschelkalk inférieur (feuilles Anduze et Alès) ou au Trias moyen *s.l.* (feuille Le Vigan).

t4. Ensemble médian carbonaté (30-40 m) (Trias moyen). Ce deuxième ensemble est constitué d’argilites noires carbonatées à lits gréseux, de brèches intraformationnelles et d’évaporites ; ces dernières débutent par quelques mètres de grès carbonatés et de dolomies gréseuses noires et se terminent par une dizaine de mètres de dolomie fine, bien stratifiée, localement oolithique et bioclastique, silicifiée vers le sommet.

Plus à l’Est (feuilles Alès et Anduze), la série argileuse montre d’importantes variations de puissance (10 à 100 m) tandis que les épisodes carbonatés restent relativement constants.

La faune est assez fréquente à l’échelle régionale avec quelques Foraminifères, Lamellibranches, Ostracodes, Spongiaires, Holothurides et autres pièces de tests d’Échinodermes.

Sur les feuilles voisines Alès et Le Vigan, ces unités carbonatées ont livré des faunes caractéristiques du Trias moyen, Muschelkalk supérieur et de la Lettenkhole.

t5-6. **Ensemble supérieur argilo-gréseux (50-150 m) (Trias supérieur)**. La troisième unité triasique a une puissance très variable. Elle est composée de marnes ou d'argiles sableuses versicolores, souvent verdâtres, localement noirâtres avec, vers le sommet, de fréquentes passées de couleur lie de vin, intercalées de minces bancs gréseux plutôt fins. Au Col d'Uglas, cette unité se termine avec 5 m de grès ferrugineux à ciment argileux. Sa limite supérieure, toujours délicate à situer, a été conventionnellement fixée à la disparition des bancs à coloration lie-de-vin.

Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, la faune est rare avec seulement dans tout cet ensemble, quelques fragments de valves de Lamellibranches. Sur les feuilles voisines Anduze, Le Vigan et Alès, les macrofaunes d'invertébrés et les microfaunes-microflores (palynologie) permettent d'attribuer au Trias supérieur, Keuper, l'ensemble supérieur argilo-gréseux.

Plus à l'Est, à la Grand Combe, sur la feuille Alès, dans des grès et argilites bariolées équivalents de cet ensemble argilo-gréseux donné comme Trias supérieur, ont été découverts plusieurs niveaux à traces dinosauroïdes associées à des empreintes de Prosauropodes (Gand *et al.*, 2000 ; Gand *et al.*, 2005).

En résumé, les variations d'ensemble du Trias peuvent être ainsi esquissées :

– au Nord-Ouest (Petit Causse de l'Hospitalet ; Grands Causses), existe un Trias d'épaisseur relativement réduite, mais de composition lithologique et faciologique relativement constante ; on note cependant un amincissement vers le Nord ;

– au Sud-Est (Saint-Jean-du-Gard ; Domaine Sous-Cévenol), le Trias présente une série assez différenciée, susceptible de rapides variations de puissance et de faciès affectant essentiellement les passées argilo-évaporitiques. Ces variations sont vraisemblablement liées à la paléogéographie de l'ensemble du secteur qui appartient à la bordure instable du bassin du Sud-Est. La mobilité d'une série de petits horsts à la limite bordure-bassin amène dans ce domaine de marge, et à plusieurs reprises, la constitution de plusieurs petits bassins subsidents.

L'âge de la série détritique grossière du secteur nord-ouest reste encore très incertain. Par contre, dans le secteur sud-est et dans une vue régionale, les données anciennes et récentes permettent d'attribuer les premières assises du Trias à l'Aniso-Ladinien (sommet du Buntsandstein, base du Muschelkalk ; sommet Trias inférieur-base Trias moyen), la partie inférieure et moyenne de l'ensemble carbonaté au Ladinien (Muschelkalk supérieur-Lettenkhole ; Trias moyen), la barre carbonatée supérieure de ce même ensemble au Carnien (base du Keuper ; base Trias supérieur), et enfin les argilites et grès qui terminent la série au Keuper supérieur (sommet Trias).

Passage Trias – Lias

Série nord-ouest : petit Causse de l'Hospitalet

t7-l1a. **Ensemble grésocarbonaté (15-20 m) (Rhétien-Hettangien inférieur).** Dans le secteur du Petit Causse de l'Hospitalet ont été regroupées en un seul ensemble (t7-l1a) toutes les assises grésocarbonatées situées entre les faciès détritiques de base (Trias *s.l.*) et les faciès dolomitiques (Lias inférieur-Hettangien) qui constituent une unité lithologique relativement constante. Dans le secteur du Domaine Sous-Cévenol, deux ensembles ont été cartographiés séparément (t7 et l1a). La base de cet ensemble représente vraisemblablement tout ou partie du Rhétien et le sommet correspond à l'Hettangien inférieur bien daté par l'ammonite *Psiloceras planorbis*, indice de la biozone basale du Jurassique inférieur.

De bas en haut on rencontre :

- une assise conglomératique à dragées de quartz et ciment dolomitique ;
- 3 à 4 m de dolomies fines, en petits bancs intercalés de marnes vertes ;
- 5 m environ de dolomies épigénétiques à patine brun-jaune, en gros bancs, avec des fantômes d'oolithes et à surfaces de bancs encroûtées et durcies.

Cette première succession grésodolomitique (t7), d'une puissance de 10 m environ, pourrait encore représenter le Rhétien qui n'est attribué que par comparaison avec les régions voisines (Le Vigan) où ces niveaux ont livré *Avicula contorta* et des associations polliniques de cet étage terminal du Trias ;

– viennent ensuite des calcaires et calcaires dolomitiques, en petits bancs ondulés, à pâte fine de couleur gris-bleu et à surface mamelonnée ; certaines de ces surfaces sont perforées par des lithophages, d'autres sont nappées de minces petites lentilles composées de matériel bioclastique grossier. La puissance de cette séquence de calcaires ondulés peut varier entre 8 et 12 m. Notons que vers l'Ouest (feuille Meyrueis), les faciès calcaires deviennent de plus en plus dolomitiques.

Une faune assez abondante de Gastropodes, Lamellibranches, Échinodermes et Polypiers a été décrite dans ces calcaires, en particulier sur les feuilles voisines de Meyrueis, Florac et Genolhac. La présence de *Psiloceras planorbis* dans cette unité (l 1a) sur la Can de l'Hospitalet donne un âge Hettangien inférieur certain.

Série sud-est : domaine sous-Cévenol (Saint-Jean-du-Gard)

t7. **Grès, argiles et dolomies (20-25 m) (Rhétien)**. Dans la partie sud-est de la feuille (Saint-Jean-du-Gard), une alternance de grès grossiers et d'argiles vertes, suivie d'une succession gréso-dolomitique intercalée de marnes vertes ou noires d'une puissance de 20-25 m est attribuée au Rhétien. Cet âge est donné par comparaison avec la feuille voisine Le Vigan où la faune reste toujours très rare, mais qui contient le Lamellibranche *Avicula contorta* généralement caractéristique du Trias terminal.

Jurassique inférieur – Lias

Série nord-ouest : petit Causse de l'Hospitalet

l1C. **Dolomie « Capucin » (25-30 m) (Hettangien moyen-supérieur)**. La partie inférieure des unités dolomitiques liasiques du secteur du Petit Causse de l'Hospitalet présente un faciès dominant de dolomies cristallines en gros bancs massifs. Formant corniche au rebord du Causse, cette unité présente une patine brune relativement constante (couleur dite « capucin ») ainsi que fréquemment de belles stratifications entrecroisées. Ces stratifications et les restes de structures incomplètement effacées par la dolomitisation, permettent d'attribuer à cet ensemble une origine arénitique à caractère marin probable.

La formation est totalement dépourvue de fossiles mais vers la base, associées à des surfaces avec fentes de dessiccation, s'observent des traces de Reptiles Théropodes (Saint-Laurent-de-Trèves).

Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, aucune faune ne permet d'argumenter l'attribution de cette dolomie « Capucin » à l'Hettangien moyen-supérieur ; cet âge est proposé par analogie avec cette même formation présente sur les feuilles Genolhac, Florac et Meyrueis où elle a livré des Mollusques Lamellibranches Ostreidés, en particulier *Gryphaea irregularis*, généralement présents dans la partie moyenne et supérieure de l'Hettangien.

l1-(2). **Dolomies litées (30-50 m) (Hettangien moyen-supérieur - Sinémurien p.p.)**. Apparaissant déjà au sein des faciès dolomitiques massifs, le faciès des « dolomies litées » se développe essentiellement à la partie supérieure de l'ensemble dolomitique hettangien du Petit Causse de l'Hospitalet. Il s'agit de dolomies fines, argileuses, en bancs réguliers décimétriques à métriques, à patine claire blanchâtre et à interlits argileux gris ou verts. La texture est microcristalline, finement litée ou feuilletée, et certains bancs présentent une texture vermiculée caractéristique, à fines perforations contournées.

Le site de Saint-Laurent de Trèves (angle nord-ouest de la feuille), déjà signalé pour la dolomie « capucin » est le seul gisement de traces de Dinosaures du Lias inférieur répertorié en Lozère (Demathieu, 1990 ; Demathieu *et al.*, 2002). Il est localisé au toit de la dolomie « capucin » et dans les dolomies litées formant une table dans le haut du village, attribuées à la base de l'Hettangien supérieur.

On considère que ces faciès essentiellement dolomitiques, après les influences marines observées dans les niveaux sous-jacents (stratifications entrecroisées), indiquent un retour à des conditions plus lagunaires.

Il n'existe pas d'argument faunique pour situer précisément la limite supérieure de la formation dolomitique dans l'échelle chronostratigraphique ; en particulier, font défaut ici, les horizons à végétaux qui, plus à l'Ouest, constituent un repère entre l'Hettangien et le Sinémurien. Il est donc possible que l'ensemble globalement attribué à l'Hettangien supérieur recouvre en fait une partie de l'Hettangien inférieur et/ou moyen et du Sinémurien inférieur. Ce pourrait être le cas en particulier de quelques mètres de dolomie argileuse en petits bancs qui couronnent la série et peuvent localement comporter des fantômes d'oolithes.

l2b-3. Dolomies et calcaires variés (10-15 m) (Sinémurien - Pliensbachien inférieur-Domérien). Dans le secteur du Petit Causse de l'Hospitalet, la série dolomitique de l'Hettangien-Sinémurien est couronnée par un ensemble de faciès variés, calcaires et dolomitiques, d'une puissance de 10 à 15 m, entrecoupés de plusieurs surfaces durcies ou ferrugineuses, de type « hard-ground ». On peut y reconnaître, par comparaison avec les régions avoisinantes, mais avec sans doute un certain nombre de lacunes, les principaux termes appartenant au Sinémurien et au Pliensbachien inférieur (Domérien).

Cet ensemble comprend :

- à la base, 1 à 2 m de dolomie cristalline tranchant assez nettement sur les dolomies litées de couleur claire de l'ensemble sous-jacent ;
- 3 à 5 m de dolomie jaunâtre, localement à chailles et contenant de grosses gravelles jaunes. Vers le Nord (secteur de Ferrières) se développe à ce niveau un faciès de dolomie ocre, à grains de quartz subarrondis, rostrés de Bélemnites et fragments de squelettes d'Échinodermes (plaques de tests d'oursins et articles de crinoïdes).

Ces deux premières unités sont attribuées au Sinémurien (Morard, 2004) :

- 5 à 10 m de calcaires gris à entroques, ainsi que des bioclastes et lithoclastes divers, en petits bancs ondulés à patine souvent ferrugineuse,

terminés par un niveau carié de lumachelle à grands Brachiopodes, Bélemnites et Ammonites phosphatées. Au Pompidou (quelques kilomètres au Nord-Est de Saint-André-de-Valborgne) et à Tardonnenche (feuille Genolhac, 1 km au Nord de l'angle nord-ouest de la feuille Saint-André-de-Valborgne), ce faciès de calcaires roux à entroques est très bioclastique ; riche en grands lamellibranches, il est souvent désigné sous le nom de « Barre à Pectens » ; à quelque distance du Pompidou, il fait place à une dolomie gréseuse à gravelles jaunes.

Cette troisième unité est encore attribuée au Domérien (Morard, 2004).

En réalité, les niveaux dolomitiques n'ayant pas livré de faune, c'est par analogie de lithologie et de faciès avec le domaine situé plus à l'Ouest (feuilles Meyrueis et Florac) qu'ils sont datés. On attribue les dolomies grises au Sinémurien supérieur (Lotharingien) avec *Euechioceras* sp., *Leptechioceras* sp. et *Deroceras* sp. ; les dolomies ocre et le faciès à chailles appartiennent au Pliensbachien inférieur (Carixien) avec *Tropidoceras sthali*, *Acanthopleuroceras maugenesti*, *A. valdani*, *Lytoceras fimbriatum*, *Prodactylioceras davoei*, *Androgynoceras capricornu* et *Becheiceras bechei*. Sur les feuilles voisines, ces deux sous-étages sont donc bien reconnus mais le Sinémurien inférieur (Sinémurien s.s.) et le Carixien inférieur n'ont pas été caractérisés ; ils pourraient être absents par lacune de dépôts.

La partie supérieure des calcaires est bien datée de la base du Pliensbachien supérieur (Domérien) avec *Amaltheus* cf. *stockesi* et *Partshiceras partshi* (base de la Zone à Margaritatus) ainsi que de la partie moyenne et supérieure de ce sous-étage avec *Amaltheus margaritatus* (Zone à Margaritatus s.l.), et *Amaltheus salebrosus*, *Pleuroceras spinatum* et *P. solare* (Zone à Spinatum).

En outre, à la Can de Ferrières, ces niveaux se montrent particulièrement riches en Brachiopodes dont, *Rhynchonella acuta*, *Spiriferina tumida*, *S. alpina* et *Zeilleria cornuta*, et en Lamellibranches dont *Harpax pectinoides*.

l4. Calcaires gréseux (0,50 m) (Toarcien inférieur et moyen). Très peu épais dans le secteur nord-ouest (0,50 m au Pompidou et près de Tardonnenche), cet ensemble gréseux à faciès condensés est rarement affleurant. Sa position dans la série liasique et ses contours sur la feuille ont souvent été déduits des deux formations qui l'encadrent. Au-dessus d'une surface ferrugineuse, il est composé de 10 à 15 cm d'argiles vertes et rouges, de niveaux phosphatés et d'un calcaire roux à oolites ferrugineuses (Morard, 2004). La faune, abondante mais mal conservée, comprend *Harpoceras complanatum*, *H. serpentinum*, *H. mulgravium*, *Dactylioceras annulatum*, *Lytoceras cornucopiae* et *Hildoceras bifrons*.

En conséquence, dans ce secteur nord-ouest de la feuille Saint-André-de-Valbogne, seules la Sous-zone à *Falciferum* de la Zone à *Serpentinum* (Toarcien inférieur) et la Sous-zone à *Bifrons* de la Zone à *Bifrons* (Toarcien moyen) ont été reconnues.

À remarquer que dans ce secteur nord-ouest, le faciès « Schistes cartons », généralement présent à la base du Toarcien (feuilles Meyrueis, Florac et Genolhac), n'a pas été mis en évidence.

Dans le secteur sud-est, les termes les plus jeunes présents à l'affleurement ne dépassent pas le Lias inférieur, Sinémurien supérieur (Lotharingien). Cependant, il convient de noter qu'en direction de l'Est, au delà du « Seuil cévenol », le faciès « Schistes cartons » du Toarcien inférieur est bien représenté dans le sous-bassin de Mialet-Thoiras au delà du Horst de Carnoules (Cassel, 1997), tout au long d'un transect Sumène-Anduze-Alès (feuilles Le Vigan, Anduze et Alès). Au-dessus des « Schistes cartons » se développent entre autres plusieurs formations (« Marnes de Blatiès », « Calcaires de la Vigne » et « Calcaires et marnes de Méjanel » ; Cassel, 1997) représentant tout ou partie de l'intervalle Toarcien moyen-Bajocien inférieur. Les formations et faciès reconnus diffèrent cependant fortement des séries de même âge existant plus à l'Ouest, sur la bordure du Causse Méjean et du Causse Noir.

l4-j1-2. Marnes et calcaires à « *Cancellophycus* » (70 m) (Toarcien supérieur-Aalénien *p.p.*-Bajocien *p.p.*). Cet ensemble pourrait recouvrir un intervalle chronostratigraphique important, comprenant le sommet du Toarcien (Zone à *Pseudoradosa* et Zone à *Aalensis*), l'Aalénien *p.p.*, et probablement le Bajocien inférieur en partie.

Puissante de 70 m, cette série apparemment continue et à faciès peu contrasté, débute par des marnes grises alternant avec des calcaires marneux ; elle passe progressivement à des calcaires argileux en petits bancs noduleux ou ondulés de couleur grise, devenant roussâtres par altération. À la partie supérieure, abondent des chailles ou nodules siliceux et de grandes empreintes de « *Cancellophycus* » qu'il faut désormais rapporter à l'ichnogène fossile *Zoophycos*.

Les faciès de la base, plus marneux, ont livré des ammonites du Toarcien supérieur (Zone à *Pseudoradosa* et Zone à *Aalensis*) dont *Dumortieria pseudoradosa*, *D. irregularis*, *D. cf. munieri*, *Pleydellia aalensis* et *Catulloceras dumortieri*.

Beaucoup plus pauvres, les couches à « *Cancellophycus* » proprement dites contiennent *Ludwigia* sp. et *Ancolloceras cf. substriatum*, qui indiquent l'Aalénien moyen (Zone à *Murchisonae*) ; cet âge est identique à celui de cette

formation sur les feuilles voisines de Florac et Meyrueis. L'Aalénien inférieur, l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur n'ont pas été caractérisés.

Sur une puissance d'une cinquantaine de mètres, le reste de la série est totalement dépourvu de fossiles caractéristiques. Il est attribué au Bajocien, éventuellement inférieur (?) ou supérieur (?) car plus à l'Ouest (feuilles Florac et Meyrueis), il est surmonté par des calcaires oolithiques blancs rapportés au Bajocien supérieur et des niveaux laguno-lacustres à lignite (calcaires à « stipites ») datés du Bathonien inférieur (Ciszack *et al.*, 1999).

l4-j2. Dolomies ruiniformes (Toarcien supérieur ? à Bajocien inférieur ? supérieur ?). Au-dessus des calcaires à chailles et à « Cancellophycus », une brève succession de niveaux de transition à accidents siliceux est suivie par un ensemble massif de dolomies cristallines grises ou roses, sans fossiles. L'épaisseur de cette unité est difficile à estimer ; elle pourrait être d'une dizaine de mètres. Seule leur position dans la série jurassique entre les assises données comme Toarcien supérieur à Bajocien possible et celles sus-jacentes réputées comme Bathonien inférieur suggère qu'elles pourraient appartenir au Bajocien inférieur (?) ou au Bajocien supérieur (?) mais sans autre argument.

j2. Calcaires blancs (10-12 m) (Bajocien supérieur ?) - j3D Dolomies (20 m) (Bathonien). Les formations qui constituent le sommet du Serre de Montgros représentent le terme le plus jeune de la série sédimentaire mésozoïque conservée dans le Nord-Ouest de la feuille.

À la dolomie ruiniforme supposée bajocienne au moins pour sa partie supérieure, succèdent :

- 10 à 12 m de calcaires blancs ou beiges, à patine claire. Ces faciès bioclastiques variés, fins ou graveleux, souvent oolithiques avec de nombreux restes fossiles dont des Polypiers, Brachiopodes, Lamellibranches, Gastropodes, Échinodermes, Bryozoaires, Algues calcaires et Foraminifères, traduisent un milieu de dépôt proche des conditions récifales à périrécifales ;
- 20 m environ de dolomie cristalline grisâtre en gros bancs massifs pouvant abriter à leur base des récurrences de faciès calcaires graveleux blancs.

Par rapport aux régions avoisinantes (Causse Méjean, Causse Noir), on peut observer que cet ensemble, qui faute d'ammonites sur la feuille Saint-André-de-Valborgne n'est nulle part rigoureusement daté, montre une nette évolution vers des conditions de dépôt de plus en plus marines en allant vers l'Est avec la présence de faciès construits à polypiers, inconnus jusqu'ici dans ce secteur. En effet, par rapport aux régions situées vers le Nord-Ouest (Feuille Florac) et l'Ouest (Feuille Meyrueis), on constate la disparition des horizons saumâtres ou

lacustres, « calcaires à stipites », souvent avec lignites autrefois exploitées qui, intercalés entre les calcaires oolithiques et bioclastiques blancs et la dolomie, montrent une belle constance dans la majeure partie du domaine caussenard. Cette disparition semble se produire près des bordures orientales des Causses Méjean et de Sauveterre. Au contraire, les « calcaires à stipites » sont bien développés en direction de l'Ouest où ils témoignent de l'existence d'environnements de type marais maritime avec la présence d'empreintes dinosauroïdes de Théropodes, Ornithopodes et Sauropodes dans le gîte du Capelan, gorges de la Jonte près de Meyrueis (Sciau *et al.*, 2006).

Sur la feuille Florac, à quelques kilomètres en direction du Nord-Ouest, près de Chambonnet, les « calcaires à stipites » (7 à 10 m), reposent sur les « calcaires blancs » et sont surmontés par la dolomie (60 à 80 m) ; ils sont datés du Bathonien inférieur par le Brachiopode *Holcothyris angulata* (Charcosset, 1998). Par analogie de position dans la succession lithologique, les « calcaires blancs » de la feuille Saint-André-de-Valborgne seraient alors eux aussi datés du Bajocien supérieur et les dolomies appartiendraient au Bathonien (Charcosset *et al.*, 1996 ; Ciszack *et al.*, 1999, 2000).

En conséquence, l'extension vers l'Est sur la feuille Saint-André-de-Valborgne des « calcaires blancs » du Bajocien supérieur et de la dolomie bathonienne des « Grands causses » réduit sensiblement la largeur du « Seuil cévenol », tel qu'il a été représenté dans une récente synthèse paléogéographique et considéré comme un secteur d'érosion ou de non-dépôt, les séparant du « Domaine sous-cévenol », bordure du « Bassin du Sud-Est » (Charcosset, 2000).

Série sud-est : domaine Sous-Cévenol (Saint-Jean-du-Gard)

11a. Calcaires « ondulés » et dolomies, faciès de partage (10 m) (Hettangien inférieur). Dans la région de Saint-Jean-du-Gard (Domaine Sous-Cévenol), a été individualisé localement le faciès « ondulé » classique de l'Hettangien inférieur qui présente ici le faciès de calcaire et de dolomies argileuses gris-noir, en bancs décimétriques, à faune abondante de Lamellibranches, Échinides, Ophiurides, Ostracodes et débris de Poissons. Dans cette région, ce faciès, puissant de 10 m environ, succède à une dizaine de mètres de dolomie massive à texture arénitique qu'aucun argument faunique ne permet d'attribuer à l'Hettangien plutôt qu'au Rhétien.

Ces mêmes calcaires ondulés et marnes sont en effet développés plus à l'Est, au Sud-Est et au Sud (feuilles Alès, Anduze et Le Vigan) où ils ont livré une abondante faune de Brachiopodes, Mollusques Gastropodes et Lamellibranches, Échinodermes Échinides et Ophiurides associés à de

rare ammonites *Psiloceras planorbis* et *Schlotheimia* sp., caractéristiques de la base de l'Hettangien.

11b. Dolomies (80-100 m) (Hettangien moyen-supérieur). En dehors de l'épisode des calcaires ondulés que les conditions d'affleurements ne permettent pas toujours de bien situer dans la succession lithologique du secteur de Saint-Jean-du-Gard, on attribue à l'Hettangien l'ensemble des faciès dolomitiques qui surmontent le Rhétien jusqu'à l'apparition des faciès calcaires dits « noduleux », réputés sinémuriens.

D'aspect monotone, cette série de dolomies cristallines à patine grise, tout comme dans le secteur nord-ouest de la feuille, présente une base plus massive et un sommet plus lité ; le contraste est toutefois beaucoup moins net que dans le Petit Causse de l'Hospitalet.

L'analyse sédimentologique révèle une succession cyclique de séquences généralement régressives, traduisant des saccades de subsidence dans des conditions évoluant depuis un milieu semi-récifal à influences marines nettes (faciès oolithiques et bioclastiques à Polypiers et Échinodermes) jusqu'à un milieu confiné saumâtre (faciès stromatolitiques, traces carbonneuses, traces de dessiccation).

La puissance de l'ensemble peut être estimée à 80-100 m dans le secteur de Mialet ; plus à l'Est, au Sud-Est et au Sud (feuilles Alès, Anduze et Le Vigan), cette unité se réduit considérablement en épaisseur.

Les fossiles sont toujours rares et mal conservés (*Lamellibranches* *Ostrea*, *Chlamys*), voire totalement absents, sans grande signification biostratigraphique. La présence d'espèces de la Zone à *Angulata* dans cette unité dolomitique sur la feuille Alès est utilisée comme argument pour la placer dans l'Hettangien supérieur.

12a. Calcaires noduleux, calcarénites (100 m) (Sinémurien). Cet ensemble monotone de calcaires fins gris-bleu à fines traînées ou concentrations en amas de matériel bioclastique se présente en petits bancs décimétriques prenant par altération une patine claire et un débit « noduleux » caractéristique. Dans le Domaine Sous-Cévenol (Sud du secteur de Saint-Jean-du-Gard), ce faciès succède de manière très franche à la dolomie hettangienne alors qu'au Nord du Gardon de Mialet, peuvent s'observer des récurrences dolomitiques qui conservent éventuellement un débit noduleux. La limite supérieure de cette unité lithologique hettangienne a été fixée à l'apparition d'une séquence arénitique grossière conventionnellement désignée comme base du cycle sinémurien.

Une surface d'érosion et des phénomènes de dysharmonie mécanique souligneraient régionalement une importante discontinuité sédimentaire au niveau de cette interface.

La faune est plutôt rare dans ces faciès noduleux avec surtout de nombreux Mollusques Lamellibranches (grandes *Pinna* sp., *Gryphaea* sp., *Mactromya liasina*, *Syncyclonema mobli*, *Chlamys tectorius*) et des articles de Crinoïdes. Les ammonites sont très rares (*Coroniceras rotiforme*, dans la partie inférieure et *C. bucklandi* dans la partie supérieure) mais caractéristiques de la Zone à Bucklandi, base du Sinémurien inférieur. Le reste du Sinémurien inférieur (Zone à Semicostatum et Zone à Turneri) n'a pas été reconnu. Dans le secteur de Mialet, sur la feuille Alès adjacente à l'Est, la présence d'*Asteroceras* sp. au tout sommet de cette formation montre cependant que le faciès des calcaires noduleux et des calcarénites pourrait atteindre la base du Sinémurien supérieur (base Lotharingien).

L'épaisseur de l'ensemble avoisine une centaine de mètres mais cette puissance peut être localement amoindrie par le développement irrégulier de faciès dolomitiques sous-jacents.

l2b. Calcaires à chailles (100-120 m) (Sinémurien). Les calcaires noduleux du Sinémurien inférieur (Sinémurien *s.s.*) qui affleurent dans le secteur sud-est, sont surmontés par 100 à 120 m d'une formation calcarénitique, à stratification en petits bancs ondulés. De manière très tranchée près de la limite sud-est de la feuille, lui succèdent des calcaires argileux à interlits feuilletés à patine claire et stratification plane attribués au Pliensbachien inférieur (Carixien).

La faune, rare et mal conservée permet cependant, dans la partie moyenne et supérieure de la série, d'identifier partiellement le Sinémurien supérieur (Lotharingien) avec *Paltechioceras* sp., *Leptechioceras* sp., *Deroceras* sp. et *Echioceras* sp. Une ambiguïté demeure quant à l'âge de la partie basale et de la partie sommitale de cette série, puisque ni l'unité biostratigraphique de base du Sinémurien supérieur (Lotharingien ; Zone à Obtusum), ni celle de son sommet (Zone à Raricostatum) ne sont précisément identifiées.

Au-dessus des faciès noduleux du Sinémurien inférieur *s.s.*, la série débute par 20 m environ de calcarénites massives, localement dolomitisées, relativement grossières, à litage oblique, qui traduisent des conditions de milieu de haute énergie (faciès barrière). Les entroques sont abondantes et de nombreux bancs apparaissent riches en lithoclastes millimétriques à centimétriques, pouvant former de véritables microconglomérats. Le quartz détritique est également fréquent et des silicifications peuvent se développer au sommet de cet ensemble.

La sédimentation et le faciès caractéristiques du sous-étage ne se développent vraiment qu'au-dessus de cette première unité calcarénitique grossière avec des calcarénites plutôt fines, gris-bleu foncé, en bancs décimétriques réguliers, ondulés ou mamelonnés, à chailles abondantes et passées bioclastiques sporadiques et un peu plus grossières. Vers le quart inférieur s'individualise fréquemment une corniche plus massive riche en *Gryphaea* et *Pinna*, ainsi que quelques fragments de coquilles de très grandes ammonites malheureusement indéterminables. Plus haut ; la série redevient monotone avec apparition de diasthèmes de plus en plus argileux en montant dans la série. Peu en dessous de la barre à Gryphées, apparaissent les ammonites du genre *Paltechioceras* indiquant la partie moyenne du Sinémurien.

Les niveaux qui couronnent la butte de Montezorgues auraient livré *Echioceras* cf. *raricostatum*, espèce-indice de la biozone terminale du Sinémurien supérieur (Lotharingien terminal) ; ce seraient les unités lithologiques les plus jeunes représentées dans le secteur sud-est.

Formations superficielles

Fv. Alluvions anciennes en terrasses : altitudes relatives de 40 à 90 m. Dans le secteur de Mialet dominant le cours actuel de 35-40 m, le niveau de terrasses le plus élevé apparaît très dégradé. Ce matériel siliceux grossier présente une matrice très rubéfiée attestant une origine ancienne dont l'âge est mal connu. Sur les feuilles voisines est proposé un âge villafranchien pour le plus élevé.

Fx. Alluvions anciennes en terrasses : altitudes relatives de 20 à 35 m. Dans le même secteur de Mialet, le niveau inférieur dominant le cours actuel de 10-15 m est relativement bien conservé. Son âge pourrait peut-être rapporté au Riss ou au Würm ancien.

Fy-z. Alluvions récentes et basses : altitudes de 5 à 15 m. Des plaines alluviales de faible superficie occupent le fond des vallées à des altitudes de 0 à 5 m au-dessus du lit actuel qui atteint très souvent le substratum. Ces plaines alluviales qui peuvent être souvent confondues avec le lit majeur ne prennent qu'exceptionnellement un développement notable. Elles sont constituées d'alluvions de type torrentiel à classement et évolution assez fruste des matériaux où dominent les galets de quartz et de schistes.

R. Dépôts résiduels des plateaux. À la surface des petits causses de l'Hospitalet, s'observent des dépressions tapissées de dépôts argilo-détritiques rouges à chailles décalcifiées, d'éléments siliceux et graviers sidérolithique.

Ces dépôts, piégés par une morphologie de type karstique, sont assimilables aux formations résiduelles désignées sous le terme de Terre des Causses et dont l'origine est sans doute composite : produits de décalcification, résidus de épars d'âge fluvialites, et matériaux cryoclastiques récents.

Dans le même contexte, on peut signaler les argiles rouges à chailles qui se développent sur substratum sinémurien et peuvent constituer (secteur de Montezorgues) des accumulations importantes colonisées par une végétation acidophile.

E. Éboulis et formations de pente. Des formations de pente à caractère divers tapissent les flancs abrupts des reliefs calcaires du Lias. Ceux qui se rencontrent à la périphérie des petits Causses le plus souvent alimentés par la falaise hettangienne surincombante et s'apparentent aux grèzes ou éboulis gélivés.

Au Sud-est, dans le secteur Saint-Jean-du-Gard – Mialet, il s'agit le plus souvent d'éboulis grossiers où s'ajoutent aux éboulis dolomitiques hettangiens des grès rhétotriasiques.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

MÉGASTRUCTURES RÉGIONALES (P. Brouder et M. Faure)

Abstraction faite des plis tardifs de grande longueur d'onde, les terrains métamorphiques de la feuille Saint-André-de-Valborgne s'empilent régulièrement du Sud (Sud-Ouest) vers le Nord (Nord-Est). Du fait de l'érosion, les contacts principaux se disposent en éventail incliné progressivement vers le Nord ou le Nord-Est et même vers l'Est sur la bordure est de la feuille. La faiblesse des pendages de la foliation, 20° en moyenne, mais souvent moindre, est soulignée dans le paysage par le dessin en chevrons accusés des horizons quartzitiques compacts au saut des vallées et des ravins. L'apparence tranquille de cette superposition masque un dispositif réglé par des chevauchements amenant sur une unité basale, considérée comme un autochtone relatif, plusieurs nappes dont les contacts sont globalement parallèles à la surface de foliation régionale.

On doit à A. Demay (1948) le premier schéma structural des Cévennes. Selon cet auteur, les gneiss de Peyroles et de la Cézarenque (sur la feuille Bessèges) formaient le noyau de plis couchés de style pennique. Cette idée a été reprise par de nombreux auteurs (Pelet, 1965, 1972 ; Roger, 1962 ; Brouder, 1963, 1968, 1971 ; Arthaud *et al.*, 1969 ; Munsch, 1981 ; Magontier, 1988). Pour P. Brouder (1963, 1968), le pli couché de la Cézarenque est déversé vers le Nord-Ouest, alors que dans les Cévennes Centrales et Méridionales, les plis

couchés seraient déversés vers le Sud. Selon F. Arthaud *et al.* (1969), les Cévennes Centrales seraient structurées par des plis couchés d'axe N-S, parallèles à la linéation d'étirement et déversés vers l'Ouest. Ces plis formés pendant une phase 1, seraient replissés par une phase 2 déversée au Sud. La cartographie au 1/50 000 des séries micaschisteuses cévenoles présentée sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, comme sur les feuilles adjacentes de Nant, Meyrueis, Florac, Genolhac, Bessèges et Alès ne permet pas d'apporter des arguments structuraux convaincants en faveur de l'hypothèse de plis couchés. Ceci n'écarte en rien le fait qu'il existe des plis isoclinaux (ou intrafoliaux) centimétriques à métriques dont l'interprétation sera discutée dans le chapitre consacré à l'analyse microtectonique. Actuellement, un schéma structural privilégiant un empilement d'unités déplacées globalement du Nord vers le Sud (ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest) est proposé (Arnaud, 1997 ; Faure *et al.*, 2001).

Il faut cependant mentionner que l'interprétation proposée par l'auteur de la carte, P. Brouder, est partiellement différente. En effet les corrélations lithologiques suggérés à l'échelle de toutes les Cévennes conduisent cet auteur à envisager des séries normales et inverses séparées par des contacts anormaux (cf fin de ce chapitre). Du fait des cristallisations métamorphiques, il est difficile de déterminer l'âge stratigraphique des séries ni même la polarité sédimentologique des roches. La succession lithologique normale ou les superpositions anormales sont donc souvent des interprétations déduites de l'analyse des déformations. Les contacts tectoniques qui superposent les différentes nappes sont en général jalonnés par une forte densité de lentilles, centimétriques à métriques, de quartz blanc laiteux, souvent appelé « quartz d'exsudation », formées par des circulations hydrothermales pendant la déformation (Arnaud, 1997). Ces lentilles sont des objets syntectoniques, dont l'asymétrie permet de déterminer le sens de déplacement des nappes (cf. chapitre « aperçu microstructural »).

Dans la suite de ce chapitre, les arguments des différents auteurs seront présentés et discutés. P. Brouder distingue ainsi les unités tectoniques suivantes (cf schéma structural sur la carte géologique).

L'ensemble basal et l'unité du Pompidou

C'est l'unité la plus méridionale qui peut donc être considérée comme « l'autochtone relatif » de l'empilement de nappes. Cet ensemble basal est cependant lui même chevauchant sur les séries paléozoïques du vignais (cf. feuille de Nant). Il est constitué de l'ensemble des micaschistes quartzeux des Plantiers qui se dispose en écharpe allongée est-ouest sur la feuille Saint-André-de-Valborgne et se poursuit vers l'Ouest sur la feuille Meyrueis puis au Sud-Ouest sur la feuille Nant où il chevauche les formations carbonatées du Cambrien inférieur de la série du Vigan (ou des Cévennes méridionales). Le

contact basal de l'unité des Plantiers correspond à un cisaillement ductile chevauchant important. Mais comme l'âge stratigraphique des micaschistes quartzeux des Plantiers n'est pas connu, l'ampleur chronostratigraphique de la superposition anormale reste également inconnu. Les micaschistes quartzeux des Plantiers constituent l'encaissant dans lequel se met en place l'orthogneiss de Peyroles.

Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, les micaschistes quartzeux des Plantiers sont eux-mêmes surmontées par les micaschistes noirs du Pompidou qui affleurent selon une direction WNW-ESE. Les micaschistes noirs se développent également dans la direction SSW-NNE depuis le Sud de Saint-Jean-du-Bruel (feuille Nant) jusqu'au Nord de Florac en passant par Meyrueis. Pour P. Brouder, la succession des quartzo-phyllites- micaschistes noirs serait stratigraphique et normale, alors que pour F. Arnaud et M. Faure elle serait tectonique, les micaschistes noirs chevaucheraient les micaschistes quartzeux.

Au-dessus des micaschistes noirs, se développe une succession de métapélites et méta-arénites regroupées sous le nom de « formation de Molezon », lithologiquement proche de la formation des Plantiers. Elle évoque parfois des dépôts flyschoides ou turbiditiques. Elle peut être interprétée soit comme une répétition structurale de celle-ci, soit comme une unité distincte dans la suite stratigraphique des unités.

En l'absence de tout horizon repère caractéristique permettant de distinguer sans ambiguïté les micaschistes quartzeux de Molezon des quartzo-phyllites des Plantiers, trois schémas structuraux sont possibles :

- la formation de Molezon répète par plis isoclinal celle des Plantiers ;
- la formation de Molezon répète par chevauchement celle des Plantiers ;
- il y a continuité stratigraphique des trois ensembles depuis la formation des Plantiers, les micaschistes noirs du Pompidou et la formation de Molezon.

