

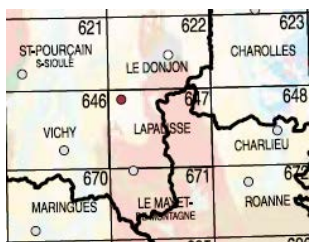


CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
AU 1/50 000

LAPALISSE

LAPALISSE

La carte géologique au 1/50 000
LAPALISSE est recouverte par la
coupure Roanne (158) et Charolles (147)
de la Carte géologique de la France au
1/80 000



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE LAPALISSE à 1/50 000

Par

S. Bogdanoff, N. Renfer, P.-L. Wernert,
Th. Gutierrez, D. Thiéblemont, C. Brunel,
B. Dieudonné, C. Galandrin, C.
Gagnaison, P. Lebret, A. Cocherie, C.
Guerrot, D. Jauffret

2022

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

Pour la carte : S. Bogdanoff, N. Renfer, P.-L. Wernert, C. Brunel, B. Dieudonné, C. Galandrin, C. Gagnaison (2022) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lapalisse (647), Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff, N. Renfer, P.-L. Wernert, Th. Gutierrez, D. Thiéblemont, C. Brunel, B. Dieudonné, C. Galandrin, C. Gagnaison, P. Lebre, A. Cocherie, C. Guerrot, D. Jauffret (2022).

Pour la notice : S. Bogdanoff, N. Renfer, P.-L. Wernert, Th. Gutierrez, D. Thiéblemont, C. Brunel, B. Dieudonné, C. Galandrin, C. Gagnaison, P. Lebre, A. Cocherie, C. Guerrot, D. Jauffret (2022) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Lapalisse (647). Orléans : BRGM, 124 p. Carte géologique par S. Bogdanoff, N. Renfer, P.-L. Wernert, C. Brunel, B. Dieudonné, C. Galandrin, C. Gagnaison (2022).

© Brgm, 2022. 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 : 978-2-7159-1647-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	10
<i>SITUATION GÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE</i>	10
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
Socle varisque	13
Bassins des limagnes	15
Formations superficielles	16
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	17
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	20
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
<i>MAGMATISME CARBONIFÈRE</i>	22
Complexe intrusif des Bois-Noirs	22
Complexe intrusif du Mayet-de-Montagne	24
Typologie des granitoïdes	32
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	35
<i>FORMATIONS D'ALTÉRATION</i>	37
<i>TERTIAIRE</i>	39
<i>PLIO-QUATERNAIRE</i>	55
<i>QUATERNAIRE</i>	57
<i>RACCORDS CARTOGRAPHIQUES ET CORRÉLATIONS</i>	59
CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	64
<i>LES STRUCTURES</i>	64
Structures magmatiques	64
Structures tectoniques	65
<i>SYNTHÈSE GÉOCHRONOLOGIQUE</i>	65
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	68
<i>GÉODYNAMIQUE VARISQUE</i>	68
<i>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>	72

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	75
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	75
<i>RESSOURCES DU SOUS-SOL</i>	82
<i>RISQUES NATURELS</i>	87
BIBLIOGRAPHIE	91
ANNEXES	109

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée (d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2006, modifié) du horst du Forez et des limagnes bordières avec délimitation du périmètre de la feuille Lapalisse.	12
Fig. 2 - Situation du Massif Central et autres terrains varisques français dans un schéma reconstituant la chaîne au Permien (d'après Rouire <i>et al.</i> , 2022).	14
Fig 3 - Typologie des associations granitiques (d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2003) représentées dans le Haut Forez avec indication du périmètre de la feuille Lapalisse.	33
Fig. 4 - Coupe stratigraphique théorique de la Limagne (Clermontois et Bourbonnais), sans échelle (modifiée d'après Giot, comm. pers. in Renfer et Wernert (2005)).	40
Fig. 5 - Logs de la série tertiaire dans les secteurs de Lapalisse (Limagne Bourbonnaise) et La Pacaudière (Bassin de Roanne) (Renfert et Wernert, 2005).	41
Fig. 6 - Coupe lithologique du talus de la déviation de la RN7, au lieu-dit « La Chancelle » montrant l'alternances des bancs de sables et d'argiles versicolores (Renfert et Wernert, 2005).	44

- Fig. 7 - Photographie et schéma interprétatif d'un chenal et de paléosols dans les sables et argiles versicolores (e-o-m2) au lieu-dit « La Maison Rouge » (Renfert et Wernert, 2005). **45**
- Fig. 8 - Coupe lithologique des alternances sablo-argileuses à traces de paléosols (talus de la RN7, au lieu-dit « Le Grand Remblais » (Renfert et Wernert, 2005)). **47**
- Fig. 9 - Alternances de faciès sablo-argileux (affleurement de Bellevue, bassin de Lapalisse, Renfer et Wernert, 2005). **48**
- Fig. 10 - Coupe lithologique des faciès sablo-argileux (affleurement de Bellevue, bassin de Lapalisse, Renfer et Wernert, 2005). **49**
- Fig. 11 - Coupe et photographie de la paroi O-E de la carrière du Tacard (Renfert et Wernert, 2005). **50**
- Fig. 12 - Logs lithologiques des affleurements du Nord de La Pacaudière (en haut) et de Virans (en bas) montrant des bancs d'argile verte ou marneuse à nodules calcaires (Renfert et Wernet, 2005). **53**
- Fig. 13 - Photographies de lames minces réalisées dans des nodules calcaires prélevés dans la formation e-o-m5, présentant des sections de tiges de characées (en haut), nombreuses et orientées dans la même direction, caractéristiques d'un milieu lacustre calme.. **54**
- Fig. 14 - Schéma de l'affleurement des Etarlades montrant une alternance de faciès grossiers et argileux dans la Formation du Bourbonnais (Renfert et Wernert, 2005). **56**
- Fig. 15 - Territoires des principaux organismes en charge de la distribution d'eau potable dans l'emprise de la feuille Lapalisse avec fond géologique issu de la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine *et al.*, 2003). **77**

LISTE DES ANNEXES

- Fig. 16 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite du Mayet – Arfeuilles. **111**
- Fig. 17 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite de la Madeleine. **112**
- Fig. 18 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite du Mayet-Arfeuille. **114**
- Fig. 19 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de Droiturier. **115**
- Fig. 20 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de la Madeleine. **116**
- Fig. 21 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Droiturier. **121**
- Fig. 22 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les grains 2, 9, 12, 13 de monazite du granite de la Madeleine. **122**

RÉSUMÉ

Après une présentation géographique et géologique du horst du Forez, les grandes lignes géologiques de la feuille La Palisse sont décrites ainsi qu'un résumé des nombreux travaux antérieurs.

On passe ensuite à la description détaillée des cinq granites d'importance très variable qui affleurent sur cette feuille, de leurs enclaves, du cortège filonien associé, des structures magmatiques et tectoniques. Une interprétation sommaire des conditions de leur genèse est tentée, vient ensuite un bref aperçu des recherches géochronologiques successives, puis une esquisse géodynamique régionale concernant la Montagne Bourbonnaise, le Beaujolais et le Morvan, et les Monts du Lyonnais.

Le remplissage des deux Limagnes de l'Allier (« Limagne Bourbonnaise » à l'Ouest) et de la Loire (« Bassin du Roannais » à l'Est) a été revu et correspond à 6 séquences sédimentaires principalement fluvio-lacustres depuis l'Eocène jusqu'au Miocène. C'est sur cette base régionale qu'ont été cartographiés les faciès qui affleurent dans ces deux bassins sédimentaires.

Il a aussi été cartographié les principales limites d'extension des d'altérites du socle du Forez, ces formations signalant une ancienne paléosurface continentale vraisemblablement complexe (mise en place de profils d'altération météorique en climat humide) et multiphasée (Crétacé inférieur, Paléogène...).

Enfin les principaux dépôts du Quaternaire (surtout Pléistocène supérieur et Holocène) ont été délimités : alluvions et colluvions de bas versant et fond de vallée.

ABSTRACT

After a geographical and geological presentation of the “horst du Forez” the main features of the La Palisse map are described, the numerous author works are briefly presented.

Then are described in some detail the five granites of variable importance outcropping inside the area of the map, their enclaves, the late dyke swarm, their magmatic and tectonic structures. A brief genetic interpretation is attempted and is followed by an outlook of the geochronological research and by a simplified geodynamical attempt concerning the north of the Forez (Montagne Bourbonnaise) and the neighbouring areas *i.e.* the Beaujolais, the Morvan and the Monts du Lyonnais.

The deposits of the two « Limagnes of Allier » (« Limagne du Bourbonnais » on the west part of the sheet) and of Loire (« Bassin Roannais » on the east part) have been reviewed. They include 6 sequences mainly composed of fluvio-lacustrine deposits from (?) Early Eocene to Miocene. This regional stratigraphic scale has been used for mapping the outcrops of these sedimentary units of the two basins.

The main limits of the weathered surficial formations are also mapped on the basement rock of Forez horst. This complex of formations is significant of an old and multiphased continental landscape related to dry and rainy climates (Lower Cretaceous, Paleogene...).

At least, main Quaternary terrains (Upper Pleistocene and Holocene) are mapped: alluvial deposits (silts, sand and gravels) and periglacial colluvial slope deposits.

Avant propos

La rédaction de cette notice a été initiée par Serge Bogdanoff, en charge du lever de la feuille Lapalisse entre 1995 et 2000. Ce travail a permis de cartographier et décrire la partie « socle » de la carte, mais les parties « bassin » et « formations superficielles » sont restées en suspens. Ceci a été complété quelques années plus tard par des étudiants de l'IGAL, dans le cadre de stages connexes du Programme de la Carte géologique de la France et encadrés par des enseignants de l'IGAL ou des ingénieurs du BRGM. Les bassins sédimentaires des limagnes (Nicolas Renfer, Pierre-Luc Wernert, 2003-2005, encadrement : Denis Giot et Cyril Gagnaison) et les formations superficielles (Christopher Brunel, Benjamin Dieudonné et Clément Galandrin, 2009-2010, encadrement : Patrick Lebret) ont ainsi été cartographiés avec rédaction d'un rapport accompagnant la maquette de carte. À partir de ce travail, la finalisation de la notice Lapalisse a pu être entreprise par Patrick Lebret, mais non achevée pour la partie « Géologie de l'environnement ».

Le manuscrit a été repris vers 2015 par Denis Thiéblemont, dans le cadre du projet d'achèvement de la Carte géologique de la France au 1/50 000. En 2019, Thomas Guttierrez a ainsi pu réviser la partie « bassins » à partir du rapport de stage de Nicolas Renfer et Pierre-Luc Wernert (2005). Puis, en 2022, la rédaction de la partie « Géologie de l'environnement » (largement inspirée des notices des cartes adjacentes (Le Donjon, Charolles, Vichy, Charlieu, Saint-Pourçain-sur-Sioule [voir références dans le texte])) a permis d'achever la notice. Certains textes précédents ont été amendés par apport de figures ou reprise du texte, dont l'ajout des datations réalisées en 2004 par Catherine Guerrot et Alain Cocherie. Néanmoins, l'essentiel de la partie « socle », telle qu'initialement rédigée par Serge Bogdanoff, a été conservée. Il n'a pas été tenté de procéder à une actualisation de sa partie interprétative (« Géodynamique varisque ») dont le référencement bibliographique peut donc paraître un peu « ancien » (*i.e.* antérieur à l'année 2000). La recherche sur la chaîne varisque a énormément progressé depuis ces années, et on pourra consulter à ce sujet le volume des résumés du congrès « Variscan Belt: Correlations and plate dynamics » tenu à Rennes en juin 2015, paru dans *Géologie de la France* (<http://geolfrance.brgm.fr/variscan-belt-correlations-and-plate-dynamics-special-meeting-french-spanish-geological-societies>) ou d'autres publications plus récentes.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Lapalisse s'étend de la limite SE du département de l'Allier à la partie NW du département de la Loire. Elle s'inscrit dans la partie NE du socle varisque du Massif central, et plus précisément au Nord du horst du Forez, un ensemble principalement cristallin long d'une centaine de kilomètres et d'orientation NNW-SSE. Ce horst comprend deux parties séparées par la faille de l'Hermitage, d'orientation WNW-ESE (Fig. 1) : la Montagne Bourbonnaise au Nord et les Monts du Forez au Sud.