Dans la première hypothèse, les micaschistes noirs occuperaient le cœur d'un synclinal déversé au Sud et on devrait observer une symétrie dans le sens de déversement des microplis. Les observations sur le terrain montrent qu'il n'en est rien. Les trois termes différents du « triple associé » et du quartzite graphiteux, horizons remarquables de la formation, se succèdent verticalement sans répétition et garantissent une polarité unique.

Selon P. Brouder, l'éventualité d'un chevauchement ne pourra être évaluée qu'à partir de l'étude des relations géométriques entre des repères lithologiques, connus d'une part dans les micaschistes quartzeux, d'autre part dans leur plancher de micaschistes noirs. On constate ainsi que le quartzite basal (noté q5) des quartzophyllites et le quartzite graphiteux (noté qg) des

micaschistes noirs gardent une position relative à peu près constante dans tout le territoire où est tracé le passage d'une formation à l'autre. Ce contact s'étend sur les feuilles Saint-André-de-Valborgne, Meyrueis, Florac, Génolhac. Une telle relation entre des termes, chacun associé à un domaine lithologique particulier, ne peut être assurée que par une continuité lithostatigraphique qui ne serait, au mieux, que peu perturbée par des cisaillements parallèles à la foliation sans incidence sur la lithostratigraphie. Une relation par contact anormal entre les deux formations serait donc à exclure.

Selon F. Arnaud (1997) et M. Faure *et al.*, (2001), l'hypothèse d'un chevauchement synmétamorphe suivant un plan proche de la foliation macroscopique serait cependant en bon accord avec l'augmentation de la concentration de lentilles de quartz synfoliales, de zones de cisaillement ductile intense et de microplis que l'on peut rapporter aux événements D1 et D2 (cf. le chapitre aperçu microstructural).

La nappe du Mont-Mars

Elle n'expose qu'une formation de schistes noirs avec en semelle un horizon volcanosédimentaire de gneiss fin, de quelques décamètres d'épaisseur, remarquablement continu, posé sur la surface de chevauchement. Ce niveau de gneiss qui souligne la base de la nappe du Mont-Mars constitue un repère structural qui peut se suivre au Nord sur la feuille Génolhac jusqu'au-delà de Mijavols où il est interrompu par le granite du Lozère. Ce niveau de base ressemble au gneiss de l'Apié, ζA , défini en Cézarenque sur la feuille Bessèges.

La lame de micaschistes noirs du Mont-Mars subit des variations d'épaisseur sensibles car elle est souvent tronquée à son sommet par la nappe des Ayres qui la recouvre. Son maximum d'épaisseur, 400 à 500 m, est atteint au Sud-Ouest du col des Laupies dans la transversale du Mont-Mars. Elle s'amincit rapidement vers le Nord-Ouest et à l'Est de Cassagnas, au fond de la vallée de la Mimente, où elle est réduite à sa semelle de gneiss de l'Apié. Sur le versant septentrional de la vallée de la Mimente, les micaschistes noirs s'épaississent à nouveau. Au Nord, sur la feuille Génolhac, ces micaschistes noirs se développent largement avec des pendages de foliation très faibles. À l'approche du massif du Mont-Lozère, les foliations se relèvent en gardant une direction E-W. Il est raisonnable de considérer que la verticalisation de la foliation est liée à la mise en place du pluton granitique.

Au Sud-Est, la nappe des Ayres est elle-même biseauté par l'unité structurale sus-jacente, appelée nappe de Vieille-Morte, qui repose alors directement sur l'unité du Mont-Mars avant de la trancher brutalement à l'Est de Saint-Étienne-Vallée-Française dans la haute vallée de la Salandre. Dans son ultime segment oriental, l'épaisseur de la lame du Mont-Mars

varie de 100 à 200 m. Dans les zones de contact entre les nappes, la présence de cataclasites, en épaisseur limitée, est à attribuer aux déformations tardives post-métamorphes qui engendrent encore des mouvements cisailants fragiles localisés suivant les surfaces à faible pendage juxtaposant des ensembles lithologiques de rhéologie différente.

La nappe des Ayres

Elle est constituée entièrement d'une formation quartzo-feldspathique bien foliée évoquant une succession « flyschöïde ». Largement représentée, avec des pendages subhorizontaux, dans le Nord de la feuille, elle se poursuit encore sur la feuille Génolhac où elle est recoupée par le pluton granitique du Pont-de-Montvert-Borne. La partie supérieure de la nappe des Ayres est tronquée à l'Est par la faille subméridienne de Villefort (feuilles Génolhac et Bessèges). Son équivalent oriental, à l'Est de la faille, correspond aux micaschistes quartzo-feldspathiques qui forment l'encaissant méridional du massif granitique de la Borne. La base de la nappe des Ayres est jalonnée, au moins sur une fraction importante de son parcours, par une assise de gneiss fin, qui par analogie pétrographique peut être attribuée au gneiss de l'Apié. Celui-ci est constant à la base de la nappe vers le Nord jusqu'au massif du Mont-Lozère, mais vers le Sud-Est il disparaît à partir du col des Laupies. Au-delà, la zone de chevauchement n'est marquée par aucun niveau particulier, cependant la position du contact se situe au franchissement des crêtes qu'elles soient principales ou de ravinement. Le contact anormal est placé au bas des ruptures de profil topographique relayées par des paliers horizontaux. On peut admettre que la disparition, sur des secteurs plus ou moins étendus, de la semelle de gneiss de l'Apié est due à son rabotage lors du déplacement tardif de la nappe des Ayres.

La nappe de Vieille-Morte

Elle représente l'unité la plus élevée de l'édifice de nappes synmétamorphes de l'Unité Para-autochtone du Massif central (voir le chapitre « synthèse géologique régionale »). Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, cette nappe n'occupe qu'une petite partie à l'Est et au Nord-Est de la carte. Cependant, à l'échelle de toutes les Cévennes centrales, elle se déploie largement à l'Est et au Nord-Est sur les feuilles voisines : Alès, Bessèges, Génolhac, Largentière. Sur la bordure orientale des Cévennes cristallines, elle disparaît sous les formations sédimentaires discordantes triasiques et, plus au Sud, carbonifères, dans le bassin d'Alès.

La base de la nappe de Vieille-Morte est soulignée en continu par le gneiss de l'Apié, dont la localité type se situe en Cézarenque sur la feuille Bessèges. En Cézarenque, le gneiss de l'Apié jalonne la base d'une nappe de l'édifice cévenol comportant encore des micaschistes gris ardoise à noirs.

Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, cette nappe expose surtout au-dessus du gneiss de l'Apié, des micaschistes noirs, ou « micaschistes de Saint-Martin-de-Boubaux », à graphite et grenat abondant. Au dessus, on rencontre ensuite des quartzites micacés parfois rubanés ou formant des intercalations dispersées de couleur plus claire dans les métapelites. L'ensemble ressemble fortement à la suite lithologique observée dans la nappe du Mont-Mars.

Sur les feuilles limitrophes d'Alès et de Bessèges, ces micaschistes se prolongent par les micaschistes de Pontails qui portent en continuité les micaschistes quartzeux de Valouise (ou faisceau de l'Est de Malons de la feuille Bessèges). Ils sont eux-mêmes surmontés tectoniquement par la nappe des orthogneiss de la Cézarenque (ou de Bonnevaux). Le contact de base de cette nappe formé lors de la phase D1 a été réactivé lors de la phase D3 (cf. chapitre « aperçu microstructural »). Le métamorphisme augmente clairement vers les parties hautes de l'édifice : les phyllites sont à chlorite et muscovite, la biotite apparaît dès l'entrée dans les micaschistes quartzeux. Le dispositif présente donc un métamorphisme inverse.

Interprétation lithostratigraphique de la série cévenole (P. Brouder)

La succession observée en Cézarenque est utilisée comme la référence pour l'établissement d'un « log » de la série lithostratigraphique régionale déjà exposée en partie dans le chapitre « formations métamorphiques ». En effet, les conséquences lithostratigraphiques découlant du schéma structural sont immédiates. Si on admet que les trois nappes superposées du Mont-Mars, des Ayres et de Vieille-Morte possèdent en commun le niveau de gneiss volcanosédimentaire de l'Apié, celui-ci peut être utilisé comme un « fil conducteur » qui permet de proposer une lithostatigraphie d'ensemble à partir des successions lithologiques observées individuellement dans chacune des nappes. L'assise de l'Apié se rencontre toujours en semelle des nappes et est associée soit à des micaschistes de couleur sombre, gris à noirs, soit à une formation hétérogène de quartzites et de micaschistes (formations de micaschistes quartzeux). Les micaschistes noirs des différentes unités structurales sont des répétitions d'une formation unique confirmées par les niveaux repères (quartzite graphiteux, gneiss type Feljas). Il apparaît que l'assise de l'Apié joue le rôle de « cloison » dans la suite lithologique en séparant les faciès de micaschistes noirs sur l'une de ses faces et les faciès micaschistes quartzeux sur l'autre.

Dans la nappe supérieure, ou nappe de Vieille-Morte, l'assise de l'Apié est surmontée par les micaschistes noirs de Saint-Martin-de-Boubaux-Pontails, eux même surmontés par les quartzo-phyllites de Valouise (fig. 1, hors texte). Cette succession est considérée comme inverse car les quartzo-phyllites de Valouise formeraient l'encaissant des gneiss de la Cézarenque, eux-mêmes interprétés comme le terme le plus profond de la succession lithologique. Si

l'on accepte cette conclusion, l'ordre stratigraphique serait de bas en haut : 1) Orthogneiss de la Cézarenque (ou de Bonnevaux), 2) Quartzites et micaschistes à muscovite et biotite de Valouise, 3) Micaschistes noirs à muscovite-chlorite-grenat de Saint-Martin-de-Boubaux-Ponteils, 4) Gneiss de l'Apié.

En utilisant le symbole lithologique des terrains associé à un index chiffré indiquant leur étagement chronologique, le contenu litho-structural de la nappe de Vieille-Morte se formule ainsi :

- ζA Gneiss de l'Apié ;
- ³ξ Micaschistes noirs à muscovite-chlorite-grenat de Saint-Martin-de-Boubaux-Ponteils ;
- ²χξ Quartzites et micaschistes à muscovite et biotite de Valouise.

Remarquons que dans la nappe de Vieille-Morte, seul les termes ζA et ³ξ, représentant le gneiss de l'Apié et les micaschistes noirs sont exposés sur la feuille Saint-André-de-Valborgne.

Dans la nappe sous-jacente des Ayres, la formation des micaschistes quartzeux (dits de Saint-Privat-de-Vallongue) ne présente pas de niveau repère interne permettant de déterminer une polarité, mais comme elle surmonte le gneiss de l'Apié, elle s'intègre aisément dans la suite régionale des terrains, au-dessus des micaschistes noirs ³ξ. Plus précisément, les quartzo-phyllites de Valouise ²χξ qui surmontent géométriquement les micaschistes noirs ³ξ dans la nappe de Vieille-Morte, se distinguent des quartzo-phyllites de Saint-Privat. Ainsi, les deux ensembles quartzo-micaschisteux ne peuvent être assimilés à une même formation bien que leur lithologie comparable ait permis la confusion. Les quartzo-phyllites de Saint-Privat prennent alors le rang 4 dans la série régionale soit ⁴χξ. Ainsi, la polarité d'ensemble des terrains de la nappe des Ayres avec la succession des gneiss de l'Apié en semelle puis des quartzophyllites de Saint-Privat est normale.

Dans cette logique, les micaschistes noirs formant la nappe du Mont-Mars, semblables aux micaschistes noirs de Saint-Martin-de-Boubaux, surmontent le gneiss de l'Apié, ils appartiendraient donc à une série renversée.

Enfin, le groupe de terrains composant l'ensemble basal apparaît comme une suite « stratifiée » des formations qui, dans les nappes du Mont-Mars et des Ayres sont dispersées tandis qu'elles apparaissent encore en suite complète, mais en série inverse, dans la nappe supérieure de Vieille-Morte.

L'équivalence des micaschistes noirs du Pompidou avec ceux du Mont-Mars et de Saint-Martin-de-Boubaux se base sur l'analogie des faciès. Notons encore que les micaschistes du Mont-Mars, interprétés ci-dessus comme une série inverse, portent le quartzite graphiteux (qg) vers leur base géométrique

(sur la crête du Gratassac, Nord de Villefort, feuille Génolhac). Ici, dans les schistes noirs du Pompidou, le quartzite graphiteux (qg) est proche du sommet géométrique de la formation et la polarité doit être normale. Par extension cette polarité s'étend aux terrains adjacents. Cette conclusion rejoint celle établie précédemment par continuité avec la suite lithologique des Cévennes méridionales développée sur les feuilles Nant et Le Vigan.

La position de ces terrains dans la succession régionale est ainsi établie :

⁴χξ - Quartzophyllites de Molezon.

³ξ - Phyllites (micaschistes noirs) du Pompidou.

²χξ - Quartzophyllites des Plantiers.

Au travers des différentes unités structurales les équivalences sont (Schéma structural) :

⁴χξ - Quartzo-phyllites de Molezon = Quartzo-phyllites de St-Privat-de-Vallongue (ou des Balmelles sur la feuille Bessèges) ;

Quartzite q5 ≈ Gneiss de l'Apié ζA ;

³ξ - Phyllites du Pompidou = phyllites du Mont-Mars = phyllites de Saint-Martin-de-Boubaux (ou de Ponteils sur la feuille Bessèges) ;

Quartzite q4 ;

²χξ - Quartzophyllites des Plantiers = quartzophyllites de Valouise (feuille Bessèges) ;

1ζ - Orthogneiss de Peyroles = orthogneiss de la Cézarenque/Bonnevaux (sur les feuilles Bessèges, Largentière et Alès).

Remarque (M. Faure) : cette colonne lithostratigraphique présente de nombreux aspects séduisants et dans l'état actuel des travaux, il n'existe pas vraiment de proposition alternative. Cependant, il faut insister sur le fait que ce log repose sur plusieurs postulats.

1) P. Brouder considère que les orthogneiss de Peyroles sont les mêmes que les gneiss de la Cézarenque. Ceci n'est pas prouvé, en effet, il existe une diversité de faciès dans les gneiss de la Cézarenque. Certains faciès sont clairement des méta-arkoses ou méta-conglomérats qui n'existent pas dans l'ensemble des gneiss de Peyroles. D'autres faciès, les gneiss de Bonnevaux, sont des orthogneiss comme en témoigne la présence d'enclaves surmicacées. Ils n'appartiennent certainement pas au même pluton granitique que celui de Peyroles. De nombreux auteurs envisagent que les gneiss de la Cézarenque appartiennent à l'Unité Inférieure des Gneiss et non à l'Unité Para-autochthone (cf le chapitre « Synthèse géologique régionale »).

2) Pour des raisons évidentes et légitimes de simplicité, il est admis :

Événement	Microstructure planaire	Microstructure linéaire	Plis	Mégastructure régionale	Métamorphisme	Signification tectonique régionale	Âge
D1	S1 : foliation régionale subhorizontale	L1 : linéation d'allongement N-S à N50E	P1 : plis isoclinaux	Nappes ductiles déplacées du Nord vers le Sud	Faciès schistes verts à amphibolite inférieur	Cisaillement ductile horizontal	340-330 Ma
D2	S2 : schistosité de crénulation inclinée vers le Nord	L2 : linéation de crénulation parallèle aux axes NW-SE des plis P2	P2 : plis synschisteux déversés au Sud ou SE	Nappes ductiles déplacées du Nord vers le Sud	Faciès schistes verts Biotite dans S2	Incrément tardif de la déformation ductile régionale débutée lors de D1	330 Ma
<i>Seulement au Nord du M-Lozère</i>	Foliation migmatitique	Mal connu. Linéation N-S	Non-documenté	Dôme migmatitique (?)	Haute température Fusion crustale Biotite, grenat post-foliaux	Fin de l'épaississement et de la mise en place des nappes	330-325 Ma
D3	S3 : schistosité de crénulation subverticale	L3 : linéation de crénulation d'axe NW-SE - Strie de HT - Bandes de cisaillement	P3 : Plis synschisteux droits		Faciès cornéenne Minéraux de contact (biotite, andalousite) ± orientés	Raccourcissement N-S à NE-SW et allongement NW-SE contemporain de la mise en place des plutons granitiques Extension syn-orogénique	325-310 Ma
D4	S4 : schistosité parallèle à S1	L4 : linéation d'allongement NE-SW		Faïlle normale ductile vers le Nord	Non documenté	Extension post-orogénique et ouverture des bassins houillers	310-300 Ma

Tabl. 1 - Tableau synoptique des événements tectoniques et métamorphiques des Cévennes. Les termes D1, D2, D3, D4 n'ont qu'une valeur locale à l'échelle de l'Unité para-autochtone des Cévennes

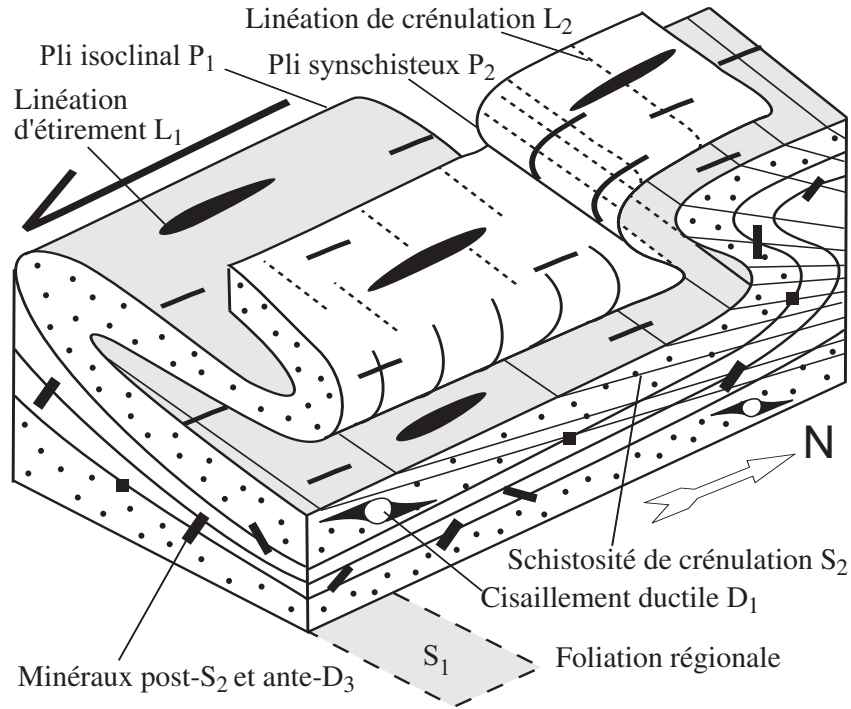


Fig. 2 - Bloc diagramme synthétique montrant la superposition des événements D_1 et D_2

- a) qu'il n'existe qu'un seul horizon de gneiss volcanosédimentaires de type « Apié », ce qui n'est pas infirmé par les mesures géochronologiques,
- b) que tous les micaschistes noirs (du Pompidou, de Saint-Martin-de-Boubaux, de Ponteils) appartiennent à une seule série,
- c) que les micaschistes (ou quartzo-phyllites) de Molezon et de Saint-Privas sont identiques,
- d) que les micaschistes des Plantiers et de Valouise sont les mêmes.

Bien que possibles, ces corrélations ne sont nullement certaines.

APERÇU MICROSTRUCTURAL DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES (M. Faure)

Les séries micaschisteuses comme celles des Cévennes centrales sont des ensembles très favorables pour mettre en œuvre une analyse microtectonique car les déformations qu'on y rencontre résultent d'une évolution polyphasée et pro parte syn-métamorphe. Dans la suite de ce chapitre, on présentera la succession des quatre événements structuraux syn-métamorphes principaux observés sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne dans l'ordre chronologique. Remarquons dès à présent que si ces événements, notés D_1 à D_4 , sont représentatifs de l'évolution de l'ensemble de l'Unité Parautochtone des Cévennes, ils ne sont pas équivalents aux événements D_1 à D_4 reconnus à l'échelle de tout le Massif central. Leur place dans l'évolution générale du Massif central sera discutée plus loin dans cette notice. En outre, les déformations plicatives à grand rayon de courbure, ainsi que les déformations fragiles qui affectent l'ensemble de la série des micaschistes des Cévennes ne sont pas détaillées ici. L'ensemble des événements microstructuraux D_1 à D_4 des Cévennes est synthétisé dans le tableau 1.

La déformation D_1 : phase de mise en place des nappes (fig. 2)

La foliation régionale, S_1 , est la microstructure majeure de la région. Elle est caractérisée par la cristallisation orientée des phyllosilicates, des agrégats polycristallins de quartz et dans une moindre mesure des feldspaths. Les alternances minéralogiques de niveaux très riches en phyllosilicates ou de niveaux quartzo-feldspathiques sont en partie héritées des variations sédimentaires initiales (S_0). Dans la suite de cette notice, cette surface sera appelée $S_{0.1}$. Cependant, il faut noter que parfois la surface macroscopique principale se révèle être une schistosité de crénulation dans laquelle les microlithons contiennent déjà une foliation plus ancienne plissée. Pour P. Brouder (1971), la surface macroscopique de la foliation des séries des Cévennes serait toujours une foliation S_2 contenant des reliques d'une foliation S_1 préexistante plissée et préservée sous forme de microlithons.

D'une façon générale, dans les domaines métamorphiques, la formation des foliations est un phénomène dynamique qui associe des processus de cristallisation orientée sous contrainte et des processus mécaniques de rotation rigide des minéraux ou de glissement intracristallin. Il est bien établi que dans des conditions de température et de pression modérées (300-400 °C ; 0,4-0,7 GPa), le mécanisme de pression-dissolution assisté par des fluides prédomine (Mercier et Vergély, 2004 ; Passchier et Trouw, 2006). Ainsi, dans les micaschistes des Cévennes, la foliation s'est développée progressivement au cours d'incrément successifs de la déformation ductile régionale. Il est tout à fait possible de retrouver des reliques, préservées à des degrés divers, des foliations formées lors des incréments les plus précoces. Cependant il est clair que c'est la foliation développée au cours des derniers incréments qui est la mieux préservée et la plus facilement observable sur le terrain. Par conséquent, sans oublier le fait que la foliation macroscopique résulte d'une évolution progressive incrémentale, cette surface de référence majeure sera appelée ici S_1 puisqu'elle est formée au cours du premier événement tectono-métamorphique D_1 .

$S_{0,1}$ porte une linéation minérale et d'allongement (L_1) orientée N-S à N50E (fig. 3A, hors texte). Cette structure linéaire est plus ou moins bien visible selon la lithologie. Difficile à observer, dans les micaschistes phylliteux, L_1 se repère assez aisément dans les faciès plus quartzeux par des alignements de biotite ou des fibres de quartz. En outre, la recristallisation statique, ou recuit (la plupart du temps contrôlé par l'élévation de la température), est parfois responsable de l'effacement de la linéation minérale.

La formation des grandes surfaces de foliation à faible pendage est restée pendant longtemps mal comprise. Il est maintenant bien admis, que ces foliations « plates » résultent de déformations ductiles cisailantes et non d'un phénomène d'enfouissement ainsi que cela était supposé au début du XX^e siècle. Par analogie avec la chaîne himalayenne, il a été proposé par M. Mattauer (1974) puis par M. Mattauer et A. Etchecopar (1977) que la foliation plate dans la série des micaschistes des Cévennes résultait d'un cisaillement ductile hétérogène, à faible pendage dirigé du Nord vers le Sud. Du fait de l'intensité élevée du cisaillement, la direction du cisaillement est pratiquement confondue avec la linéation d'allongement. Des observations microtectoniques dans le plan perpendiculaire à la foliation $S_{0,1}$ et parallèle à la linéation L_1 montrent l'existence de critères de cisaillement, comme des cristallisations en zones abritées, ou des lentilles sigmoïdes de quartz (fig. 3D, hors texte). À l'échelle de l'affleurement, les lentilles de quartz sont des indicateurs cinématiques très répandus. À l'échelle de la lame mince, on peut aussi observer des cristallisations en zones abritées (ou pressure shadows) et plus rarement des micas sigmoïdes. Dans leur ensemble, les indicateurs cinématiques indiquent un sens de cisaillement du Nord vers le Sud. Ainsi que cela a déjà été noté (Arnaud, 1997 ; Arnaud *et al.*, 2004), on constate à

proximité des contacts tectoniques, un accroissement des lentilles de quartz (parfois appelé quartz d'exsudation). Cette abondance traduit l'importance des circulations de fluides le long des discontinuités tectoniques. La forme sigmoïde de nombreuses lentilles de quartz s'accorde bien avec un cisaillement ductile du Nord vers le Sud.

La foliation contient aussi des plis isoclinaux, ou intrafoliaux, P_1 , métriques ou centimétriques, bien marqués lorsque la lithologie est contrastée. Des plis en fourreaux ont été décrits sur la feuille Bessèges (Lacassin et Van den Driessche, 1982). Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, de tels plis en fourreaux, bien que possibles, n'ont pas été observés par les auteurs de cette notice. La plupart des plis P_1 ont des axes de direction N-S ou N50E, parallèles à la linéation d'étirement, mais d'autres plis P_1 ont des directions variables dans S_1 . Cette dispersion des axes de plis intrafoliaux est aisément explicable dans le modèle du cisaillement simple hétérogène. En effet, au cours d'une telle déformation ductile intense, les axes de plis formés initialement perpendiculairement à la direction de raccourcissement, sont progressivement réorientés dans la direction de la linéation d'étirement et aplatis dans la foliation (fig. 3B, C, hors texte). Les déversements apparents, vers l'Ouest ou l'Est, de ces plis intrafoliaux ne sont en rien indicatifs du sens de déplacement des nappes. Ainsi, la mise en place des nappes ductiles, événement majeur des Cévennes, se produit pendant la phase D_1 de la structuration régionale (fig. 2).

Il faut cependant mentionner que localement des mouvements du Sud vers le Nord peuvent être mis en évidence le long d'une linéation N-S. C'est par exemple le cas de la bordure nord de l'orthogneiss de Peyroles et de son encaissant. Les cisaillements ductiles vers le Nord ou le Nord-Est sont interprétés comme dus à une faille normale qui abaisse le compartiment nord par rapport au Sud (Arnaud et Burg, 1993). D'autres cisaillements ductiles vers le Nord se rencontrent au Nord-Est d'Alès (Allemand *et al.*, 1997). Bien que la linéation associée à cette phase extensive soit subparallèle à L_1 , il s'agit en fait d'une autre phase de déformation plus récente (D_4). Cette déformation ductile D_1 est associée à un métamorphisme de bas degré (faciès schiste vert supérieur à amphibolite inférieur).

La déformation D_2 : incrément tardif de la mise en place des nappes

Dans l'ensemble du domaine cévenol, $S_{0,1}$ et L_1 sont déformés par des plis P_2 d'axe L_2 NW-SE (N110-140E) et déversés vers le S-SW. Ces plis P_2 sont le plus souvent accompagnés d'une schistosité de crénulation de plan axial (fig. 3E, hors texte). Du point de vue géométrique, cette déformation peut être considérée comme une deuxième phase de déformation puisque la foliation $S_{0,1}$ et la linéation L_1 sont déformées. Cependant, la phase D_2 peut également s'expliquer par le même cisaillement ductile à faible pendage

dirigé du Nord vers le Sud que pour D_1 . Pour cette raison, tous les éléments structuraux attribués à D_2 : S_2 , L_2 , P_2 , peuvent être interprétés comme des « incréments » tardifs du cisaillement ductile développé pendant D_2 .

La foliation majeure S_1 est très communément plissée à l'échelle microscopique à centimétrique (fig. 2). Ceci se traduit par le développement de plusieurs linéations de crénulation contenues dans des plans de schistosité de crénulation. Il n'est pas rare d'observer sur la même surface S_1 plusieurs directions de crénulation correspondant à plusieurs phases tectoniques. Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, trois directions principales de crénulation sont reconnues (Rakib, 1996 ; Arnaud, 1997) :

1) La direction NW-SE est la plus développée dans toutes les Cévennes, mais à l'Est et au Nord-Est, cette direction semble tourner pour devenir d'avantage E-W. Il faut également noter que la schistosité de crénulation (S_2) qui contient cette linéation NW-SE s'infléchit progressivement vers la direction Est-Ouest au Sud-Est de la feuille tandis que son pendage passe de Nord à Nord-Est.

2) Dans la moitié est de la feuille, une crénulation orientée NE-SW prédomine. Cette direction NE-SW est mise en relation par P. Brouder avec le chevauchement postmétamorphe des orthogneiss de Bonnevaux (feuilles Largentière, Bessèges, Alès).

3) De façon plus sporadique, on rencontre aussi des linéations de crénulation orientées N-S à NNE-SSW dispersées sur l'ensemble de la feuille. Il est difficile de préciser si cette orientation résulte d'une rotation de la linéation NE-SW ou bien si elle doit être attribuée à une autre déformation. La superposition des deux familles NW-SE et N-S produit souvent sur les surfaces de foliation S_{0-1} une grille de crénelures. Les relations de superposition et d'intersection des microplis de crénulation indiquent clairement l'antériorité de la famille submérienne. La signification des linéations de crénulation N-S à NE-SW reste actuellement mal comprise.

En outre, la nette prédominance de la direction de crénulation NW-SE résulte clairement de la superposition de deux déformations D_2 et D_3 (voir ci-dessous). En effet, l'essentiel de ces linéations de crénulation doit être attribué à la phase D_2 puisqu'elle est associée aux plis P_2 , déversés au Sud. Ces crénulations sont portées par des plans de schistosité de crénulation S_2 à pendage faible (30 à 50°) vers le Nord ou le Nord-Est. Cependant une partie de ces linéations de crénulation est portée par des plans de schistosité subverticaux ou à fort pendage (S_3) qui doivent être rattachés à une déformation D_3 (voir ci-dessous). C'est en particulier ce qui peut être observé autour des plutons du Mont-Lozère-Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral –

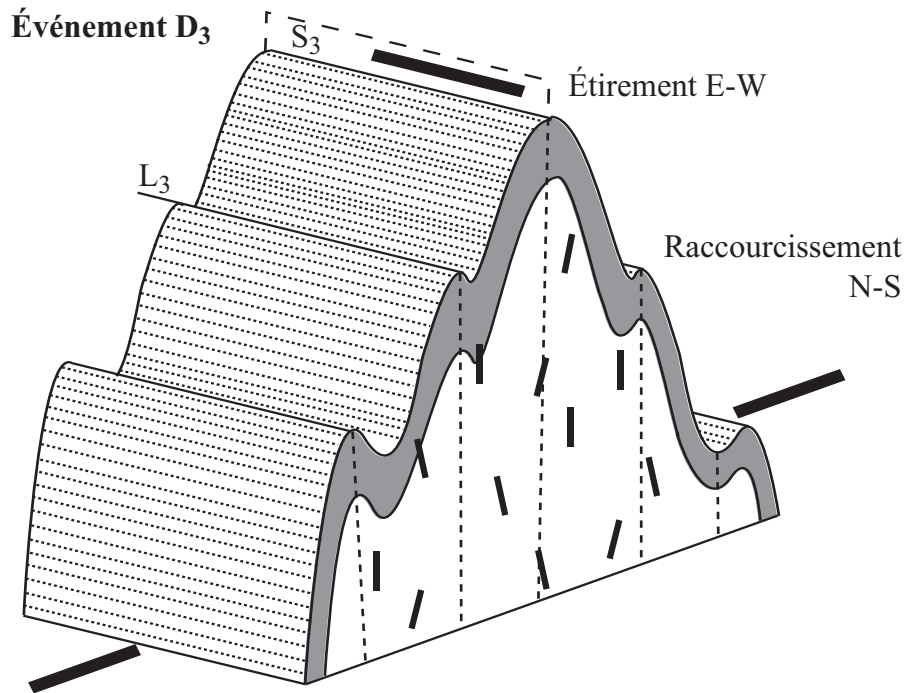


Fig. 4 - Bloc diagramme montrant les plis droits synschisteux et les cristallisations métamorphiques de l'événement D₃

Liron. La formation de ces crénulations a été associée à l'expansion des plutons granitiques lors de leur mise en place (Faure, 1995).

La déformation D₃ : l'extension syn à post-orogénique

Comme mentionné dans le paragraphe précédent, la surface de foliation (S_{0-1}) porte une linéation de crénulation de direction NW-SE composite puisque contenue soit dans une surface de crénulation (S_2) inclinée vers le Nord ou le Nord-Est et interprétée comme L_2 , soit dans une surface de schistosité de crénulation verticale, appelée ici S_3 , la linéation de crénulation est alors une L_3 . S_3 et L_3 se développent en même temps que des plis droits millimétriques à métriques (fig. 4). Il est raisonnable de rattacher à cette phase de déformation D_3 les plis droits kilométriques à plurikilométriques qui déforment la foliation dans son ensemble. En outre, la foliation S_{0-1} contient une structure linéaire, L_3 , caractérisée par des phyllosilicates ou des fibres de quartz orientés NW-SE. Cette microstructure évoque d'avantage une strie de faille qu'une véritable linéation d'allongement. Enfin, la foliation S_{0-1} est recoupée par des bandes de cisaillement ductile souvent soulignées par des lentilles sigmoïdes de quartz (fig. 3E, hors texte). Dans la partie est de la feuille de Saint-André-de-Valborgne, ces bandes de cisaillement correspondent à des failles normales qui abaissent le compartiment et (ou sud-est) par rapport au compartiment ouest (ou nord-ouest). On peut attribuer à cette déformation D_3 la reprise du contact de base de la nappe des gneiss de la Cézarenque qui est réactivé par des cisaillements ductiles vers le Sud-Est. Dans ce secteur, la déformation D_3 s'accompagne de la chloritisation rétomorphique des micaschistes sous-jacents (micaschistes « tigrés » à chlorite-albite des feuilles Bessèges et Alès).

Ainsi la direction d'étirement maximum fini D_3 , orientée NW-SE, est parallèle à la linéation minérale ou à la linéation magnétique mise en évidence dans les plutons granitiques de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron et du Mont-Mozère-Borne par les études de susceptibilité magnétique (ASM, cf. le chapitre suivant sur le plutonisme syntectonique).

La déformation D₄ : l'extension tardive post-orogénique

Très localisée le long du contact entre les micaschistes et l'orthoigneiss de Peyroles, cette déformation se caractérise par une foliation pentée de 25 à 45° vers le NNE portant une linéation minérale et d'étirement partiellement dans la ligne de plus grande pente. Les critères cinématiques indiquent un cisaillement vers le NNE de la partie supérieure. Dans la géométrie actuelle, il s'agit d'une faille normale qui abaissement le compartiment nord (micaschistes) par rapport à l'orthoigneiss (Arnaud et Burg, 1993). L'âge de la déformation D_4 n'est pas connu.

Plus au Nord-Est, sur la feuille d'Alès, des cisaillements ductiles en faille normale s'observent au Nord du petit pointement granitique de Montcalm,

ainsi que dans les séries micaschisteuses qui bordent la faille de Villefort. Ainsi, une relation entre ces cisaillements ductiles vers le Nord, le jeu sénestre de la faille de Villefort et l'ouverture du bassin houiller des Cévennes est envisageable (Allemand *et al.*, 1997 ; Faure, 1995), mais reste pour le moment une hypothèse de travail.

CADRE TECTONIQUE RÉGIONAL DU PLUTONISME SYNTECTONIQUE

Les séries métamorphiques des Cévennes sont recoupées par les deux massifs granitiques de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron au Sud et du Mont-Lozère-Borne au Nord (fig. 5, hors texte). À l'échelle régionale, ces massifs monzogranitiques sont pétrologiquement, chronologiquement et tectoniquement comparables au massif de la Margeride qui affleure plus au Nord.

Dans le Sud du domaine cévenol, le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron sépare au Nord les micaschistes et au Sud les séries paléozoïques peu ou pas métamorphiques du Viganais. Géographiquement, ce pluton en forme de U est subdivisé en trois massifs de l'Aigoual à l'Ouest, du Saint-Guiral au Centre et du Liron à l'Est (Sabourdy, 1975). Seules les terminaisons septentrionales de l'Aigoual et du Liron sont présentes sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne. En outre, la terminaison orientale du pluton est masquée par la couverture mésozoïque. Le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron est un monzogranite essentiellement constitué par un faciès porphyrique avec les mégacristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 10 cm de longueur. La terminaison nord du massif de l'Aigoual est formée par un faciès de microgranite composé de mégacristaux de quartz arrondi, feldspath potassique, plagioclase et biotite dans une matrice microgrenue. Le massif de l'Aigoual se prolonge par un réseau filonien de microgranite orienté N-S à NNE-SSW dont la mise en place est subcontemporaine de celle du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron (Talbot *et al.*, 2005b). Le massif de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron a été daté vers 312-307 Ma (U/Pb sur zircon et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotite ; Monié *et al.*, 2000).

Le massif du Mont-Lozère-Borne au Nord qui n'affleure pas sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne est relativement complexe car il est en fait constitué de deux plutons granitiques : le pluton du Pont-de-Montvert-Borne et celui des Signaux. Ce dernier est un leucogranite à grain fin constitué de trois faciès pétrologiques : au Nord, l'adamellite à cordiérite des Laubies, au Centre, le leucogranite à muscovite (\pm biotite) du Sommet de Finiels, au Sud, le granite à biotite (\pm muscovite) du Bougès (Van Moort, 1966 ; Guérangé-Lozes et Pellet, 1990). Le second pluton est celui du Pont de Montvert-Borne qui est coupé en deux parties par le décrochement fragile sénestre de la Faille de Villefort. Le

pluton du Pont de Montvert-Borne est un monzogranite porphyrique, homogène à l'échelle du pluton. Cartographiquement, le pluton du Pont de Montvert-Borne est intrusif dans celui des Signaux, mais les données géochronologiques montrent que les deux plutons sont contemporains (316 ± 4 Ma pour les Signaux et 315 ± 5 Ma pour le Pont de Montvert-Borne). C'est-à-dire qu'ils se mettent en place dans le même contexte tectonique.