La Montagne Bourbonnaise, qui se subdivise en Monts de La Madeleine à l'Est et Monts des Bois-Noirs au centre, disparaît vers le Nord, vers 300 m d'altitude, sous les sédiments cénozoïques de la plaine bourbonnaise. Vers le Sud, l'altitude s'accroît pour atteindre 1 290 m au Puy de Montoncel. Toujours vers le Sud, une dépression orientée approximativement E-W due à la faille de l'Hermitage, marque la limite avec les Monts du Forez. L'altitude s'accroît de nouveau pour atteindre par endroits 1 500 à 1 600 m. On se trouve alors dans les granites de la ceinture forézienne et l'on passe, toujours en direction du Sud, au plateau du Velay constitué par le complexe anatectique éponyme.

Du point de vue hydrographique, la région de La Palisse et les régions voisines sont drainées, d'Ouest en Est :

- par le Sichon, affluent de la rive droite de l'Allier, qui coule vers le NNW en direction de la Limagne de Clermont-Ferrand ;
- par la Besbre, située à peu près au milieu du horst du Forez. La rivière traverse La Palisse puis rejoint au Nord la Loire en rive gauche;
- par plusieurs ruisseaux et rivières qui coulent vers l'Est, vers le Bassin de Roanne en drainant la partie occidentale du horst.

L'action érosive de ces rivières a déterminé un relief accidenté et des vallons d'autant plus encaissés que l'on se déplace vers le Sud, effet accru par la faible altitude des bassins de Clermont et de Roanne encadrant le horst (300 m en moyenne). La forêt, bien développée (sapin, hêtre, chêne...), couvre en général les sommets ; en dessous c'est la pâture qui domine, principalement consacrée à l'élevage bovin, avec de rares surfaces cultivées.

Les limagnes, par leur faible relief et leur accessibilité aisée le long des principales rivières (Loire et Allier), sont les parties du territoire de la feuille où se sont implantées les principales agglomérations, dont la petite ville de Lapalisse (3 300 hab.) et les villages de Saint-Prix (800 hab.), Saint-Martin-d'Estreaux (> 900 hab.), La-Pacaudière (1 180 hab.) et Saint-Forgeux-Lespinasse (> 400 hab.), toutes situées le long de la RN7. Les deux plaines sont également occupées par un maillage régulier et relativement dense de fermes ou d'habitats ruraux. Le horst du Forez, nettement moins peuplé, abrite de petits villages de moyenne montagne et des fermes rares et isolées.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte Lapalisse comprend trois groupes de terrains d'âge et lithologie bien distinctes (Fig. 1) :

- 1- Un socle cristallin qui arme le horst du Forez, occupant toute la partie centrale de la feuille et 60 à 70 % de sa surface.
- 2- Des formations sédimentaires déposées dans les deux limagnes bordières du horst du Forez.
- 3- Des formations superficielles, superposées aux précédentes, et généralement d'âge quaternaire.

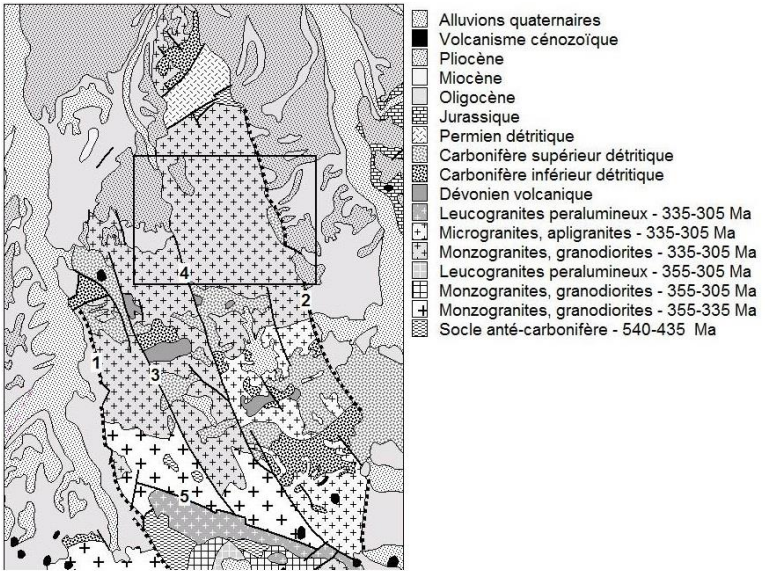


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée (d'après Chantraine *et al.*, 2003, modifié) du horst du Forez et des limagnes bordières avec délimitation du périmètre de la feuille Lapalisse. 1 – Faille du Sichon ; 2 – Faille de Roanne ; 3 – Faille de Lachaux ; 4 – Faille de la Bresbe ; 5 – Faille de l'Hermitage.

Socle varisque

Le socle cristallin de la feuille Lapalisse s'inscrit dans la zone interne d'un gigantesque orogène d'âge paléozoïque (Chantraine *et al.*, 2003) : la Chaîne varisque ouest-européenne (anciennement dite « hercynienne »). Ce socle est quasi-exclusivement constitué de plutons granitiques d'âge carbonifère (Fig. 1) qui se rattachent à la période dite « néo-varisque » de cette chaîne (Chantraine *et al.*, 2003).

À l'échelle du Massif Central, le Carbonifère est la principale période de production de magmas, magmas dont la nature est très majoritairement granitique (cf. Chantraine *et al.*, 2003). Initialement séparés en granodiorites et leucogranites (Didier et Lameyre, 1969), ces granites font désormais l'objet de classifications sophistiquées (ex. Ielsch *et al.*, 2017) qui prennent en compte leur composition chimique et renseignent sur leur mode de genèse : nature de leurs sources (ex. crustale vs mantellique), conditions P-T de la fusion, *etc.* Une quasi-unanimité existe dans la communauté scientifique pour considérer que ce vaste « pulse » de magmatisme granitique au Carbonifère dans le Massif Central reflète un processus de fusion crustale généralisée en lien avec la collision entre deux plaques continentales : microplaque Armorica au Nord et continent Gondwana au Sud (e.g. Matte, 2001) (Fig. 2). Dans ce type de reconstitution géodynamique, le magmatisme, particulièrement abondant dans la Chaîne Varisque, est susceptible de fournir des contraintes majeures, sous réserve que l'âge des entités plutoniques ou volcaniques soit connu. Cette priorité a été prise en compte lors de la réalisation de la présente feuille puisque des datations nouvelles et précises ont été réalisées sur les 3 principaux massifs de granites.

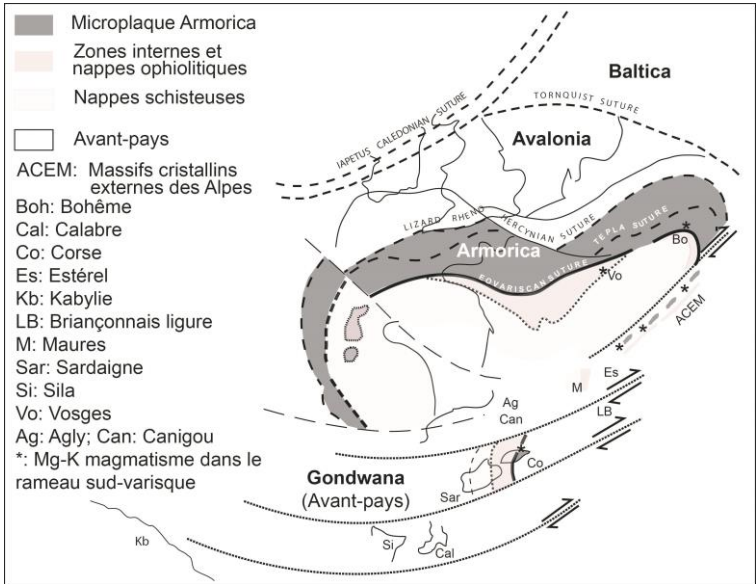


Fig. 2 - Situation du Massif Central et autres terrains varisques français dans un schéma reconstituant la chaîne au Permien (d'après Rouire *et al.*, 2022). Noter la position du NE du Massif Central au sein de la zone interne au Sud de la suture dite « Eovariscan ».

Dans le détail, le socle de la feuille Lapalisse est occupé (cf. Schéma structural) :

- 1- Au SW et au Nord, par le massif granitique du Mayet-de-Montagne, qui se subdivise en trois sous-ensembles dont l'âge décroît du Sud au Nord :
 - le granite du Mayet-Arfeuille, le plus ancien ;
 - le granite de Droiturier ;
 - le leucogranite de Saint Prix, le plus jeune et le plus septentrional, qui affleure sur une surface réduite au NW de la feuille (non distingué sur le schéma structural).

Le passage du granite du Mayet à celui de Droiturier est diversement interprété :

- progressif et par l'intermédiaire d'un granite porphyroïde selon J.-Y.Peyrel (1981) ;
- brusque et marqué par une zone de cataclasites, de filons quartzeux et de brèches (observables au Sud de Chatelus) pour M. Binon (1988).

Le granite de Saint Prix recoupe les deux autres granites.

- 2- Au Sud et au SE, par la partie septentrionale du granite des Bois-Noirs, appelé également granite périphérique des Bois Noirs ou encore granite de la Madeleine, appellation que nous conserverons.

Bassins des limagnes

Le socle granitique est encadré à l'Ouest par la Limagne cénozoïque de Clermont-Ferrand et à l'Est par le Bassin (ou Limagne cénozoïque) de Roanne, le contact horst - limagnes se faisant par faille (Fig. 1) : faille du Sichon à l'Ouest et de Roanne à l'Est, toutes deux orientées NNW-SSE, d'âge alpin et au jeu essentiellement normal. Le horst lui-même est recoupé par de nombreuses failles plus ou moins parallèles et décrochantes, dont les principales sont (d'Ouest en Est), les failles de Lachaux et de la Besbre, qui déterminent trois compartiments dits de Lachaux, des Bois Noirs et d'Arfeuilles (Cuney, 1974) (Fig. 1).

À l'Ouest comme à l'Est de la feuille, deux plaines occupent en fait deux bassins sédimentaires (« bassins d'effondrement ») appelés respectivement « Limagne Bourbonnaise » à l'Ouest, dont le drainage est assuré par l'Allier, et « Bassin du Roannais » à l'Est, qui constitue la vallée de la Loire sur ce tronçon du fleuve.

Ces deux limagnes font partie d'un ensemble de bassins issus des rifts avortés péri-alpins de direction Nord-Sud. On y a identifié six séquences sédimentaires en environnement fluvio-lacustre, de l'Eocène (anté-Lutétien ?) au Miocène (Aquitainien). C'est sur cette base régionale qu'ont été cartographiés les faciès qui y affleurent.

Formations superficielles

Il a aussi été cartographié les principales limites d'extension des d'altérites au sein du socle du Forez. Ces formations d'altération essentiellement chimique, développées à la base d'anciens sols, permettent de tracer une paléosurface continentale. Ces profils, dits « latéritiques », sont mis en relation avec des périodes paléoclimatiques humides ayant permis un lessivage intense des sols. Les plus récentes se sont déroulées au Crétacé inférieur et au Paléogène. De profonds changements sont également intervenus au Pléistocène, avec la succession, sous un climat humide et froid, de plus de vingt cycles glaciaire/interglaciaire sur environ 2,5 Ma. Ces cycles ont entraîné l'érosion des formations superficielles antérieures (dont les altérites), sous les effets conjugués de mouvements lents le long des versants et d'importants afflux d'eau liés aux dégels printaniers. Une importante couverture de matériaux grossiers s'est ainsi constituée, issue de solifluxion (cryoreptation, gélifluxion...) le long des versants, tandis que des colluvions issues de la décantation des fines se déposaient dans le fond de vallons. Simultanément, les flux d'eau importants au cours des périodes de dégels ont permis le transport, par les rivières, de galets de roches dures.