La mise en place des granites cévenols et des filons peut être interprétée dans le cadre de l'évolution tardi-orogénique du Massif central (Faure, 1995). Comme la plupart des plutons granitiques, les plutons cévenols ne sont pas formés par des roches isotropes. Au contraire, ces monzogranites possèdent des orientations préférentielles planaires et linéaires matérialisées par l'arrangement de certains minéraux comme les mégacristsaux de feldspath potassique ou les micas, ou encore à l'échelle de l'affleurement par les enclaves basiques surmicacées ou les filons aplitiques. Cependant ces orientations préférentielles sont souvent difficiles à observer directement sur le terrain. C'est pourquoi des études fondées sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) ont été conduites sur ces massifs (Talbot *et al.*, 2004 ; 2005b). Les études de minéralogie magnétique montrent que la biotite est le porteur essentiel de l'aimantation. Il est donc légitime de considérer que l'ASM permet de déterminer des orientations planaires (ou foliations) et des orientations linéaires (ou linéations) qui traduisent l'histoire magmatique et/ou tectonique des plutons.

Les observations texturales des granitoïdes cévenols montrent que dans les faciès porphyriques, les orientations préférentielles planaires et linéaires se développent pendant la cristallisation du magma granitique. Il en est de même pour le leucogranite du pluton des Signaux à l'exception de la bordure occidentale où la foliation est bien développée avec parfois des zones mylonitiques. L'allure de la foliation magmatique dans les plutons du Pont de Montvert-Borne, Signaux et Aigoual-Saint-Guiral-Liron est pour l'essentiel parallèle aux bordures des massifs. En revanche, les linéations magnétiques présentent une direction dominante E-W à NW-SE (fig. 5, hors texte). L'architecture des plutons cévenols est interprétée comme le résultat de l'interférence entre la dynamique magmatique (ascension et écoulement de liquides silicatés visqueux) et la tectonique régionale (direction d'étirement et de raccourcissement, champ de déformation et champ de contraintes). Dans cette conception, la foliation des plutons peut être considérée comme l'enregistrement de l'expansion du magma dans le plan horizontal et la linéation, proche d'E-W traduit le fait que la mise en place des plutons est contrôlée par la déformation régionale extensive tardi-orogénique.

Le réseau filonien du Nord de l'Aigoual s'intègre bien dans ce schéma de tectonique extensive de direction E-W puisque l'orientation N-S à NE-SW des filons est perpendiculaire à la direction d'étirement. Les filons peuvent donc être considérés comme des fentes de tension remplies par le magma granitique

qui du fait du niveau de mise en place élevé dans la croûte continentale cristallise sous forme de microgranite. Les analyses ASM s'accordent avec cette interprétation (Talbot *et al.*, 2005b). Dans les filons de microgranite, la foliation magnétique est à fort pendage et subparallèle à la direction des épontes des filons ; la linéation magnétique est subhorizontale et de direction NNE-SSW. Ainsi contrairement aux plutons de taille plurikilométrique, dans les filons, les orientations préférentielles traduisent la dynamique de l'écoulement du magma. Les trajectoires des linéations dans l'ensemble du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron sont représentées sur la figure 5, hors texte.

Il faut également remarquer que les minéraux métamorphiques (biotite, andalousite, grenat) développés dans l'auréole de contact, et donc contemporains de la mise en place des plutons, sont souvent déformés. Tout en étant clairement sécants sur la foliation régionale, ces minéraux sont boudinés (andalousite), sigmoïdes (biotite) ou entourés de cristallisations en zones abritées, par exemple des fibres de quartz autour des biotites et des grenats. Ces observations montrent que les plutons granitiques ne sont pas des objets statiques mis en place après la déformation, au contraire, il s'agit de corps syntectoniques (ou syncinématiques). En outre, la direction d'étirement observée dans l'auréole métamorphique et dans les roches granitiques est concordante et orientée E-W à NW-SE. Ainsi, ces particularités structurales s'accordent pour interpréter les plutons granitiques comme des marqueurs de la tectonique extensive tardi- à post-orogénique des Cévennes. Dans l'ensemble du Massif central, de nombreux granitoïdes d'âge Namurien à Westphalien ont enregistré ce régime tectonique extensif tardi-orogénique (Faure, 1995). Dans les régions limitrophes de la feuille de Saint-André-de-Valborgne, on peut citer au Nord-Ouest le pluton de la Margeride qui est un des plus grands massifs granitiques du Massif central et au Nord-Est le petit pluton leucogranitique de Rocles (Talbot *et al.*, 2005a ; Bé Mézème *et al.*, 2007 ; Joly *et al.*, 2009 ; figure 5, hors texte).

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE (P. Brouder)

Minéralogie/Chimie des minéraux/Thermo-barométrie/Relations cristallisations-déformation

Dans l'ensemble des micaschistes quartzeux, la minéralogie est pauvre. Les constituants essentiels permanents se limitent à l'association quartz-muscovite-chlorite en proportion variable suivant les niveaux. Ils sont le plus souvent accompagnés par des minéraux accessoires comme l'apatite, le zircon, l'ilménite ou la tourmaline. D'autres minéraux se joignent irrégulièrement à l'association principale et sont significatifs à la fois du chimisme de la roche et des conditions thermobarométriques du métamorphisme. Ce sont le chloritoïde, le graphite, la biotite, le grenat.

Le chloritoïde apparaît vers 300 °C dans les roches relativement riches en fer, associé à la chlorite. Il est très répandu dans les schistes noirs (phyllites du Pompidou et du Mont-Mars). Ces roches sont également riches en ilménite et en pyrite. L'association avec le graphite est également remarquable. Le chloritoïde se rencontre encore assez fréquemment dans les horizons phylliteux des formations de micashistes quartzeux des Plantiers, de Molezon et de Saint-Privat. Il se présente en petites lamelles parallèles à la foliation S_{0-1} ou en larges lamelles (parfois millimétriques) obliques sur la foliation principale. Il peut aussi se surimposer sur des microplis tardifs en grands individus. Le chloritoïde se développe donc en plusieurs temps, depuis la phase de cristallisation principale contemporaine de la foliation régionale jusqu'à la fin du métamorphisme thermique tardif D_2 voire syn- D_3 . Les dernières générations pourraient appartenir aux paragénèses du métamorphisme de HT associé à la fusion crustale.

Le grenat spessartine, très répandu dans les différentes unités structurales est souvent concentré dans certains niveaux à chimisme approprié. Variété manganésifère du grenat, il peut se former dès 450 °C. Les cristaux contemporains de la foliation principale S_{0-1} sont corrodés et déformés par le cisaillement ductile de la déformation D_1 . On trouve également des grenats subautomorphes, sécants sur la foliation S_{0-1} et probablement contemporains de la déformation D_3 .

La biotite se développe abondamment en cristaux synfoliaux sélectivement dans les niveaux volcaniques (l'Apié, Feljas). Elle se forme en effet dès 400 °C dans les milieux riches en potassium, ici à partir du feldspath potassique (joint à la chlorite). La biotite se développe aussi en lamelles orientées dans la schistosité de crénulation S_2 qui matérialise le plan axial des plis P_2 . En outre, une génération tardive de biotite, en lamelles non orientées et dispersées dans les métapélites banales à muscovite-chlorite, est à attribuer à un métamorphisme thermique (mise en place des plutons granitiques cachés ou anatexie régionale compte tenu du contexte régional, cf. chapitre suivant). Les charnières des microplis d'axes W-E, contemporains de la mise en place des corps magmatiques sont des lieux privilégiés de ces cristallisations.

Chronologiquement, le métamorphisme se développe en plusieurs épisodes pendant les déformations D_1 , D_2 et D_3 . L'étape métamorphique majeure est contemporaine de la foliation S_{0-1} . Dans les quartzophyllites, la paragénèse à quartz + muscovite + chlorite + chloritoïde + grenat + (seulement dans les horizons riches en feldspath potassique) biotite appartient au faciès des schistes verts. Elle témoigne d'un métamorphisme de degré faible. Les températures maximales de formation sont estimées par le chloritoïde qui doit apparaître vers 300 °C, le grenat (manganésifère) vers 400 °C et la biotite, dans ce chimisme, vers 450 °C.

Dans les roches plus mafiques, comme la métadiorite quartzite du Pas, la paragenèse type est : quartz + albite + clinozoïsite + actinote + muscovite.

L'horizon médian du triple associé-gneiss du Feljas, offre lui aussi une paragenèse de faciès schistes verts à quartz + albite + clinozoïsite + feldspath potassique + biotite + muscovite + actinote.

Le métamorphisme régional cévenol a été étudié par A. Rakib (1996) qui a estimé les conditions thermo-barométriques autour de 430 ± 30 °C et $0,5 \pm 0,05$ GPa.

Outre les minéraux (quartz et phyllosilicates) définissant la foliation régionale S_{0-1} , des cristallisations de phyllites sans orientation préférentielle se développent dans un large domaine dépassant le cadre de la feuille de Saint-André-de-Valborgne. Au centre de la feuille, on observe des lamelles dispersées de chlorite et de muscovite plus larges que les lamelles synfoliales mais cependant microscopiques. Au Sud, dans les quartzophyllitites des Plantiers apparaît la biotite, permanente ensuite jusqu'au granite du Liron et de l'Aigoual à l'Ouest. Au Nord, la biotite se développe à proximité de la limite de la feuille Génolhac où elle se distribue jusqu'au massif granitique du Mont-Lozère. Enfin, ainsi que signalé plus haut, certains porphyroblastes de grenat subautomorphes sont très clairement postfoliaux. Le caractère « tardif » de ce second épisode métamorphique apparaît clairement lorsqu'on considère le tracé des isogrades (fig. 6, hors texte ; Rakib, 1996 ; Faure *et al.*, 2001).

On ne peut donc échapper à l'idée d'associer ces cristallisations post- S_{0-1} et post S_2 à un phénomène thermique d'ampleur régionale. Ainsi que cela a été proposé depuis longtemps (Gèze, 1949), on pourrait envisager la présence, à faible profondeur sous les micaschistes cévenols, d'un autre pluton granitique intermédiaire entre ceux de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron au Sud et du Mont-Lozère-Borne au Nord. À l'appui de cette idée, notons l'existence de deux ponts entre les masses granitiques :

– à l'Ouest, l'appendice filonien prolongeant l'Aigoual vers le Nord s'étend au-delà de Barre-des-Cévennes, s'approche du Lozère à 4 km, puis est relayé par les jalons d'Aubusson et de la Grand-Ville (feuille Génolhac) ;

– à l'Est (sur la feuille Alès), un lien est indiqué par la succession subméridienne des filons de Branoux et de Soustelle qui rejoignent au Sud les pointements granitiques de Montcalm dont l'incontestable relation avec le granite du Liron est masquée par la couverture sédimentaire de Saint-Sébastien-d'Aigrefeuille-Saint-Jean-du-Gard.

Cependant, il est bien établi par les études gravimétriques et structurales que les massifs granitiques représentent deux plutons distincts (Talbot *et*

al., 2004, 2005). Il est donc assez difficile d'envisager une connection en profondeur des deux plutons. Une autre possibilité, suggérée par M. Faure *et al.* (2001), serait de considérer que le flux thermique responsable du second métamorphisme est lié à l'anatexie post-nappe mais antérieure à la mise en place des plutons. Les migmatites de Masméjean qui s'observent au Nord du massif du Mont-Lozère vers Langogne (feuille Le Bleymard) et à l'Ouest de la faille de Villefort sont associées à un phénomène de fusion crustale d'âge Viséen Supérieur très répandu dans le Sud-Est du Massif central (cf ci-dessous le chapitre « synthèse géologique régionale »).

L'auréole thermique périplutonique de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron développe des cornéennes micacées à partir d'un protolithe quartzophyllitique avec localement de la cordiérite, puis, vers l'extérieur, des schistes tachetés à andalousite. Au Nord de Saint-Jean-du-Gard, l'andalousite apparaît à l'Est de la crête de Dalle jusqu'à la couverture triaso-liasique. Au Sud, plus près du granite, les cornéennes à cordiérite bordent le gneiss de Peyroles, mais ne le suivant pas, elles doivent plutôt être attribuées à l'effet thermique du granite du Liron, très proche. Cependant l'existence d'un métamorphisme de contact antérieur à la déformation synmétamorphe régionale, associé à la mise en place du granite Peyroles (daté du Silurien à 433 ± 3 Ma, cf. annexe géochronologie), déjà évoqué par J.W.C.M. Van der Sijp (1950) et D. de Waar (1950), n'est pas à exclure. Les conditions thermo-barométriques du métamorphisme de contact du monzogranite du Liron sont estimées à 495 ± 25 °C et $0,17 \pm 0,06$ GPa (Najoui, 1996 ; Najoui *et al.*, 2000).

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE (M. Faure)

Les micaschistes des Cévennes

La datation systématique, par la méthode U-Pb, de zircons de niveaux de métasédiments -souvent des métatufs ou des métavolcanites- intercalés dans les Schistes des Cévennes ont livré des âges allant de l'Ordovicien inférieur à l'Ordovicien moyen. Ces niveaux renferment en outre des zircons provenant de phénomènes plus anciens comme l'épisode magmatique Cambrien inférieur ou bien plus anciens encore (Néoprotérozoïque, Cadomien, Protérozoïque, voire Archéen).

L'histogramme (fig. 7) révèle la présence de deux pics d'âges dans le Paléozoïque inférieur, correspondant à la datation de zircons des épisodes magmatiques majeurs respectivement autour de 540-550 Ma (limite Ediacarien-Cambrien inf.) et 460-470 Ma (Ordovicien moyen). Ces âges sont cohérents avec ceux proposés, pour le Sud du Massif central, par P. Alexandrov *et al.* (2001) à 535 ± 12 Ma et 484 ± 14 Ma, P. Alexandre (2007) à 526 ± 14 Ma et 457 ± 23 Ma et J. Melleton (2008) à 530 Ma - 473 Ma.

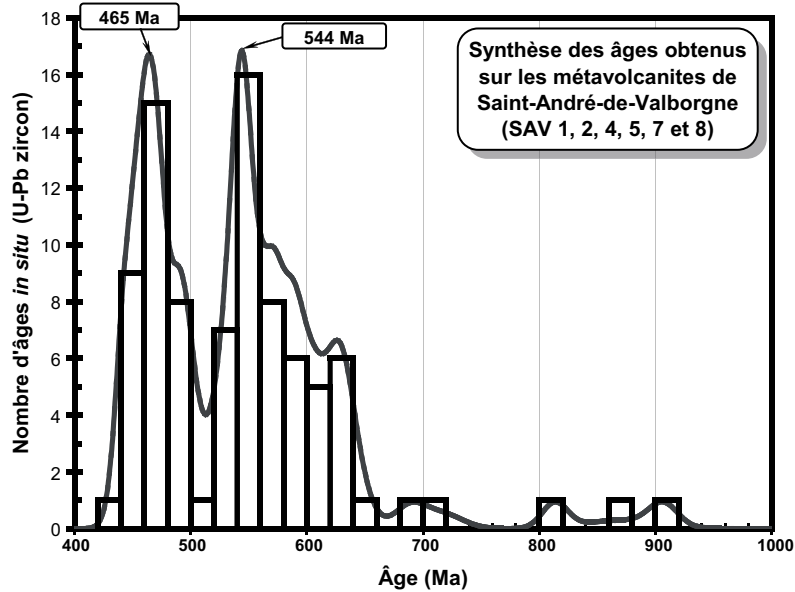


Fig. 7 - Histogramme de fréquence des âges U-Pb sur zircon obtenus dans la datation des formations volcano-sédimentaires des Schistes de Cévennes

L'âge du pic le plus jeune nous permet d'approcher l'âge de la sédimentation des séries détritiques à l'origine des micaschistes des Cévennes qui s'est donc déroulée dans un bassin d'âge Ordovicien inférieur à moyen. Les manifestations magmatiques se sont toutefois déroulées jusque dans le Silurien moyen (le protolite de l'orthoogneiss de Peyolles a été daté à 433 ± 4 Ma).

L'orogène varisque

Il est maintenant bien accepté que l'architecture du Massif central résulte d'un empilement de nappes (p. ex. Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 2005 ; 2009). Du point de vue géographique, le coin sud-est du Massif central qui, outre les Cévennes, comprend le Sud du Velay, la vallée du Lot, le Sud de la Margeride, le Rouergue et la Montagne Noire permet de bien illustrer la géométrie finie de l'édifice de nappes représentatif de la chaîne varisque, son évolution tectonométamorphique polyphasée du Dévonien au Carbonifère inférieur, sa reprise par les événements thermo-tectoniques : anatexie crustale et plutonisme au Carbonifère moyen (Namurien-Westphalien) et finalement son démantèlement dans les bassins houillers du Carbonifère supérieur.

L'édifice de nappes

Du haut en bas de l'édifice, on distingue les unités suivantes (fig. 8, hors texte).

L'Unité Supérieure des Gneiss (USG) est formée d'ortho et de paragneiss et d'un ensemble d'alternances de gneiss acides (ou leptynites) et d'amphibolites (métabasites ou roches volcano-clastiques basiques) classiquement appelé « complexe leptyno-amphibolique ». Certaines de ces amphibolites sont en fait des éclogites rétomorphosées. On connaît également des masses métriques à kilométriques de péridotites serpentinisées. La partie supérieure de l'USG est constituée de migmatites d'âge dévonien résultant de l'anatexie des séries gneissiques. Dans le Sud-Est du Massif central, l'USG se rencontre sous forme de klippen : Marvejols, Lévézou, Vibal, Najac et Decazeville.

L'unité Inférieure des Gneiss est composée de micaschistes et de paragneiss métamorphisés dans le faciès amphibolite (biotite-grenat-staurotide sont des minéraux très communs). Ils constituent l'encaissant de nombreux plutons de granites alcalins à calco-alcalins transformés en orthogneiss. L'UIG affleure bien dans la série du Lot, le Nord-Ouest du Rouergue, et la Cézarenque.

L'unité Para-autochtone est composée de micaschistes et de quartzites métamorphisés dans le faciès schiste vert supérieur ou amphibolite inférieur. Dans le Rouergue, l'Unité Para-autochtone comprend au Nord, à l'Est du

Sillon Houiller, la série de la Châtaigneraie et au Sud de Naucelle, la nappe de Saint-Sernin sur Rance et la nappe de Saint-Salvi de Carcavès. À l'est des Causses, l'ensemble de la série des micaschistes des Cévennes du Nord du massif de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron au Sud du Velay appartient à l'unité para-autochtone. La feuille de Saint-André-de-Valborgne occupe donc une position centrale dans cet ensemble para-autochtone.

L'Unité « externe » non-métamorphique, formée de séries terrigènes et carbonatées allant du Cambrien inférieur au Viséen, plissées et écaillées vers le Sud, se rencontre dans les Cévennes méridionales, ou région du Vigan et dans les versants méridionaux et septentrionaux de la Montagne Noire. Ce dernier domaine est constitué de grands plis couchés déversés vers le Sud et dont les flancs inverses se développent sur près de 15 km de flèche. Le pli couché inférieur, ou Nappe du Mont-Peyroux, se met en place dans un bassin sédimentaire d'âge Viséen supérieur à Namurien.

Le bassin viséen d'avant-pays affleure de façon très limitée. L'essentiel des dépôts turbiditiques (flysch et olistostrome) est masqué par les formations mésozoïques et cénozoïques de la plaine du Languedoc. Le bassin peut être considéré comme un bassin flexural dans lequel se mettent en place dans des conditions superficielles les unités les plus externes de la chaîne varisque.

La déformation ductile et synmétamorphe polyphasée

Cette architecture du Sud-Est du Massif central résulte de plusieurs phases de déformation ductile accompagnées de (re) cristallisations métamorphiques. On distingue six événements (D_0 à D_5) enregistrés par les chronomètres isotopiques au cours d'une évolution continue entre 450 et 300 Ma (Faure *et al.*, 2005). Il faut préciser que la nomenclature de ces événements, reconnus à l'échelle de tout le Massif central et même de la partie méridionale du Massif armoricain sont distincts de celle des événements distingués sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne. Les corrélations suivantes peuvent être proposées. Les événements D_1 et D_2 de la feuille de Saint-André-de-Valborgne correspondent à l'événement D_3 du Massif central ; l'événement D_3 de la feuille de Saint-André-de-Valborgne correspond à l'événement D_4 du Massif central ; l'événement D_4 de la feuille de Saint-André-de-Valborgne correspond à l'événement D_5 du Massif central. Dans la suite de ce chapitre les événements régionaux, reconnus à l'échelle du Massif central sont notés **en gras**.

Événement D_0 : c'est le plus ancien et le moins bien connu. Il est contemporain du métamorphisme de haute pression. Des conditions de 1,5 à 2 GPa et 650-750 °C sont estimées pour D_0 . Les datations radiométriques indiquent des âges entre 415 et 390 Ma (Pin et Lancelot, 1978). Une foliation

mylonitique, reconnue dans certaines éclogites du Rouergue ou du Limousin, est associée à cet événement de haute pression. Mais ces structures exceptionnelles ne sont pas systématiquement cartographiées ni analysées en terme de cinématique.

Événement D₁ : cet événement, contemporain de la fusion crustale de haute à moyenne pression qui affecte l'USG et l'UIG, est daté du Dévonien moyen à supérieur, entre 385 Ma et 375 Ma. Les migmatites se développent aux dépens des granitoïdes d'âge Cambrien ou Ordovicien orthogneissifiés et de leur encaissant, elles peuvent contenir des blocs non fondus d'amphibolite et même d'éclogite. Dans le Sud-Est du Massif central, elles affleurent dans la partie supérieure de l'USG (au cœur des synformes du Lévézou et du Vibal ou dans la région de Marvejols. Dans le Limousin, les estimations thermobarométriques indiquent des valeurs de $0,7 \pm 0,5$ GPa et 700 ± 50 °C. Structuralement, la foliation migmatitique plate porte une linéation minérale NE-SW associée à un cisaillement de la partie supérieure vers le Sud-Ouest. Ces structures sont formées pendant l'événement D₁. À l'échelle de toute la chaîne varisque française, la fusion crustale dévonienne est synchrone de l'exhumation des roches de haute pression de l'USG. Dans le Morvan, les roches de l'USG affectées par les phases D₀ et D₁ sont recouvertes par la série de la Somme qui, elle, ne présente pas ces événements. Ceci suggère une exhumation rapide de l'USG au Dévonien moyen, dans le Nord du Massif central.

Événement D₂ : dans l'UIG et certaines unités para-autochtones comme la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, l'élément structural prédominant est une linéation d'allongement NW-SE associée à un métamorphisme prograde de MP/MT à biotite-grenat-staurotide (\pm disthène) correspondant à des pressions de 0,7-1 GPa et des températures de 500-600 °C. Le métamorphisme D2 est daté entre 360 et 350 Ma. La cinématique associée indique des mouvements essentiellement vers le Nord-Ouest comme par exemple dans la série du Lot ou dans le Rouergue. Dans le Rouergue, le chevauchement de Naucelle qui superpose la nappe para-autochtone de Saint-Sernin-sur-Rance à l'UIG est rapporté à cette phase. La linéation D₂, d'âge Carbonifère inférieur, ne doit pas être confondue avec une autre linéation NW-SE contemporaine de la mise en place de plutons syntectoniques, d'âge Carbonifère supérieur (Namurien à Westphalien), associés à l'extension syn-orogénique attribuée ici à l'événement D₄.

Événement D₃ : reconnu uniquement dans le Sud du MCF en tant que phase de déformation compressive, il traduit la migration du front orogénique vers le Sud. Dans l'unité para-autochtone, il correspond à la première déformation ductile et syn-métamorphe enregistrée par ces unités au Viséen (340-335 Ma). C'est le premier événement identifié sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, et à ce titre noté D₁ et D₂ dans le chapitre « aperçu microstructural » (cf ci-dessus). Plus au Sud, dans la zone externe non-

métamorphique du Viganais et de la Montagne Noire, il est daté du Viséen-Namurien par les sédiments syn-orogéniques du bassin d'avant-pays (Engel *et al.*, 1980 ; Feist et Galtier, 1985). Cet événement est aussi responsable des plis couchés de la Montagne Noire et du Viganais et des nappes de l'Albigeois (Guérangé-Lozes et Alsac, 1986 ; Guérangé-Lozes, 1987). Le développement d'une foliation plate portant une linéation subméridienne à NE-SW, associée à des cisaillements vers le Sud, est à l'origine du « modèle himalayen » du Massif central (Mattaueu *et al.*, 1974). Mais celui-ci ne rend compte que de la tectonique d'âge Carbonifère moyen du Sud du massif.

Dans le Nord du Massif central, il n'existe pas de chevauchement ductile d'âge Viséen attribuable à la phase D₃. L'événement D₃ est contemporain du magmatisme des « Tufs anthracifères ». Il se traduit par une déformation fragile extensive et coulissante. L'étirement NW-SE est associé à la mise en place de filons qui correspondent au début de l'extension syn-orogénique. Dans les Monts du Lyonnais, au Sud du massif de Guéret ou encore dans le Limousin méridional, il existe une déformation transpressive en faciès amphibolite, datée entre 350 Ma et 345 Ma par l'âge des granites et diorites syn-tectoniques. Sa signification reste méconnue : tardi D₂ ou plus vraisemblablement syn-D₃.

Événement D₄ : largement répandu dans tout le Massif central, il présente la particularité d'être géographiquement et chronologiquement associé aux granitoïdes mis en place au début du Carbonifère supérieur, entre 325 et 310 (Namurien-Westphalien). Autour de nombreux plutons, les minéraux du métamorphisme de contact (biotite, andalousite) sont orientés ou déformés, ce qui indique un synchronisme entre la déformation régionale et la mise en place des granitoïdes. La plupart des plutons de leucogranite du Limousin ou du Millevaches ou de monzogranite (Margeride, Mont-Lozère, Aigoual) possèdent des orientations préférentielles minérales acquises lors de leur cristallisation. En particulier, on reconnaît dans ces plutons une linéation d'étirement NW-SE. Dans ce contexte dynamique, le Sillon Houiller, s'il existait à cette époque, doit se comporter comme une structure extensive.

Événement D₅ : cette dernière étape de l'évolution tectonique du Massif central diffère de la précédente car la direction d'étirement maximum devient NNE-SSW. Les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Stéphanien) sont des bassins intramontagneux tardi-orogéniques. Le contexte structural d'ouverture de ces bassins : en demi-graben ou en pull apart, selon l'orientation de la faille bordière, s'accorde avec cette direction sub-méridienne. La faille normale du toit de l'orthogneiss de Peyroles possède les caractéristiques géométriques et cinématiques de l'événement D₅. Certaines grandes failles comme le Sillon Houiller ou la faille d'Argentat jouent en décrochement senestre fragile.

Les événements thermotectoniques d'âge Carbonifère moyen à supérieur

L'anatexie du Viséen supérieur

Immédiatement après sa formation, l'édifice de nappes a connu un épisode important de fusion crustale. Cette anatexie est très bien développée dans la zone axiale de la Montagne Noire et de façon plus limitée au Nord du massif du Mont-Lozère. À l'Est de la faille de Villefort, ces migmatites affleurent largement entre Langogne et Vals-les-Bains où elles ont été pendant longtemps confondues avec les migmatites du dôme du Velay. La différence entre les deux migmatites, d'abord reconnue par la pétrologie : absence de cordiérite dans les migmatites des Cévennes par opposition avec celles du Velay (Montel *et al.*, 1992), est maintenant confirmée par la géochronologie. Les datations ponctuelles par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite indiquent que l'anatexie des Cévennes se déroule vers 330 Ma à partir des protolithes orthogneissiques datés à 550 Ma par la même méthode (Bé Mézème *et al.*, 2006, 2007). Des âges semblables sont obtenus pour les migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire (Bé Mézème, 2005). La fusion crustale du Sud du Massif central, d'âge viséen supérieur à namurien, est postérieure à la tectonique de nappe des Cévennes et de la Montagne Noire et antérieure à la mise en place des plutons granitiques. En revanche, le contexte tectonique (compression ou extension) de l'anatexie viséenne reste controversé.

Le plutonisme du Namuro-Westphalien

La fusion crustale se poursuit par la mise en place de plusieurs générations de plutons granitiques. Il est classique de distinguer des leucogranites et des monzogranites porphyriques. Dans le Sud-Est du Massif central, les plutons de monzogranite porphyriques sont de loin les plus représentés : Margeride, Pont-de-Montvert-Borne, Aigoual-Saint-Guiral-Liron, etc...). Dans le massif du Mont-Lozère, le pluton leucogranitique des Signaux est un leucogranite. L'âge de ces plutons est compris entre 325 Ma et 300 Ma. Le contexte tectonique de mise en place de ces plutons a déjà été décrit plus haut. Leur structure interne, et en particulier la linéation NW-SE, est interprétée comme acquise pendant la cristallisation du magma dans un contexte régional extensif qui correspondrait à celui du désépaissement crustal de la chaîne varisque.

La fusion crustale du Carbonifère supérieur (Stéphanien)

Dans le Sud-Est du Massif central, on reconnaît un troisième épisode de fusion crustale, limité au dôme granito-migmatitique du Velay (Ledru *et al.*, 2001). Son âge Carbonifère supérieur (Stéphanien) indique que cette anatexie ponctuelle est contemporaine du jeu de la faille normale du Pilat et du remplissage du bassin houiller de Saint-Étienne entre 320 et 290 Ma

(Malavieille *et al.*, 1990). La bordure sud du dôme du Velay peut être considérée conventionnellement comme la limite septentrionale du domaine cévenol.

Les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Stéphanien) et le démantèlement de la chaîne varisque méridionale

Les bassins houillers limniques du Massif central sont interprétés comme des bassins intramontagneux dont la formation est contrôlée par l'extension post-orogénique pendant le stéphanien (Malavieille, 1993 ; Faure, 1995). Cette interprétation est bien étayée pour le bassin de Graissessac dont la limite sud correspond à la faille normale dextre de Graissessac (Echtler et Malavieille, 1990). Dans les Cévennes, le contexte structural des bassins houillers d'Alès et de Bessèges n'est pas bien étudié car une partie de ces bassins est marquée par les dépôts mésozoïques. L'existence de nappes a été contestée (Délénin *et al.*, 1990). Il semble que la sédimentation terrigène du bassin d'Alès ait enregistré une succession d'épisodes transtensionnels puis transpressifs tout au long de l'ouverture du bassin (Djarar *et al.*, 1996 ; Genna et Debriette, 1996). Le rôle de la faille de Villefort dans le contrôle de la sédimentation reste également discuté. En effet, cet accident ne correspond pas à la limite occidentale du bassin d'Alès puisque des dépôts houillers discordants sur les roches métamorphiques se rencontrent aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest de la faille de Villefort (feuille d'Alès). Enfin, on peut évoquer l'existence de placers aurifères qui remanient les minéralisations mésothermales mises en place pendant l'extension associée au plutonisme namuro-westphalien. C'est par exemple le cas dans le bassin de Bessèges, où il a été montré que les galets de quartz aurifère sont identiques au quartz minéralisé développé dans les filons en périphérie des plutons monzogranitiques du Mont-Lozère-borne (Nomade *et al.*, 1999 ; Charonnat *et al.*, 1999 ; Charonnat, 2000).

Évolution paléogéographique mésozoïque

Dans le contexte général du Sud du Massif central, la paléogéographie des dépôts mésozoïques, tout au moins ceux du Trias au Jurassique inférieur-moyen *pars.* représentés sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, est contrôlée par l'existence en bordure du socle cévenol d'une zone mobile. Celle-ci sépare le domaine subsident du Bassin du Sud-Est, du domaine rigide du Massif central, lui-même prolongé vers l'Ouest et le Nord-Ouest par la bordure plus ou moins stable du bassin d'Aquitaine.

Dans ce secteur nord-ouest, stable, se déposent essentiellement des séries réduites affectées de nombreuses lacunes. Les formations sédimentaires ainsi mises en place sont séparées du bassin du Sud-Est par une série de hauts fonds ou horsts à sédimentation néritique. De manière générale, du Trias jusqu'au Lias moyen, les dépôts de ces secteurs correspondent à des environnements

côtiers peu profonds ; ils sont caractérisés par une tendance générale au confinement avec des évaporites et des dolomies. Ils sont périodiquement interrompus par des montées du niveau marin illustrées entre autre épisodiquement par les faciès carbonatés du Trias, les calcaires de l'Hettangien et les calcarénites du Sinémurien.

Dans le secteur sud-est, les oscillations tectono-eustatiques générales du bassin du Sud-Est et de la marge mobile cévenole s'accompagnent de brèves périodes de subsidence à caractère souvent très local. Par exemple, au Trias supérieur Keuper se déposent des argiles et des grès relativement épais, au Sinémurien ce sont d'importantes épaisseurs de calcaires noduleux et de calcaires à chailles.

Débutées pendant le Carbonifère terminal et continuées durant tout le Permien, l'altération et l'érosion des séries paléozoïques de la chaîne hercynienne en fin de nivellement se poursuivent au Trias, système pendant lequel s'esquisse sans doute déjà le cadre du futur bassin mésozoïque du Sud-Est. Au Nord-Ouest de la faille des Cévennes, s'installe le secteur stable adossé à ce qu'il est convenu d'appeler la « Terre centrale » émergée, avec des zones hautes tel le massif cévenol tandis que s'amorcent des dépressions comme le domaine caussenard et plus au Sud-Est, le secteur du sillon mobile du Bas Languedoc.

La transgression téthysienne, qui intervient progressivement sans doute dès le début du Trias, emprunte ce sillon. Les dépôts de sa bordure, d'abord continentaux, sont ensuite progressivement caractérisés par des environnements lagunaires et de marais maritimes ; ces derniers atteignent le domaine caussenard au cours du Trias inférieur, puis la bordure cévenole pendant le Trias moyen. Pendant toute la durée du Trias et du Jurassique, le territoire de la feuille Saint-André-de-Valborgne se situe alors aux limites de cette transgression. Les secteurs hauts ne sont atteints qu'au Trias terminal-Rhétien ; certains d'entre eux ont dû jouer le rôle de hauts fonds, vraisemblablement épisodiquement émergés et contournés par la transgression qui emprunte alors la dépression des Grands Causses à l'Ouest.

Trias :

Sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, recouvrant quand ils existent des épandages irréguliers d'argiles rouges à éléments de socle (altérites), les séries triasiques indifférenciées ou individuellement datées du Trias inférieur, moyen et supérieur sont essentiellement détritiques grossières et plus ou moins argileuses, parfois dolomitiques et évaporitiques. La majorité de ces formations dénote du caractère continental ou palustre à laguno-lacustre des environnements de dépôt par la présence de pistes d'amphibiens et de reptiles, de spores et pollens, de figures sédimentaires caractéristiques. En provenance du

Sud-Est, une incursion marine en environnement de plate-forme peu profonde est notoire au Trias moyen ; elle est démontrée par des argilites calcaires, oolithiques et bioclastique à lits gréseux, des brèches intraformationnelles et des dolomies avec Spongiaires, Foraminifères, Ostracodes, fragments de coquilles de Lamellibranches, spicules d'Holothurides et autres pièces de tests d'Échinodermes. Toutefois, la communication entre bassin du Sud-Est et bassin d'Aquitaine n'est réalisée qu'au Trias supérieur ; elle se place très au Sud du domaine caussenard où des dépôts en environnement de plate-forme peu profonde et à salinité fluctuante cimentent la vaste « Terre centrale » émergée.

Le Trias terminal (Rhétien) reste en domaine de plate-forme marine peu profonde ou margino-littorale à lagunaire avec des dépôts carbonatés ou évaporitiques toujours marqués par un important détritisme. Le passage à l'Hettangien est progressif en même temps que le milieu devient nettement plus marin, souligné par l'arrivée des premières ammonites.

La médiocrité des affleurements et les incertitudes de datation des unités sédimentaires triasiques ne permettent pas de précisément définir d'unités séquentielles. Il semble cependant que le signal sédimentaire observé est conforme au cadre des cycles transgressif-régressif mis en évidence dans la Téthys occidentale (Jacquin & Graciansky, 1998) : un pic de transgression au Trias moyen (Ladinien), encadré par deux maxima de régression au Trias inférieur et au Trias supérieur (Norien).

Lias inférieur :

La proximité des domaines émergés de la « Terre centrale » est assez peu manifeste pendant la majorité du Lias inférieur. Les dépôts de plate-forme ne se distinguent de ceux du bassin caussenard que par une réduction sensible des épaisseurs. La communication entre bassin du Sud-Est et bassin d'Aquitaine (« lagune » aquitaine), est effective au droit du domaine caussenard à partir de l'Hettangien supérieur (Mouterde, *in* Enay & Mangold, 1980), mais les environnements de dépôt restent de type plate-forme protégée ou confinée (Hettangien supérieur et Sinémurien inférieur-Sinémurien *s.s.*) ou carbonatés et de haute énergie (Sinémurien supérieur-Lotharingien).

Le Lias inférieur enregistre trois séquences de dépôt (Cassel, 1997) qui correspondent à l'installation de cette plate-forme carbonatée : transgression et subsidence différentielle pendant l'Hettangien inférieur ; tendance à l'approfondissement et extension de la plate-forme carbonatée avec deux maximums d'inondation à la base du Sinémurien *s.s.* et au Lotharingien.

À l'Hettangien inférieur, toute la bordure orientale du bassin caussenard est occupée par des calcaires marins. La transgression paraît s'être faite

directement depuis la région d'Alès. Le mont Lozère ne semble pas être encore émergé. Le bras de mer ainsi créé évolue à l'Hettangien supérieur vers un domaine plus ou moins confiné, en même temps que la communication s'établit vers les régions aquitaniennes avec des environnements lagunaires de type marais maritime.