Enfin, comme presque partout en France métropolitaine, on peut aisément observer, au niveau des vallées, la superposition d'alluvions grossières (sables et graviers) déposées lors de la dernière période glaciaire et des silts et argiles de débordement subactuels. Ceux-ci provoquent, depuis le début de l'interglaciaire actuel (Holocène), un nivellement des vallées et un aplanissement de leurs fonds.

Comme partout, l'activité humaine a modifié localement le paysage et généré des remblais variés.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Nous ferons ici un bref historique de l'ensemble des travaux concernant le horst du Forez. En effet, n'évoquer que la région de La Palisse amènerait à la dissocier du horst ce qui appauvrirait la compréhension de la géologie de ce dernier.

M.L. Grüner (1841), est le premier auteur à publier ses observations sur la Montagne Bourbonnaise dans l'ouvrage : « Notes sur la nature des terrains de transition et des porphyres du département de la Loire ». Peu après, M. Visquénel (1842) décrit la région de Vichy, puis T. Boulanger (1844) attribue un âge silurien aux roches volcano-sédimentaires de la région, par comparaison avec les terrains de Diou dans le Morvan.

La première carte géologique couvrant le département de la Loire est établie sous la direction de M.L. Grüner (1847) et, la même année, I.R. Murchison (1851) décrit une faune dinantienne dans la région de l'Ardoisière. Plus tard, M.L. Grüner (1847) met en évidence la faille du Forez qu'il voit séparer les granites foréziens, des microgranites.

A. Julien (1874) reprend l'étude du gisement découvert par I.R. Murchison (1851) dans le bassin de l'Ardoisière. Il attribue un âge viséen aux grès et poudingues et un âge cambrien aux ardoises sous-jacentes. Il étudie la stratigraphie du bassin de Ferrières qu'il date du Viséen inférieur. Ce travail représente la première synthèse stratigraphique et pétrographique de la région.

La feuille Roanne au 1/80 000, publiée en 1893 (M. Le Verrier, 1893), synthétise l'essentiel des données déjà publiées. L'année suivante, L. de Launay (1894) publie la première édition de la feuille Gannat au 1/80 000, dans laquelle la formation de l'Ardoisière est attribuée au Dévonien, les schistes au Dévonien

ou au Carbonifère, et les strates fossilifères au Viséen. En 1910, P. Glangeaud (1910a, b) publie les résultats de ses travaux sur les Monts du Forez puis A. Lacroix (1913) décrit les gisements de la Montagne Bourbonnaise dans son célèbre « Minéralogie de la France ».

J. Jung (1935) est le premier à attribuer des âges distincts aux différents granites. M. Chichery (1937), dans une étude exhaustive du bassin de l'Ardoisière, attribue l'étage des grès et poudingues à la partie supérieure du Viséen moyen, chronologie encore admise de nos jours. L'année d'après, J. Jung, M. Chichery et O. Vachias (1939) publient un ensemble de travaux sur la Montagne Bourbonnaise, précisant l'âge et l'extension des formations dévono-dinantiennes et démontrant également l'âge carbonifère des granites. Par ailleurs, ces auteurs soulignent l'importance de la faille de l'Hermitage.

Les géologues A. Poughon et M. Moreau (1956), livrent la première carte géologique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez septentrional dans laquelle apparaissent précisément les principaux granites : granites de St.-Julien-la-Vêtre, des Bois Noirs, des Monts de la Madeleine et du Mayet-de-Montagne. Ce travail comporte également une étude détaillée des tectoniques varisque et alpine. Ces travaux sont conduits dans le cadre de la prospection uranifère du Forez menée par le Commissariat à l'Énergie Atomique.

Dans sa thèse, J. Didier (1964) décrit et interprète les enclaves des massifs de granite porphyroïde du Mayet et du Velay. Également dans une thèse, K. Kurtbas (1972) étudie plus particulièrement les granites de la Montagne Bourbonnaise, dont il donne des analyses pétrographiques et géochimiques précises.

M. Cuney (1974) étudie le gisement uranifère des Bois-Noirs – Limouzat. Il propose une interprétation structurale de la Montagne Bourbonnaise selon laquelle la partie nord du horst du Forez serait constituée de compartiments allongés NNW-SSE,

plus ou moins basculés ou décrochés les uns par rapport aux autres, sous l'effet de l'orogénèse alpine.

Dans les années 80, plusieurs thèses sont soutenues qui élargissent significativement les connaissances sur le socle du Forez. Celle de J.-Y. Peyrel (1981) porte sur la pétrologie des granites rouges du Nord-Est du Massif central français. D. Barbarin (1983) étudie plus spécifiquement les granites carbonifères du Forez septentrional, leur typologie et les relations entre les différents massifs. Il y démontre, entre autres, que la faille de l'Hermitage est un cisaillement ductile senestre et propose une interprétation générale de la genèse des magmas. La thèse de M. Binon (1988) porte sur les formations dévono-carbonifères du Nord-Ouest de la Montagne Bourbonnaise. Le granite du Mayet-de-Montagne, ainsi que les bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon, y sont traités de manière approfondie.

D'autres diplômes et thèses de 3^{ème} cycle de l'Université de Clermont-Ferrand, plus focalisés, ont apporté les précisions indispensables aux études synthétiques citées plus haut. Citons G. Ranchin (1959), pour la partie nord des monts du Forez, H. Labernardière (1962), pour le sud du Forez, A. Soba-Djallo (1964), pour le Sud des Monts de la Madeleine, J. Bernard-Griffiths (1965), pour la région de Saint-Just-en-Chevalet (Loire), D. Turlonnias (1965), pour les roches vertes de la Montagne-Bourbonnaise, J. Camil (1968), pour le versant sud des Bois Noirs, M.-V. Valizadeh (1969), pour les granites et filons de la région de Thiers (1969), R. Di Nota (1970), pour le Dévono-Dinantien et A. Yama Nkouna (1973), pour les granites et granophyres de la région de Boën-sur-Lignon (Loire).

Pour ce qui concerne la géochronologie, citons M. Roques, H. Sanselme et Y. Vialette (1963), Y. Vialette (1965, 1973), J.-M. Cantagrel, J.-L. Duthou et J. Bernard-Griffiths (1978), C. Didier et J.-Y. Peyrel (1980), M. Binon (1988), M. Binon et C. Pin (1989).

Les formations de remplissage des limagnes de l'Allier (« Limagne Bourbonnaise », à l'Ouest) et de la Loire (« Bassin

du Roannais », à l'Est), sur le territoire de la carte, ont fait l'objet d'un mémoire de l'IGAL (Renfert et Wernet, 2005), faisant suite à la synthèse d'A. Wattine (2004) et de travaux antérieurs (Giraud, 1902 ; Rey, 1971 ; Hugueney, 1997 ; Giot *et al.*, 1976 ; Gorin, 1975). Ce travail a permis la définition d'une colonne stratigraphique individualisant 6 séquences sédimentaires assez proches les unes des autres, incluant des sables et conglomérats, marnes et sables, marnes et calcaires, d'âge éocène (anté-Lutétien) à miocène (Aquitanien) et commune aux deux bassins régionaux.

Les altérites cénozoïques et les principales formations superficielles quaternaires ont été cartographiées par C. Brunel, B. Dieudonné et C. Galandrin (2010) à l'occasion d'un « mémoire Lasalle-Beauvais » spécifique. Il est ainsi mis en évidence les restes de profils d'altération supergène (paléosols d'une ou plusieurs paléosurfaces) sur les granites (*s.l.*) des Monts du Mayet (partie Nord du Forez), Ces profils sont en partie tronqués du fait de l'érosion Quaternaire. Par ailleurs, des dépôts du Pléistocène (moyen ou supérieur) et de l'Holocène sont précisément cartographiés,

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille La Palisse, pour ce qui concerne la zone granitique, a été levée au 1/25 000. Les conditions d'affleurement sont loin d'être exceptionnelles, bien que parfois assez bonnes, surtout lorsqu'il a été procédé à des travaux routiers ou de génie civil récents de quelque envergure. L'affleurement moyen, dispersé, se présente sous forme d'un ou plusieurs blocs de quelques mètres cubes, mais bien souvent, c'est le contenu et la couleur de son arène qui permet de déterminer le type de granite.

Les levés de la partie granitique ont été menés de 1995 à 2000 par S. Bogdanoff. Ils ont permis de préciser les limites et l'extension des ensembles granitiques, tels que définis par les

auteurs précédents. Dans certains cas, il a été possible de préciser la limite granites-sédiments des deux bassins encadrant le horst.

La cartographie du remplissage des bassins (Renfert et Wernert, 2005) s'est étalée sur 2 ans (2003-2005), incluant les travaux de terrains et de laboratoire. Elle a été finalisée dans le cadre d'un mémoire IGAL de 3^{ème} année. Ce travail a été encadré sur le terrain par D. Giot, qui avait étudié la stratigraphie de ces bassins dans le cadre du levé des feuilles Saint-Pourçain-sur-Sioule (Giot *et al.*, 1976 ; Dadet *et al.*, 1976) et Vichy (Dadet *et al.*, 1979, 1980).

Enfin, les altérites de socle ont fait l'objet d'un travail de quelques mois (2009-2010) finalisé par un mémoire de 3^{ème} année de l'Institut Lasalle Beauvais (Brunel *et al.*, 2010).

Du fait des conditions d'affleurement très médiocres en sous-bois de conifères, les formations superficielles quaternaires allochtones (dépôts périglaciaires de versant, formations à blocs, sols tourbeux...) n'ont pu être distinguées cartographiquement des entités latéritiques autochtones. C'est en fait presque toute la surface du socle qui est couverte par ces dépôts périglaciaires, d'âge pléistocène moyen et pléistocène supérieur à Weichsélien, à l'exception des versants les plus abrupts où le substrat affleure directement sous l'humus.

DESCRIPTION DES TERRAINS

MAGMATISME CARBONIFÈRE

Complexe intrusif des Bois-Noirs

γ^3_M - **Monzogranite clair à biotite de la Madeleine – 1. Zone à tendance porphyroïde.** Ce monzogranite occupe la plus grande partie de la moitié méridionale de la feuille et se prolonge vers le Sud sur la feuille Le Mayet-de-Montagne. Il représente la partie septentrionale, dite aussi « périphérique », du vaste massif des Bois Noirs, constituant magmatique majeur de la Montagne Bourbonnaise et donc du horst du Forez. Macroscopiquement, il s'agit d'une roche très claire, blanche à grisâtre, à grain moyen, parfois à grain fin, parfois à grain grossier, non porphyroïde ou à tendance porphyroïde, dans laquelle les phénocristaux peuvent prendre parfois une teinte rosée lorsqu'ils sont altérés, alors qu'ils sont rouges dans le granite du Mayet-de-Montagne (cf. *infra*) et blancs dans les rares exemplaires contenus par le granite de Droiturier (cf. *infra*). L'arène du monzogranite de la Madeleine est jaunâtre, ocre ou rouille.

Le microscope montre : le quartz, automorphe ou non (34 %), l'orthose perthitique bordée parfois par le microcline (41 %), le plagioclase zoné (An10-18 atteignant parfois An25), quelquefois mâclé en syneusis (18 %). La biotite (6-7 %) est souvent chloritisée, la muscovite rare (< 1 %) et la cordiérite, fortement pinnitisée, a été observée à deux reprises. Les accessoires sont le zircon, fréquent, le sphène, la monazite, l'apatite, rare, l'allanite, l'épidote, la thorite et l'uraninite. Des faciès à texture granophyrique s'observent assez couramment, plutôt à la périphérie septentrionale du granite.

Le granite de la Madeleine est cataclaté dans la partie NW, à proximité du granite du Mayet - Arfeuilles. Au NE, le granite est dépourvu de cataclase mais recoupé par des microgranites souvent porphyriques. Comme le granite de Mayet - Arfeuilles, il contient des enclaves qui sont de deux types : 1/ des panneaux de grande dimension constitués par du matériel volcanique et/ou sédimentaire ; nous en avons dénombrés 4 qui ont été individualisées cartographiquement du granite encaissant (notation **h2**, cf. *infra*) ; 2/ des enclaves beaucoup plus petites de nature magmatique et microgrenues, de teinte claire ou sombre. Ces dernières sont tout à fait semblables à celles du granite du Mayet – Arfeuilles décrites plus bas. Nous renvoyons le lecteur à cette description.

Une datation du granite de la Madeleine par la méthode U-Pb par dissolution des zircons a été réalisée (Annexe 1). Un âge à **329,9 ± 5,5 Ma** est obtenu, interprété comme l'âge de mise en place (cristallisation) du granite.

Une autre datation a été réalisée par la méthode de mesure directe de U-Pb-Th à la microsonde sur monazite (Annexe 2). Un âge de **341 ± 3 Ma** est obtenu, interprété comme l'âge de mise en place. Dans la limite des incertitudes analytiques, cet âge est quasi-compatible avec le précédent. Notons également que l'analyse des monazites a permis d'obtenir un âge à 353 Ma attribué à un héritage.

En résumé, le granite des Monts de la Madeleine est un monzogranite leucocrate à grain moyen à tendance porphyroïde calco-alcalin d'origine hybride. C'est une intrusion superficielle dont la potentialité métallogénique n'est pas négligeable, comme le montrent les gîtes de Saint-Priest-la-Prugne (Uranium), Charrier (Cu et Sn), ainsi que de petits gîtes hydrothermaux de type BPCG. Les gîtes sont cependant tous situés en dehors du périmètre de la feuille La Palisse.

h2 – Enclaves d'âge tournaisien – viséen supposé : cornéennes, méta-andésites, tufs. Ces enclaves volcano-sédimentaires, qui atteindraient plusieurs hectomètres dans leur plus grande

dimension, s'observent dans les secteurs des Biefs (D35), de La Croix du Sud (SE de la feuille ; Di Nota 1970), de Cornu (4 km à l'Ouest de La Pacaudière) et de Grignon (3 km au NNW de ce même bourg). Aujourd'hui, les conditions d'affleurement se sont sérieusement dégradées, on n'observe plus que de petites plaquettes noirâtres en éboulis, on se fiera en conséquence pour l'essentiel, au travail de R. Di Nota (1970).

L'enclave des Biefs est constituée uniquement par une méta-andésite à hornblende montrant des traces de métamorphisme thermique. L'enclave de la Croix du Sud comprend des cornéennes et des tufs andésitiques métamorphisés, ces derniers sont rattachés aux andésites précédentes. Quant aux cornéennes, elles pourraient représenter le substrat des andésites. Celles-ci sont classiquement attribuées au Dévonien supérieur par référence au Bassin de l'Ardoisière. L'enclave de Grignon et celle de Cornu ne sont plus visibles en place, les plaquettes observables sont très comparables aux cornéennes de l'enclave de la Croix du Sud. Quoiqu'il en soit, les enclaves montrent que l'intrusion du granite de La Madeleine ne peut être antérieure au Dévonien supérieur : elle serait donc contemporaine ou postérieure.

Complexe intrusif du Mayet-de-Montagne

γ^3_{MA} - **Monzogranite porphyroïde à biotite et amphibole du Mayet - Arfeuilles**. Le granite du Mayet – Arfeuilles, ou granite du Mayet au sens large, occupe les parties occidentale et septentrionale de la feuille. Le type peut s'observer à la carrière Rougeon, à Daugé, à 2 km à l'Ouest du Mayet-de-Montagne (feuille au 1/50 000 Le Mayet-de-Montagne) ou encore sur la D207, à 2,5 km au Sud de Châtel-Montagne (feuille Lapalisse) où des travaux routiers réalisés dans les années 2000 ont décapé le talus de la route. D'une manière générale, les affleurements sont relativement nombreux, mais ils sont souvent de petites dimensions, altérés et patinés.

La roche se présente comme un beau granite de grain moyen, à fond gris, assez riche en biotite, sur lequel se détachent de nombreux phénocristaux roses, parfois rouges, de feldspath potassique de 3 à 5 cm de diamètre, pouvant s'organiser par places en une fluidalité planaire assez nette. Le granite renferme des enclaves de type microgrenu sombre et microgrenu clair (Didier, 1964), les autres types déjà signalés comme rares par l'auteur, schlierens, et cornéennes, n'ont pas été observés lors de nos levés.

Les mégacristaux de feldspath potassique colorés, qui ressortent nettement sur un fond gris à grain moyen riche en ferro-magnésiens, caractérisent le granite du Mayet-de-Montagne et permettent de le distinguer des autres granites de la feuille. Il semblerait que le grain devienne plus fin vers le Nord du massif, lorsqu'on se rapproche du granite de Droiturier.

Le granite de Mayet – Arfeuilles contient des enclaves, mais assez peu nombreuses. De même, des feldspaths à texture rapakivi n'ont été que rarement observés alors qu'ils sont assez communs au Sud (Binon, 1988). Le feldspath alcalin est parfois disposé en colonnes ou en lits peu pentés, révélant ainsi les directions d'écoulement du magma. De telles observations sont relativement rares, mais nous tenterons plus loin de les exploiter (cf. *infra*). L'arène de couleur brun-rouge, est parsemée de fragments de cristaux de feldspath alcalin rose permettant de la distinguer des arènes des autres granites de la feuille. À noter cependant, bien que cela ne gêne pas vraiment l'observation ou la discrimination, la présence, dans le granite du Mayet de zones appauvries, ou plus rarement dépourvues de phénocristaux de feldspath potassique.

Le microscope montre en moyenne 25 % de phénocristaux de feldspath potassique zoné, une orthose presque pure (Or98, Binon, 1988), perthitique et maclée Carlsbad, parfois à texture rapakivi. La zonation et surtout la mâcle et le rapakivi se voient très bien à l'œil nu. La mésostase est constituée par : 1/ 30 % de quartz automorphe ou xénomorphe en ocelles cerné par le

feldspath alcalin (orthose perthitique), 2/ 35 % d'oligoclase (An20-30) automorphe et zoné, mais non oscillatoire.

Le feldspath alcalin, en mégacristsaux représenterait les individus de première génération, celui de la mésostase appartenant à la seconde. S'ajoute 10 % de biotite, rarement chloritisée, associée à des opaques et à une amphibole verte (1 %) aux dépens de laquelle la biotite peut se développer. L'amphibole est une hornblende magnésienne, de composition très homogène, isolée ou en amas avec la biotite et le sphène. L'amphibole contient parfois un clinopyroxène relictuel, une salite empiétant faiblement dans le champ de l'augite et du diopside (Binon, 1988). La muscovite est rare. Les accessoires sont : sphène, allanite, apatite, zircon, magnétite, ilménite, pyrite, thorite et uraninite.

D'après la classification de A. Streckeisen (1976), la roche est un monzogranite porphyroïde, c'est aussi un granite hybride calco-alcalin faisant partie de la famille des granites rouges du NE du Massif central, tels que définis par J. Didier et J. Lameyre (1972).

Le granite du Mayet contient des enclaves de petite taille ou « crapauds » des carrières (Didier 1964). Il s'agit d'enclaves microgrenues, de cornéennes ou de schlierens (Didier, 1964). Sur le territoire de la feuille Lapalisse, les enclaves microgrenues sont les plus fréquentes, elles semblent toutefois beaucoup moins abondantes que dans la partie méridionale du massif. Pluricentimétriques, de teinte claire à sombre, de grain fin à moyen, elles ont une forme ovoïde ou elliptique. Leur minéralogie a permis de les diviser en trois catégories : 1/ les enclaves microgrenues claires potassiques, 2/ les enclaves microgrenues sombres plagioclasiques, 3/ les enclaves microgrenues sombres « subalcalines ».

- 1- *Les enclaves microgrenues claires* sont les plus grandes. Elles sont porphyriques et présentent des limites diffuses. Les minéraux sont : le quartz globuleux (25-26 %), le feldspath potassique rose, fréquemment rapakivi (20-25 %),

le plagioclase zoné (An₃₅₋₄₀, 38-42 %), la biotite (13-15 %) associée à la hornblende verte (2-4 %), cette dernière blindant parfois un clinopyroxène. Les accessoires sont : apatite, sphène, épidote, allanite. On constate donc la ressemblance minéralogique forte avec le granite encaissant, bien que l'abondance de ferromagnésiens soit un peu plus grande dans l'enclave et que la taille du grain soit beaucoup plus faible. On peut ainsi classer ces enclaves parmi les microgranodiorites ou encore les microgranites monzonitiques. Concernant leur genèse (Didier, 1964 ; Binon, 1988), une cristallisation précoce et rapide d'une partie du magma du futur granite du Mayet est envisageable, peut-être en bordure du massif initial, car dans la partie méridionale du massif (en dehors de la carte), ces enclaves englobent les autres enclaves, y compris des enclaves de cornéennes. Les enclaves microgrenues claires seraient par la suite dispersées par les courants magmatiques. On l'a vu, le feldspath alcalin présente souvent la texture rapakivi comme le granite encaissant, cette texture résulterait du mélange mécanique d'un magma acide et d'un magma basique représenté par les enclaves microgrenues sombres. Les deux magmas plastiques, permettant aux deux types de feldspath d'entrer en contact puis de réagir chimiquement.

- 2- *Les enclaves microgrenues sombres plagioclasiques* ont des contours nets et ne sont pas porphyriques. Au microscope, elles montrent une structure microgrenue avec amas de ferromagnésiens ou encore une structure doléritique typique (Didier, 1964 ; Binon, 1988) dans laquelle l'amphibole, le plagioclase et la biotite déterminent une trame où cristallise le quartz. Dans certains cas, le quartz devient poecilitique et englobe les autres constituants. La minéralogie est la suivante : 1/ quartz (13 à 16 %) parfois en ocelles, 2/ plagioclase de type andésine (An₃₅ à 40), automorphe et de petite taille (49-55 %), 3/ biotite (15-25 %), 4/ hornblende verte (1-6 %), 5/ clinopyroxène et orthopyroxène, ce dernier très rare. Accessoires : apatite, sphène, épidote, opaques. La composition de la roche est celle d'une microdiorite

quartzique ou d'une tonalite. Les enclaves sombres s'opposent aux enclaves claires par l'absence de feldspath potassique et par leur richesse en plagioclase. La biotite est souvent associée ou entoure une hornblende blindant à son tour un pyroxène.

- 3- *Les enclaves microgrenues sombres « subalcalines »* sont de forme arrondie et atteignent parfois plusieurs décimètres. Elles montrent un contact net avec l'encaissant qui parfois les recoupe et même semble favoriser la cristallisation de phénocristaux de feldspath potassique rose en leur sein. La texture est proche quasi-granoblastique. La minéralogie est la suivante : 1/ quartz, rare, interstitiel ou en ocelles (1 à 7 %), 2/ feldspath potassique interstitiel micropertithique en petits cristaux xénomorphes (33-53 %), 3/ plagioclase acide contenant des reliques de labrador (6-23 %), 4/ biotite (9-20 %), 5/ hornblende verte (9-22 %,.) blindant le clinopyroxène nettement moins abondant. Les accessoires sont : apatite en fines aiguilles, sphène, opaques. Cette roche est une microsyrénite ou une micromonzonite. D'après M. Binon (1988), la composition chimique des biotites et des hornblendes sont identiques dans le granite du Mayet et dans les enclaves qu'il recèle.