Au Sinémurien inférieur (Sinémurien *s.s.*), les influences marines s'accroissent par rapport à l'Hettangien ; elles sont particulièrement nettes dans la partie orientale du bassin des causses avec des dépôts calcarénitiques qui s'installent en direction du domaine sous-cévenol, plus subsident.

Le bassin des Causses est partiellement envahi par les dépôts biodétritiques au Sinémurien supérieur (Lotharingien) suite à la transgression venant du Sud-Est et qui atteint son maximum dès la base du Lotharingien inférieur. La régression qui suit interrompt la communication avec le bassin d'Aquitaine. Ce n'est qu'au Lotharingien supérieur que les calcaires marins peuvent s'étendre largement sur la région à la faveur de la reprise de la transgression.

Dans le domaine mobile de la bordure cévenole, la succession des dépôts au Sinémurien *s.l.* traduit la mise en place de rides à sédimentation réduite et lacunaires et de gouttières subsidentes à sédimentation plus épaisse et plus continue.

Lias moyen et supérieur :

À partir du Lias moyen (Pliensbachien *s.l.* ; Carixien-Domérien) et supérieur (Toarcien) l'absence ou la rareté des sédiments sur la feuille Saint-André-de-Valborgne ne permet pas de reconstituer de manière fiable les conditions et environnements de dépôt qui semblent évoluer dans ce secteur vers un domaine de plate-forme ouverte et relativement stable.

En revanche, dans tout le bassin des Causses et le bassin du Sud-Est, après un Domérien supérieur à tendance régressive (séquences de comblement), le Toarcien correspond à la dislocation de la plate-forme carbonatée (Cassel, 1997). Ce dernier étage est marqué par une épaisse sédimentation à dominante argileuse (faciès « Schistes cartons » du Toarcien inférieur) qui s'étend largement depuis le centre du bassin vers ses bordures. Ces dernières sont le siège d'une sédimentation très réduite avec des oolites ferrugineuses (Toarcien moyen et supérieur) et des lacunes partielles ; sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, on note en particulier l'absence du faciès « Schistes cartons » pourtant bien développé à l'Ouest et à l'Est du massif cévenol.

Sur ces mêmes bordures, la proximité de domaines émergés est beaucoup plus nette au Lias moyen et supérieur qu'au Lias inférieur avec l'arrivée de décharges détritiques grossières dans les faciès carbonatés. Dans le même

temps, une forte réduction des taux de sédimentation se traduit à la fois par une accentuation de la fréquence et de l'importance des discontinuités et des lacunes, et une forte réduction de l'épaisseur des dépôts. Enfin, des déformations synsédimentaires qui témoignent d'une certaine activité tectonique, affectent ces dépôts toarciens.

Il est fort probable que le maximum d'inondation du « Cycle Ligure » au Toarcien inférieur (Jacquin & Graciansky, 1998) ait amené la submersion presque totale sinon maximale de la « Terre centrale » antérieurement émergée (Gabilly & Mouterde, *in* Enay & Mangold, 1980). À cette époque le passage entre le bassin du Sud-Est et le bassin d'Aquitaine via le bassin des Causses est largement ouvert malgré les secteurs de hauts fonds et de bordures du domaine cévenol localisés aux entrées du « Déroit de Rodez ».

Le passage Lias-Dogger :

À partir du Lias terminal et surtout au Dogger, en dehors de variations propres au bassin caussenard et à ses bordures, les conditions générales s'uniformisent avec, comme généralement à cette époque, prédominance de faciès de plate-forme carbonatée. La transgression semble avoir largement dépassé vers le Nord la limite actuelle des affleurements, réduits en extension suite aux érosions postérieures. Quelques hauts-fonds vraisemblablement exondés subsistent plus au Sud (secteur du Vigan) et au Nord-Ouest (secteur de Largentière). Le domaine caussenard fait alors partie d'un golfe occupé par une plate-forme carbonatée de basse énergie et un bassin subsident, barrés à l'Est et cernés au Nord et à l'Ouest par la vaste « Plate-forme centrale » de haute énergie développée sur la « Terre centrale » (Contini, *in* Enay & Mangold, 1980).

L'Aalénien, en partie ou totalement absent sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, est un étage difficile à caractériser dans presque tout le secteur qui s'étend du Nord de Lodève au Vigan et sur la bordure des Cévennes. Quand il existe, les « Calcaires à *Cancellophycus* » sont cependant le faciès le plus caractéristique de part et d'autre du Massif des Cévennes. Plus à l'Ouest, dans le « Déroit de Rodez », la sédimentation fini-toarcienne et aalénienne est nettement plus carbonatée. À l'image des « Schistes cartons » toarciens, l'absence de l'Aalénien sur le Massif des Cévennes pourrait être le résultat d'une érosion immédiatement postérieure (bajocienne ?) en tous les cas antérieure à la transgression générale qui intervient généralement au Bathonien inférieur.

Dans le contexte séquentiel général du « Cycle ligure » (Jacquin & Graciansky, 1998), le Toarcien terminal et l'Aalénien correspondent à une succession de séquences de comblement entrecoupée de courtes phases d'approfondissement. Les difficultés d'observation des formations du

Toarcien terminal et de l'Aalénien sur la feuille Saint-André-de-Valborgne empêchent une interprétation séquentielle fiable. Dans les Causses (Charcosset *et al.*, 1996 ; Ciszak *et al.*, 1999) et en bordure du bassin du Sud-Est (Cassel, 1997), plusieurs séquences de dépôt sont reconnues avec un maximum de régression pendant l'Aalénien supérieur.

Le Dogger (Bajocien) :

Les unités paléogéographiques au Bajocien inférieur sont la continuité de celles de l'Aalénien. Toutefois, l'extension du golfe comprenant le domaine cévenol avec plate-forme de basse énergie, est considérablement réduite au détriment de l'extension vers le Sud de la « Plate-forme centrale » toujours sous un régime carbonaté de haute énergie ; les faciès de bassin sont repoussés vers l'Est (Contini, *in* Enay & Mangold, 1980).

La bordure cévenole est toujours soulignée par des secteurs de lacunes, mais comme pour l'Aalénien, dans la partie méridionale des Causses, les calcaires à silex sont le faciès du Dogger le plus fréquent. À l'emplacement du seuil caussenard, ces dépôts ont pu être érodés postérieurement. Le seuil ne semble s'être mis en place qu'à la fin du Bajocien inférieur ou au début du Bajocien supérieur. Dans les Causses, les calcaires, fins et à silex au Sud, s'enrichissent en bioclastes vers le Nord en direction de la « Plate-forme centrale », tout en renfermant encore des silex.

Au Bajocien supérieur, les Causses font partie intégrante de la « Plate-forme centrale » ; elles ont été le siège d'une sédimentation carbonatée bioclastique secondairement dolomitisée dont l'interprétation des faciès est difficile. C'est à partir du Bajocien supérieur que les Causses sont totalement séparées du bassin du Sud-Est par un long prolongement de la « plate-forme centrale » orienté SW-NE qui atteint presque le « Bassin dauphinois ».

Si des sédiments ont recouvert le seuil caussenard, ils ont été érodés avant d'être recouverts par la montée du niveau marin généralement enregistrée au tout début du Bathonien inférieur. Le Bajocien est totalement absent sur la totalité du seuil cévenol (Charcosset, 2000), dans la région du Vigan et sur tout le secteur s'étendant entre Meyrueis et Florac, jusqu'à l'Ouest d'Alès. Ce vaste secteur avec lacunes sépare totalement les Causses du bassin du Sud-Est.

La rareté des affleurements, les difficultés de datation et la dolomitisation fréquente des dépôts bajociens interdit toute interprétation séquentielle sur la feuille Saint-André-de-Valborgne. Dans les Causses (Charcosset *et al.*, 1996 ; Ciszak *et al.*, 1999) et en bordure du bassin du Sud-Est (Cassel, 1997), plusieurs séquences de dépôt sont reconnues avec un pic de transgression à la base du Bajocien supérieur.

Le Dogger (Bathonien) :

À la suite de l'épisode transgressif du Bathonien basal, les dépôts carbonatés de haute énergie du Sud de la vaste « plate-forme centrale » s'ordonnent de nouveau en séquences de comblement au Bathonien inférieur et moyen (Charcosset *et al.*, 1996 ; Ciszac *et al.*, 1999) et évoluent vers des environnements protégés et confinés (Mangold, *in* Enay et Mangold, 1980). Un maximum régressif, correspondant à un intense comblement de la plate-forme est généralement localisé au sommet du bathonien moyen (Jacquin et Graciansky, 1998). Dans les Causses apparaissent les sédiments lagunolacustres ou de marais maritimes des « calcaires à stipites » (Charcosset, 1998) avec niveaux de lignites et empreintes de pas de reptiles. Ils n'existent pas sur la feuille Saint-André-de-Valborgne où la série sédimentaire se termine par des calcaires bioclastiques et des dolomies. La paléogéographie change peu par rapport au bajocien supérieur (Charcosset, 2000) et le seuil cévenol est toujours dépourvu de dépôts ; ce n'est qu'au Bathonien supérieur qu'il sera submergé par une transgression venant du Sud-Est (bordure ardéchoise). Il est représenté par des calcaires micritiques et des calcaires bioclastiques secondairement dolomitisés. Ces faciès n'ont pas été observés sur la feuille Saint-André-de-Valborgne, sans doute érodés postérieurement, certainement au Cénozoïque, vraisemblablement aussi à divers moments au cours du Mésozoïque, pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé.

Après la régression de la mer mésozoïque à la fin du Jurassique (?) ou au Crétacé (?), la région est de nouveau soumise pendant une longue période à une forte altération-érosion entrecoupée par plusieurs épisodes d'activité tectonique d'ampleur limitée, sans doute liés aux principales phases régionales de déformation. On peut vraisemblablement penser que les anciens accidents tardi-hercyniens, majoritairement orientés E-W à NE-SW, sont réactivés lors de la compression pyrénéenne N-S en failles inverses ou en décrochements. La phase de distension oligocène pourrait être responsable du rejeu en faille normale des accidents subméridiens.

En l'absence de dépôts conservés plus récents que le Dogger Bathonien inférieur-moyen, il est impossible de préciser l'âge et les modalités de l'étape majeure de l'histoire régionale qui amène le soulèvement du haut-pays cévenol par rapport au Bas-Languedoc et le dégagement des reliefs actuels.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Le modelé de la région est dominé par deux éléments principaux : les surfaces d'aplanissement anciennes, et les entailles vives des drainages récents tributaires des Gardons.

Les surfaces d'aplanissement :

– une pénéplaine au profil très achevé s'est élaborée entre le Permien et le Trias aux dépens des reliefs hercyniens, c'est la surface antétriasique sur laquelle s'est effectuée la grande transgression de la mer mésozoïque.

Fossilisée par les dépôts marins, cette surface a été exhumée à la périphérie des petits causses où les traces de rubéfaction du socle métamorphique permettent d'en retrouver la trace au-delà des affleurements. Relativement peu déformée au Nord-Ouest de la feuille, on la voit s'incliner faiblement vers le NNW de 1 000-1 100 m au Pompidou à 800 m environ vers Saint-Laurent-de-Trèves, tandis qu'elle paraît à peu près horizontale à l'Est de cette même zone.

Plus au Sud, les reliefs à 1 200 m à l'Ouest de Saint-André-de-Valborgne participent peut-être de cette ancienne surface. Enfin, au Sud-Est et à l'Est, profondément déformée et morcelée en bordure du faisceau des accidents cévenols, on la retrouve avec un fort plongement sud-est dans la région de Saint-Jean-du-Gard. Cette surface est tronquée dans la majeure partie de la feuille par un niveau d'aplanissement très général dans tout le Nord-Ouest de la feuille et qui correspond à la surface des Grands Causses.

Bien conservé au Nord - Nord-Ouest où il culmine vers 1 000 m sur le Causse de l'Hospitalet, le niveau d'aplanissement se confond plus ou moins avec la surface antétriasique sur des grands replats qui s'étendent plus à l'Est jusqu'à Cassagnas. Vers le Sud-Est, cette surface est complètement disséquée par l'érosion régressive mais on en retrouve la trace au sommet des grands serres sud-est qui limitent les bassins versants, et dont les altitudes traduisent une légère pente vers le Sud-Sud-Est passant de 1 000 m au Nord, à 750-800 m au Sud-Est.

En contrebas de cette haute surface, s'exprime vers le Sud-Est plusieurs niveaux d'aplanissement plus frustes dont le plus net s'établit vers 550-600 m et se repère bien au sommet des reliefs liasique du secteur de Mialet. Pas plus que pour la haute surface, on n'a d'éléments ici pour dater cet aplanissement dont l'altitude est cependant bien supérieure aux plus hautes terrasses connues dans le secteur.

Creusement des vallées

Les anciennes surfaces ont été, dans la majeure partie de la feuille, complètement disséquées par les vallées tributaires du littoral méditerranéen (Gardons et leurs affluents) dont le tracé relativement rectiligne, l'orientation régulière NW-SE, l'écoulement vers le Sud-Est et les profils en « V » témoignent d'un creusement rapide en relation avec un abaissement sans doute brutal du niveau de base.

Le caractère juvénile de ce creusement est souligné en outre par l'exiguïté des terrasses alluviales, localisée surtout à l'aval des cours d'eau et où s'individualisent au-dessus des replats subactuels deux niveaux principaux d'un commandement de 10-15 et 35-40 m dans le secteur de Mialet, et dont l'âge peut se situer dans le Quaternaire ancien.

Les phénomènes karstiques

Comme dans les Grands Causses dont il constitue en fait un témoin isolé par l'érosion, la Can de l'Hospitalet présente tous les traits d'une évolution karstique ancienne. Dépourvue de drains superficiels, sa surface moutonnée est parsemée de petites dépressions endoréiques du style dolines ou ouvalas caractéristiques des paysages karstiques. Ces dépressions faiblement encaissées sont tapissées de formations résiduelles rouges et peuvent être associées à des points d'absorption (aven de Montgros). Communs dans les Grands Causses, s'observent également ici des reliefs résiduels (Serre de Montgros).

Enfin, la masse même de la couverture carbonatée est parcourue par un réseau de cavités souterraines reliées pour la plupart à la série d'exurgences qui jalonnent le rebord du Causse. La plus remarquable à l'amont des sources de Tartabisac pénètre de plus de 500 m sous la surface du plateau et offre un développement de 2 400 m de galeries. Les autres cavités reconnues aboutissent rapidement à des conduits trop exigus pour être explorés. Les dolomies litées et fracturées hettangiennes qui constituent l'essentiel de la couverture ne constituent sans doute pas un milieu particulièrement propice au développement de grandes cavités.

Comme dans les Grands Causses, cette évolution est sans doute très ancienne et pour une part liée à l'ancienne surface d'érosion, dont les dépôts rouges tapissent les dépressions du plateau.

Par ailleurs, les galeries de Tartabisac laissent apparaître des remplissages partiellement désobstrués qui témoignent de plusieurs périodes d'activité du karst.

La série carbonatée de Mialet – Saint-Jean-du-Gard présente une morphologie profondément modifiée depuis l'établissement des grandes surfaces d'érosion et du développement initial du karst. Des vallées sèches aux pentes abruptes entaillent très largement les terrains de surface conservés ici et recoupent localement (grotte de Cabrières) d'anciens conduits souterrains. À l'extrémité sud-est de la feuille se développe dans les calcaires du Sinémurien-Lotharingien le beau réseau de Trabuc avec ses 6 000 à 7 000 m de galeries, pour la plupart fossiles, sur une verticale de 120 m. Des colorations ont montré la communication de ce réseau avec le Gardon.

HYDROGÉOLOGIE

Le domaine cévenol : une pluviométrie importante quoique très irrégulière (moyenne annuelle aux environs de 1 m dans le Nord du secteur) jointe à l'imperméabilité du substratum schisteux ou granitique, assurent une alimentation permanente des cours d'eau. Les ressources en eaux souterraines sont en général médiocres, les sources nombreuses n'offrant que des débits très modestes, relativement stables dans les schistes, plus irréguliers dans les granites où elles sont souvent liées à la couverture arénitique superficielle.

L'amélioration des captages permet dans certains cas de satisfaire à des besoins limités. Les besoins importants ne peuvent être satisfaits que par les prélèvements en rivière ou par pompage dans les petites plaines alluviales directement réalimentées par le cours d'eau concerné et par-là soumis aux fluctuations de son débit.

Le petit Causse de l'Hospitalet constitue une entité hydrogéologique particulière. L'entablement calcaire karstifié du Lias inférieur est jalonné par une série de résurgences qui restituent approximativement 30 à 50 % de la hauteur pluviométrique tombant sur la surface du Causse. La structure, légèrement synclinale de cet entablement permet sans doute l'existence d'une petite nappe constituant un volant régulateur entre le régime des précipitations et le débit des divers exutoires.

Le massif calcaire et dolomitique de Mialet – Saint-Jean-du-Gard constitue un ensemble karstique dépourvu de drainage superficiel. Il participe à l'alimentation d'une vaste nappe karstique compartimentée, développée dans toute la bordure cévenole. Cette nappe entretient des rapports complexes avec les cours d'eau qui la traversent par un système de pertes, ou au contraire de résurgences selon les fluctuations de l'alimentation du domaine karstique et les réseaux considérés. C'est ainsi qu'a été vérifiée la communication temporaire du réseau de Trabuc avec des sources dans le lit du Gardon.

Déjà mentionnées à propos du pays schisteux, les petites plaines alluviales sont susceptibles de constituer un aquifère aux possibilités limitées, directement liées à la réalimentation par le lit vif des cours d'eau.

GÎTES MINÉRAUX

Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, on reconnaît quatre types de gîtes minéraux, qui sont, par ordre d'abondance (tabl. 2) :

INDICE	LIEU_DIT	PROPRIETAIRE	ETAT	SUBSTANCE	LONGITUDE	LATITUDE	PARAGENÈSE
09111X4001	POMPIDOU-1	S.C.U.M.R.A.	PROSPECT	PLOMB.ZINC.	3.6403	44.1979	BLENDE.GALENE.
09111X4002	POMPIDOU-2	S.C.U.M.R.A.	PROSPECT	PLOMB.ZINC.	3.6404	44.2033	BLENDE.GALENE.
09111X4003	POMPIDOU-3	S.C.U.M.R.A.	PROSPECT	PLOMB.ZINC.	3.6390	44.1970	CERUSITE.
09112X4001	PLAN-DE-FONTMORT	TRAVAUX BRGM	PROSPECT	ANTIMOINE.ARSENIC.	3.7202	44.2447	MISPICKEL.STIBINE.
09112X4002	CASSAGNAG		ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.7470	44.2659	STIBINE.MISPICKEL.SCORODITE.MALACHITE.
09112X4003	LE-PRADAL		PROSPECT.	PLOMB.ZINC.	3.7697	44.2729	SIDERITE.BLENDE.CHALCOPYRITE.CUIVRE-GRIS.
09114X4001	LOUBREYROU		ANCIENNE-EXPLOITATION	ANTIMOINE.	3.9089	44.2782	STIBINE.MISPICKEL.BLENDE.PYRITE.BOURNONITE.
09114X4002	LA-BORIE		PROSPECT.	PLOMB.ZINC.	3.9109	44.2593	BLENDE.BOULANGERITE.PYRITE.GALENE.
09114X4003	SAINTE-MICHEL-DE-DEZE (F/C.F.M.D./JUSQUE)		PROSPECT.	ANTIMOINE.PLOMB.	3.8980	44.2442	GALENE.STIBINE.
09114X4004	LA-FELGERETTE-FILON-JE/C.F.M.D.		ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.ARSENIC.	3.9092	44.2413	STIBINE.MISPICKEL.PYRITE.BLENDE.
09114X4005	RICHALDON		PROSPECT.INACCES.	PLOMB.ZINC.ANTIMOINE.	3.9227	44.2321	STIBINE.PYRITE.GALENE.ARGENT.FERE.BLENDE.MISPICKEL.BOURNONITE.BOULANGERITE.
09114X4006	PAILLASSIER	C.F.M.D.	ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.8812	44.2228	STIBINE.PYRITE.MISPICKEL.
09114X4007	VIDAREN	C.F.M.D.	ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.8798	44.2183	STIBINE.PYRITE.BLENDE.MARCASITE.
09114X4008	TERRAILLON	C.F.M.D.	ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.8909	44.2128	STIBINE.MISPICKEL.PYRITE.BLENDE.SCORODITE.ANTIMOINE.
09114X4009	TOUMET	C.F.M.D.	PROSPECT.	BARYTINE.	3.8930	44.2433	GALENE.BLENDE.PYRITE.
09114X4010	FELGEIROLLES		PROSPECT.	ANTIMOINE.	3.9064	44.2792	STIBINE.PYRITE.
09114X4011	SAUVEGARDE	C.F.M.D.	PROSPECT.	BARYTINE.PLOMB.ZINC.	3.8968	44.2460	GALENE.BLENDE.PYRITE.
09114X4012	LA-FARGE	C.F.M.D.	PROSPECT.	BARYTINE.PLOMB.ZINC.	3.8956	44.2478	GALENE.BLENDE.PYRITE.
09115X4001	ESPERIES		PROSPECT.	ARSENIC.	3.8395	44.1079	MISPICKEL.PYRITE.
09115X4002	RECOULES		PROSPECT.	ARSENIC.ZINC.PLOMB.	3.6734	44.1129	BLENDE.GALENE.CHALCOPYRITE.PYRITE.BARYTINE.MISPICKEL.
09115X4003	MARQUAIRES	S.C.U.M.R.A.	PROSPECT.	PLOMB.ZINC.	3.5974	44.1840	BLENDE.GALENE.CHALCOPYRITE.PYRITE.
09115X4004	LES-SALIDES	S.C.U.M.R.A.	PROSPECT.	PLOMB.ZINC.	3.6145	44.1758	CUIVRE.PLOMB.ZINC.
09116X4001	TREGLANTIERE (SAINT-RO)		ANCIENNE-EXPLOITATION.	FER.	3.7640	44.1415	SIDERITE.MAGNETITE.LOLLINGITE.MISPICKEL.BISMUTHINITE.PYRRHOTITE.CHALCOPYRITE.COBALTITE.BLENDE.BORNITE.
09117X4001	PONT-DE-RIEMMAL (AUBAR)		PROSPECT.	CUIVRE.	3.7856	44.1043	CHALCOPYRITE.
09117X4002	LA-COUPETTE D-AVELAC	C.F.M.D.	ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.8562	44.1772	STIBINE.MISPICKEL.PYRITE.MARCASITE.BLENDE.VALENTINITE.ANGLESITE.
09117X4003	LA-VALMY	HISTORIQUE ROC	ANCIENNE-EXPLOITATION.	FER.	3.7998	44.1230	SIDERITE.MAGNETITE.LOLLINGITE.MISPICKEL.BISMUTHINITE.PYRRHOTITE.CHALCOPYRITE.COBALTITE.BLENDE.BORNITE.
09117X4004	CABANIS		PROSPECT.	ARSENIC.	3.8120	44.1094	PYRITE.MISPICKEL.
09117X4005	PONT-DE-LA-VALMAY		PROSPECT.	ARSENIC.	3.8170	44.1093	PYRITE.MISPICKEL.EMATITE.
09117X4006	VALLAT-DU-RIEU		PROSPECT.	ARSENIC.	3.8384	44.1153	PYRITE.MISPICKEL.
09117X4007	L-AFFENADOU		NON-VISIBLE.	PLOMB.	3.8497	44.1197	GALENE.PYRITE.
09118X4001	CASALINS-LA-FORET		ANCIENNE-EXPLOITATION.	PLOMB.ZINC.BARYTINE.	3.9065	44.1396	GALENE.BLENDE.CHALCOPYRITE.CUIVRE-GRIS.PYRITE.MARCASITE.MISPICKEL.SIDERITE.
09118X4002	MAS-LAURIOL		ANCIENNE-EXPLOITATION.	ANTIMOINE.	3.9001	44.1352	MISPICKEL.MARCASITE.PYRITE.STIBINE.BLENDE.KERMESITE.
09118X4003	FALGUIÈRE		ANCIENNE-EXPLOITATION.	ARSENIC.PLOMB.BARYTINE.	3.8875	44.1300	MISPICKEL.PYRITE.GALENE.ANGLESITE.BLENDE.BARYTINE.CERUSITE.CHALCOPYRITE.
09118X4004	L-ARBOUS		PROSPECT.	ARSENIC.	3.9086	44.1261	MISPICKEL.
09118X4005	POMMAREDE (PONTEIL)		ANCIENNE-EXPLOITATION.	PLOMB.ARGENT.	3.8836	44.1255	GALENE.PYROMORPHITE.BARYTINE.
09118X4006	MALBOSC		PROSPECT.	PLOMB.BARYTINE.	3.9021	44.1172	GALENE.ANGLESITE.CHALCOPYRITE.COVELLITE.PYRITE.
09118X4007	THOIRAS-BARTASSIER		ANCIENNE-EXPLOITATION.	ARSENIC.PLOMB.	3.8989	44.1343	MISPICKEL.GALENE.

Tabl. 2 - Gîtes minéraux recensés sur le territoire de la carte Saint-André-de-Valborgne

- de nombreux gîtes filoniens antimonifères (type Collet de Dèze) répartis au sein de deux corridors minéralisés orientés NNE-SSW ;
- des gîtes filoniens à tourmaline et sulfure (type Falguière) localisés dans l'auréole de contact du granite de Saint-Guiral – Liron ;
- de rares gîtes de sulfures disséminés et aurifères (type Valmy), encaissés dans les micaschistes noirs du Sud de la feuille ;
- quelques gîtes à Pb-Zn (type Pompidou-Casalins), soit en amas dans les dolomies héttangiennes (sous-type Pompidou) soit en filons dans le socle, immédiatement sous la couverture (sous-type Casalins).

Du point de vue historique, entre 1822 et 1948, la Compagnie Française des Mines de Dèze (CFMD) a travaillé épisodiquement les concessions minières de Loubreyrou, Felgerette et Cassagnas pour antimoine et arsenic et ceux de Saint-Michel de Dèze et de Richaldon pour plomb, argent et antimoine. À cette occasion, la CFMD a exploité les mines souterraines d'antimoine de La Felgerette (2 570 t Sb), celles du groupe Terailon-Palaisier-Vidaren (100 t Sb), et la mine de Cassagnas (800 t Sb). Au total, la production cumulée d'antimoine s'est élevée à environ 3 500 t Sb pour des teneurs d'exploitation moyenne de 15 % Sb à La Felgerette (après tri manuel dénommé *scheidage*). En revanche, les travaux d'exploration entrepris à La Coupette et à Longagnes n'ont pas mis en évidence de concentrations antimonifères exploitables. D'autre part, la mine de Pb de Richaldon située au Sud du Collet de Dèze a produit, entre 1859 et 1930, 220 t de galène marchande. Enfin, bien qu'étant mentionné de longue date dans la région (e.g. Mas-Lauriol, Valmy, Vidaren), l'or n'a pas fait l'objet d'exploitation industrielle à ce jour. Quant au Pb-Zn, il a fait l'objet d'exploration par la compagnie SCUMRA (Société Centrale de l'Uranium et des Minerais Radioactifs) dans les prospectifs de Marquaires, les Salides et Pompidou, sans découverte de gisement.

Gîtes antimonifères (type Collet de Dèze)

Les gîtes antimonifères constituent 70 % des gîtes de la feuille de Saint-André-de-Valborgne.

Répartition gîtologique

La plupart des gîtes antimonifères de la feuille de Saint-André-de-Valborgne est située dans l'emprise d'un corridor minéralisé orienté NNE-SSW (fig. 9, hors texte), long de 20 km et large de 6 km. En allant du Sud vers le Nord, ce corridor antimonifère comprend successivement (tabl. 2) :

- l'indice isolé de Mas-Lauriol, encaissé dans l'auréole thermique du granite d'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, à proximité des gîtes à tourmaline et sulfures de type Falguière ;

- le groupe d’indices non économiques de La Coupette d’Avelac et de Mas Huc, Longagnas, tous deux non référencés par la BSS (tabl. 2) ;
- le district économique du Collet de Dèze comprenant notamment, le gisement de La Felgerette (Collet de Dèze), les gîtes d’antimoine de Terrailon, Vidaren, Paillassier, ainsi que le petit gisement de galène de Richaldon et l’indice zincifère de Toumet ;
- les trois indices de La Borie, Loubreyrou et Felgeirolles situés dans le coin nord-est de la feuille.

Le corridor minéralisé se poursuit vers le Nord avec les gîtes du district Au-Sb d’Alteyrac-Pont de Rastel (Feuille de Génolhac), avant d’être recoupé et partiellement décalé en sénestre par la faille de Villefort. Ainsi, à l’échelle régionale, ce corridor minéralisé s’étend sur plus de 32 km du Nord au Sud, entre les plutons granitiques de granite de Saint-Guiral – Liron et du Mont-Lozère-Borne. Ces deux plutons n’encaissent jamais de minéralisations antimonifères. Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, ce corridor est superposé à la discontinuité litho-tectonique mettant en contact l’unité supérieure de micaschistes noirs dont le mur est jalonné de gneiss de l’Apié et l’unité grésopélitique sous-jacente.

Au niveau de Cassagnas, dans la partie nord-ouest de la feuille, un second corridor antimonifère, également orienté NNE-SSW (fig. 9, hors texte), est distant d’une dizaine de kilomètres du premier. Sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, ce corridor, large d’environ 2 km, comprend l’indice As-Sb de Plan de Fontmort et le gisement de Cassagnas (800 t Sb) puis se poursuit vers le Nord par les gîtes antimonifères de Le Pradal (cette feuille), et de Vieljeuf, Le Rouve (Feuille Génolhac). Au total, ce corridor s’étend sur environ 15 km du Nord au Sud.

Morphologie des minéralisations et cinématique de mise en place

Morphologie - Les minéralisations antimonifères correspondent à des veines quartzuses, généralement orientées autour de l’azimut NE-SW (N30 à N75 °E), et dont la puissance est d’ordre métrique. Ces veines sont généralement redressées et sécantes sur la foliation régionale, à l’exception de la veine subhorizontale de Cassagnas, et parallèle à cette foliation.

Encaissant - Les veines quartzuses sont généralement encaissées dans des niveaux compétents qui contrôlent partiellement leur mise en place. C’est principalement le cas des niveaux de quartzites feldspathiques « gneiss volcano-sédimentaire de l’Apié » (puissance hectométrique) des districts du Collet de Dèze et de Cassagnas. À noter qu’à Vidaren, lorsqu’une faille NE-SW recoupe le niveau plissé de quartzite feldspathique, seuls les segments de la faille recoupant le niveau compétent sont minéralisés.

Cinématique - Les rares études structurales faites sur ces gîtes suggèrent une mise en place des veines contrôlées par des failles normales (Ahmadzadeh *et al.*, 1985 ; Charrier, 1992). Cette conclusion est en accord avec les analyses cinématiques faites sur les veines Au-Sb d'Alteyrac et Pont de Rastel (Charonnat *et al.*, 1999 ; Charronnat, 2000), situées plus au Nord du corridor, sur les feuilles Génolhac et Bèssèges.

Paragenèse métallique

L'évolution paragenétique de ce type de minéralisation est composée : i) d'une paragenèse précoce P1 à pyrite et arsénopyrite systématique, suivie ii) d'une seconde paragenèse P2 (tabl. 3) dont la signature minéralogique peut varier suivant trois sous-types distincts (Bouladon, 1960) :

- **sous-type 1** à stibine et sans sulfo-antimoniure (par ex. Felgerette, Cassagnas) ;
- **sous-type 2** à sulfo-antimoniure pauvre en Pb (zinkénite) et stibine (par ex. Terraillon, Vidaren et Alteyrac situé sur la feuille Génolhac) ;
- **sous-type 3** à sulfo-antimoniure riche en Pb (boulangérite) et galène (par ex. Richaldon, La Coupette, La Borie).

Selon J. Bouladon (1960), au cours de leur mise en place polyphasée, les minéralisations des Cévennes s'appauvrissent en Pb et s'enrichissent en Sb. En outre, la gangue évolue du quartz à la dolomite (Terraillon) ou à la calcite (Vidaren). La barytine apparaît parfois dans le sous-type à stibine seule, alors que la stibine et la galène ne sont quasiment jamais associées.

Les analyses géochimiques signalent souvent la présence d'or dans ces minéralisations antimonifères mais les teneurs demeurent inférieure au g/t Au, à l'exception de Vidaren (jusqu'à 32 g/t Au sur quelques échantillons). Cependant, l'or natif n'a jamais été observé. À Vidaren, l'arsénopyrite zonée présente un cœur riche en Sb (jusqu'à 1,4 % en poids) et des teneurs en Au pouvant atteindre 0,33 % en poids (Ahmadzadeh *et al.*, 1985). Pourtant, dans le gîte Sb-Au d'Alteyrac (situé sur la feuille Génolhac), qui s'apparentent aux sous-types 2 ou 3, l'or natif a été observé dans la paragenèse P2 avec un sulfo-antimoniure, la jamesonite (Charrier, 1992). *In fine*, il semble que les sous-types 2 et 3 soient plus favorables à l'expression d'or, alors que le sous-type 1 à stibine constitue l'expression la plus économique pour l'antimoine (tabl. 3).

Sous type	Gîte production	Paragenèse	Référence
1	Felgerette 2 570 t Sb	P1 : arsénopyrite - pyrite P2 : stibine et sphalérite (sans sulfo-antimoniure, ni galène) avec quartz (sans dolomie)	Bouladon, 1960
1	Cassagnas 800 t Sb	P1 : arsénopyrite - pyrite P2 : stibine seule avec quartz	Bouladon, 1960
2	Terraillon	P1 : arsénopyrite - pyrite P2 : zinkénite [sulfo-antimoniure pauvre en Pb] et stibine avec quartz puis dolomite et sphalérite et rare antimoine natif.	Bouladon, 1960
2	Vidaren	P1 : arsénopyrite - pyrite P2 : stibine, sulfo-antimoniure pauvre en Pb (fùloppite >> zinkénite), rare sphalérite (en remplacement de quartz géodique), calcite. Or associé	Ahmadzadeh et al., 1985 (modifié)
3	Richaldon 220 t de galène	P1 : arsénopyrite, pyrite P2 : boulangérite [sulfo-antimoniure riche en Pb], quartz, puis boulangérite, dolomite, galène argentifère, sphalérite claire, ± bourmonite	Bouladon, 1960

Tabl. 3 - Succession paragenétique des gisements antimonifères (type Collet de Dèze) de la feuille Saint-André-de-Valborgne

Âge de la minéralisation antimonifère

La veine à As-Sb de Mas-Lauriol, encaissée dans les cornéennes du granite de Saint-Guiral – Liron, recoupe les aplites injectées dans les micaschistes (Charrier, 1992). Il en est de même des veines à tourmaline et sulfure, également situées dans l'auréole de contact du même granite (par ex. Falguière, voir ci-après). Sur la feuille Génolhac, des aplites similaires recoupent le granite du Mont-Lozère et sont datées en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 306 et 301 Ma (Monié *et al.*, 1999, 2000). Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ponctuelles réalisées sur un mica blanc de la veine antimonifère de Terraillon indiquent que la minéralisation s'est formée autour de 305-310 Ma (fig. 10, Monié *et al.*, 1999). Cet âge est en accord avec ceux obtenus sur les micas contenus dans les veines à Au-Sb de Pont-de-Rastel ($310,5 \pm 2,8$ Ma) et dans la veine à loellingite et or du Travers ($304,8 \pm 2,7$ Ma) (feuille Génolhac), qui appartiennent au même corridor minéralisé NNE-SSW (Monié *et al.*, 1999, 2000).

Gîte à tourmaline, quartz et sulfures (type Falguière)

Reconnues principalement dans les indices de Falguière, l'Affenadou, l'Arbous, Cabanis, Pont de La Valmy et Esperies, il s'agit de veines N-S et E-W, de quartz à tourmaline avec pyrite-arsénopyrite \pm chalcopyrite, sphalérite, galène et trace d'or natif ($< 1,2$ g/t Au à Falguière et de l'Affenadou). Ces indices arséniés sont exclusivement encaissés dans l'orthogneiss de Peyroles, parfois les micaschistes associés, qui sont affectés par l'auréole thermique du pluton monzogranitique de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Selon F. Arnaud *et al.* (2004), cet ensemble lithologique est situé dans l'emprise d'une faille normale ductile (événement D₄). À noter que la relation temporelle entre la mise en place des veines N-S et E-W de quartz à tourmaline et le jeu normal de cette faille n'a pas été étudiée à ce jour.

Ce type de minéralisation est l'équivalent des réseaux de veinules N-S à tourmaline et sulfures (arsénopyrite, pyrite, galène, sphalérite) recoupant la cornéenne du pluton du Pont-de-Montvert-Borne situés à l'Est du village de Vialas sur la feuille Génolhac (Charonnat *et al.*, 1999). Dans ce dernier cas, la mise en place des minéralisations, contrôlée par un jeu en faille normale (extension WNW-ESE), est postérieure aux injections d'aplite. La présence de tourmaline abondante dans ces minéralisations suggère un lien étroit avec le magmatisme aplitique boré.