On constate donc, dans ces enclaves, la présence d'une suite réactionnelle consécutive à un abaissement de la température et de la pression, interprétée comme la conséquence de l'ascension d'un magma d'origine profonde issu du manteau superficiel ou de la base de la croûte continentale, qui disloquerait et modifierait partiellement la chimie (feldspathisation) des roches magmatiques antérieurement mises en place (Didier, 1964 ; Peyrel, 1981 ; Binon, 1988 ; Barbarin, 1990).

Il n'a pas été observé d'enclaves de cornéennes dans la partie du granite du Mayet-de-Montagne levée dans le cadre de la carte Lapalisse. Les lecteurs intéressés pourront consulter les travaux de J. Didier (1964), J.-Y. Peyrel (1981) et M. Binon (1988).

Une datation du granite du Mayet – Arfeuilles par la méthode U-Pb par dissolution a été réalisée (Annexe 1). Un âge à **330,3 ± 6,2 Ma** est obtenu, interprété comme l'âge de mise en place (cristallisation) du granite.

γ^3_D - **Monzogranite équi-granulaire à biotite de Droiturier.** Ce granite, à grain moyen parfois à grain fin, affleure dans la partie NW de la feuille. Le type en est visible dans la carrière abandonnée située à 1 km à l'Est de Droiturier, au Nord immédiat du hameau de Jubilé. C'est un granite hololeucocrate où les mégacristsaux de feldspath alcalin sont très rares, bien qu'on puisse parfois en observer. Ce faciès à tendance porphyroïde s'observe à Barraix-Bussoles, à 6 km au Nord de Droiturier (feuille Le Donjon). L'arène du granite de Droiturier, dépourvue de fragments de feldspath alcalin, est de couleur rosée, beige rosée ou gris rose. Le passage du granite d'Arfeuilles au granite de Droiturier serait progressif d'après J.-Y. Peyrel (1981) et brusque selon M. Binon (1988), matérialisé par des brèches hydrothermales visibles par exemple au Sud de Châtelus. Il est toutefois difficile de trancher compte tenu de la rareté des affleurements et de la faible différence macroscopique entre les mésostases respectives de deux granites.

Au microscope, le quartz constitue entre 32 et 36 % de la roche. Le feldspath alcalin, de teinte rose, représente entre 37 et 39 %. Il s'agit d'une orthose perthitique maclée carlsbad, en cristaux de taille moyenne présents dans la mésostase. Le plagioclase (An10-20), rarement zoné, représente 20-22 %, la biotite (3-4 %), plus ferrifère que dans le granite du Mayet (Peyrel, 1981), est souvent chloritisée. La hornblende n'a pas été observée et la muscovite est très rare. Les accessoires sont : sphène souvent automorphe, apatite, zircon, ilménite et magnétite. Selon les classifications courantes, la roche est un monzogranite rouge calco-alcalin (Didier, 1963 ; Peyrel, 1981 ; Binon, 1988). Aucun silicate d'alumine n'y a été observé.

Le granite de Droiturier ne contient que de rares enclaves : 1/ des enclaves microgrenues sombres et plagioclasiques, 2/ des

enclaves microgrenues sombres « subalcalines », identiques à celles du granite du Mayet-de-Montagne. Ces deux types, comme le granite hôte, sont dépourvus de pyroxène et amphibole, le seul ferromagnésien étant une biotite ferrifère. On constate donc, chose par ailleurs très générale, une certaine similitude entre la composition minéralogique d'un granite et celle des enclaves qu'il contient. Ainsi, le granite de Droiturier, qui semble plus évolué que le granite du Mayet-Arfeuilles, contient des enclaves plus différenciées. Une interprétation communément admise serait que, les deux granites, dont l'évolution serait co-génétique, auraient cristallisé à des niveaux différents de la croûte, celui de Droiturier ayant été le plus superficiel et/ou le plus tardif. Notons toutefois, qu'aujourd'hui, dans le même compartiment structural (celui d'Arfeuilles), les différences altimétriques entre le niveau d'érosion des deux massifs sont faibles.

Une datation du granite de Droiturier par la méthode U-Pb par dissolution a été réalisée (Annexe 1). Un âge à **327,4 ± 5,7 Ma** est obtenu, interprété comme l'âge de mise en place (cristallisation) du granite.

Une autre datation a été réalisée par la méthode de mesure directe de U-Pb-Th à la microsonde sur monazite (Annexe 2). Un âge de **334 ± 3 Ma** est obtenu, interprété comme l'âge de mise en place. Dans la limite des incertitudes analytiques, cet âge est compatible avec le précédent.

On notera qu'au regard des incertitudes analytiques, les **âges des granites de Mayet – Arfeuilles, Droiturier et de la Madeleine sont quasi-identiques et d'environ 330 Ma** (soit un âge viséen). Un âge monazite à 341 ± 3 Ma obtenu sur le granite de la Madeleine pourrait néanmoins suggérer qu'il serait de quelques Ma plus ancien (335 Ma ?).

γ^3_C - Monzogranite équi-granulaire à biotite de la Chapelle. Ce granite affleure très discrètement dans le coin SW de la feuille. Il constitue le prolongement et la terminaison orientale du granite du même nom, affleurant sur la feuille voisine de

Vichy (Dadet *et al.*, 1979, 1980). Le contact avec l'encaissant, ici représenté par le granite de Mayet – Arfeuilles, n'a pas été observé. La roche est un granite équi-granulaire à grain moyen, rougeâtre.

Le microscope montre la présence de : 1/ quartz plus ou moins automorphe (34%), 2/ parfois de phénocristaux de feldspath potassique, orthose perthitique subautomorphe entourée par une couronne de microcline et maclée Carlsbad (40 %), 3/ plagioclase acide (An₂₅) à tendance automorphe et parfois zoné (20 %), 4/ biotite souvent chloritisée est peu abondante (de l'ordre de 7 %). Localement, la roche peut prendre une texture granophyrique.

Le granite de La Chapelle est enrichi en silice, appauvri en ferromagnésiens et en chaux. Il est à classer dans les granites calco-alcalins mais il est plus alcalin que le granite du Mayet-de-Montagne. La roche pourrait ressembler, au moins par la texture et la minéralogie, au granite de Droiturier.

γ^3_{SP} - **Granite aplitique rose de Saint-Prix**. C'est sur ce granite que sont bâtis le château et la vieille ville de La Palisse. On en trouve plusieurs affleurements au Nord de la feuille, au contact des granites de Mayet - Arfeuilles et de Droiturier. La roche est rose à rouge, à grain variable entre fin et moyen, se présentant sous forme de filons ou lames redressés recoupant le granite du Mayet – Arfeuilles, comme on peut l'observer dans la grande carrière de Saint-Prix, toujours en activité et située à 2 km au SSE de La Palisse, en bordure de la RN7. Certains auteurs (Didier et Peyrel, 1980) suggèrent, sans refuser un gisement en lames ou filons plus ou moins verticaux, un gisement proche de l'horizontale, proposition qui n'est pas à écarter. Toutefois, ni les conditions d'affleurement ni la rareté du litage magmatique ne permettent de donner une image correcte de la forme de ce granite aplitique.

Le microscope montre : 1/ le quartz souvent globulaire (36 %), 2/ le feldspath alcalin rose, une orthose perthitique maclée carlsbad (30 %), 3/ l'albite (33 %), 4/ la biotite (1 %). Les

accessoires sont l'apatite, le zircon, l'allanite et les minéraux opaques. Le pyroxène et l'amphibole n'ont pas été observés (Didier, 1964).

Typologie des granitoïdes

La typologie actuelle des granitoïdes varisques français (e.g. Ielsch *et al.*, 2017) reconnaît un certain nombre d'associations granitiques qui diffèrent par leur degré de saturation/sursaturation en alumine, relativement aux autres éléments « feldspathisables » (Ca, Na, K) et leur indice d'alcalinité (teneurs en Na_2O et K_2O relativement à SiO_2). Cette classification, dans une version un peu simplifiée, a été reprise sur la 6^{ème} édition de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 (Chantraine *et al.*, 2003). À partir de cette dernière, une carte représentant les associations granitiques de la région d'étude (Nord du Forez) a été établie (Fig. 3).

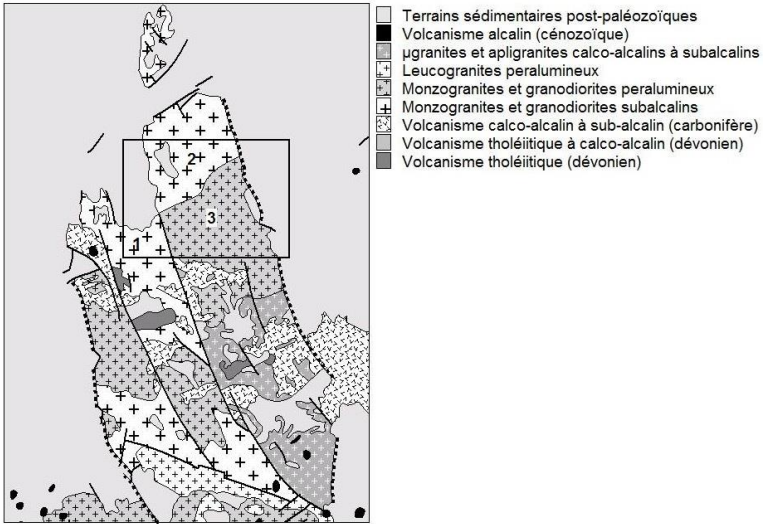


Fig 3 - Typologie des associations granitiques (d'après Chantraine *et al.*, 2003) représentées dans le Haut Forez avec indication du périmètre de la feuille Lapalisse. 1 – Granite du Mayet – Arfeuilles, 2 – Granite de Droiturier, 3 – Granite de la Madeleine (Bois Noirs).

À l'échelle régionale, une certaine diversité s'observe dans le Haut Forez avec coexistence des associations « aluminopotassique » (granitoïdes peralumineux), « calco-alcaline » (subordonnée) et « subcalcaline » (Fig. 3). Sur le territoire de la feuille, les granites de Mayet – Arfeuilles et Droiturier appartiennent à l'association subcalcaline, tandis que celui de la Madeleine est de type aluminopotassique. De telles différences suggèrent des origines significativement distinctes pour les granites de Mayet – Arfeuilles et Droiturier d'une part, et de La Madeleine d'autre part. Le caractère peralumineux de ce dernier implique une contribution importante de matériaux « supracrustaux » (ex. métasédiments), moins évidente dans le cas de l'association subcalcaline dont le trait principal est un fort enrichissement en alcalins. Néanmoins, nous avons précédemment noté que ces trois massifs se sont mis en place quasiment à la même époque, vers 330 Ma. Une légère antériorité du granite de la Madeleine peut néanmoins être envisagée (âge monazite de 341 ± 3 Ma) qui indiquerait que le magmatisme aluminopotassique

aurait précédé le magmatisme subalcalin sur le territoire de la feuille Lapalisse.

Dans l'ensemble granite du Mayet - Arfeuilles, de Droiturier et de Saint Prix, considérés dans cet ordre, J.-Y. Peyrel (1981) a mis en évidence une variabilité régulière des teneurs en éléments majeurs. Approximativement du Sud au Nord, soit du massif du Mayet - Arfeuilles à celui de Droiturier puis de Saint Prix, on constate une augmentation sensible de SiO_2 et plus faible de K_2O , une diminution concomitante d' Al_2O_3 , K_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 et TiO_2 , mais une certaine stabilité de Na_2O . Ceci reflète un degré de différenciation croissant Mayet - Arfeuilles → Droiturier → Saint-Prix.