Gîte sulfuré aurifère (type Valmy)

Ce type de minéralisation se présente sous forme de disséminations sulfurées, reconnues dans les gîtes de Valmy et de Tréglantière. Ces deux gîtes sont situés

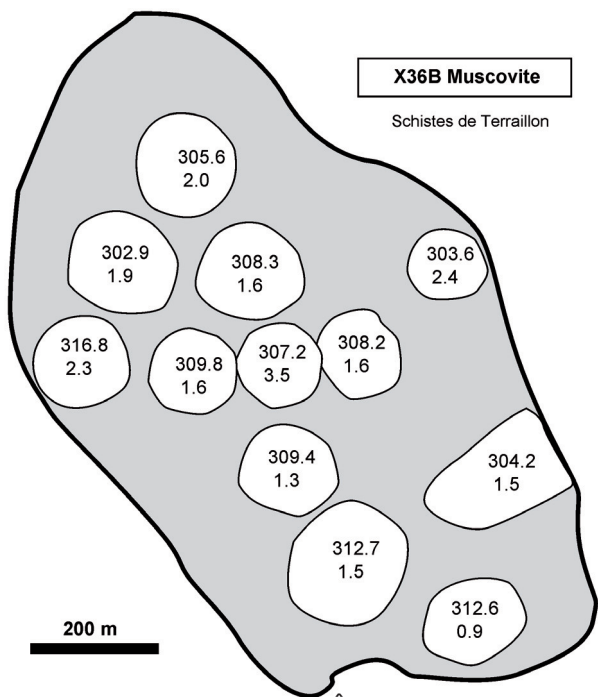


Fig. 10 - Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tir laser) sur un mica blanc (éch. X36B) extrait de la veine antimonifère de Terrailon

dans la partie sud de la feuille de Saint-André-de-Valborgne, immédiatement à l'Ouest du principal corridor antimonifère NNE-SSW. Ces disséminations sulfurées et aurifères sont généralement associés à des halos de chloritite, de puissance métrique, disposés de part et d'autre d'une faille NE-SW. Cette faille recoupe, suivant un jeu normal, des lentilles de sidérite ± grunérite (amphibole). Ainsi, les disséminations des sulfures apparaissent à la fois contrôlées par la fracturation et par la lithologie carbonatée riche en fer (sidérite ± grunérite) (Charrier, 1992). De puissance métrique à pluri-métrique, ces lentilles carbonatées, probablement d'origine syngénétique, sont moulées par la foliation régionale alors que la fracturation sécante sur la surface S_{0-1} apparaît tardive dans l'histoire varisque. Ces lentilles carbonatées sont intercalées dans les micaschistes noirs de l'écaille inférieure, à proximité de l'unité basale.

Les disséminations sulfurées, jusqu'à 50 % de la chloritite, sont composées majoritairement de pyrite pyrrotite et/ou arsénopyrite ± chalcopyrite. L'or parfois très abondant (jusqu'à 21 g/t Au) apparaît en micro-inclusions dans l'arsénopyrite, associée à une paragenèse à bismuth, bismuthinite ± tétraédrite, cubanite, ullmannite. Ces disséminations sont parfois recoupées par des filonnets centimétriques de quartz à pyrite ou chalcopyrite dominante. Plutôt qu'un amas sulfuré, ce type de minéralisation sulfurée, rappelle à plusieurs titres, le minerai aurifère de type « 3a » de Salsigne, compte tenu de sa morphologie en dissémination sulfurée, de la composition carbonatée de l'encaissant et sa chloritisation et enfin de la paragenèse bismuthifère et aurifère (Lescuyer *et al.*, 1993). Par conséquent, la minéralisation de type Valmy mériterait une exploration moderne pour or.

Gîte à Pb-Zn (type Pompidou-Casalins)

Ces gîtes, peu représentés sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne, correspondent à des minéralisations Pb-Zn de type « Mississippi Valley » (MVT, Leach *et al.*, <http://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-0831/CHAP30.pdf>). Elles sont encaissées :

- dans les dolomies héttangiennes où la minéralisation forme des amas stratoïdes de galène, sphalérite (gîtes de Pompidou) ;
- dans la série métamorphique cévenole (par ex. Casalins, Les Salides et Marquaires) ou dans le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron (par ex. Pommarède, Malbosc) immédiatement sous la couverture sédimentaire mésozoïque, où il s'agit de filons de quartz à galène, sphalérite ± chalcopyrite, cuivre gris et barytine.

La mise en place de ces minéralisations, d'âge Jurassique inférieur probable, résulte de la circulation et la précipitation de saumures minéralisées dans le bassin sédimentaire en bordure de socle varisque (gîte

de couverture), avec des infiltrations dans le socle le long de failles (processus réputé *per descensum*).

Synthèse gîtologique à l'échelle de la feuille de Saint-André-de-Valborgne

En guise de synthèse gîtologique, les quatre types de minéralisations identifiés sur la feuille de Saint-André-de-Valborgne sont recalés dans une chronologie régionale des événements métamorphiques, magmatiques, hydrothermaux et sédimentaire, à l'échelle des Cévennes :

– vers 340-335 Ma, lors du métamorphisme régional, épaissement crustal marqué par l'empilement de nappes des Cévennes composée de gneiss, micaschistes à séricite-biotite, quartzites feldspathiques et schistes noirs (Arnaud et Burg, 1993 ; Arnaud, 1997 ; Faure *et al.*, 2001) ;

– 335-325 Ma, formation du dôme migmatitique pré-vellave, situé aujourd'hui, immédiatement au nord du granite du Mont-Lozère (Be Mezeme *et al.*, 2006) ;

– entre 315 et 306 Ma, mise en place successives des monzogranites du Mont Lozère (315 Ma) et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron (306 Ma, Brichau *et al.*, 2007) synchrone d'une extension NW-SE (Faure *et al.*, 2001) ;

– vers 305-300 Ma, on observe en allant du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron vers le Nord la mise en place de diverses minéralisations :

- 1 - cortèges aplitiques puis veines à tourmaline, quartz et sulfures (**type Falguière**), disposées dans l'auréole thermique du granite de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Il semble donc qu'il existe un lien génétique probable entre aplite et minéralisation de type Falguière ;
- 2 - disséminations sulfurées et aurifères spatialement associées à des lentilles de sidérite ± grunérite (**type Valmy**), disposées au Sud de la feuille ;
- 3 - veines quartzieuses antimonifères (**type Collet de Dèze**). On suggère que sous l'effet d'une tectonique régionale extension régionale de direction WNW-ESE, les fluides antimonifères, circulant dans l'emprise des deux corridors NNE-SSW limités par les deux plutons du Pont-de-Montvert-Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, viennent précipiter le long de failles normales NE-SW lorsque celles-ci recoupent des lithologies compétentes comme par exemple les quartzites feldspathiques de l'Apié.

Ces trois types de minéralisations mésothermales, se sont mis en place à la fin du Carbonifère, juste avant le dépôt des bassins houillers du Carbonifère terminal (stéphanien). Elles appartiennent très probablement à un événement hydrothermal majeur reconnu à l'échelle du Massif central et plus globalement des Hercynides d'Europe entre 310 et 300 Ma (Bouchot *et al.*, 2005).

Entre 300-295 Ma, les veines aurifères sont érodées et en partie remaniées dans les sédiments d'âge stéphanien supérieur du bassin d'Alès-Bessèges. On rencontre des paléoplacers dans les conglomérats aurifères du Bulidou, sur la feuille Bessèges (Nomade *et al.*, 1999 ; Bouchot *et al.*, 2005).

Après l'histoire varisque, les dépôts sédimentaires transgressifs mésozoïques s'accompagnent de la genèse de minéralisations de type « Mississippi Valley » (**type Pompidou-Casalins**). La formation de ces concentrations de Pb-Zn est contrôlée par la réactivation en jeu normal de failles décrochantes tardi-varisques lors de l'initiation, au Lias, du rifting responsable de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. À titre de comparaison, dans la couverture sédimentaire, les minéralisations de galène argentifère des Malines (feuille Le Vigan) se mettent en place au Jurassique moyen alors que les veines argentifères de Vialas (17 000 t Pb et 93 t Ag extrait entre 1781-1894) (Feuille Génolhac) sont piégées dans les micaschistes cévenols situés sous la couverture sédimentaire, probablement à l'Héttangien (Feuille Génolhac).

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

Aucune carrière d'importance notable n'est à ce jour en activité dans le territoire de la feuille. Anciennement, les grès du Trias supérieur et les calcaires du Sinémurien ont longtemps été utilisés comme pierre à bâtir. Actuellement, les dolomies de l'Héttangien peuvent être utilisées en exploitations temporaires pour les travaux de viabilité.

Signalons encore les nombreux fours à chaux implantés autrefois dans les formations carbonatées de Mialet – Saint-Jean-du-Gard pour pallier l'absence de roches calcaires dans les pays schisteux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

La Banque des données du sous-sol du Service géologique national détient l'inventaire des sondages, sources et cavités naturelles répertoriés sur l'ensemble de sa feuille.

Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Languedoc Roussillon du BRGM, 1039 rue de Pinville 34000 Montpellier.

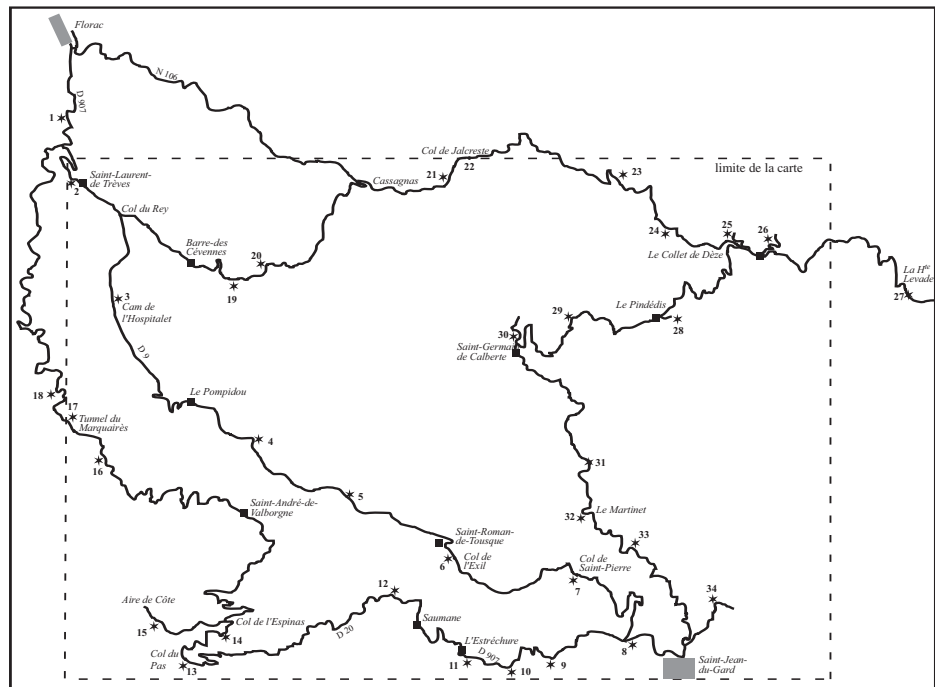


Fig. 11 - Carte des arrêts de l'itinéraire géologique, Florac–Saint-Jean-du-Gard–Florac par la corniche des Cévennes et le Marquairès : la partie méridionale de l'ensemble para-autochtone et le pluton de l'Aigoual-Saint-Guiral-Liron

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Florac-Saint-Jean-du-Gard-Florac par la Corniche des Cévennes et le Marquairès : la partie méridionale de l'ensemble para-autochtone et le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron (fig. 11)

1 - Au sud de Florac, la D907 serpente à la limite des feuilles Génolhac et Florac, une carrière permet d'observer des micaschistes rubéfiés et des altérites. Il s'agit de paléoaltérations d'âge permien ou triasique recouvertes en discordance par les dépôts marins du Mésozoïque. La partie supérieure de la falaise est constituée de dolomies ruiniformes.

2 - Saint-Laurent-de-Trèves. Un petit sentier mène au sommet du Castellas sur des calcaires dolomitiques dans lesquels on peut observer des empreintes de pas de reptiles (aménagement réalisé par le Parc National des Cévennes). À partir de ce point de vue, vaste panorama sur le Causse Méjean. Les strates subhorizontales des calcaires jurassiques discordantes sur les micaschistes des Cévennes sont bien visibles.

3 - Au carrefour du Rey, prendre à droite la D9 (route de la Corniche des Cévennes). La route traverse l'avant-causse de la Cam de l'Hospitalet, ce chaos rocheux dans les calcaires dolomitiques du Lias est un site historique de rassemblement des Huguenots pendant la guerre des camisards. À partir de la route, le panorama vers le Sud permet d'observer le massif de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Vers le Nord, le panorama embrasse l'ensemble des Cévennes métamorphiques. À l'arrière plan, on aperçoit le massif granitique du Mont Lozère et les micaschistes de la montagne du Bougès et au premier plan, le « causse blotti » de Barre-des-Cévennes.

Dans la descente au Sud-Ouest du Pompidou, la route pénètre dans les roches métamorphiques.

4 - Environ 1 km à l'Est de Malataverne, un ancien virage de la route permet d'observer des micaschistes quartzeux et sériciteux (de Molezon) contenant des lentilles centimétriques à métriques de quartz. Certaines de ces lentilles sont plissées ou boudinées. La foliation subhorizontale porte une linéation d'allongement N-S contemporaine de l'empilement des nappes cévenoles. Des porphyroblastes de biotite tardive, sécants sur la foliation, sont également bien visibles.

Vers le Nord, le panorama sur les « serres » (montagnes) cévenoles montre la Montagne du Bougès, la Vallée française et l'avant-causse de Barre-des-Cévennes.

5 - Au Castanier, les micaschistes noirs, sous-jacents aux micaschistes quartzeux et sériciteux, contiennent de nombreuses lentilles de quartz (dits « d'exsudation ») témoignant d'importantes circulations de fluides.

6 - 250 m à l'Ouest du Col de l'Exil, au Sud-Est de Saint-Romans-de-Tousque, les micaschistes noirs présentent à la fois la linéation L1 subméridienne (N0 à N20E) et une linéation de crénulation (L2) orientée N120E. Des porphyroblastes de biotite tardive, sécants sur la foliation, sont également bien visibles. Le contact entre les micaschistes noirs du Pompidou et les micaschistes de Molezon est repris par une zone faillée tardive.

7 - Col Saint-Pierre : le contact entre les micaschistes quartzo-feldspathiques des Plantiers et les micaschistes noirs du Pompidou est jalonné par des quartzites bien visibles dans la falaise qui domine le col. Des bandes de cisaillement métriques vers le Sud sont également observables. En poursuivant vers Saint-Jean-du-Gard, on peut observer les micaschistes quartzeux de l'unité basale (série des Plantiers). Il s'agit d'alternances centimétriques à métriques de micaschistes et de quartzites déformées par des plis isoclinaux. Des filons de quartz sigmoïdes indiquent aussi des cisaillements vers le Sud ou Sud-Est.

8 - L'entrée ouest de Saint-Jean-du-Gard, au carrefour avec la D907, le monzogranite porphyrique de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, est caractérisé par des mégacristaux centimétriques de feldspath potassique et des enclaves biotitiques. Sur l'affleurement il est très difficile de reconnaître une orientation préférentielle des minéraux du granite, mais une étude ASM du pluton indique la présence d'une foliation E-W à pendage sud et d'une linéation magnétique orientée NW-SE (Talbot *et al.*, 2005).

9 - Sur la D 907 en direction de l'Estréchure, l'orthogneiss ocellé de Peyroles présente une foliation à pendage nord, bien marquée par l'orientation préférentielle des biotites et des yeux feldspathiques, la linéation d'allongement est dans l'ensemble mal visible. Près d'un ancien virage de la route a été prélevé l'échantillon P1 où l'analyse U-Pb des zircons a livré un âge U/Pb de 433 ± 4 Ma.

10 - Au Sud-Ouest du carrefour de Bussas, l'orthogneiss développe une structure mylonitique. La linéation d'allongement est mal visible, mais sur des échantillons sciés dans la direction NE-SW, on observe une déformation ductile hétérogène. Les grains de quartz sont allongés en rubans polycristallins et les mégacristaux feldspathiques présentent des queues de cristallisation asymétriques. Ces critères cinématiques indiquent un cisaillement ductile vers le Sud. En outre, la foliation est redéformée par des bandes de cisaillement tardives avec une géométrie en faille normale abaissant le compartiment nord (Arnaud *et al.*, 199).

11 - Entre l'Estréchure et Saumane, la route traverse la série des micaschistes quartzeux de l'unité basale des Plantiers. Des plis isoclinaux sont observables dans les rochers au bord du Gardon.

12 - Après Saumane, prendre la D20 en direction des Plantiers. Au niveau d'un pont, (virage), le quartzite q1, de teinte ocre, forme des barres plurimétriques bien découpées dans le paysage, connues localement sous le nom de « dentelle de Saumane ». L'aspect saccharoïde des échantillons traduit l'importante recristallisation du quartz. La surface macroscopique est soit la stratification initiale (S_0), soit plus fréquemment une surface composite de stratification-foliation (S_{0-1}) car elle porte des micas blancs métamorphiques et une linéation minérale et d'allongement subméridienne N10E à N20E. S_{0-1} est fréquemment déformée par des plis intrafoliaux d'axe variable témoignant de leur réorientation pendant un cisaillement ductile.

13 - Col du Pas. La foliation de la série des micaschistes quartzeux des Plantiers est déformée par des plis synschisteux, droits ou à plans axiaux à fort pendage nord et d'axes E-W à N110E parallèles à une fine linéation de crénulation. La foliation porte une linéation minérale (L1) N-S à N170E.

14 - Sur la route entre le col du Pas et le col de l'Espinassas, la série quartzofeldspathique gris bleutée est intensément déformée par des plis isoclinaux d'axes N-S parallèles à la linéation d'étirement.

15 - Au col de l'Espinassas, prendre la route de la maison, forestière d'Aire de Côte. Environ 2 km avant le col, une métadiorite intrusive dans la série de micaschistes et grès. Toutes les roches sont intensément foliées et linéées. En particulier, les amphiboles et biotites de la métadiorite définissent une linéation minérale subméridienne à N20E. Le zircon et la biotite extraits de cette roche donnent des âges U/Pb et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 500 ± 16 Ma et 324 ± 3 Ma, interprétés respectivement comme ceux de la mise en place et de la déformation ductile (Caron, 1994).

16 - Poursuivre la D10 vers Saint-André-de-Valborgne puis prendre la D907 en direction de Florac. Au carrefour avec la D19, la route recoupe un filon métrique de microgranite à mégacristsaux de feldspath potassiques.

17-18 - De nombreux filons de taille métrique à décamétrique sont observables entre le tunnel du Marcairès (17) et le village de Rousses (18, sur la feuille Meyrueis). Ces faciès microgenus associés à la mise en place du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron présentent une orientation cartographique NE-SW remarquable. Ils sont interprétés comme des fentes de tension ouvertes lors de la déformation extensive NW-SE et injectés de magma granitique. Une étude ASM, a permis de montrer que ces roches possèdent une orientation préférentielle des minéraux bien que celle-ci ne

soit pas visible à l'œil nu. Les linéations magmatiques, d'orientation NE-SW sont interprétées comme la marque de l'écoulement du magma lors de sa mise en place dans la caisse filonienne (Talbot *et al.*, 2005).

De Florac au Collet de Dèze : la partie septentrionale de l'ensemble para-autochtone

De Florac, prendre la D907 en direction de Saint-Laurent-de-Trèves, les arrêts 1 et 2 de l'itinéraire précédent sont également accessibles. Au col du Rey, prendre la D983, vers Barre-des-Cévennes, puis la D62 à la sortie est de Barre.

19 - Environ 500 m après le Moulin du Quet, les micaschistes quartzeux et sériciteux de la nappe du Pompidou sont déformés par des plis synschisteux d'axes N110E et à plans axiaux subhorizontaux, attribués à la phase D₂, dont l'asymétrie indique un déversement vers le Sud.

20 - Au Pont de fer, on peut observer un sill de lamprophyre à grosse biotite. Le contact avec les micaschistes encaissants, plissés par la phase 2, est net.

21 - La D62 rejoint la N106 à Cassagnas, poursuivre en direction d'Alès. À côté de l'embranchement du Pradal, l'affleurement de métagrauwacke (gneiss de l'Apié) a livré des zircons datés à 487 ± 11 Ma et 542 ± 7 Ma par la méthode U/Pb. Ces gneiss présentent une foliation subhorizontale et une linéation d'allongement (surtout visible au microscope), orientée N-S.

22 - Le Col de Jalcreste, situé sur la feuille Génolhac, représente la ligne de partage des eaux entre les bassins versants du Rhône (à l'Est) et de la Garonne (à l'Ouest). Les lacets de la route se déploient dans des micaschistes sériciteux et quartzeux attribués à la nappe des Ayres.

23 - Après un virage en épingle, les micaschistes sériciteux et quartzeux de la nappe des Ayres, à foliation subhorizontale sont déformés par des plis synschisteux d'axes NW-SE et à plans axiaux subhorizontaux formés pendant la phase D₂.

24 - Dans le virage de l'embranchement de Saint-Hilaire-de-Lavit, nombreux filons de quartz parallèles à la foliation.

25 - Avant l'entrée ouest du Collet-de Dèze, prendre la route du Mas de Tourrette, dans le virage à droite, gneiss de l'Apié ayant fourni des zircons datés à 476 ± 6 Ma par la méthode U/Pb.

26 - À l'entrée du village du Collet-de-Dèze, 200 m à l'Ouest du monument aux morts, au bord de la route, la foliation des micaschistes quartzeux et chloriteux porte une strie de haute température orientée NW-SE, elle est

également déformée par des bandes de cisaillement et des lentilles de quartz asymétriques indiquant un cisaillement ductile post-métamorphe vers l'Est. Ces structures sont attribuées à la déformation extensive post-épaississement (phase D₃).

27 - Dans le village du Collet-de-Dèze, prendre la route de Sauveplane, dans l'excavation d'une ancienne carrière, observer les amphibolites à albite (gneiss des Bories). La foliation subhorizontale est bien marquée, mais aucune linéation n'est observée.

28 - En poursuivant sur la route d'Alès, il est possible d'observer la discordance du Carbonifère supérieur (Stéphanien) sur les micaschistes à la Haute Levade, près du pont surmontant la voie ferrée. Des conglomérats d'âge stéphanien (300 Ma), subhorizontaux, recouvrent les roches métamorphiques à foliation inclinée vers le Sud-Est.

Du Collet-de-Dèze à Saint-Jean-du-Gard : une coupe à travers la pile de nappes

29 - À l'entrée ouest du Collet-de-Dèze, prendre la D13 vers le Penedis, puis la D54 vers Branoux et le col de la Barraque. Environ 600 m après le carrefour, le niveau volcano-sédimentaire des gneiss de l'Apié affleure largement. Les clastes quartzeux ou felspathiques sont clairement observables. En lame mince, des cristallisations en zones abritées, développées autour de ces clastes, indiquent un cisaillement vers le sud.

30 - Poursuivre sur la D13 vers Saint-Germain-de-Calberte. À la Coste, la route recoupe le contact de base de la nappe des Ayres sur la nappe du Mont-Mars. Les micaschistes quartzo-feldspathiques portent une linéation d'allongement N-S (N20 à N30).

31 - Traverser Saint-Germain-de-Calberte pour emprunter la D984 vers Saint-André-de-Lancize. Près du Mas de la Chausse, les gneiss volcanosédimentaires de l'Apié qui jalonnent le contact de la nappe du Mont-Mars sur celle du Pompidou contiennent de nombreuses lentilles de quartz sigmoïdes indiquant un cisaillement vers le Sud.

32 - Reprendre la D984, vers Saint-Jean-du-Gard, après la sortie sud de Saint-Etienne-Vallée Française, le quartzite (q5) forme la limite entre l'unité sus-jacente des micaschistes quartzeux et sériciteux et les micaschistes noirs du Pompidou, sous-jacents. Les quartzites, déformés ductilement, présentent une foliation à pendage nord et des plis intrafoliaux d'axes subméridiens (N160-N170).

33 - Près du pont du Martinet, l'ensemble des micaschistes noirs du Pompidou est parcouru par de nombreux filons de quartz.

34 - À Cabrespic, le quartzite q4 qui jalonne le contact entre la nappe du Pompidou et l'unité basale, bien visible dans le paysage, peut être directement observé dans le virage de la route. Du fait de l'importante recristallisation de la roche, aucune structure linéaire n'est préservée.

35 - Avant d'atteindre Saint-Jean-du-Gard, un détour sur la D50 permet d'observer le monzogranite de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Sous le pont des Abarines, le granite porphyrique contenant de nombreuses enclaves biotitiques affleure largement dans le lit du Gardon.

BIBLIOGRAPHIE

- AHMADZADEH H., TURC R., PICOT P., ROCHETTE J.M. (1985) - Présence d'or dans certaines minéralisations antimonifères de la région du Collet de Dèze (Lozère) : concession de Teraillon. 110^e Congrès national des Sociétés savantes, Montpellier, sci., fasc. I, p. 129-140.
- ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BODEUR Y., BARTHES J-P., PALOC H., AUBAGUE M. (1988) - Notice explicative de la feuille Le Vigan à 1/50 000. BRGM Orléans, 68 p.
- ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BODEUR Y., BARTHES J.-P., PALOC H., AUBAGUE M. (1988) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Vigan (937) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 68 p.
- ALLEMAND P., LARDEAUX J-M., DROMART G., ADER M. (1997) - Extension tardi-orogénique et formation des bassins intracontinentaux : le bassin stéphanien des Cévennes. *Geodinamica Acta*, 10, p. 70-80.
- ALEXANDRE P. (2007) - U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe *C.R. Geoscience* 339, p. 613-621.
- ALEXANDROV P., FLOC'H J.-P., CUNEY M., CHEILLETZ A. - Datation U-Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure des gneiss dans le Sud-Limousin, Massif central, *C.R. Acad. Sci. Paris*, Ser. IIa, 332, p. 625-632.
- ARÈNE J., BERGER G.M., GRAS H., POIDEVIN J.L., SAUVEL C. (1978) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Alès (912). Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 58 p.
- ARNAUD F. (1997) - Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisque : les Cévennes centrales (Massif central français) - Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses. Thèse doct. Géol, Institut National Polytechnique de Lorraine, 266 p.

- ARNAUD F., BURG J.P. (1993) - Microstructures des mylonites schisteuses : cartographie des chevauchements varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 317, II, p. 1441-1447.
- ARNAUD F., BOULLIER A.M., BURG J.P. (2004) - Shear structures and microstructures in micaschists: the Variscan Cévennes duplex (French Massif Central). *Journal of Structural Geology*, 26, p. 855-868.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., MATTE P. (1969) - La direction des plis couchés penniques de la phase majeure hercynienne est subméridienne dans les Cévennes méridionales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 269, D, p. 556-559.
- BE MEZEME E. (2005) - Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne hercynienne française et implication géodynamique. Thèse Université d'Orléans.
- BE MEZEME E., COCHERIE A., FAURE M., LEGENDRE O., ROSSI P. (2006) - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. *Lithos* 87, p. 276-288.
- BE MEZEME E., FAURE M., CHEN Y., COCHERIE A., TALBOT J-Y. (2007) - Structural, AMS and geochronological study of a localith emplaced during the Variscan late orogenic extension: the Rocles pluton (SE French Massif Central). DOI : 10.1007/s00531-006-0098-2. *Int. J. Earth Sciences*, 96, p. 215-228.
- BERGER G.M. (1972) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Anduze (938) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 23 p.
- BOUCHOT V., LEDRU P., LEROUGE C., LESCUYER J.L., MILESI J.P. (2005) - Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. *Ore geology reviews*, vol. 27, p. 169-197.
- BOULADON J. (1960) - Sur les minéralisations en plomb-zinc et en antimoine de la périphérie du Mont Lozère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 906-914.
- BRICHAU S., RESPAUT J.P., MONIÉ P. (2008) - New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, (Geol. Rundsch.) 97, p. 725-738.
- BROUDER P. (1963) - Description d'une succession lithologique avec niveaux-repères dans les schistes cristallins des Cévennes près de Villefort (Lozère). *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 828-834, 2 fig.
- BROUDER P. (1964) - Niveaux-repères dans la série métamorphique des Cévennes centrales (Massif central français). *Bull. Soc. géol. France*, (7), VI, p. 699-703, 1 fig.
- BROUDER P. (1968) - De la présence de nappes-plies de style pennique dans une série métamorphique hercynienne : les Cévennes, Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 267, p. 575-578.

- BROUDER P. (1971) - Les étapes de formation d'un édifice hercynien polyphasé : les Cévennes (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 273, p. 27-29.
- BROUDER P. (1973) - Un document sur la limite Cambrien-Antécambrien dans les Cévennes : les Gneiss de Peyroles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278, D, p. 2617-2620.
- BROUDER P., GÈZE B., MACQUAR J.C., PALOC H. (1977) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Meyrueis (910) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 29 p.
- BRUXELLES L. (2001) - Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causse de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Thèse doct. Géographie, univ. Aix-Marseille 1, 281 p.
- CARON C. (1994) - Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglésiente (Sud-Ouest Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb, 40Ar-39Ar et K-Ar. Thèse Univ. Montpellier II, 288 p.
- CASSEL Y. (1997) - Évolution géodynamique de la marge cévenole entre Saint-Ambroix et Anduze (Gard septentrional) de l'Hettangien au Bajocien inférieur. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 144, 313 p.
- CHARCOSSET P. (1998) - Reconstitution d'un segment de la marge ouest-téthysienne au Bathonien dans les Grands Causses et le Bas-Languedoc : analyse séquentielle à divers ordres et dynamique de bassins. Thèse Doctorat Université Paul-Sabatier, 350 p. (inédit).
- CHARCOSSET P. (2000) - Synthèse paléogéographique et dynamique du bassin caussenard (Sud de la France) au cours du Bathonien (Jurassique moyen). *Eclog. Geol. Helv.*, 93, p. 53-64.
- CHARCOSSET P., CISZAK R., PEYBERNÈS B., GARCIA J.-P. (1996) - Modalités séquentielles de la transgression bathonienne sur le « Seuil cévenol » (Grands Causses). *C.R. Acad. Sci Paris*, 323, sér. Ila, p. 419-426.
- CHARONNAT X., CHAUVET A., FAURE M. (1999) - Contexte structural des minéralisations aurifères tardihercyniennes des Cévennes. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, p. 463-469.
- CHARRIER J. (1992) - Étude des minéralisations aurifères des Cévennes et de leur contexte géologiques. Thèse de l'université de Limoges, 269 p.
- CHARRONNAT X. (2000) - Les minéralisations aurifères tardi-hercyniennes des cévennes (Massif central français). Cadre structural, gîtologie et modélisation 3D. Thèse Univ. d'Orléans, 260 p.
- CISZAK R., PEYBERNÈS B., FAURÉ P., THIERRY J. (1999) - Synthèse en termes de stratigraphie séquentielle du Dogger et de la base du Malm dans les Grands Causses. *Géol. France*, (1999), p. 45-58.

- CISZAK R., PEYBERNÈS B., FAURÉ P., THIERRY J. (2000) - Géométrie et enchaînement des séquences de dépôt aaléno-bajociennes dans les Grands Causses (France). *Strata*, Sér. 1, 10, p. 61-63.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) - Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chem. Geol.*, 101, p. 131-141.
- COCHERIE A., FANNING C.M., JEZEQUEL P., ROBERT M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephra from the French Massif central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 73, p. 1095-1108.
- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research. 14, p. 597-608.
- DELENIN P. (1990) - Dynamique du remplissage du bassin stéphanien des Cévennes : structuration et mise en cause des charriages. - Thèse Univ. de Bourgogne, 217 p.
- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.
- DEMATHEIU G. (1990) - Problems in discrimination of tridactyl dinosaur footprints, exemplified by the Hettangian trackways, The Causses, France. *Ichnos*, 1, p. 97-110.
- DEMATHEIU G., GAND G., SCIAU J., FREYTET P. (2002) - Les traces de pas de dinosaures et autres archosaures du Lias inférieur des Grands Causses, Sud de la France. *Palaeovertebrata*, 31 (1-4), 143 p.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. *Mem. Carte géol. France*, 250 p.
- DJARAR L., WANG H., GUIRAUD M., CLERMONTÉ J., COUREL L., DUMAIN M., LAVERSANNE J. (1996) - Le bassin stéphanien des Cévennes (Massif central) : un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. *Geodynamica Acta*, 9, p. 193-222.
- DUMAS E. (1876) - Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard. Paris, Bertrand édit.
- ENAY R., MANGOLD C. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. géol. Lyon*, H.S. 5, 210 p.
- ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1980) - Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM* 2, p. 341-389.

- ESPOURTEILLE F. (1960) - Étude géologique et métallogénique de la région de Nant - Saint-Jean-du-Bruel (Aveyron) et de Trèves (Gard). Thèse 3^e cycle Métallogénie, Paris.
- FABRE G. (1896) - Feuille d'Alais. *Bull. Serv. Carte géol. France*, VIII, 53 (C.R. Collab. camp. 1895), p. 73-77.
- FAURE M. (1995) - Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, p. 132-153.
- FAURE M., LARDEAUX JM, LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences*, 341, 202-213, thematic issue "The Variscan Orogeny", doi :10.1016/j.crte.2008.12.001, p. 202-213.
- FAURE M., BE MÉZÈME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif central and Massif Armoricaïn. *In:* (eds.) Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum, G. The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 5.* (site web : <http://virtualexplorer.com.au>).
- FAURE M., CHARONNAT X., CHAUVET, CHEN Y., TALBOT J-Y., MARTELET G. COURRIOUX G. MONIE, P., MILESI J-P. (2001) - Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif central and its bearing on ore deposits formation. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, p. 687-696.
- FEIST R., GALTIER J. (1985) - Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolithes de Cabrières (Hérault). Implications sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France Méridionale), *C.R. Acad. Sci., Paris*, 300, p. 207-212.
- GAND G., DEMATHIEU G., GRANCIER M., SCIAU J. (2005) - Les traces dinosauroïdes du Trias supérieur français : discrimination, interprétation et comparaison. *Bull. Soc. Géol. France*, 176 (1), p. 69-79.
- GAND G., VIANEY-LIAUD M., DEMATHIEU G., GARRIC J. (2000) - Deux nouvelles traces de dinosaures du Trias supérieur de la bordure cévenole (La Grand-Combe, Gard, France). *Geobios*, 33 (6), p. 599-624.
- GENNA A., DEBRIETTE P., (1996) - Évolution structurale du bassin houiller d'Alès (données nouvelles et interprétation). *Bull. Soc. Géol. France*, 167, p. 83-91.
- GEZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXIV, n° 62, 215 p.
- GÈZE B., PELLET J., PALOC H., BAMBIER A., ROUX J., SENAUD S. (1980) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Florac (886) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 29 p.
- GRADSTEIN M., OGG J., SMITH A., BLEEKER W. LOURENS L. (2004) - A new geologic timescale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, p. 83-100.

- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Doc. BRGM, n° 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC C. (1986) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*, n° 3, p. 309-337.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., PELLET J. (1990) - Carte géologique de France au 1/50 000 feuille Génolhac. Orléans : BRGM.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., PELLET J., VAN MOORT J.C., FERNANDEZ A., MAGONTIER J. (1990) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Génolhac (887) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 62 p.
- GUERROT C. (1996) - Résultats de datation par évaporation sur monozircons. Saint-André-de-Valborgne. Volcanite intercalée dans les schistes des Cévennes. BRGM, DR/PCI 129/96.
- HAMET J., MATTAUER M. (1977) - Âge hercynien déterminé par la méthode Rb/Sr du granite de l'Aigoual, conséquences structurales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, XIX, (2), p. 80-84.
- HARDENBOL, T. JACQUIN P.R., VAIL (eds.), "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins", S.E.P.M. (Soc. of Sediment. Geol. Edit.), Spec. Publ., n° 60, p. 15-29.
- JACQUIN T, GRACIANSKY P.-C. DE (1998) - Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development *in*: P.-C. de Graciansky J.
- JOLY A., FAURE M. CHEN Y., MARTELET G. (2009) - G. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central, *J. Struct. Geol.*
- KERMABON DE J. (1961) - Note sur les fraidronites de la Lozère. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1961, t. LVII. n° 261. p. 107-121.
- KOBER B. (1986) - Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb - age - investigation on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 482-490.
- KOBER B. (1987) - Single-zircon evaporation combined with Pb + emitter bedding for 207Pb/206Pb -age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: p. 63-71.
- LACASSIN R., VAN DEN DRIESSCHE J. (1982) - Analyse de la déformation hercynienne majeure des gneiss des de la Cézarenque (Cévennes, Massif central). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 295, Série II, p. 1027-1030.
- LEACH D., VIETS J., FOLEY-AYUSO N., KLEIN D. (WEB) - Mississippi Valley-Type Pb-Zn Deposits. <http://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-0831/CHAP30.pdf>

- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., LARDEAUX J.M., MONTEL J.M., VANDERHAEGHE O., VITEL G. (2001) - The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 332, p. 207-237.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J-M., FLOC'H J-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. Géol. France* 8, p. 605-618.
- LESCUYER J.L., BOUCHOT V., CASSARD D., FEYBESSE J-L., MARCOUX E., MOINE B., PIANTONE P., TEGYEV M., TOLLON F. (1993) - Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France) : une concentration syntectonique tardivarisque dans les sédiments détritiques et carbonatés de la Montagne Noire. *Chronique de la Recherche Minière*, 512, p. 03-73.
- LUDWIG K.R. (1999) - Isoplot/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. p. 1-42.
- MAGONTHIER J. (1988) - Étude géologique de la Gardonnenque, entre Saint-Jean-du-Gard et la Grand'Combe, à l'Ouest d'Alès. Thèse Univ. Bordeaux, 250 p.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. GARDIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, p. 139-149.
- MATTAUER M. (1974) - Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? *Réun. ann. Sci. Terre*, Nancy, p. 279.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) - Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Colloque Int. CNRS 268, p. 261-267.
- MAZERAN R. (1969) - Étude tectonique et microtectonique des séries épimétamorphiques de la partie sud-ouest des Cévennes méridionales. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- MELLETON J. (2008) - Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U - Pb/LA-MC-ICPMS). Thèse doct. Géologie, Univ. Orléans, 261 p.
- MERCIER J., VERGELY P. (2004) - Tectonique, 214 p. Dunod, Paris.
- MONIÉ P, RESPAUT J-P., BRICHAUD S., BOUCHOT V., FAURE M., ROIG J-Y. (2000) - ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U/Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central). In: Bouchot, V., Moritz R., (Eds.), A Geode- GéoFrance 3D Workshop on Orogenic Gold Deposit in Europe, with Emphasis on the Variscides; extended abstracts. Documents BRGM 297, p. 77-79.

- MONIÉ P., BOUCHOT V., FAURE M., CHARONNAT X., NAJOU K. (1999) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser-Probe dating of W, Au and/or Sb deposits and associated granites in the Southern French Massif Central (Cévennes, Châtaigneraie). EUG 10, abstract volume, Strasbourg, Terra Abstracts, 477 p.
- MONTEL J.M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1992) - Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). *J. Metam. Geol.* 10, p. 1-15.
- MORARD A. (2004) - Les événements au passage Domérien-Toarcien entre Téthys occidentale et Europe du Nord-Ouest. Thèse Doctorat, Université de Lausanne, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Institut de Géologie et Paléontologie, vol. 1 : stratigraphie 188 p.
- MUNSCH H. (1981) - Étude cartographique, pétrographique et structurale des séries métamorphiques d'un segment des Cévennes méridionales entre Saint-Jean-du-Gard et Saint-Germain-de-Calberte (France), Thèse 3^e cycle, Bordeaux III.
- NAJOU K. (1996) - Conditions et âge de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : Etude pétro-structurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des roches de leurs auréoles de contact. Implications géotectoniques. - Thèse Université de Montpellier, 271 p.
- NAJOU K., LEYRELOUP A., MONIÉ P. (2000) - Conditions et âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central Français : exemple des granodiorites de Saint-Guiral – Liron (Cévennes, France). *Bull. Soc. Géol. France* 171, p. 495-510.
- NOMADE S., CHAUVET, A., BARBANSON L., CHARONNAT X. (1999) - Les minéralisations aurifères des Cévennes (Massif central français) : étude comparative des filons d'Alteyrac/Pont de Rastel et du paléoplacer du Bulidou. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, p. 815-822.
- PASSCHIER C., TROUW R. (2006) - *Microtectonics*. Springer, 300 p.
- PELLET J. (1965) - La faille de Villefort, portion cévenole d'une « dislocation régordane ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 250, p. 3724-3727, 2 fig.
- PELLET J. (1972) - Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LXI, 238 p.
- PIN C., LANCELOT J. (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. - *Bull. Soc. Géol. France*, 20, p. 203-208.
- POIDEVIN J.L. (1973) - Étude métallogénique de la partie orientale du massif granodionique du Saint-Guiral – Liron et de son encaissant métamorphique (Cévennes méridionales). Thèse, Montpellier.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.

- RAKIB A. (1996) - Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales : une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif central français). Thèse Univ. Montpellier II, 207 p.
- ROCHETTE J.M. (1984) - Niveaux volcaniques et minéralisations antimonifères en Cévenne. Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- ROGER G. (1962) - Étude géologique de la Cézarenque et du Sud-Est du Mont-Lozère. Mémoire BRGM 66, 88 p.
- ROGER G. (1966) - Quelques observations sur les rapports des filons à antimoine des environs du Collet-de-Dèze (Lozère) avec leur environnement géologique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, (VIII), p. 577-584.
- ROGER G. (1971) - Relations entre quelques gisements filoniens et leurs terrains encaissants ; contrôles et sources de la minéralisation. Application à l'étude des filons antimonifères du district de Brioude-Massiac, du district cévenol et du gîte de Buzeins (Massif central français), Thèse, Fac. Sciences, Paris.
- SABATIER H. (1982) - Immiscibilité magmatique dans quelques froidronites des environs de Florac (Lozère). 9^e RAST, Paris, *Soc. Géol. Fr. édit.*, p. 562.
- SABOURDY G. (1975) - Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales (Massif central français) Annales Univ. Clermont-Ferrand, n° 52, géologie-minéralogie, 25^e fasc, 278 p.
- SCIAU J., BÉCAUD M., GAND G. (2006) - Présence de Dinosaures Théropodes et probablement, d'Ornithopodes et de Sauropodes, dans le marais maritime du Bajocien-Bathonien des Causses. *Publ. Assoc. Paléonto. Causses*, 35 p.
- TALBOT J. Y., CHEN Y, FAURE M. (2005b) - A magnetic fabric study of the Aigoual-Saint-Guiral-Liron granite pluton (French massif Central) and relationships with its associated dykes. *J. Geophysical Research*, 110, B12106, doi: 10.1029/2005JB003699, 2005.
- TALBOT JY., FAURE M., CHEN Y., MARTELET G. (2005a) - Pull apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the Late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.*, 27, p. 1610-1629.
- TALBOT JY., MARTELET G., COURRIOUX G., CHEN, Y, FAURE M. (2004) - Emplacement in an extensional setting of the Mont-Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *J. Structural Geology*, 26, p. 11-28.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.

- VAN DER SIJP J.W.C.M. (1950) - Petrology of the Saint-Jean-du-Gard area in the South-Eastern Cévennes, France. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch*, LIII, p. 337-346.
- VAN MOORT J. (1966) - Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. *Annales de la faculté des Sciences de l'Université de Clermont*, 31, 272 p.
- WAAR D. de (1950) - Tectonics of a pre-tectonic orthogneiss massif near Saint-Jean-du-Gard in the South-Eastern Cévennes, France. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch*, LIII, p. 545-549 et p. 662-674.
- WETHERILL G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages 1 : *Transactions of the American Geophysical Union*, 37, p. 320-326.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WILLIAMS I.S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7, p. 1-35.

ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

La méthode U-Pb sur zircon par couplage laser ICPMS-MC (Neptune) a été utilisée pour la datation de niveaux volcano-sédimentaires et de roches magmatiques ; elle est décrite dans Cocherie *et al.*, 2008).

Calcul des âges moyens

Pour les zircons anciens ($> 1\ 000$ Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, le plus souvent, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les zircons plus récents ($< 1\ 000$ Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de Tera et Wasserburg (1972), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de G.W. Wetherill (1956) et celle de Tera et Wasserburg (1972) sont discutées, par exemple, dans A. Cocherie *et al.* (2008).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des **erreurs à 2σ** . Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ , tout particulièrement pour faciliter la lecture des figures.

Les échantillons SAV1 à SAV7 ainsi que BA202 proviennent de roches volcano-sédimentaires métamorphisées. Leur stock de zircon peut donc provenir soit de la fraction volcanique, soit de la partie sédimentaire. En fait, dans le cas qui nous préoccupe principalement, c'est l'âge des zircons les plus jeunes qui va nous permettre d'approcher l'âge du sédiment qui, après métamorphisme, a donné naissance aux micaschistes des Cévennes.

Métavolcanite SAV1 : Gneiss de l'Apié (Nappe des Ayres)

Les zircons de cette roche sont de grande taille (200-400 μm). Ils sont généralement rosés, bien cristallisés et comportent peu d'inclusions. Tous les grains sont situés dans le domaine typologique de S1-S2 à S11-S12 (Pupin, 1980), c'est-à-dire dans le domaine de l'anatexie crustale.

Environ 60 grains ont été montés en section polie. Vingt-deux analyses ont été effectuées sur 15 grains différents. Les 22 analyses (tabl. 1b, hors texte et fig. 1) sont largement dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg avec plusieurs héritages anciens, jusqu'à l'Archéen.

Deux âges probables (fig. 1) ont pu être calculés à partir de 7 analyses : le premier à 542 ± 7 Ma et un second, moins bien contraint, à 460 ± 26 Ma.

Des âges hérités assez nombreux et beaucoup plus anciens apparaissent aussi. Ils sont traités à l'aide du diagramme conventionnel (tabl. 2a et 2b, hors texte, fig. 2). L'âge le plus ancien est certainement Archéen : $2\ 734 \pm 20$ Ma. Par ailleurs, trois analyses (1, 5, 12) permettent de tracer une Discordia depuis l'âge le plus jeune à 460 Ma jusqu'à l'âge d'un héritage à $1\ 981 \pm 30$ Ma.

Cette métavolcanite s'est mise en place vers 460 ± 26 Ma, les âges à 542 ± 7 Ma témoignent soit de la présence d'une fraction de matériel volcano-sédimentaire, soit d'une remobilisation (magmatique et/ou ramonage) de volcanites plus anciennes. Les âges hérités de 1 981 à 2 734 Ma sont vraisemblablement hérités du protolite.

Métavolcanite SAV2 : Gneiss de l'Apié (Nappe des Ayres)

Les zircons de cette roche sont de grande taille (250-500 μm). Ils sont très mal formés, souvent cassés et arrondis. Les grains sont essentiellement situés dans le domaine typologique de S6-S9 à S11-S13 (Pupin, 1980).

Environ 65 grains ont été montés en section polie. Vingt analyses ont été effectuées sur 20 grains différents. Les 20 analyses (tabl. 1b, hors texte et fig. 3) sont à nouveau dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg avec un seul héritage très ancien.

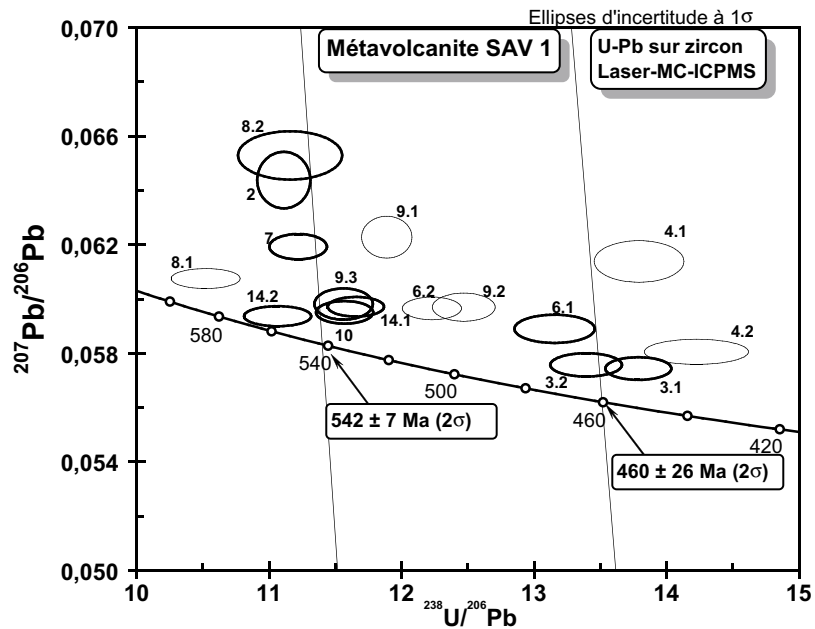


Fig. 1 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de la métavolcanite (SAV 1)

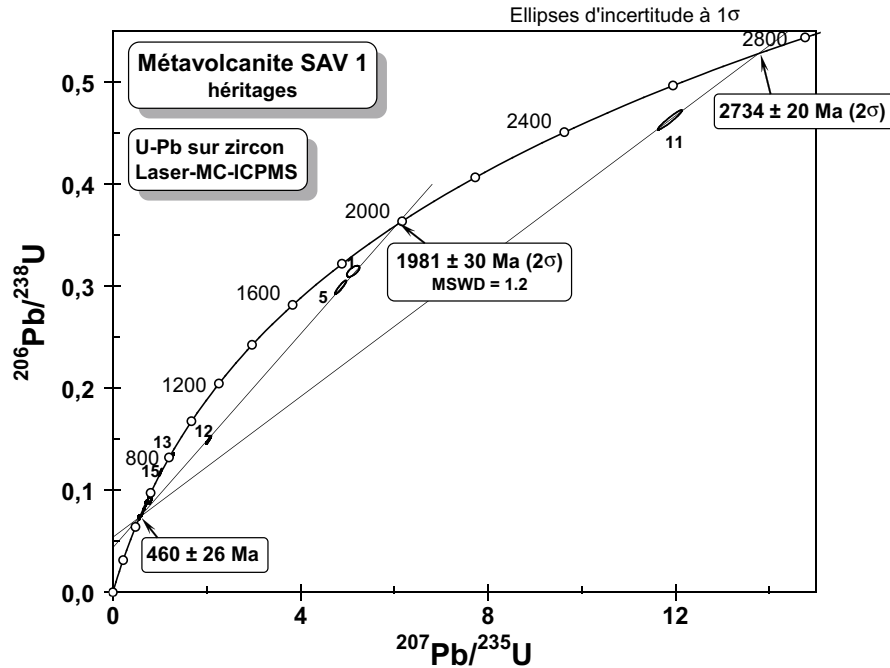


Fig. 2 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de la métavolcanite (SAV 1) (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

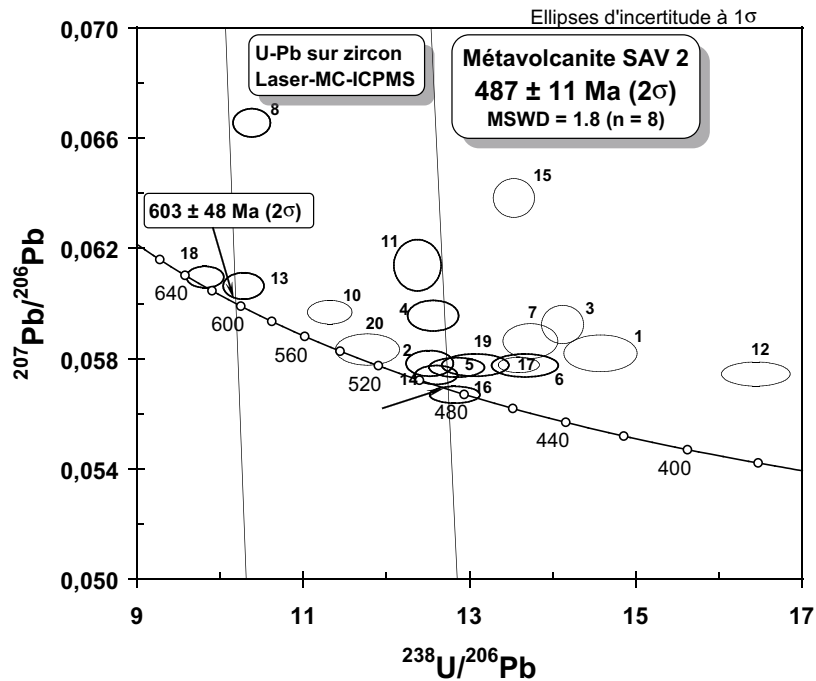


Fig. 3 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de la métavolcanite (SAV 2)

Parmi les âges « jeunes », on peut penser que les analyses 1, 3, 7, 12 et 15 correspondent à des grains ayant subi des pertes de Pb récentes. Une majorité des analyses donne un âge moyen Ordovicien : 487 ± 11 Ma, sur 8 valeurs (fig. 3). Trois analyses, dont deux concordantes, conduisent à un âge hérité vers 600 Ma.

Par ailleurs, l'analyse héritée et très discordante (81 %) du grain 9 permet d'attribuer un âge de 2 019 Ma à cet héritage si on fait l'hypothèse de mélange entre l'âge de la volcanite et celui de l'héritage (fig. 4).

Métavolcanite SAV4 : gneiss de l'Apié dans la nappe de la Vielle Morte

Les zircons de cette roche sont de grande taille (300-500 μm). Ils sont bien cristallisés, mais souvent cassés. La majorité des grains est indexable (Pupin, 1980). Ces grains sont situés dans le domaine S13-S15 et S10-S5, c'est-à-dire le domaine calco-alcalin.

Environ 60 grains ont été montés en section polie. Vingt analyses ont été effectuées sur 17 grains différents. Les 20 analyses (tabl. 1c, hors texte et fig. 5) sont à nouveau dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg, mais sans héritage très ancien.

Les deux analyses héritées et proches de la Concordia datent un héritage vers 600 Ma. Parmi les analyses restantes, celles contenant le moins de Pb commun sont regroupées près de la Concordia à 461 ± 6 Ma, sur 11 analyses. Il n'a pas été tenu compte dans ce calcul des analyses donnant des âges apparents plus jeunes. Ces analyses sont interprétées comme correspondant à des domaines ayant subi des pertes de Pb radiogénique.

Métatuf SAV5 (« pseudo-Apié »)

Les zircons de cette roche sont nombreux et de grande taille (250-600 μm). Ils sont roulés et ovoïdes mais de bonne qualité. Malgré tout, certains prismes préservés permettent une indexation (Pupin, 1980). Ces grains sont situés dans le domaine S12 à S25, c'est-à-dire le domaine calco-alcalin.

Quarante-huit grains ont été montés en section polie. Vingt-quatre analyses ont été effectuées sur 20 grains différents (tabl. 1c, hors texte).

Devant la bonne concordance des analyses « jeunes » (fig. 6) et la qualité des grains, on est amené à interpréter la dispersion des points dans le diagramme de Tera et Wasserburg comme la conséquence d'héritages rapprochés. Les analyses montrant les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ les plus élevés sont interprétées comme datant la mise en place de la volcanite (et non pas

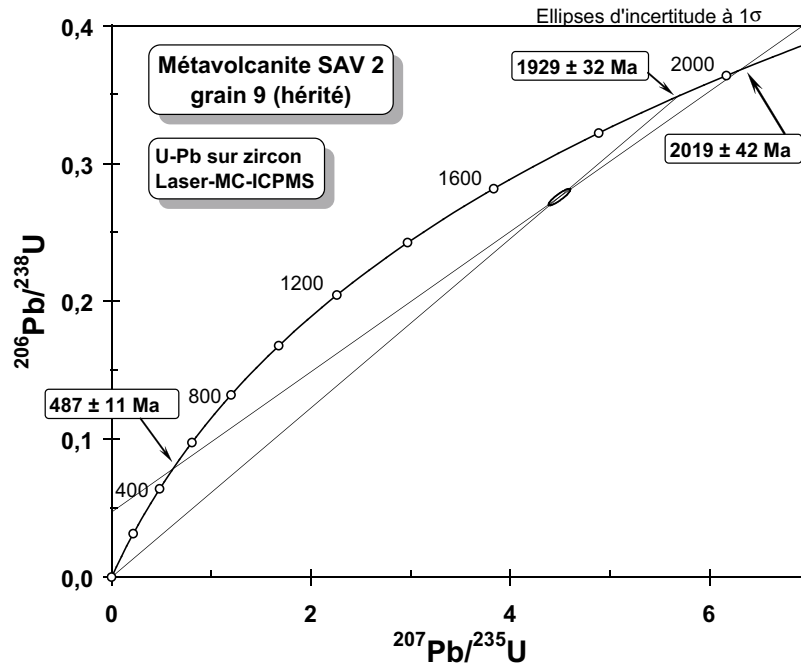


Fig. 4 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de la métavolcanite (SAV 2) (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

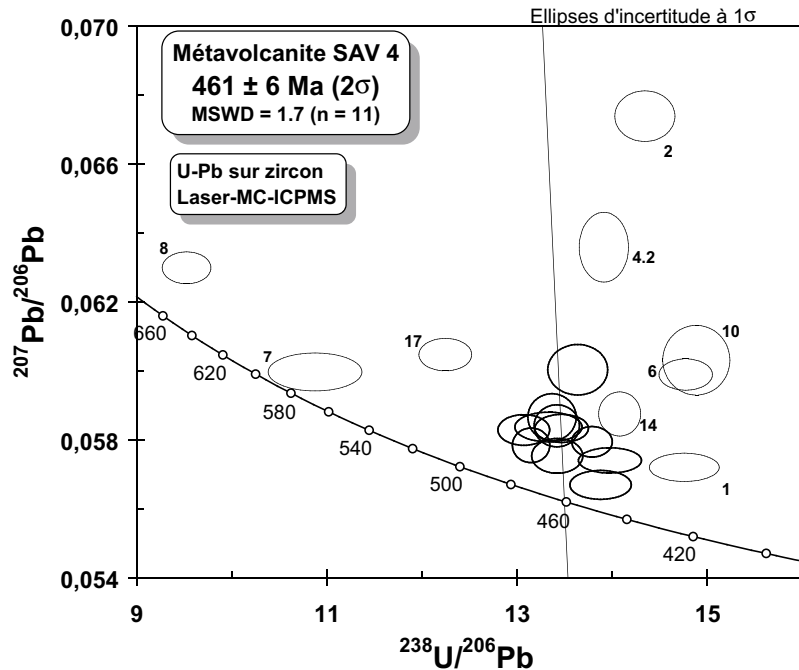


Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de la métavolcanite (SAV 4)

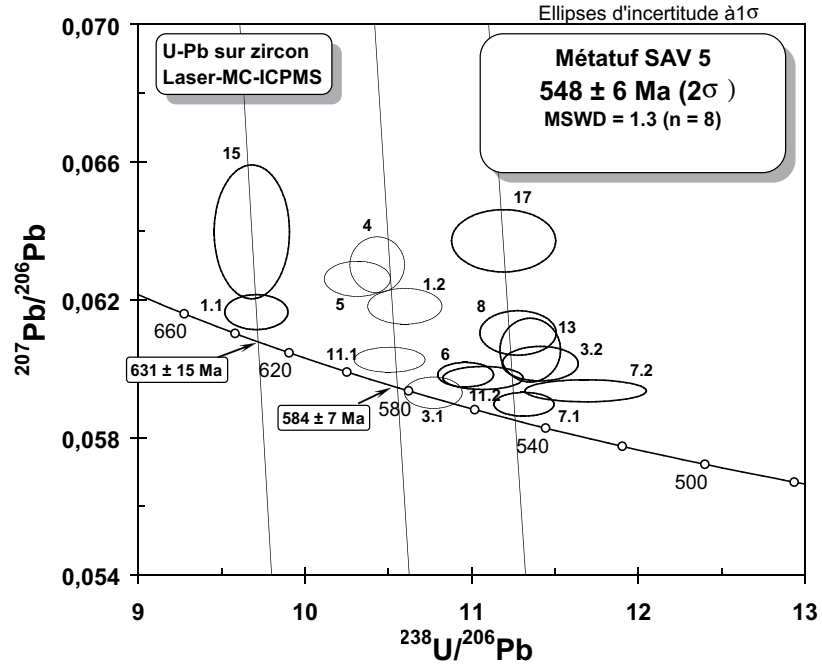


Fig. 6 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du métatuf SAV 5

des pertes de Pb récentes). Ainsi, sur 8 analyses, on a calculé un âge à **548 ± 6 Ma**, tandis que des âges d'héritages vers 584 et 631 Ma sont proposés.

Par ailleurs, en dehors d'une analyse concordante isolée datant un héritage vers 929 Ma (fig. 7), les autres héritages se répartissent en deux populations. 1 - les grains 10, 14 et 19 donnent des **âges clairement archéens**, 2 - les grains 2, 9, 12, 16 et 20 s'alignent selon une Discordia à **2 020 ± 26 Ma** avec un intercepte bas à 548 ± 6 Ma.

Métatuf SAV7 dans les micaschistes de la Nappe du Mont-Mars

Les zircons de cette roche sont de grande taille (250-400 μm). Ils sont souvent incolores, limpides et bien cristallisés. La majorité des grains est indexable (Pupin, 1980). Ces grains sont situés dans le domaine S1-S12, c'est-à-dire le domaine de l'anatexie crustale (relativement basse température).

Environ 45 grains ont été montés en section polie. Vingt-six analyses ont été effectuées sur 25 grains différents (tabl. 1d, hors texte).

Les analyses sont peu affectées par la présence de Pb commun (fig. 8). Trois groupes d'âges peuvent être mis en évidence : 616 ± 22 Ma ; 559 ± 16 Ma ; 477 ± 17 Ma.

L'âge du groupe le plus jeune est interprété comme celui des dernières manifestations volcaniques, et c'est cet âge qui contraint l'âge de dépôt des micaschistes sus-jacents. Les zircons des groupes d'âges à 616 ± 22 Ma et 559 ± 16 Ma proviennent de zircons hérités soit de la phase volcanique soit de la phase sédimentaire.

Parmi les zircons hérités, cinq d'entre eux donnent des âges aux environs de 616 ± 22 Ma (fig. 9). Les autres analyses de zircons anciens conduisent à des âges nettement plus anciens. Ces âges sont souvent mal définis car les analyses ne sont généralement pas concordantes. On note cependant deux épisodes archéens à **2 828 ± 43** et **2 590 ± 48 Ma** et un épisode vers **1 928 ± 71 Ma**. Plus étonnant, car rarement rencontré, un âge à $2\,402 \pm 81$ Ma est obtenu à partir de deux analyses, d'ailleurs très discordantes.

Métatuf SAV8 : gneiss de l'Apié dans la nappe du Mont-Mars

Les zircons de cette roche sont nombreux, mais souvent difformes et surfacettés. Ils sont de grande taille (200-400 μm). Ils sont souvent limpides et légèrement fumés. Les grains indexables (Pupin, 1980) permettent de situer ces grains dans le domaine S1-S5 et S6-S12.

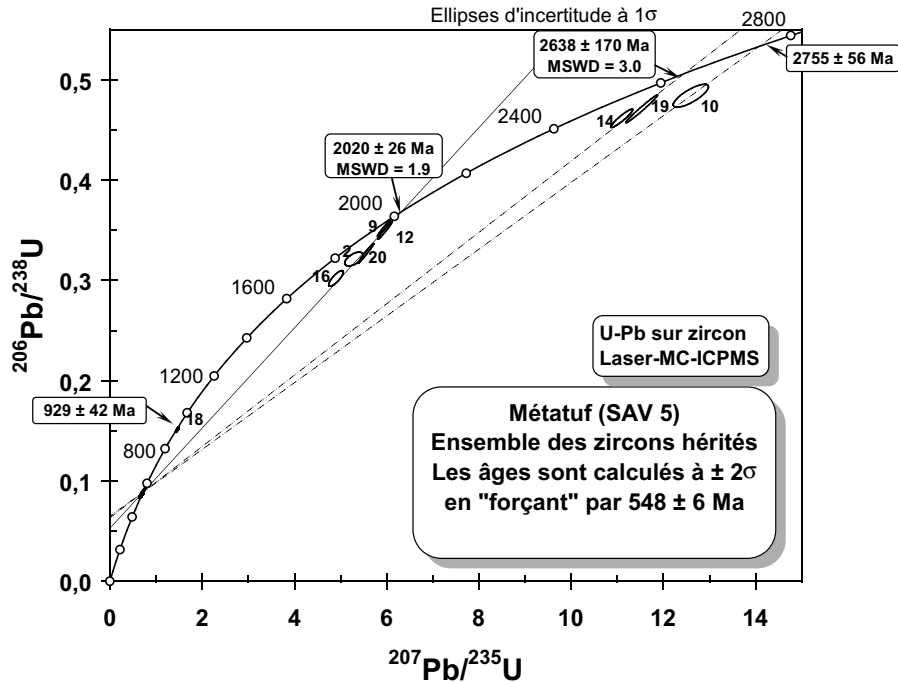


Fig. 7 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du métatuf SAV 5 (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

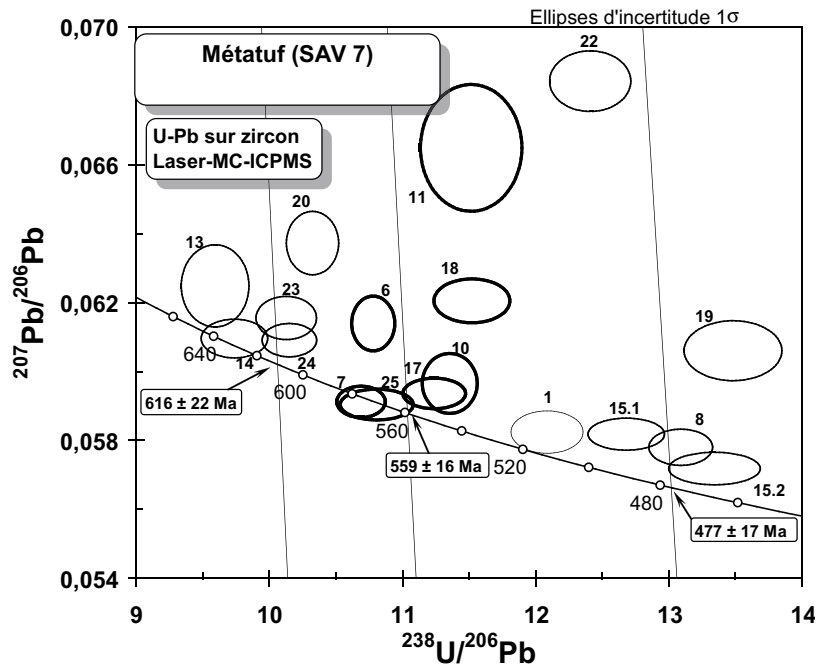


Fig. 8 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du métatuf SAV 7

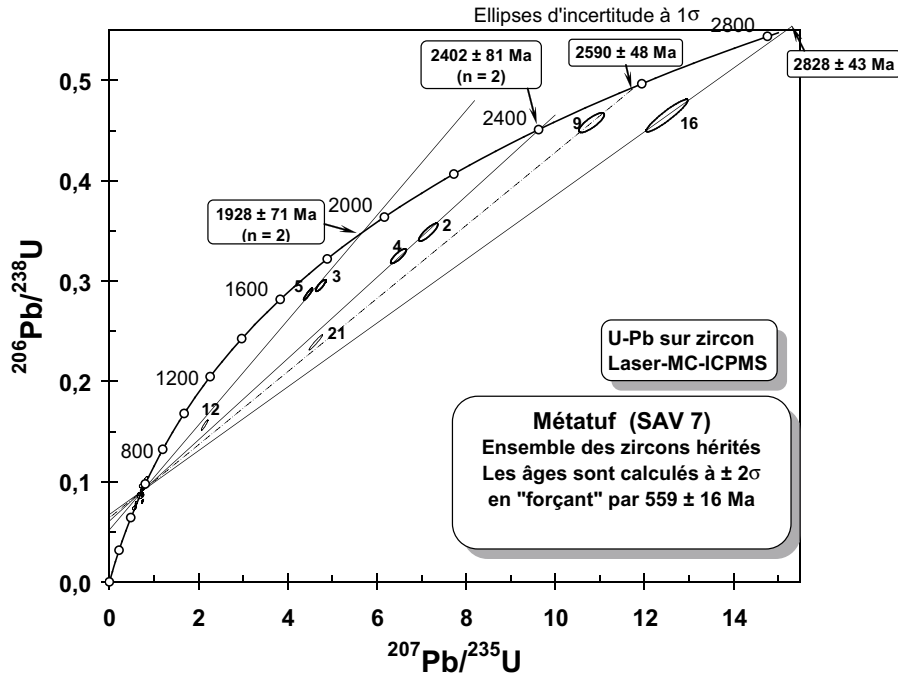


Fig. 9 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du métatuff SAV 7 (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

Environ 45 grains ont été montés en section polie. Les vingt analyses effectuées sur 20 grains différents (tabl. 1d, hors texte) sont dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg, tout particulièrement dans le domaine d'âges s'étendant du Cambrien à l'Ordovicien.

Trois gammes d'âges sont mises en évidence (fig. 10) : 617 ± 11 Ma, 549 ± 11 Ma et 453 ± 17 Ma. L'âge le plus jeune à 453 ± 17 Ma nous fournit l'âge minimum du métatuf. Les âges à 549 et 453 Ma sont ceux d'épisodes volcaniques plus anciens hérités.

Sans forcer par un âge de métamorphisme, la Discordia tracée à partir des deux analyses des grains 3 et 4 (fig. 11) définit un intercepte bas à vers 470 et un âge hérité à **$1\ 978 \pm 65$ Ma**.

Orthogneiss de Peyroles P1

Les zircons de cette roche sont peu nombreux, souvent automorphes mais de taille variable (100 à 300 μm). Beaucoup sont limpides et rosés. L'indexation selon la typologie de Pupin (1980) n'a été réalisée qu'à partir d'une souche incomplète, avec 26 grains indexés. La population est très bien regroupée autour des types S1-S2-S6, ce qui les place dans le domaine des zircons de basse température (anatexie crustale). Près de 75 grains ont cependant pu être montés en section polie pour l'étude préalable au MEB.

Dix-huit analyses ont été effectuées sur 17 grains différents (tabl. 3). Les analyses sont proches de la concordia mais les âges correspondant sont très dispersés. La figure 12 montre les âges obtenus entre 400 et 650 Ma. Les ellipses représentatives d'un groupe de 8 analyses, plus ou moins discordantes, sont disposées le long d'une droite de mélange dont l'un des deux pôles est la valeur du Pb commun. L'intersection de cette droite avec la concordia donne l'âge de cristallisation des zircons correspondants : **433 ± 4 Ma (2σ)**.

Quatre analyses (11.1, 13.1, 15.1 et 16.1) n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge moyen, car les zircons correspondants ont sans doute subi une légère perte de Pb* (radiogénique). Les analyses 1.1 et 7.1 ne seront pas exploitées, car trop isolées (fig. 12). Les analyses 2.1 et 3.1 indiquent un héritage commun vers 608 Ma.