La typologie du zircon a été étudiée par J.-Y. Peyrel (1981) et M. Binon (1988) dans les granites du Mayet - Arfeuilles et de Droiturier, ainsi que dans les enclaves plagioclasiques et subalcalines de ces granites. Les auteurs aboutissent aux conclusions suivantes : 1/ la température de cristallisation des granites pourrait être de l'ordre de 775-800 °C et de 800 °C pour les enclaves, à la sensibilité près de la méthode dans ce domaine. Le granite de Droiturier est un peu plus évolué que celui du Mayet - Arfeuilles, ce qui rejoint les conclusions tirées des éléments majeurs (cf. *supra*). Les deux granites ont une tendance évolutive calco-alcaline potassique (*i.e.* subalcaline) comparable à celle de l'association du type Balagne-Ballons. Le granite d'Arfeuilles - Mayet aurait une origine à la fois mantellique ou basicrustale et crustale, ce serait un granite hybride.

Profondeur de mise en place : l'encaissant des granites est peu ou faiblement métamorphique. Le caractère porphyroïde du granite de Mayet - Arfeuilles, la présence de cavités miarolitiques contenant du quartz, des feldspaths alcalins, de l'épidote et de la fluorine, l'absence quasi-totale de restites, plaident en faveur d'une mise en place peu profonde ; de l'ordre de 3 km pour une température du magma se situant vers 850° C (Binon et Pin, 1989).

ROCHES FILONIENNES

Les principaux types de filons observés sont :

- des microgranites porphyriques ;
- des microgranites aphyriques ;
- des aplites ;
- des filons de quartz.

Microgranites

Des filons de microgranite, localement porphyriques, s'observent dans tous les granites de la feuille, bien qu'ils soient plus abondants dans la partie occidentale du horst. Ces filons sont toujours redressés, souvent proches de la verticale. Les filons de microgranites plus ou moins horizontaux, dits « en nappes », et décrit sur la feuille Le Mayet-de-Montagne n'ont pas été observés. L'épaisseur de la majorité des filons ne dépasse pas quelques mètres et leur allongement se groupe statistiquement autour de deux orientations : N20-N30 et N330-N340. Ces derniers sont parallèles à l'allongement actuel du horst et aux failles de la bordure occidentale. De couleur grise à l'état frais à vieux rose lorsqu'ils sont altérés et de débit est souvent anguleux, il est possible de les classer en deux catégories : 1/ les filons porphyriques, 2/ les filons aphanitiques ou aphyriques.

$\mu\gamma\rho$ - **Filons de microgranite porphyrique.** On les observe dans les granites des Bois Noirs, des Monts de la Madeleine, du Mayet - Arfeuilles et de Droiturier. La roche est de couleur grise, grenue, à grain fin avec des phénocristaux de feldspath alcalin. Au microscope, on dénombre : 1/ le quartz peu visible à l'œil nu, 2/ l'association quartz-feldspath en textures

micropegmatitiques ou sphérolitiques, 3/ l'orthose ou le microcline, ce dernier en cristaux assez rares, 4/ le plagioclase zoné (An25-35 au cœur, An19-23 à la périphérie), 5/ la biotite plus ou moins chloritisée, 6/ l'amphibole verte rare. Les accessoires sont le sphène et allanite.

$\mu\gamma$ - **Filons de microgranite aphyrique.** Leur texture est microgrenue, parfois microlitique. Le quartz est visible à l'œil nu, accompagné de rares phénocristaux d'orthose perthitique ou de sanidine mâclés carlsbad. Le plagioclase, albite ou oligoclase, est rare, de même que la biotite (chloritisée), la chlorite, et plus rarement encore la muscovite.

Les microgranites (et les granites qui leur sont associés) sont intrusifs dans les andésites du Dévonien supérieur et les schistes du Viséen inférieur (feuille Le Mayet-de-Montagne), leur âge est donc au moins « tardi-Viséen inférieur ».

α - **Filons d'aplite.** Ce sont des filons d'épaisseur métrique, plus rarement plurimétrique, de couleur blanche, rosée, ou rarement rouge pâle, de texture saccharoïde, à grain fin. Au microscope, on distingue : 1/ le quartz automorphe abondant, 2/ l'orthose ou le microcline souvent perthitique, 3/ le plagioclase (An25-27), 4/ la biotite chloritisée ou non, 5/ la muscovite subordonnée.

Les filons d'aplite sont relativement ubiquistes, l'un d'entre eux, situé à 5 km au Sud de La Pacaudière, fait l'objet d'une exploitation pour empierrement grâce en partie à son épaisseur exceptionnelle, plus de 100 m, et à la proximité du Bassin de Roanne.

Aux aprites s'ajoutent des pegmatites non distinguées cartographiquement. Elles forment le plus souvent des poches de dimensions restreintes à bords diffus ou de petits filons bien individualisés dépassant rarement quelques décimètres d'épaisseur. Les pegmatites sont rares, bien qu'observables dans tous les massifs de la feuille. Les auteurs signalent dans ces roches la présence d'épidote et de fluorine (Didier 1964).

Q – **Filons de quartz.** Très peu de filons de quartz ont été observés dans le périmètre de la feuille. Dans la plupart des cas, ils sont d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique et non minéralisés. Deux exceptions sont à signaler : 1/ le filon à fluorine, orienté NW-SE situé à Reignier (4 km à l'Ouest de Châtel-Montagne) qui aurait connu un début d'exploitation dans les années 80 (?), 2/ le filon situé au Rez de la Mine, situé à 3 km au Sud du Breuil, et qui contiendrait galène, barytine, cérusite... (cf. *infra*, § « Ressources minérales »). Ce dernier est à considérer avec prudence : aucun affleurement n'est visible et les seules informations disponibles sont celles fournies par les déclarations des habitants du hameau. Il s'agirait d'une ancienne mine de fer, probablement sur chapeau de fer surmontant, un filon de quartz. Cependant, A. Poughon et M. Moreau (1956) évoquent une « zone de filons de quartz St.-Martin-d'Estréaux - Le Breuil-Arfeuilles - Le Breuil-Ambierle, filons de quartz stériles de haute température avec de temps en temps de la pyrite et du mispickel ».

FORMATIONS D'ALTÉRATION

A – **Altérites.** Les altérites sont fréquemment mises en relation avec les climats du passé, généralement plus chauds et surtout plus humides que l'actuel. Elles sont associées à des surfaces continentales montrant parfois un étagement dans la topographie sans qu'il soit toujours possible d'en dater précisément l'âge. Faute d'arguments, on considèrera par défaut, dans la présente notice, que toutes les altérites observées se rattachent à un même profil développé sous les climats latéritants du début du Cénozoïque ; du Paléogène à l'Eocène supérieur (Eocène notamment) (Wyns *et al.*, 2003). L'âge pourrait être bien plus ancien (ex. Crétacé inférieur, Jurassique...) ou plus récent, compte tenu du fait que les processus d'altération par lessivage se sont poursuivis après le Paléogène, avec des moments d'intensification lors des phases humides des périodes froides. En effet, durant les cycles de refroidissement climatique (début de glaciations et périodes intra-glaciaires), la

température froide ralentit les réactions chimiques, mais les apports d'eau sont plus importants qu'en période de climat tempéré. Ceci s'explique par une humidité plus marquée et par l'existence de phases de dégel qui déterminent un apport d'eau important en un court laps de temps (débâcles).

Comme on le verra plus loin (§ « Géodynamique récente »), une large part des altérites résiduelles de la feuille a alimenté la sédimentation des limagnes, ce qui incite à les mettre en relation avec la topographie antérieure à la création des fossés d'effondrement, soit au Paléogène (plus précisément Eocène ?) ou avant.

Les profils d'altération présentent en général la superposition de trois horizons principaux, depuis le front d'altération basal vers la surface du sol :

- 1- L'horizon fissuré, où la roche encore assez fraîche est parcourue de fissures la débitant en feuillets grossièrement horizontaux plus ou moins espacés.
- 2- Le niveau d'isaltérite (dit aussi « saprolite »), qui expose une roche encore reconnaissable : grains minéraux visibles, fractures et diaclases nettes, structures sédimentaires ou de flux perceptibles etc. Ces éléments sont ceux de la roche initiale devenue meuble sous l'effet de l'altération (ex. on peut aisément y enfoncer un couteau). Dans le cas des granites (sens large), l'isaltérite est communément désignée « arène ».
- 3- Le niveau d'allotérite, qui constitue le sommet du profil d'altération, expose un matériau dont la roche originelle est totalement méconnaissable avec substitution des minéraux originaux par des minéraux d'altération dits « néoformés » : kaolinite, oxydes et hydroxydes de fer, gels de silice etc. Les allotérites se présentent généralement sous un faciès argileux et rougeâtre. Un faciès à kaolin blanc a également été observé au Sud de la RN7, au lieu-dit « Les-Espalus » (x = 705 150 ; y = 2135 700, LII), qui évoque clairement

l'horizon sommital d'un profil de sol latéritique qui plongerait sous le remplissage de la Limagne Bourbonnaise.

Les différents faciès d'altération n'ont pas été distingués sur la carte. Les altérites d'un faciès particulier sont représentées avec une teinte atténuée avec ajout de la notation **A** devant le code lithologique ; ainsi **A γ** à pour roche mère « γ ».

TERTIAIRE

Les dépôts tertiaires de la feuille de Lapalisse ont été étudiés par de nombreux auteurs : R. Rey (1971), G. Gorin (1975), D. Giot, *et al.* (1976), M. Hugueney (1997), M. Hugueney *et al.* (1999) et A. Wattine (2004). Ces travaux mettent en évidence 6 séquences sédimentaires (notées S0 à S5) (Fig. 4) dans les deux bassins des limagnes (bassin de Clermont et bassin de la Limagne bourbonnaise) ; Il s'agit de dépôts continentaux fluviatiles, lacustres à palustres (conglomérats, sables, argiles et marnes bariolés à vertes plus ou moins sableuses à paléosols et niveaux conglomératiques, calcaires lacustres, marnes à évaporites). Les termes les plus récents des dernières séquences évoluent vers un contexte de dépôts lagunaires (marnes et calcaire à algues).

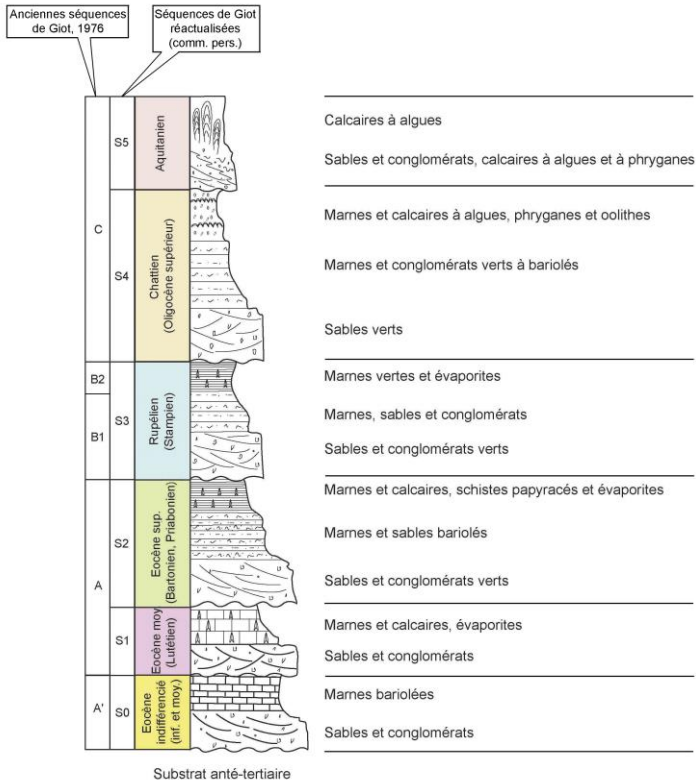
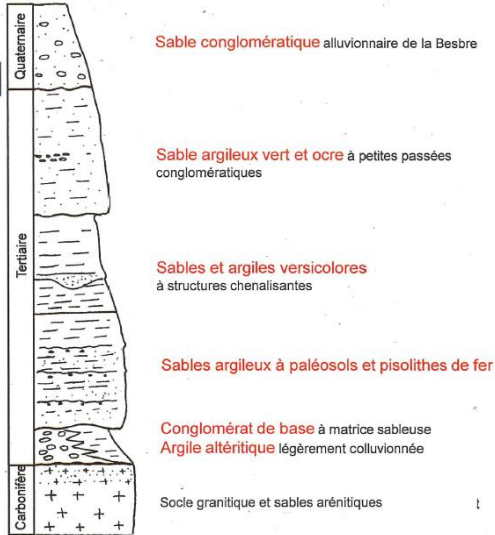