Deux analyses (8.1 et 12.1) donnent des héritages nettement plus anciens. Dans ce cas, la correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb est la mieux appropriée (tabl. 4). Elles donnent des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ respectivement à $1\ 575 \pm 44$ et $1\ 878 \pm 17$ Ma (fig. 13). L'analyse 12.1 étant fortement discordante, on peut aussi l'interpréter comme associée à un zircon ayant subi

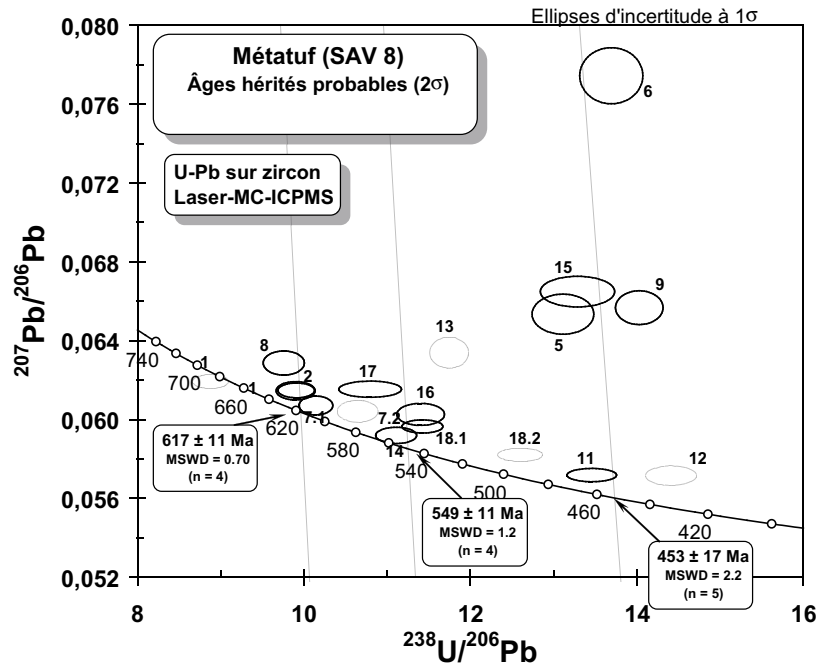


Fig. 10 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du métatuf SAV 8

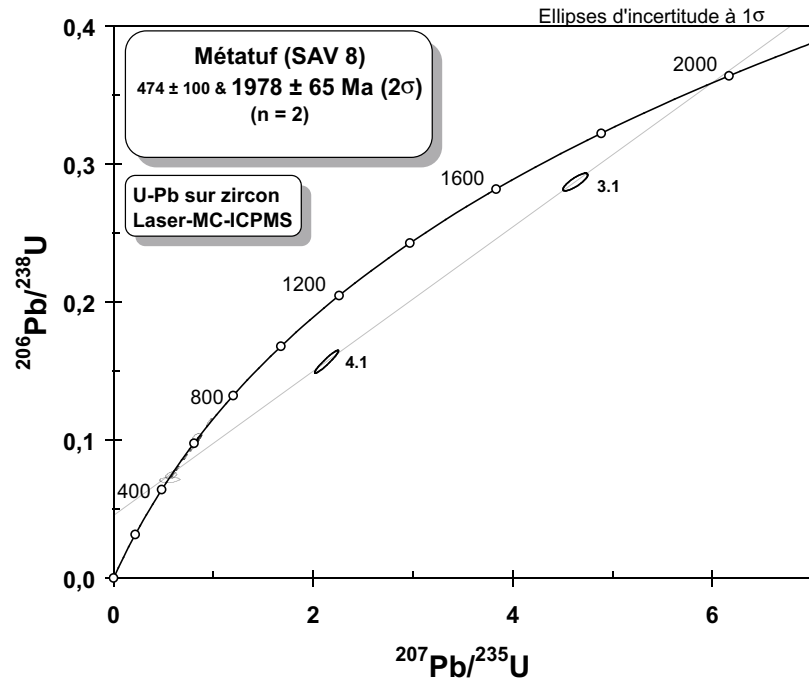


Fig. 11 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du métatuf SAV 8 (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Gneiss de Peyroles (P1- Saint-André-de-Valborgne)														
1.1	178	45	0.26	12.0	1 945	0.168	12.731	0.154	0.05823	0.00049	0.0784	0.0009	487	6
2.1	224	256	1.14	19.0	23 235	-	10.194	0.076	0.05986	0.00025	0.0981	0.0007	603	4
3.1	205	110	0.54	17.7	8 421	0.132	10.003	0.088	0.06135	0.00031	0.0998	0.0009	613	5
4.1	294	45	0.15	17.6	36 097	0.015	14.480	0.116	0.05558	0.00027	0.0691	0.0006	430	3
5.1	331	112	0.34	19.8	-	0.139	14.519	0.103	0.05656	0.00025	0.0688	0.0005	429	3
5.2	349	116	0.33	21.0	2 733	0.520	14.373	0.117	0.05971	0.00118	0.0692	0.0006	431	3
6.1	287	93	0.32	17.3	18 484	0.157	14.342	0.088	0.05683	0.00030	0.0696	0.0004	434	3
7.1	143	78	0.55	10.7	3 549	0.225	11.459	0.091	0.06010	0.00031	0.0871	0.0007	538	4
8.1	101	58	0.58	23.7	8 768	0.028	3.669	0.024	0.09896	0.00035	0.2725	0.0018	1553	9
9.1	175	159	0.91	10.7	837 804	0.068	14.129	0.087	0.05625	0.00030	0.0707	0.0004	441	3
10.1	283	48	0.17	17.0	-	0.080	14.377	0.096	0.05618	0.00040	0.0695	0.0005	433	3
11.1	352	32	0.09	20.1	15 066	0.114	15.164	0.101	0.05592	0.00023	0.0659	0.0004	411	3
12.1	101	62	0.62	24.2	-	-	3.619	0.041	0.11488	0.00057	0.2763	0.0032	1573	16
13.1	144	172	1.19	8.2	-	0.491	15.254	0.188	0.05887	0.00040	0.0652	0.0008	407	5
14.1	159	27	0.17	9.6	-	0.302	14.367	0.121	0.05798	0.00026	0.0694	0.0006	433	4
15.1	436	47	0.11	24.1	4 840	0.151	15.638	0.119	0.05592	0.00026	0.0639	0.0005	399	3
16.1	253	94	0.37	14.7	8 104	0.135	14.946	0.099	0.05622	0.00025	0.0668	0.0004	417	3
17.1	251	39	0.16	14.9	5 303	0.245	14.534	0.153	0.05739	0.00031	0.0686	0.0007	428	4

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses en *italique* n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens

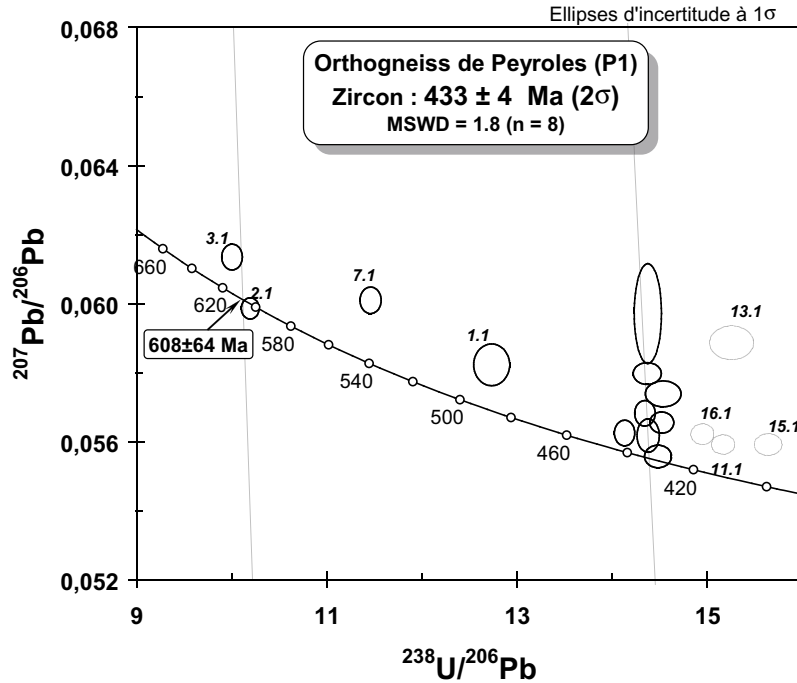


Fig. 12 - Détail des analyses effectuées sur les zircons de l'orthogneiss de Peyroles P1

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques					Âge (Ma)					%			
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	Disc						
<i>Gneiss de Peyroles (P1- Saint-André-de-Vaborgne)</i>																				
2.1	224	256	1.14	19.0	23 235	0.077	0.0980	0.0007	0.8006	0.0097	0.05924	0.00056	0.619	603	4	597	5	576	20	105
3.1	205	110	0.54	17.7	8 421	0.211	0.0998	0.0009	0.8201	0.0156	0.05962	0.00101	0.464	613	5	608	9	590	36	104
4.1	294	45	0.15	17.6	36 097	0.050	0.0690	0.0006	0.5251	0.0061	0.05517	0.00047	0.687	430	3	429	4	419	19	103
5.1	331	112	0.34	19.8	-	-	0.0689	0.0005	0.5371	0.0045	0.05656	0.00025	0.849	429	3	436	3	474	10	91
6.1	287	93	0.32	17.3	18 484	0.098	0.0697	0.0004	0.5382	0.0074	0.05603	0.00069	0.447	434	3	437	5	454	27	96
8.1	101	58	0.58	23.7	8 768	0.182	0.2720	0.0018	3.6529	0.0485	0.09738	0.00113	0.486	1551	9	1561	11	1575	22	99
9.1	175	159	0.91	10.7	837 804	0.002	0.0708	0.0004	0.5488	0.0046	0.05624	0.00031	0.744	441	3	444	3	462	12	95
10.1	283	48	0.17	17.0	-	-	0.0696	0.0005	0.5388	0.0052	0.05618	0.00040	0.687	433	3	438	3	459	16	94
11.1	352	32	0.09	20.1	15 066	0.120	0.0659	0.0004	0.4991	0.0073	0.05495	0.00071	0.458	411	3	411	5	410	29	100
12.1	101	62	0.62	24.2	-	-	0.2763	0.0032	4.3766	0.0545	0.11488	0.00057	0.919	1573	16	1708	10	1878	9	84
14.1	159	27	0.17	9.6	-	-	0.0696	0.0006	0.5564	0.0053	0.05798	0.00026	0.883	434	4	449	3	529	10	82

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par le méthode du ²⁰⁴Pb

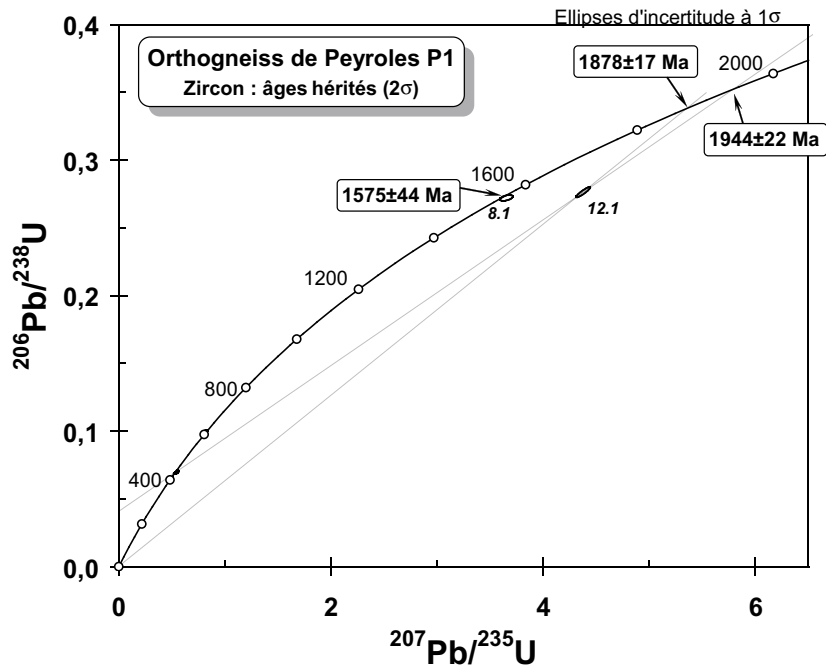


Fig. 13 - Diagramme concordia conventionnel pour les zircons hérités de l'orthogneiss de Peyroles P1

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Âge (Ma)
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
<i>Lamprophyre P3 (Saint-André-de-Valborgne)</i>													
1.1	915	143	0.16	35.9	12 626	0.095	22.048	0.236	0.05278	0.00053	0.04531	0.00049	285.7
1.2	1279	215	0.17	49.6	-	0.123	22.333	0.397	0.05292	0.00039	0.04472	0.00079	282.0
2.1	447	343	0.77	17.3	6 446	0.104	22.400	0.264	0.05275	0.00086	0.04460	0.00053	281.3
2.2	544	509	0.94	22.3	1 482	0.865	21.116	0.169	0.05918	0.00140	0.04695	0.00038	295.8
3.1	4053	551	0.14	123.6	2 165	0.833	28.226	0.512	0.05727	0.00110	0.03513	0.00064	222.6
4.1	1657	724	0.44	57.5	4 278	0.228	24.942	0.211	0.05311	0.00071	0.04000	0.00034	252.8
5.1	3647	487	0.13	126.0	5 102	0.303	25.058	0.357	0.05369	0.00051	0.03979	0.00057	251.5
6.1	1221	245	0.20	45.2	3 113	0.555	23.350	0.277	0.05608	0.00111	0.04259	0.00050	268.9
6.2	1208	273	0.23	47.1	8 845	0.120	22.193	0.377	0.05293	0.00035	0.04501	0.00076	283.8
7.1	386	364	0.94	15.3	4 432	-	21.751	0.149	0.05199	0.00043	0.04597	0.00032	289.8
7.2	3300	8270	2.51	133.2	59 146	-	21.440	0.210	0.05184	0.00039	0.04664	0.00046	293.9
8.1	487	393	0.81	18.7	2 836	0.459	22.482	0.213	0.05554	0.00093	0.04428	0.00042	279.3
8.2	830	664	0.80	31.9	20 553	-	22.498	0.209	0.05174	0.00037	0.04445	0.00041	280.3
9.1	775	741	0.96	29.2	25 975	0.226	22.981	0.174	0.05357	0.00057	0.04342	0.00033	274.0
10.1	762	239	0.31	29.8	194 742	-	22.110	0.136	0.05153	0.00034	0.04523	0.00028	285.2
11.1	601	637	1.06	22.8	-	0.010	22.818	0.170	0.05190	0.00042	0.04382	0.00033	276.5
12.1	938	866	0.92	36.4	9 211	0.125	22.292	0.185	0.05295	0.00060	0.04480	0.00037	282.5
13.1	780	926	1.19	30.6	6 836	-	22.035	0.148	0.05195	0.00037	0.04538	0.00031	286.1
14.1	471	411	0.87	18.5	718	2.274	22.006	0.170	0.07010	0.00241	0.04441	0.00034	280.1
15.1	10287	683	0.07	206.0	3 955	0.644	43.073	1.066	0.05411	0.00035	0.02307	0.00057	147.0

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses en *italique* n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens

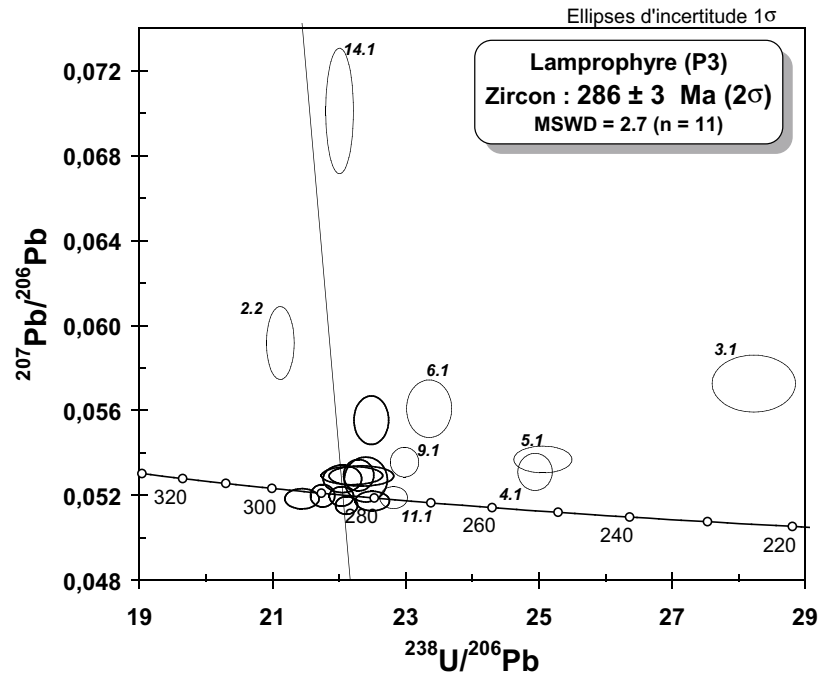


Fig. 14 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du lamprophyre P3 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

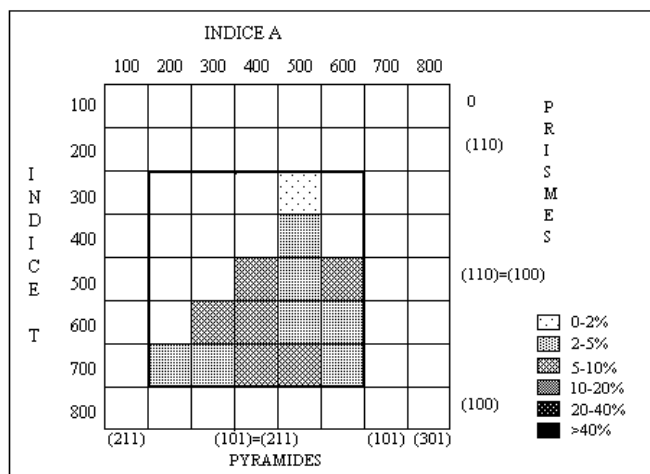


Fig. 15 - Répartition typologique des zircons indexés pour le métatuf BA202

une perte épisodique partielle de Pb*. Selon ce modèle, l'âge de l'héritage serait significativement plus ancien ($1\,944 \pm 22$ Ma).

Le protolite de l'orthogneiss de Peyroles est donc daté à **433 ± 4 Ma (2σ)**. Des zircons hérités ont par ailleurs été datés vers 600, 1 575 et 1 900 Ma.

Lamprophyre P3 (fraidronite)

Les zircons de cette roche sont assez nombreux, souvent allongés et automorphes, parfois de grande taille (250 à 500 μm). L'indexation selon la typologie de J.P. Pupin (1980) a été possible dans 62 % de cas. La population est très dispersée dans le diagramme. On note cependant une fréquence plus importante des types S10 à S25. Près de 150 grains ont été montés en section polie pour l'étude préalable au MEB (électrons rétrodiffusés).

Vingt analyses ont été effectuées sur 15 grains différents (tabl. 6, hors texte). L'analyse d'un zircon particulièrement riche en U (grain 15 : U = 1 % !) a conduit à une forte perte de Pb*. À un degré moindre, on observe le même phénomène pour les analyses 3.1 et 5.1. Mais la corrélation entre la teneur en U et une perte de Pb* n'est pas systématique. Par exemple, le grain 7 a été analysé en deux endroits : 7.1 et 7.2, conduisant au même âge (290 ± 4 et 294 ± 6 Ma) alors que le domaine 7.2 contient presque 10 fois plus d'U (3 300 ppm) que le domaine 7.1 (386 ppm) (tabl. 5).

En dehors des analyses 14.1 et 2.2, la contribution du Pb commun reste très faible, c'est-à-dire que les ellipses sont concordantes (fig. 14).

En définitive, un groupe de 11 analyses a été conservé pour le calcul de l'âge moyen à **286 ± 3 Ma (2σ)**. Le MSWD est égal à 2.7, ce qui est compatible avec l'hypothèse d'une population unique. L'âge de cristallisation des zircons les mieux préservés est interprété comme celui de la mise en place du lamprophyre P3.

Métatuf BA202 : gneiss de l'Apié dans la nappe de la Vielle Morte

Les zircons de cet échantillon sont relativement abondants et de couleur rose. Ils sont limpides et à contours francs. Ils contiennent parfois des inclusions et quelques cœurs opaques. L'indice moyen de la population indexée est de I.A.-I.T. = 446-592, ce qui la place dans le domaine calcolcalin (fig. 15) de la classification typologique (Pupin, 1980).

Huit zircons ont été sélectionnés pour l'analyse. Ils ont tous donné un signal sur un à cinq paliers de température successifs (tabl. 6, hors texte). Ils ont malheureusement souvent été enregistrés seulement sur un seul bloc de

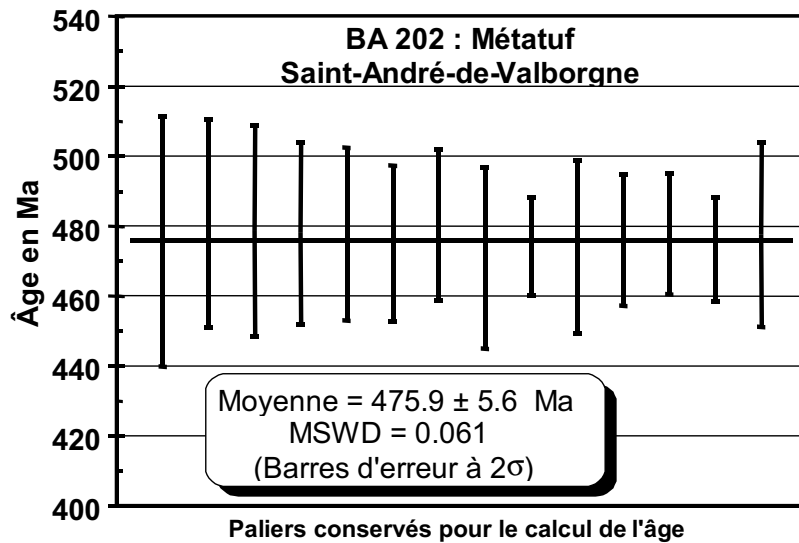


Fig. 16 - Moyenne pondérée des différents âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon BA202 - Métatuf, Saint-André-de-Valborgne

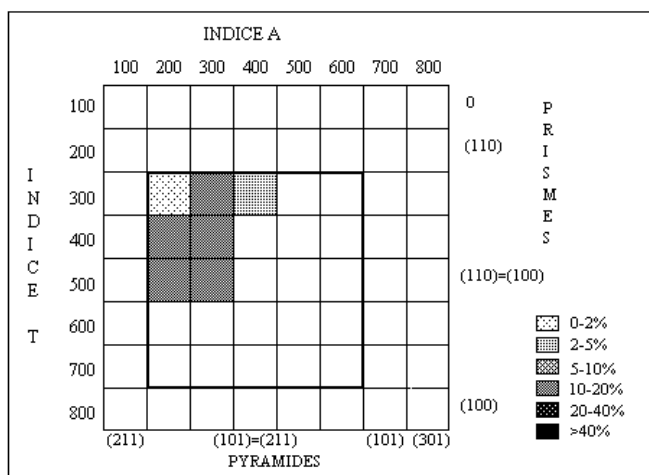


Fig. 17 - Diagramme de répartition typologique des zircons de la métavolcanite du « Triple associé de Bassurel »

données (tabl. 6, hors texte) ce qui est insuffisant pour considérer le palier comme significatif. Quatre zircons ont cependant donné plusieurs paliers de plusieurs blocs de données (Zr B, D, G, H). Tous les âges obtenus sont proches de 480 Ma sauf parfois le premier palier de température, plus jeune, reflétant une légère perte de plomb. On remarque que le zircon E, avec des âges archéens, indique un héritage très ancien fréquemment rencontré dans le Massif central. Sur les 25 paliers de température enregistrés sur les zircons de l'échantillon BA202, 14 sont conservés pour le calcul de l'âge. L'âge moyen calculé est de **475,9 ± 5,6 Ma** (MSWD = 0.1) et est considéré comme âge de cristallisation des zircons du métatuf BA202 (fig. 16). Un héritage archéen a été mis en évidence.

Métavolcanite 3B3 : partie supérieure du « Triple associé de Bassurel »

Après une étude typologique, neuf zircons ont été sélectionnés afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. La méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon a été utilisée. Un descriptif de cette méthode se trouve dans B. Kober (1986, 1987) et dans A. Cocherie *et al.* (1992). Les erreurs sur les âges par palier et âge par zircon sont données à 1σ (écart type). L'âge moyen est calculé par une moyenne pondérée à partir des différents paliers conservés, l'erreur sur l'âge est donnée à 2σ (95 % limite de confiance) et est calculée par le programme ISOPLOT/EX, version 2.06d (Ludwig, 1999).

Les zircons de cette roche sont assez abondants, incolores à faiblement rosés pour les plus gros. On observe de nombreuses inclusions bulleuses ou en baguettes, il existe fréquemment de petites canalicules centrales selon l'axe C. Les zircons ont une surface piquetée ou corrodée, avec des faces fréquemment émoussées. La plus grande partie (71 %) des zircons sont indexables, ils se regroupent dans la partie supérieure gauche (fig. 17) du diagramme typologique (Pupin, 1980) qui correspond au domaine de roches magmatiques alumineuses d'origine crustale.

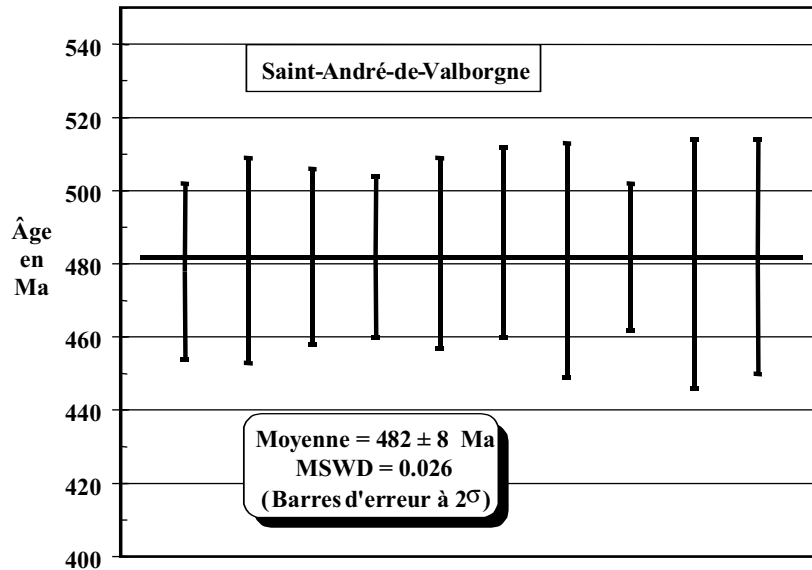
Les neuf cristaux sélectionnés pour l'analyse en spectrométrie de masse ont un allongement qui varie de 300 à 510 μm . Leur type morphologique, quand il a pu être déterminé, est le suivant : Zr A = S18 ; Zr B = S12 ; Zr C = S2 ; Zr D = S11 ; Zr E = S6 ; Zr F = S12 ; Zr G = S7 ; Zr H = S11.

Résultats d'analyse en spectrométrie de masse

Des enregistrements ont pu être effectués sur tous les cristaux, et ce, sur plusieurs paliers. Les résultats obtenus sont cependant très diversifiés. En effet, les zircons ont, pour la plupart, donné des âges croissants avec la température d'implantation (tabl. 7, hors texte). Pour le zircon E, par exemple, en trois paliers, l'âge obtenu passe de 630 à 1 350 Ma. Cette évolution des âges en

fonction de la température traduit généralement la présence de plomb hérité au sein du cristal. Seuls les zircons A, C, et I ont donné plusieurs fois le même âge. Cet âge à 480 Ma est obtenu sur quatre paliers pour le zircon A et pour le zircon I. Pour le zircon C, les quatre enregistrements indiquent le même âge mais le premier et le dernier palier sont trop faibles en intensité pour être conservés dans le calcul d'âge. Seuls les paliers intermédiaires sont utilisables. La répétition du même âge sur plusieurs paliers et sur différents zircons permet de considérer cet âge comme correspondant à la cristallisation de ces zircons. La moyenne pondérée obtenue sur ces trois cristaux est de **482 ± 8 Ma** (MSWD = 0.03, fig. 18), et est considérée comme l'âge de cristallisation de cette roche volcanique intercalée dans la formation des Schistes des Cévennes.

L'âge à **482 ± 8 Ma** obtenu à partir de trois zircons (10 paliers) permet de préciser l'âge du sommet de la formation du « Triple associé de Bassurel » et de lui attribuer un âge minimum Ordovicien inférieur.



Paliers conservés pour le calcul de l'âge

Fig. 18 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon de métavolcanite du toit de la formation du « Triple associé de Bassurel »

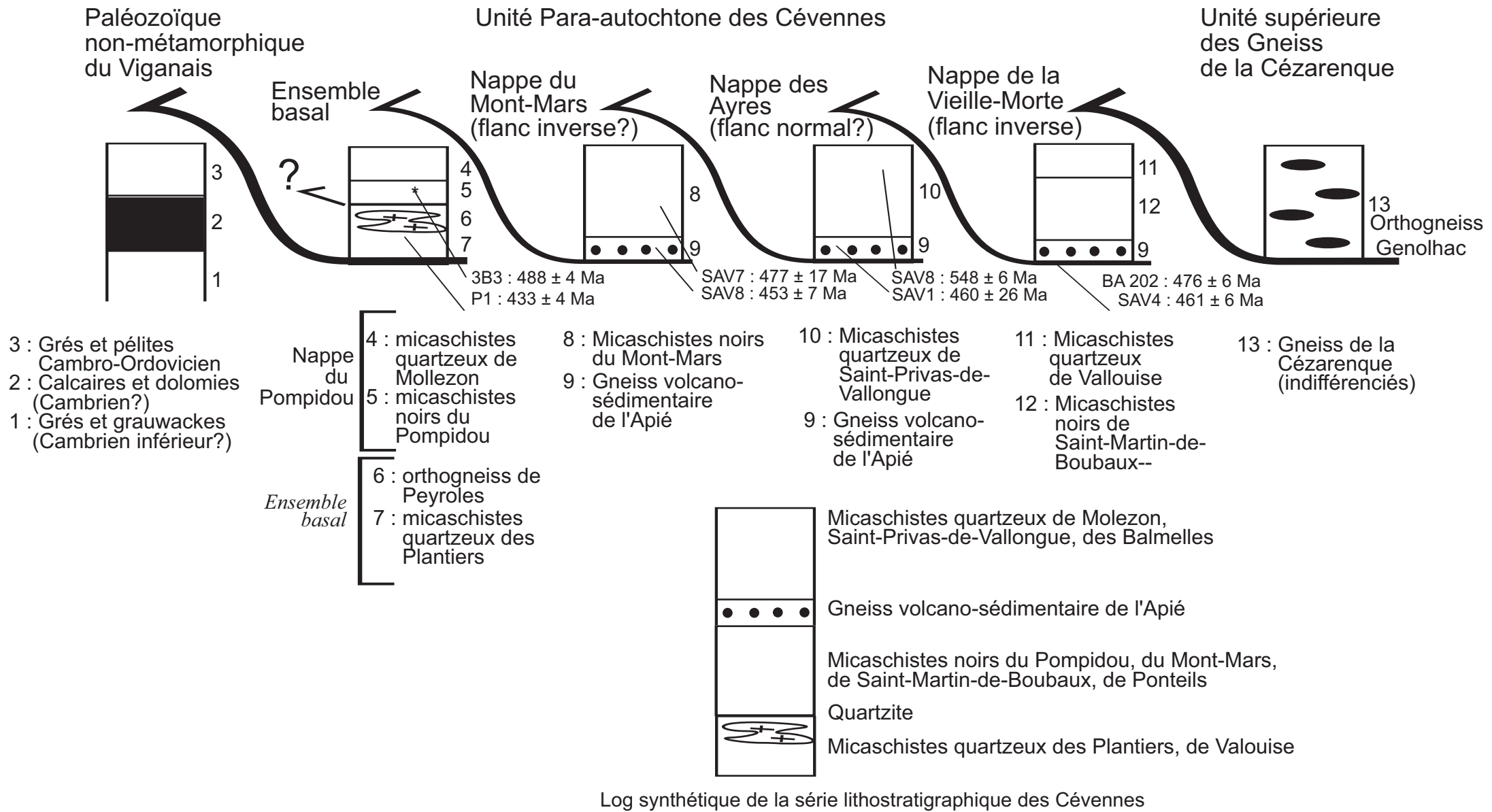


Fig. 1 - Logs lithostratigraphiques des différentes nappes de l'unité para-autochtone des Cévennes

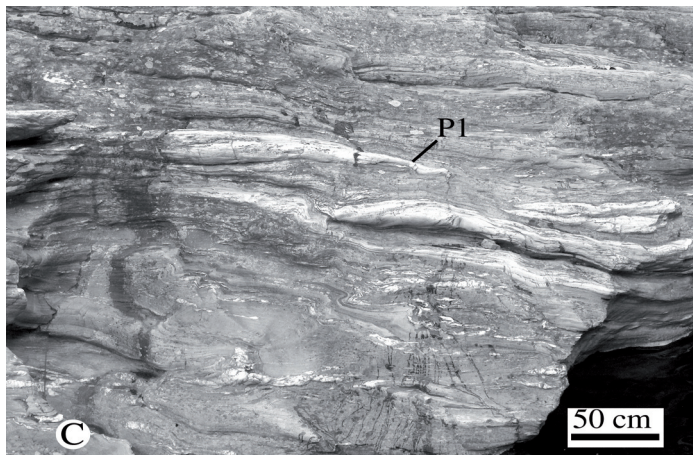


Fig. 3 - Planche photographique

A : linéation d'étirement L_1 à biotite et amphibole dans la métadiorite du Pas (Aire de Côte)

B : linéation d'étirement L_1 , parallèle aux axes de plis de direction N-S (P_1) dans les micaschistes quartzeux des Plantiers de l'Unité basale (Col de l'Espinass)

C : plis isoclinaux métriques (P_1) dans les micaschistes quartzeux de Saint-Privas de Valongue, nappe des Ayres (gardon sous l'ancienne gare de Saint-Hilaire-de-Lavit)

D : lentilles de quartz asymétriques indiquant un cisaillement vers le sud de la partie supérieure, événement D_1 , gneiss de l'Apié, nappe du Mont Mars, (Saint-Germain-de-Calberte)

E : plis synschisteux (S_2) d'axe NW-SE, parallèle à la linéation de crénulation L_2 et déversé au Sud-Ouest, formé lors de l'événement D_2 , dans les micaschistes quartzeux de Saint-Privas-de-Valongue, nappe des Ayres, (Saint-Hilaire-de-Lavit)

F : lentilles de quartz asymétriques indiquant un cisaillement vers l'Est de la partie supérieure pendant l'événement D_3 , micaschistes noirs de Saint-Martin de Boubaux, nappe de la Vieille-Morte (Collet-de-Dèze)

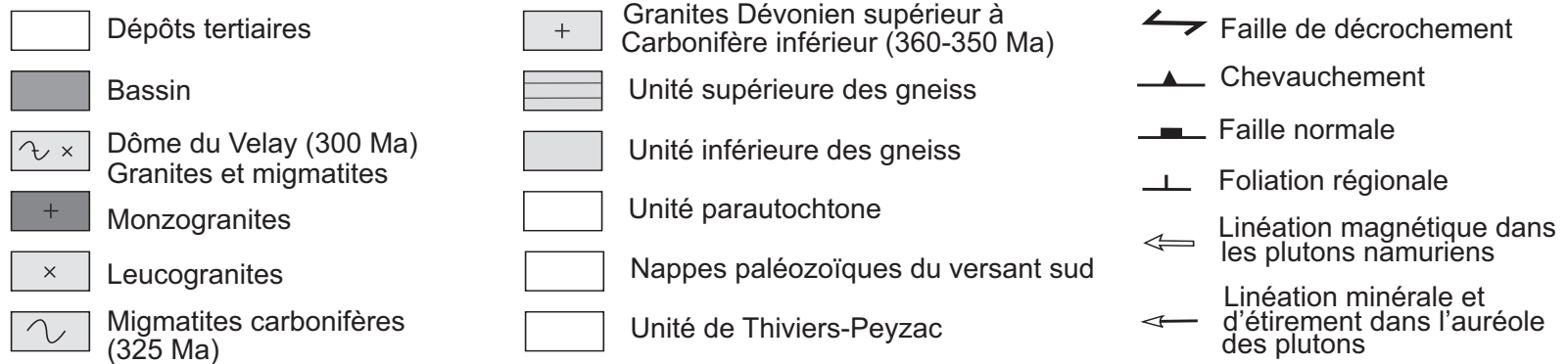
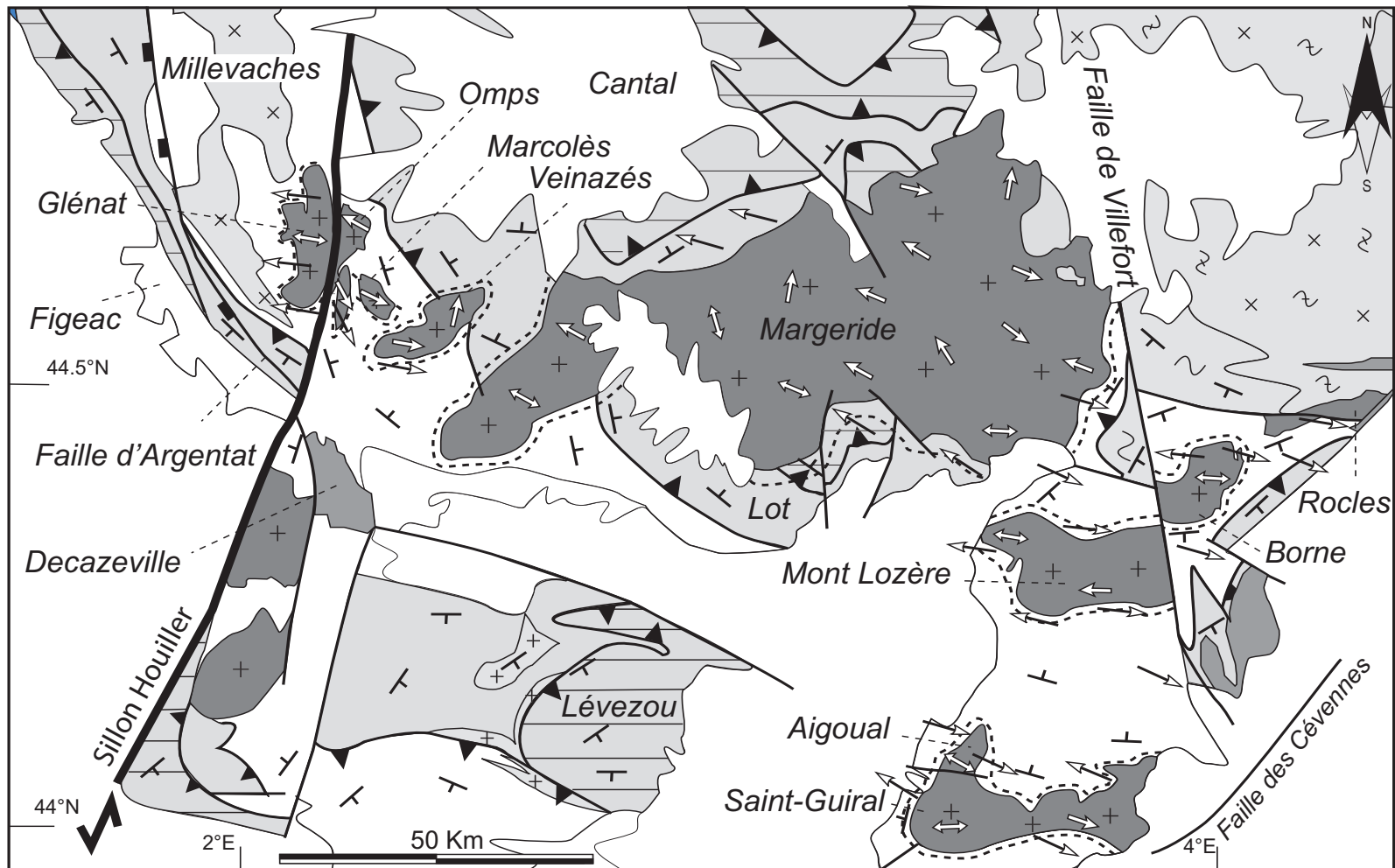


Fig. 5 - Carte structurale des plutons granitiques du Sud-Est du Massif central montrant les linéations magnétiques déduites par ASM et les linéations minérales observées dans l'auréole métamorphique autour de ces plutons (Joly et al., 2009)

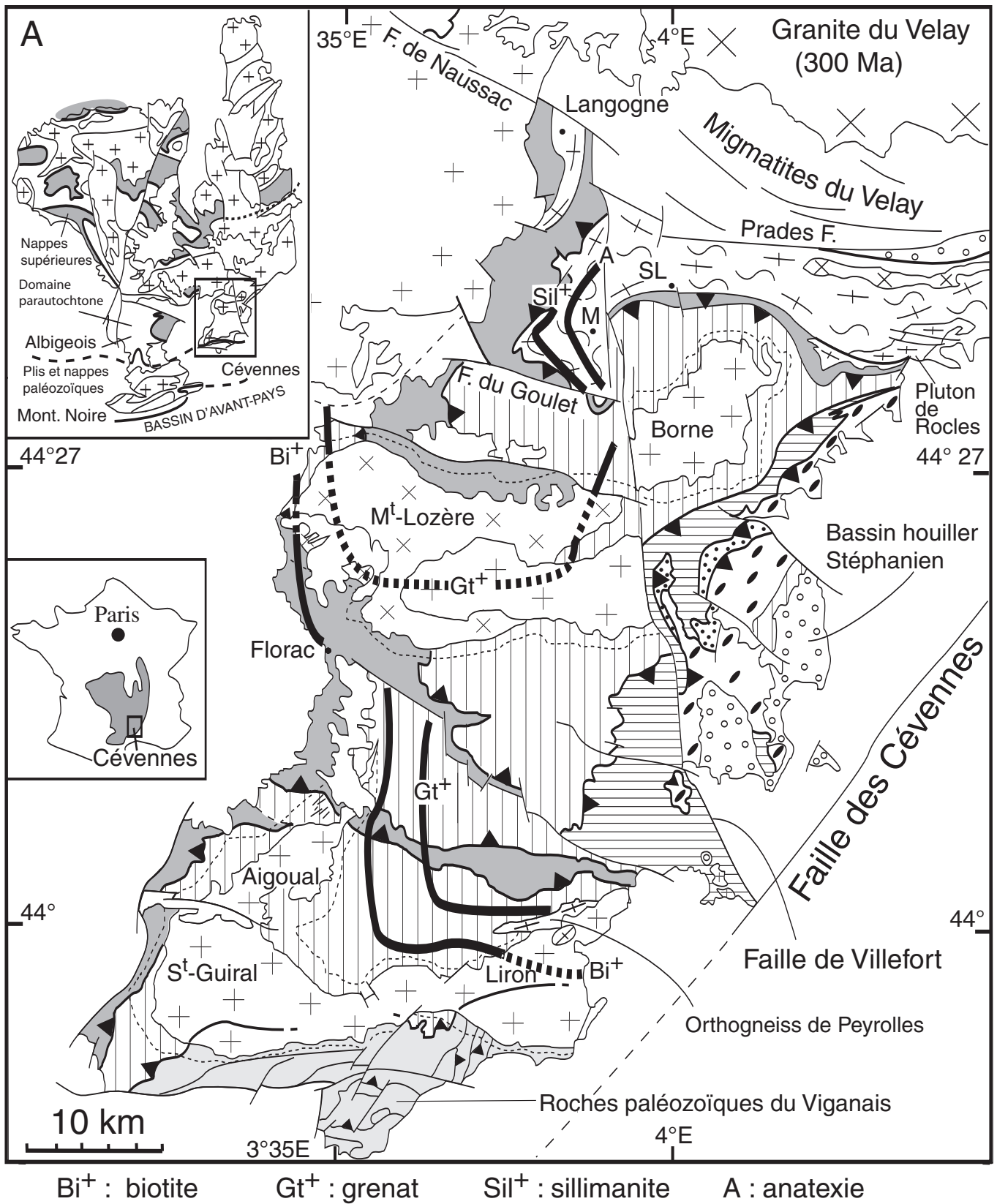


Fig. 6 - Carte des isogrades de la biotite et du grenat du métamorphisme post-folial. Ce métamorphisme est attribué à l'événement thermique post-D₂ et anté-D₃ responsable de la fusion crustale au Nord du Mont-Lozère (d'après Rakib, 1996 et Faure *et al.*, 2001)

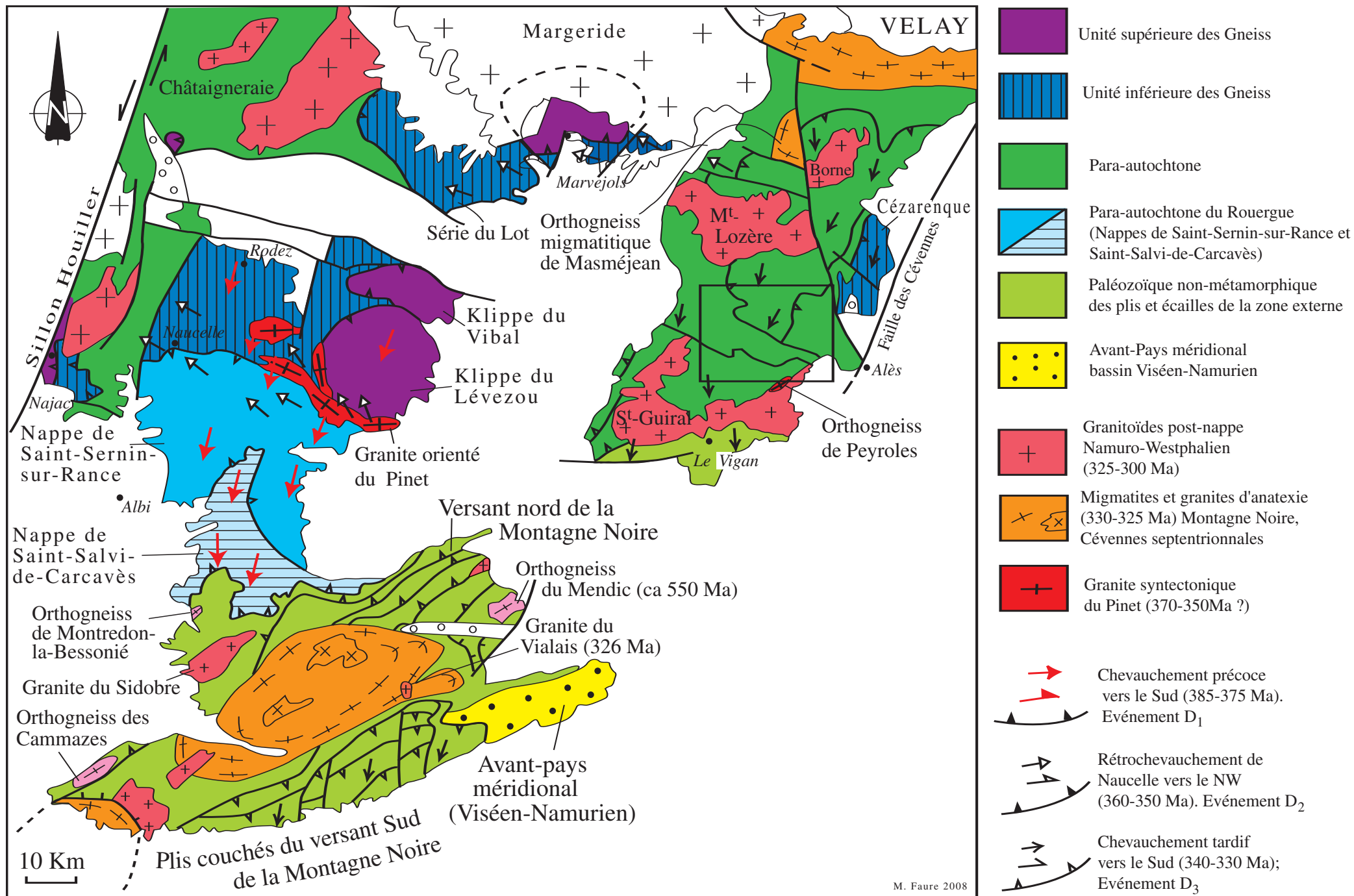


Fig. 8 - Schéma structural du Sud-Est du Massif central montrant la superposition des unités lithostructurales et la succession des trois événements tectoniques principaux. Les événements extensifs (D₄ et D₅) ne sont pas représentés

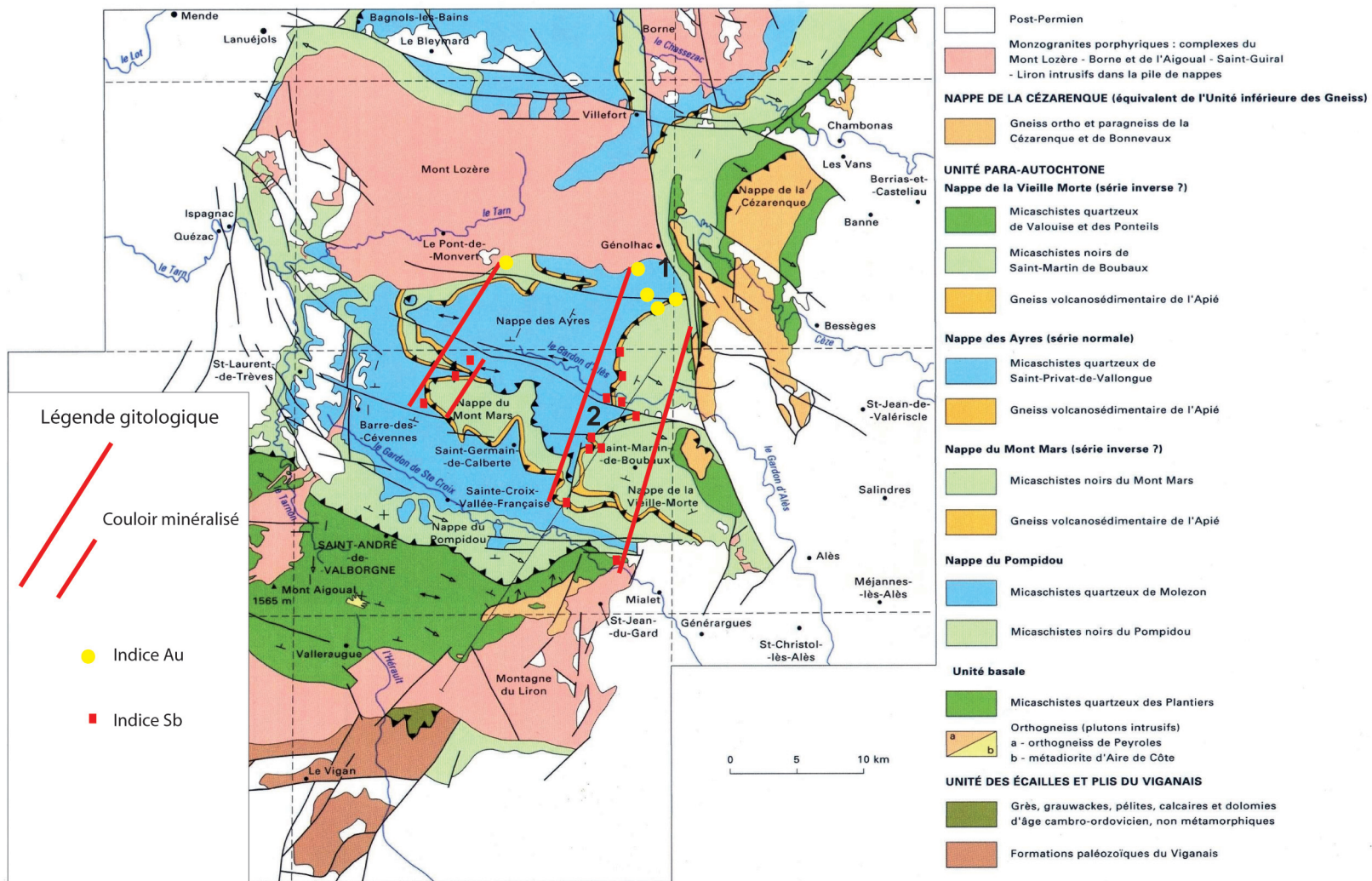


Fig. 9 : Répartition spatiale des gîtes antimonifères au sein de deux couloirs NNE-SSW

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Âge (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
<i>Métavolcanite de Saint André de Valborgne (SAV 1)</i>														
1.1	86	100	1.16	23.4	5 252	-	3.167	0.044	0.12057	0.00067	0.3158	0.0044	1769	22
2.1	59	16	0.27	4.6	421	0.548	11.111	0.164	0.06438	0.00085	0.0895	0.0013	553	8
3.1	388	41	0.10	24.3	29 659	0.027	13.786	0.203	0.05743	0.00034	0.0725	0.0011	451	6
3.2	332	113	0.34	21.4	5 568	0.043	13.392	0.220	0.05757	0.00035	0.0746	0.0012	464	7
4.1	274	138	0.50	17.0	1 087	0.513	13.791	0.277	0.06138	0.00063	0.0721	0.0014	449	9
4.2	385	81	0.21	23.3	3 819	0.102	14.224	0.321	0.05805	0.00038	0.0702	0.0016	438	10
5.1	292	206	0.71	75.5	21 789	-	3.339	0.060	0.11836	0.00063	0.2995	0.0053	1689	26
6.1	313	101	0.32	20.5	-	0.207	13.154	0.247	0.05890	0.00042	0.0759	0.0014	471	9
6.2	294	163	0.55	20.7	13 891	0.300	12.228	0.182	0.05965	0.00034	0.0815	0.0012	505	7
7.1	500	201	0.40	38.5	4 655	0.248	11.219	0.177	0.06193	0.00038	0.0889	0.0014	549	8
8.1	432	374	0.86	35.6	11 973	0.104	10.521	0.213	0.06075	0.00030	0.0949	0.0019	585	11
8.2	97	97	1.01	7.3	-	0.659	11.158	0.321	0.06529	0.00073	0.0890	0.0026	550	15
9.1	161	28	0.18	11.7	2 397	0.623	11.888	0.155	0.06228	0.00063	0.0836	0.0011	518	6
9.2	246	69	0.28	17.1	10 754	0.305	12.469	0.193	0.05970	0.00042	0.0800	0.0012	496	7
9.3	144	33	0.23	10.7	2 781	0.319	11.562	0.180	0.05981	0.00047	0.0862	0.0013	533	8
10.1	172	88	0.51	12.7	-	0.281	11.570	0.176	0.05951	0.00034	0.0862	0.0013	533	8
11.1	72	44	0.61	29.0	-	1.299	2.159	0.036	0.18600	0.00095	0.4572	0.0077	2427	34
12.1	222	57	0.26	28.0	-	3.184	6.697	0.133	0.09920	0.00073	0.1446	0.0029	870	16
13.1	154	70	0.46	17.9	-	-	7.434	0.102	0.06908	0.00041	0.1345	0.0019	814	11
14.1	416	50	0.12	30.9	-	0.307	11.655	0.173	0.05971	0.00030	0.0855	0.0013	529	8
14.2	309	88	0.29	24.1	-	-	11.064	0.207	0.05936	0.00030	0.0904	0.0017	558	10
15.1	80	31	0.39	8.1	-	0.322	8.492	0.222	0.06254	0.00065	0.1174	0.0031	715	18
<i>Métavolcanite de Saint-André-de-Valborgne (SAV 2)</i>														
1.1	196	107	0.54	11.6	4 098	0.120	14.574	0.360	0.05819	0.00055	0.0685	0.0017	427	10
2.1	160	55	0.35	11.1	1 412	0.075	12.521	0.232	0.05783	0.00038	0.0798	0.0015	495	9
3.1	206	67	0.33	12.6	5 131	0.249	14.119	0.207	0.05924	0.00057	0.0707	0.0010	440	6
4.1	135	51	0.38	9.3	2 824	0.288	12.562	0.251	0.05956	0.00045	0.0794	0.0016	492	9
5.1	293	75	0.26	19.7	-	0.057	12.847	0.271	0.05768	0.00029	0.0778	0.0016	483	10
6.1	260	85	0.33	16.5	3 395	0.066	13.666	0.328	0.05775	0.00034	0.0731	0.0018	455	11
7.1	98	39	0.40	6.1	819	0.175	13.732	0.270	0.05864	0.00051	0.0727	0.0014	452	9
8.1	539	180	0.33	44.6	1 388	1.149	10.381	0.183	0.06655	0.00042	0.0952	0.0017	586	10
9.1	199	330	1.66	43.7	13 384	-	3.624	0.065	0.11920	0.00056	0.2759	0.0049	1571	25
10.1	338	148	0.44	25.8	-	0.304	11.320	0.219	0.05968	0.00035	0.0881	0.0017	544	10
11.1	55	20	0.37	3.8	597	0.513	12.374	0.232	0.06139	0.00076	0.0804	0.0015	499	9
12.1	175	47	0.27	9.2	7 598	0.028	16.442	0.337	0.05744	0.00036	0.0608	0.0012	381	8
13.1	142	27	0.19	11.9	1 054	0.090	10.283	0.200	0.06064	0.00039	0.0972	0.0019	598	11
14.1	380	118	0.31	26.1	3 577	0.023	12.600	0.207	0.05741	0.00028	0.0793	0.0013	492	8
15.1	240	89	0.37	15.2	1 577	0.813	13.533	0.202	0.06383	0.00057	0.0733	0.0011	456	7
16.1	487	206	0.42	32.9	12 247	-	12.823	0.247	0.05669	0.00025	0.0780	0.0015	484	9
17.1	393	74	0.19	25.0	5 001	0.068	13.593	0.202	0.05777	0.00023	0.0735	0.0011	457	7
18.1	206	128	0.62	18.1	-	0.129	9.821	0.184	0.06096	0.00032	0.1017	0.0019	624	11
19.1	165	65	0.39	10.9	4 382	0.067	13.070	0.329	0.05777	0.00033	0.0765	0.0019	475	12
20.1	125	40	0.32	9.2	-	0.137	11.773	0.314	0.05833	0.00046	0.0848	0.0023	525	13

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ

2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus

3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun

4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développée par Williams (1998)

Tabl. 1b - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses *en italique* n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Âge (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
<i>Métavolcanite de Saint-André-de-Valborgne (SAV 4)</i>														
1.1	298	72	0.24	17.5	8 273	-	14.759	0.300	0.05720	0.00034	0.0678	0.0014	423	8
2.1	389	200	0.51	23.4	1 231	1.251	14.345	0.258	0.06738	0.00060	0.0688	0.0012	429	7
3.1	162	85	0.53	10.3	1 186	0.346	13.639	0.258	0.06003	0.00060	0.0731	0.0014	455	8
3.2	316	60	0.19	20.5	5 755	0.177	13.368	0.208	0.05865	0.00056	0.0747	0.0012	464	7
4.1	385	75	0.19	25.3	11 573	0.076	13.148	0.161	0.05784	0.00041	0.0760	0.0009	472	6
4.2	105	41	0.39	6.5	2 039	0.784	13.914	0.212	0.06358	0.00083	0.0713	0.0011	444	7
6.1	482	250	0.52	28.2	8 760	0.329	14.774	0.229	0.05989	0.00037	0.0675	0.0010	421	6
7.1	95	32	0.34	7.6	-	0.008	10.875	0.403	0.05997	0.00045	0.0919	0.0034	567	20
8.1	282	79	0.28	25.6	4 880	0.028	9.524	0.209	0.06299	0.00038	0.1050	0.0023	643	13
9.1	231	56	0.24	14.9	2 960	0.039	13.423	0.219	0.05753	0.00041	0.0745	0.0012	463	7
10.1	152	56	0.37	8.8	7 414	0.380	14.886	0.288	0.06031	0.00083	0.0669	0.0013	418	8
11.1	335	168	0.50	20.8	3 750	0.022	13.978	0.271	0.05740	0.00030	0.0715	0.0014	445	8
12.1	281	58	0.21	17.6	7 616	0.089	13.789	0.174	0.05794	0.00036	0.0725	0.0009	451	5
12.2	172	38	0.22	11.4	-	0.131	13.071	0.222	0.05828	0.00036	0.0764	0.0013	475	8
13.1	325	67	0.21	20.9	-	0.137	13.469	0.230	0.05833	0.00033	0.0741	0.0013	461	8
14.1	148	63	0.43	9.0	-	0.188	14.080	0.180	0.05875	0.00052	0.0709	0.0009	442	5
15.1	333	62	0.18	20.7	24 861	-	13.879	0.264	0.05669	0.00034	0.0721	0.0014	449	8
16.1	144	66	0.46	9.4	-	0.142	13.331	0.288	0.05837	0.00035	0.0749	0.0016	466	10
17.1	355	131	0.37	25.1	5 956	0.069	12.246	0.227	0.06047	0.00038	0.0816	0.0015	506	9
18.1	143	37	0.26	9.2	1 067	0.146	13.419	0.195	0.05840	0.00050	0.0744	0.0011	463	6
<i>Métatuff de Saint-André-de-Valborgne (SAV 5)</i>														
1.1	129	56	0.43	11.4	2 047	0.104	9.709	0.155	0.06164	0.00041	0.1029	0.0016	631	10
1.2	128	55	0.43	10.4	1 855	0.306	10.599	0.182	0.06181	0.00042	0.0941	0.0016	579	10
2.1	27	23	0.84	7.6	2 846	0.136	3.097	0.054	0.12419	0.00069	0.3224	0.0056	1802	27
3.1	143	144	1.01	11.5	-	0.021	10.771	0.141	0.05930	0.00037	0.0928	0.0012	572	7
3.2	159	162	1.02	12.0	14 136	0.227	11.412	0.186	0.06014	0.00041	0.0874	0.0014	540	8
4.1	102	71	0.69	8.4	-	0.427	10.434	0.134	0.06301	0.00066	0.0954	0.0012	588	7
5.1	157	170	1.09	13.1	3 905	0.354	10.315	0.162	0.06261	0.00042	0.0966	0.0015	594	9
6.1	591	888	1.50	46.7	16 578	0.119	10.965	0.137	0.05982	0.00029	0.0911	0.0011	562	7
7.1	218	109	0.50	16.6	7 458	0.066	11.315	0.147	0.05896	0.00028	0.0883	0.0011	546	7
7.2	641	119	0.19	47.3	5 338	0.170	11.685	0.297	0.05935	0.00026	0.0854	0.0022	528	13
8.1	89	175	1.97	6.8	2 064	0.320	11.279	0.187	0.06104	0.00053	0.0884	0.0015	546	9
9.1	482	51	0.11	146.1	65 807	0.095	2.858	0.059	0.12383	0.00049	0.3495	0.0073	1932	35
10.1	35	9	0.25	14.5	3 131	0.834	2.057	0.040	0.19267	0.00097	0.482	0.0093	2536	40
11.1	202	290	1.43	16.7	29 205	0.096	10.509	0.174	0.06026	0.00030	0.0951	0.0016	585	9
11.2	719	833	1.16	56.2	13 316	0.124	11.068	0.197	0.05973	0.00027	0.0902	0.0016	557	9
12.1	353	9	0.03	107.2	-	-	2.846	0.050	0.12245	0.00046	0.3514	0.0062	1941	30
13.1	57	45	0.80	4.3	7 054	0.269	11.352	0.148	0.06053	0.00076	0.0879	0.0011	543	7
14.1	237	63	0.27	94.7	11 255	-	2.164	0.035	0.17552	0.00060	0.4621	0.0075	2449	33
15.1	42	38	0.91	3.7	557	0.389	9.682	0.185	0.06397	0.00159	0.1029	0.0020	631	11
16.1	46	54	1.15	12.2	5 474	-	3.303	0.069	0.12022	0.00061	0.3027	0.0063	1705	31
17.1	72	45	0.62	5.5	1 116	0.642	11.192	0.255	0.06371	0.00074	0.0888	0.0020	548	12
18.1	318	49	0.15	41.6	19 842	0.204	6.609	0.096	0.07074	0.00035	0.151	0.0022	907	12
19.1	196	53	0.27	80.0	-	0.359	2.123	0.051	0.17758	0.00073	0.4693	0.0112	2480	49
20.1	67	71	1.06	19.1	-	0.021	3.060	0.075	0.12317	0.00052	0.3267	0.0080	1822	39

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.

2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.

3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.

4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développée par Williams (1998).

Tabl. 1c - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses *en italique* n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Âge (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
<i>Métatuff de Saint-André-de-Valborgne (SAV 7)</i>														
1.1	259	83	0.32	18.5	1 484	0.086	12.086	0.221	0.05824	0.00050	0.0827	0.0015	512	9
2.1	124	55	0.45	37.2	8 562	3.802	2.862	0.059	0.15030	0.00112	0.3361	0.0070	1868	34
3.1	485	134	0.28	123.8	15 884	1.758	3.382	0.052	0.11719	0.00077	0.2905	0.0045	1644	22
4.1	132	47	0.36	36.9	9 611	4.102	3.073	0.056	0.14611	0.00110	0.3121	0.0057	1751	28
5.1	86	38	0.44	21.3	-	1.519	3.484	0.058	0.11262	0.00075	0.2827	0.0047	1605	24
6.1	116	51	0.44	9.3	7 508	0.285	10.779	0.132	0.06139	0.00065	0.0925	0.0011	570	7
7.1	1412	825	0.58	114.3	32 649	-	10.688	0.148	0.05912	0.00037	0.0936	0.0013	577	8
8.1	382	33	0.09	25.2	8 636	0.156	13.091	0.196	0.05780	0.00043	0.0763	0.0011	474	7
9.1	110	31	0.29	43.6	7 597	2.094	2.180	0.038	0.17293	0.00133	0.4492	0.0078	2392	35
10.1	204	151	0.74	15.6	3 415	0.157	11.355	0.168	0.05965	0.00071	0.0879	0.0013	543	8
11.1	44	44	0.99	3.3	1 941	1.037	11.515	0.311	0.06649	0.00150	0.0859	0.0023	531	14
12.1	232	30	0.13	31.1	-	3.467	6.393	0.176	0.09906	0.00099	0.1510	0.0042	907	23
13.1	47	39	0.83	4.2	1 212	0.186	9.591	0.208	0.06248	0.00097	0.1041	0.0023	638	13
14.1	363	180	0.50	32.3	5 379	0.024	9.736	0.204	0.06096	0.00046	0.1027	0.0022	630	13
15.1	453	39	0.09	30.9	5 441	0.159	12.681	0.235	0.05818	0.00038	0.0787	0.0015	489	9
15.2	417	34	0.08	27.1	3 508	0.105	13.344	0.281	0.05718	0.00038	0.0749	0.0016	465	9
16.1	86	31	0.37	34.3	24 141	4.148	2.149	0.061	0.19561	0.00187	0.4459	0.0126	2377	56
17.1	387	213	0.55	29.8	-	0.105	11.238	0.192	0.05936	0.00036	0.0889	0.0015	549	9
18.1	272	169	0.62	20.5	-	0.482	11.521	0.233	0.06205	0.00052	0.0864	0.0017	534	10
19.1	126	72	0.57	7.9	2 699	0.548	13.483	0.300	0.06060	0.00071	0.0738	0.0016	459	10
20.1	132	93	0.71	11.1	1 895	0.494	10.323	0.160	0.06372	0.00075	0.0964	0.0015	593	9
21.1	299	57	0.19	61.7	214 437	6.278	4.186	0.109	0.14059	0.00091	0.2239	0.0058	1302	31
22.1	297	53	0.18	20.7	11 499	1.408	12.410	0.249	0.06842	0.00072	0.0794	0.0016	493	10
23.1	135	102	0.75	11.6	-	0.113	10.149	0.168	0.06091	0.00039	0.0984	0.0016	605	10
24.1	174	58	0.34	14.8	2 171	0.181	10.126	0.186	0.06155	0.00051	0.0986	0.0018	606	11
25.1	390	234	0.60	31.2	6 237	-	10.806	0.223	0.05904	0.00037	0.0925	0.0019	571	11
<i>Métatuff de Saint-André-de-Valborgne (SAV 8)</i>														
1.1	364	111	0.30	35.5	39 667	0.248	8.874	0.179	0.06192	0.00029	0.1124	0.0023	687	13
2.1	389	159	0.41	33.9	-	0.193	9.907	0.180	0.06148	0.00031	0.1007	0.0018	619	11
3.1	239	92	0.39	59.0	8 471	0.981	3.481	0.063	0.11863	0.00064	0.2845	0.0051	1614	26
4.1	270	49	0.18	35.0	-	0.606	6.384	0.274	0.09884	0.00141	0.1557	0.0067	933	37
5.1	158	149	0.94	10.4	1 238	1.319	13.112	0.303	0.06534	0.00083	0.0753	0.0017	468	10
6.1	343	49	0.14	21.4	713	2.818	13.693	0.310	0.07744	0.00116	0.0710	0.0016	442	10
7.1	331	111	0.33	28.2	-	0.430	10.143	0.166	0.06071	0.00039	0.0982	0.0016	604	9
7.2	212	38	0.18	17.2	-	0.393	10.645	0.201	0.06041	0.00045	0.0936	0.0018	577	10
8.1	344	62	0.18	30.5	4 196	0.695	9.757	0.202	0.06287	0.00050	0.1018	0.0021	625	12
9.1	756	136	0.18	46.1	1 185	1.360	14.029	0.233	0.06567	0.00070	0.0703	0.0012	438	7
10.1	186	177	0.96	16.2	-	0.522	9.899	0.191	0.06146	0.00038	0.1005	0.0019	617	11
11.1	346	11	0.03	22.2	-	0.307	13.458	0.243	0.05718	0.00027	0.0741	0.0013	461	8
12.1	340	21	0.06	20.4	3 239	0.304	14.410	0.251	0.05715	0.00040	0.0692	0.0012	431	7
13.1	189	10	0.06	14.0	1 732	0.760	11.744	0.190	0.06339	0.00064	0.0845	0.0014	523	8
14.1	382	98	0.26	29.7	4 533	0.243	11.107	0.201	0.05919	0.00034	0.0898	0.0016	554	10
15.1	328	33	0.10	21.2	1 408	1.461	13.286	0.365	0.06649	0.00064	0.0742	0.0020	461	12
16.1	213	19	0.09	16.1	2 826	0.374	11.402	0.234	0.06026	0.00045	0.0874	0.0018	540	11
17.1	215	70	0.33	17.2	2 975	0.532	10.795	0.308	0.06154	0.00034	0.0921	0.0026	568	15
18.1	680	328	0.48	51.5	49 360	0.299	11.424	0.200	0.05965	0.00027	0.0873	0.0015	539	9
18.2	319	44	0.14	21.9	123 838	0.121	12.597	0.221	0.05820	0.00028	0.0793	0.0014	492	8

- Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développée par Williams (1998).

Tabl. 1d - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses *en italique* n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques						Âge (Ma)						% Disc		
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±	
<i>Métavolcanite de Saint-André-de-Valborgne (SAV 1)</i>																					
1.1	86	100	1.16	23.4	5 252	0.288	0.3149	0.0044	5.124	0.110	0.1180	0.0019	0.647	1765	21	1840	18	1926	29	92	
3.1	388	41	0.10	24.3	29 659	0.061	0.0725	0.0011	0.569	0.010	0.0569	0.0006	0.821	451	6	457	7	489	22	92	
3.2	332	113	0.34	21.4	5 568	0.323	0.0744	0.0012	0.564	0.019	0.0549	0.0016	0.481	463	7	454	12	410	66	113	
5.1	292	206	0.71	75.5	21 789	0.069	0.2992	0.0053	4.858	0.095	0.1177	0.0009	0.914	1688	26	1795	16	1922	14	88	
6.1	313	101	0.32	20.5	-	-	0.0760	0.0014	0.617	0.012	0.0589	0.0004	0.934	472	9	488	8	563	16	84	
6.2	294	163	0.55	20.7	13 891	0.129	0.0817	0.0012	0.660	0.014	0.0586	0.0009	0.713	506	7	515	8	552	32	92	
7.1	500	201	0.40	38.5	4 655	0.382	0.0888	0.0014	0.720	0.025	0.0588	0.0018	0.453	548	8	551	15	560	66	98	
8.1	432	374	0.86	35.6	11 973	0.149	0.0949	0.0019	0.779	0.020	0.0595	0.0009	0.801	584	11	585	11	587	33	100	
8.2	97	97	1.01	7.3	-	-	0.0896	0.0026	0.807	0.025	0.0653	0.0007	0.932	553	15	601	14	784	23	71	
10.1	172	88	0.51	12.7	-	-	0.0864	0.0013	0.709	0.012	0.0595	0.0003	0.936	534	8	544	7	586	12	91	
11.1	72	44	0.61	29.0	-	-	0.4633	0.0078	11.881	0.209	0.1860	0.0009	0.957	2454	34	2595	16	2707	8	91	
12.1	222	57	0.26	28.0	-	-	0.1493	0.0030	2.042	0.043	0.0992	0.0007	0.938	897	17	1130	14	1609	14	56	
13.1	154	70	0.46	17.9	-	-	0.1345	0.0019	1.281	0.019	0.0691	0.0004	0.917	814	11	837	9	901	12	90	
14.1	416	50	0.12	30.9	-	-	0.0858	0.0013	0.706	0.011	0.0597	0.0003	0.949	531	8	543	7	593	11	89	
14.2	309	88	0.29	24.1	-	-	0.0904	0.0017	0.740	0.014	0.0594	0.0003	0.965	558	10	562	8	580	11	96	
15.1	80	31	0.39	8.1	-	-	0.1178	0.0031	1.015	0.029	0.0625	0.0007	0.929	718	18	712	14	693	22	104	
<i>Métavolcanite de Saint-André-de-Valborgne (SAV 2)</i>																					
9.1	199	330	1.66	44	13384	0.113	0.2756	0.0049	4.492	0.090	0.1182	0.0011	0.893	1569	25	1729	16	1929	16	81	

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante

Tabl. 2a - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons anciens et zircons plus récents présentant peu de Pb commun

Zircon	Temp en °C	Nombre de rapports	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm 1\sigma$	Âge Par palier $\pm 1\sigma$	Âge par zircon $\pm 1\sigma$	Âge moyen Pondéré $\pm 2\sigma$
Zr A	1400	6	2360	0.148	0.05687 ± 107	486.7 ± 40.9		
	1440	6	4990	0.118	0.05583 ± 132	445.8 ± 51.7		
	1460	8	15460	0.115	0.05678 ± 48	483.1 ± 18.7		
	1480	12	10040	0.110	0.05659 ± 46	475.7 ± 17.9	475.7 ± 17.9	
Zr B	1400	8	4160	0.146	0.05657 ± 24	475.0 ± 9.2		
	1420	57	11380	0.154	0.05673 ± 38	480.9 ± 14.8		
	1440	44	13960	0.158	0.05667 ± 39	478.6 ± 15.1	479.9 ± 15.0	
Zr C	1400	5	4050	0.119	0.05745 ± 24	509.0 ± 9.0		
	1440	7	5770	0.120	0.05673 ± 71	481.2 ± 27.6		
	1500	7	5330	0.135	0.05664 ± 61	477.5 ± 23.7		
Zr D	1420	53	8230	0.130	0.05606 ± 37	454.9 ± 14.5		
	1440	52	4310	0.167	0.05665 ± 34	477.9 ± 13.1		$475.9 \pm 5.6 \text{ Ma}$
	1460	26	10370	0.144	0.05665 ± 32	477.8 ± 12.4	477.9 ± 12.8	MSWD = 0.1
Zr E	1460	8	21270	0.059	0.15358 ± 144	2386.2 ± 15.9		
	1480	53	24820	0.056	0.16562 ± 133	2513.8 ± 13.5		
Zr F	1460	6	16460	0.132	0.05636 ± 30	466.5 ± 11.7		
Zr G	1400	61	2560	0.151	0.05658 ± 29	475.0 ± 11.2		
	1420	24	1300	0.177	0.05671 ± 28	480.4 ± 10.8		
	1440	62	2450	0.183	0.05647 ± 33	471.0 ± 13.0	474.2 ± 11.0	
	1460	63	12960	0.197	0.05655 ± 18	474.2 ± 7.0		
Zr H	1400	53	2160	0.154	0.05655 ± 32	474.2 ± 12.4		
	1420	57	6030	0.122	0.05660 ± 24	476.0 ± 9.3		
	1440	68	7010	0.119	0.05665 ± 22	477.9 ± 8.6	475.2 ± 9.8	
	1460	68	7440	0.115	0.05653 ± 19	473.3 ± 7.4		
	1480	10	7840	0.111	0.05664 ± 34	477.5 ± 13.2		

Tabl. 6 - Données analytiques obtenues sur monozircon pour l'échantillon BA202 – Métatuf, Saint-André-de-Valborgne. Les erreurs sur les âges par paliers et par zircons sont données à 1σ (écart-type). L'âge moyen est la moyenne pondérée des différents paliers conservés et est donné à $\pm 2\sigma$ (95 % limite de confiance). Les valeurs en gras sont celles conservées pour le calcul de l'âge

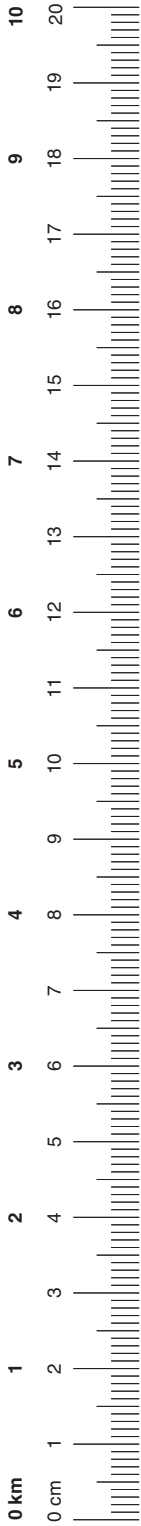
Zircon	T°C palier	Nbre de rapports	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ * $\pm 1\sigma$	Âge par palier $\pm 1\sigma$	Âge par zircon $\pm 1\sigma$	Âge moyen pondéré $\pm 2\sigma$
Zr A	1420	66	10280	0.160	0.05665±31	478 ± 12		
	1440	55	7100	0.250	0.05673±36	481 ± 14	481 ± 13	
	1460	63	6860	0.255	0.05675±31	482 ± 12		
	1480	43	7250	0.259	0.05675±29	482 ± 11		
Zr B	1420	56	14660	0.050	0.05782±40	523 ± 15		
	1440	47	4790	0.057	0.05769±48	518 ± 18		
	1460	28	10490	0.086	0.05902±50	568 ± 18		
	1500	13	15550	0.123	0.06060±37	625 ± 13		
Zr C	1420	7	3980	0.044	0.05725±62	501 ± 24		
	1440	11	5340	0.028	0.05678±30	483 ± 13	486 ± 13	482 ± 8 Ma
	1460	47	6780	0.031	0.05686±33	486 ± 13		MSWD=0.03
	1480	5	8600	0.034	0.05650±36	472 ± 14		
Zr D	1420	53	1420	0.081	0.05785±18	524 ± 7		
	1440	51	1100	0.129	0.05878±22	559 ± 8		
	1460	59	3110	0.158	0.05924±19	576 ± 7		
	1480	68	680	0.259	0.05954±99	587 ± 36		
Zr E	1440	55	8370	0.025	0.06065±49	627 ± 17		
	1460	66	12970	0.014	0.06154±31	658 ± 11		
	1620	51	9830	0.020	0.08666±27	1353 ± 6		
Zr F	1420	48	2520	0.053	0.05699±49	491 ± 19		
	1440	16	1380	0.101	0.05758±115	514 ± 43		
	1460	7	860	0.278	0.05825±154	539 ± 57		
	1540	12	370	0.614	0.06085±150	634 ± 52		
Zr H	1480	21	5160	0.059	0.05790±64	526 ± 24		
	1500	16	6080	0.108	0.05941±85	582 ± 31		
Zr I	1420	26	12180	0.037	0.05673±41	481 ± 16		
	1440	65	34370	0.026	0.05675±26	482 ± 10	481 ± 14	
	1460	37	43110	0.024	0.05670±44	480 ± 17		
	1480	30	9380	0.022	0.05675±42	482 ± 16		

Tabl. 7 - Données analytiques obtenues par évaporation du plomb sur monozircon sur l'échantillon 3B3. Les erreurs sur les âges par paliers et par zircons sont données à 1σ (écart-type). L'âge moyen est la moyenne pondérée des différents paliers conservés et est donné à $\pm 2\sigma$ (95 % limite de confiance). Les valeurs en gras sont celles conservées pour le calcul de l'âge

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000





SAINT-ANDRÉ-DE-VALBORGNE

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-ANDRÉ-DE-VALBORGNE est
recouverte par la coupure ALÈS (n° 209)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Florac	Génohac	Bessèges
Meyrueis	SAINT-ANDRÉ- DE-VALBORGNE	Alès
Nant	Le Vigan	Anduze