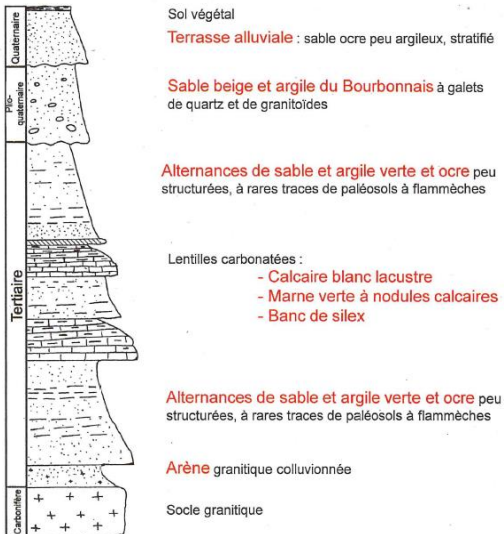
Fig. 4 - Coupe stratigraphique théorique de la Limagne (Clermontois et Bourbonnais), sans échelle (modifiée d'après Giot, comm. pers. in Renfer et Wernert (2005)).

Toutefois, ces dépôts à dominante argileuse présentent très peu de niveaux repères ou de marqueurs spécifiques, si bien qu'en cartographie, il est difficile de distinguer les séquences ; celles-ci ont donc été regroupées sur la feuille de Lapalisse à l'exception de quelques niveaux repères interstratifiés discontinus.

Ces travaux ont été plus spécifiquement repris par N. Renfer et P.-L. Wernert (2005) dans le cadre du lever de la présente feuille. Ces auteurs ont dressé deux coupes précises : l'une dans le secteur de Lapalisse (Limagne Bourbonnaise) et l'autre dans le secteur de la Pacaudière (Bassin de Roanne) (Fig. 5).



Coupe lithologique synthétique du secteur de Lapalisse



Coupe lithologique du secteur de La Pacaudière

Fig. 5 - Logs de la série tertiaire dans les secteurs de Lapalisse (Limagne Bourbonnaise) et La Pacaudière (Bassin de Roanne) (Renfert et Wernert, 2005).

e-o-m1 - **Conglomérat de base (Eocène?)**. Il s'agit d'un conglomérat constitué de galets roulés, avec parfois des blocs (jusqu'à 30 cm), dans une matrice sablo-argileuse ocre à grise constituant environ la moitié du dépôt. Il a été cartographié uniquement dans la partie centre – ouest de la feuille, dans le secteur du Breuil, à une dizaine de kilomètres au Sud de La Palisse, où il affleure dans le talus de la RD7. Ce faciès est souvent masqué en surface par des formations plus fines (argiles tertiaires ou formations superficielles de versant d'âge quaternaire).

Les galets sont des fragments de quartz filonien et d'éléments lithiques parmi lesquels des grès fins, des brèches siliceuses, du granite leucocrate équigranulaire, des microgranites, des granites alcalins cataclasés et des rhyolites.

La matrice est sablo-argileuse ; sa fraction grossière est constituée de :

- 1- Grains de quartz hétérométriques prépondérants (60 % environ), issus de l'érosion et la resédimentation des altérites granitiques (arènes).
- 2- Grains de feldspath (35 % environ) traduisant un faible transport depuis les arènes sources.
- 3- Biotite (5 % environ).

Certaines parties sableuses ont un faciès brèchique à ciment siliceux, qui laisse supposer des phénomènes de silicification au sein de ces dépôts (battement de nappe ? Racines de silcrètes ?).

L'ensemble s'organise en bancs frustres et traduit un régime de mise en place torrentiel, synchrone de la surrection du horst du Forez et de la subsidence de la Limagne Bourbonnaise. Le même faciès serait présent plus au Nord sur la feuille Donjon (Laurens, 2003). L'âge exact de ces dépôts est inconnu. Ils ont été longtemps attribués à l'Oligocène, du fait de la présence d'une couverture argileuse et/ou carbonatée ayant fourni de la microflore et des ossements de cette période (Grüner, 1857 ; Le Verrier, 1888, 1890 ; Deperet, 1912 ; Gagny *et al.*, 1988, 1989).

D'autres auteurs (Giot *et al.*, 1976 ; Dadet *et al.*, 1980 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010) indiquent que ces formations continentales fluviales peuvent être plus anciennes ; d'âge éocène jusqu'à jurassique. L'âge éocène envisagé ici est l'hypothèse la plus simple en l'absence d'éléments de datation nouveaux.

Cette formation repose en discordance, directement sur le socle et peut atteindre 10 mètres d'épaisseur.

e-o-m2 - Sables et argiles versicolores (20 m, Eocène ?). Cette unité est composée d'alternances de couches sablo-argileuses vertes ou lie-de-vin. On ne l'a observée qu'au NW de la feuille. Tous les affleurements reconnus se situent au Sud à SW du bourg de Lapalisse.

Diverses coupes dans ces assises montrent des faciès variables (Fig. 6 et 7) :

- 1- Niveaux sableux à grain moyen, à passées de graviers (séquences érosives). Les grains de sable sont essentiellement des quartz (60 %) et des feldspaths (40 %), ces derniers indiquant la faible maturité des alluvions originelles et leur origine à partir d'arènes situées à proximité des rivières de l'époque.
- 2- Une matrice et des niveaux argileux verts à blancs prenant localement des teintes oxydées (rougeâtre à lie-de-vin). La matrice argileuse est composée, à environ 80 %, de kaolinite (+ 11% d'interstratifiés illite-smectite et 9 % de smectites), qui confirme une origine des ces dépôts par décantation à partir de profils latéritiques anciens.

Il s'agit de séquences fluviales constituées de chenaux qui érodent les altérites sous-jacentes (faciès sableux), aboutissant à un comblement par une couche d'argiles de décantation en partie surmontée par un paléosol de plaine alluviale (Fig. 7). Les talus de la RD907 ont permis de distinguer au moins deux séquences de ce type. Il n'y a pas été observé de variation latérale de faciès.

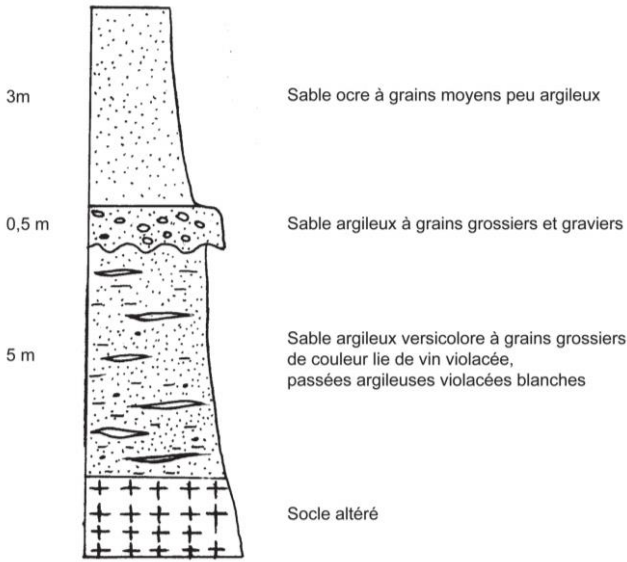
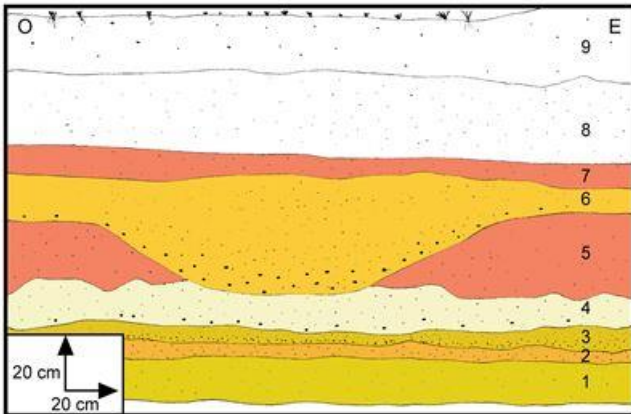


Fig. 6 - Coupe lithologique du talus de la déviation de la RN7, au lieu-dit « La Chancelle » montrant l’alternances des bancs de sables et d’argiles versicolores (Renfert et Wernert, 2005).

Des faciès analogues, et en position stratigraphique identique, ont été identifiés sur le territoire des feuilles Le Donjon (Laurens, 2003) et Vichy (Dadet *et al.*, 1980). Leur âge est considéré comme antérieur au Rupélien (ex. Stampien), du fait de leur recouvrement par des carbonates rupéliens datés par fossiles. Il est néanmoins précisé, dans la notice de la feuille Vichy (Dadet *et al.*, 1980), que cet âge est incertain. La formation pourrait être plus ancienne, éocène ou même crétacé. Le levé plus récent de la feuille Charolles (Donzeau *et al.*, 2006a, b) a conduit à rapporter ces formations continentales à un « sidérolithique éocène » (*sensu lato*) et à y identifier des necks basaltiques éocènes.

Ces dépôts reposent soit directement sur le socle soit à proximité de celui-ci. La série peut représenter 20 m d’épaisseur.



1. Sable argileux vert à grains fins et moyens
2. Paléosol : argile sableuse ocre à rouille
3. Paléosol : sable argileux ocre à granoclassement positif
4. Sable grossier très clair à granoclassement positif
5. Sable et argile versicolores
6. Sable grossier conglomératique à la base et silts au sommet, granoclassement positif
7. Sable et argile versicolores
8. Colluvion : sable conglomératique à graviers de quartz et de lithiques roulés
9. Sol végétal

Fig. 7 - Photographie et schéma interprétatif d'un chenal et de paléosols dans les sables et argiles versicolores (e-o-m2) au lieu-dit « La Maison Rouge » (Renfert et Wernert, 2005).

e-o-m3 - **Alternances sablo-argileuses à traces de paléosols (30 m ; Eocène ?)**. Ces dépôts se présentent comme une alternance de niveaux sableux feldspathiques plus ou moins grossiers à matrice-argileuse de couleur verte à ocre, alternant avec des couches d'argiles sableuses.

Cette formation a été reconnue en deux points à l'Est et au SE de Lapalisse, le long de la RN7 (?) au lieu-dit « Le Grand Remblais » (?) et le long de la D990 (Renfert et Wernert, 2005), et aucun analogue n'en est reconnu sur les autres parties des limagnes.

Dans le détail, cette série présente une succession de bancs décimétriques bien marqués avec alternance de différents termes comprenant (Fig. 8) :

- 1- Des niveaux sableux grossiers à microconglomérats à la base (quartz et éléments lithiques de 20 à 40 mm). Les grains, anguleux, sont constitués pour moitié de quartz (quelques grains présentant des habitus pyramidés) et pour moitié de feldspath, ainsi que quelques % de micas (muscovite).
- 2- Des niveaux plus fins sablo-argileux et argilo-sableux verts à passées ocre.
- 3- Des niveaux avec pisolithes de fer interstratifiés qui traduisent le démantèlement régional de cuirasses ferrugineuses.

Ce sont des formations fluviatiles faisant alterner des séquences de crues (forte énergie) et des périodes de décantation, et se terminant par des paléosols de plaine alluviale. Trois séquences « Érosion - lits sableux/décantation - niveau argileux » ont été identifiées. Dans tous les cas, les faciès des quartz et feldspaths des fractions sableuses témoignent d'un faible transport depuis les arènes d'origine. La présence de niveaux bien individualisés incluant des dépôts grossiers, la succession des séquences et la faible extension de cette formation suggèrent qu'il s'agit du lit d'un ancien cours d'eau (série de chenaux).

Comme pour la précédente unité, l'âge est incertain. Par défaut, un âge éocène (?) est proposé considérant la position de ces formations fluviales sous l'Oligocène. L'ensemble de ces dépôts présente une épaisseur cumulée d'environ 30 m.

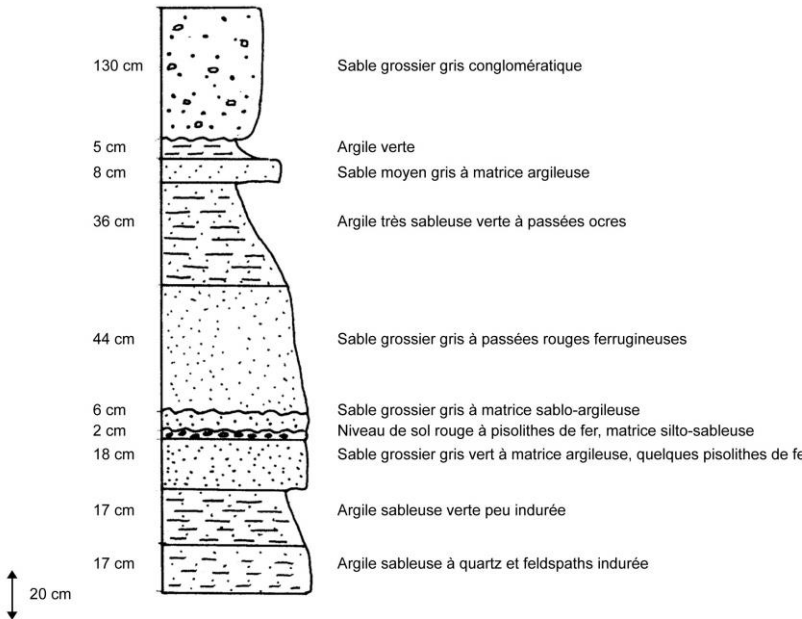


Fig. 8 - Coupe lithologique des alternances sablo-argileuses à traces de paléosols (talus de la RN7, au lieu-dit « Le Grand Remblais » (Renfert et Wernert, 2005).

e-o-m4 - **Sables et argiles vertes et ocre (> 70 m, Oligocène?).** Il s'agit d'un ensemble détritique épais, homogène, peu ou pas structuré, composé de sables argileux arkosiques et d'argiles vertes à ocre. C'est la principale unité des deux bassins sédimentaires qu'elle recouvre sur de grandes surfaces, à l'Ouest comme à l'Est du horst du Forez.

Dans le détail, ce dépôt se présente en bancs souvent mal individualisés, d'une épaisseur de l'ordre de 40 cm, montrant une alternance (Fig. 9 et 10) :

- 1- De couches de sables feldspathiques argileux fins à grossiers à grains émoussés, hétérométriques, composés de quartz (60-70 %), de feldspaths (30-40 %) et quelques % de micas (biotite et muscovite). Ces niveaux renferment quelques passées conglomératiques à graviers et petits galets (jusqu'à 50 mm) et exceptionnellement des galets jusqu'à 15 cm (Fig. 11). Les niveaux sableux sont localement cimentés en grès (Nord de La Pacaudière).
- 2- Des couches argileuses vertes à ocre, parfois sableuses, aux limites souvent difficiles à distinguer. En base de séquence, on trouve parfois des niveaux grossiers, le plus souvent constitués de petits galets centimétriques de quartz. Les argiles sont principalement des smectites (57 à 73 % sur les deux échantillons mesurés), le reste étant constitué d'illite et de kaolinite.
- 3- Des lentilles de carbonates ont été observées dans la partie ouest de la feuille.



Fig. 9 - Alternances de faciès sablo-argileux (affleurement de Bellevue, bassin de Lapalisse, Renfer et Wernert, 2005).

Le caractère hétérométrique des quartz et l'émoussé d'une partie d'entre eux traduit un transport fluvial plus important dans cette formation que dans celles décrites précédemment. Bien que plus épaisse que les précédentes, cette unité apparaît très homogène, beaucoup moins variée que les dépôts précédents. Cet ensemble témoignerait d'un ennoisement des

bassins en cours de subsidence par des apports de sédiments fluviatiles ou fluvio-lacustres issus de sources distales.

Sur le territoire des feuilles Le Donjon (Laurens, 2003 ; Lafage, 2003) et Vichy (Dadet *et al.*, 1979, 1980), la position de cette unité juste sous les calcaires de l'Oligocène supérieur et la nature de ses argiles (smectites dominantes) ont amené les auteurs à lui attribuer un âge oligocène supérieur et/ou inférieur, difficile à confirmer du fait de son caractère azoïque. Son épaisseur est d'au moins 70 m.

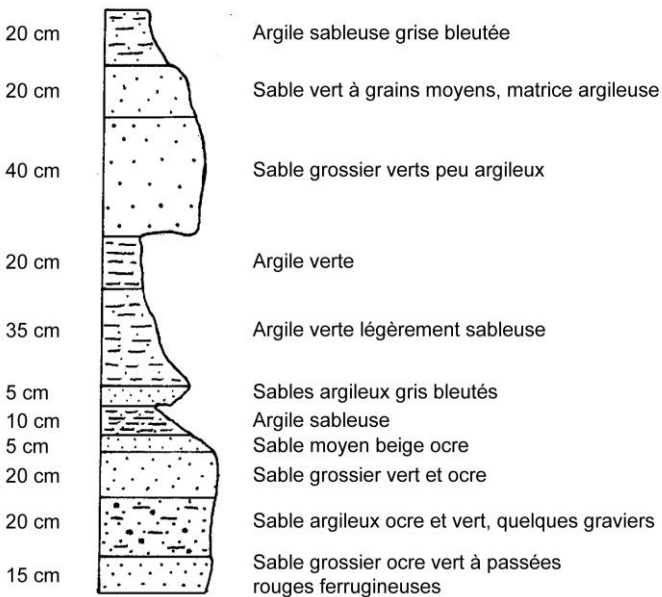


Fig. 10 - Coupe lithologique des faciès sablo-argileux (affleurement de Bellevue, bassin de Lapalisse, Renfer et Wernert, 2005).

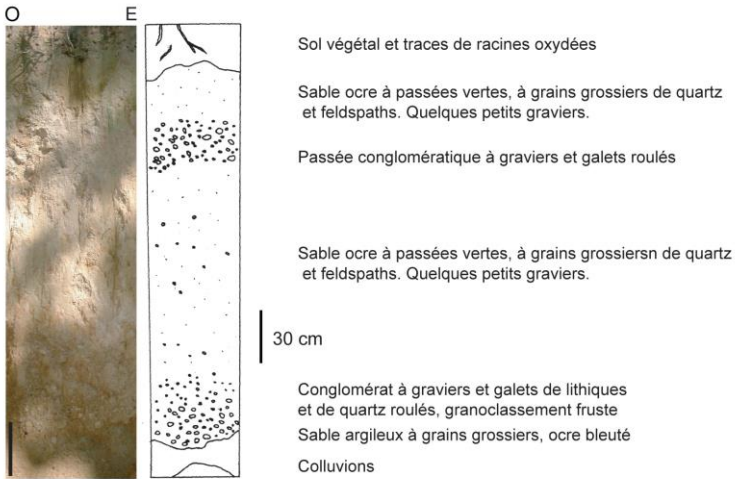


Fig. 11 - Coupe et photographie de la paroi O-E de la carrière du Tacard (Renfert et Wernert, 2005).

e-o-m5 - Intercalation d'argiles et marnes vertes à nodules calcaires et niveaux de calcaire lacustre compact (5 m maximum, Oligocène supérieur). Cette formation constitue un niveau intercalé dans le sommet de la formation e-o-m4. Il présente une alternance de sables hétérométriques aux grains souvent émoussés et d'argiles sableuses vertes, à blanches, beiges et grises, à nombreuses lentilles carbonatées dans lesquelles s'intercalent des niveaux de calcaire lacustre ou pédogénétique compacts en bancs décimétrique (10 à 60 cm).

Cette formation est décrite dans la moitié est de la feuille et nous n'en avons trouvé que 4 affleurements.

Les facies sableux sont composés de grains de quartz souvent émoussés, mais aussi de feldspaths. Ceci peut traduire un dépôt en milieu lacustre calme, au pH neutre ou légèrement alcalin, alimenté par des apports détritiques issus de l'érosion des sols latéritiques (kaolinite) localisés sur les bords du bassin.

Les facies argileux sont carbonatés, ils renferment des sables (silice et feldspath jusqu'à 30 %) qui signalent que les apports n'étaient pas uniquement issus de la décantation dans un milieu lacustre, mais que des dépôts chenalisés pouvaient également intervenir, vraisemblablement au débouché distal d'émissaires fluviatiles.

Dans ces facies argilo-sableux s'intercalent des lits de nodules de calcaire ou de calcaire compact (Fig. 12) :

- 1- Des nodules calcaires, de quelques centimètres à 15 cm de diamètre, évoquent des précipités de carbonates autour de milieux racinaires, sous une faible tranche d'eau. Les lames minces (Fig. 13) mettent en évidence une grande richesse en traces d'éléments végétaux (oogones et tiges de characées, traces de racines, pellets d'origine biologique et restes d'algues bleues). Certains nodules évoquent des restes de travertin à enchevêtrement de débris végétaux.
- 2- Deux niveaux de calcaire lacustre compact blanc à beige ont été observés (10 et 60 cm d'épaisseur). Ces calcaires renferment entre 5 et 15 % de sables quartzeux anguleux et émoussés, et des grains de feldspath altérés. Ces calcaires mudstones renferment des ostracodes, des algues bleues, des traces de racines, des fantômes d'oogones de characées et microcodium.

Le cortège argileux, analysé sur un échantillon, est dominé par les smectites (71 %), associées à la kaolinite (17 %) et l'illite (12 %). Ce cortège signe deux apports différents : 1/ un contexte lacustre en milieu neutre ou alcalin qui permet la néoformation des smectites, 2/ des apports détritiques issus de l'érosion des sols latéritiques environnants marqués par la kaolinite.

Les nodules calcaires montrent des traces de racines correspondant à un environnement palustre et des restes de tiges de characées, nombreuses et orientées dans la même direction, elles sont en place et caractéristiques d'un milieu lacustre peu profond (précipité chimique). L'environnement de dépôts

précise le contexte continental fluvial marécageux et lacustre avec une faible énergie de dépôt.

Des niveaux de calcaires lacustres (et/ou palustres) semblent avoir été décrits sur les feuilles Mayet-de-Montagne (Baras et Bouiller, 1978 ; Lê *et al.*, 1978) et sur Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990a, b). Sur la feuille Roanne, C. Gagny *et al.* (1988, 1989) considèrent que ce niveau serait situé sous la base des calcaires aquitaniens de Saint-Gérard-le-Puy. Identifiée partout dans la région et le bassin de Roanne comme dépourvue de fossile marqueur, cette formation est considérée comme d'âge oligocène supérieur (Chattien). Cet âge est confirmé par la découverte de restes d'*Anthracothérieum* sur la feuille de Roanne, au sein des argiles des carrières fournissant les tuileries de Mably (Gagny *et al.*, 1988, 1989).

Ce niveau a été reconnu par forages sur une épaisseur maximale de 5 m.

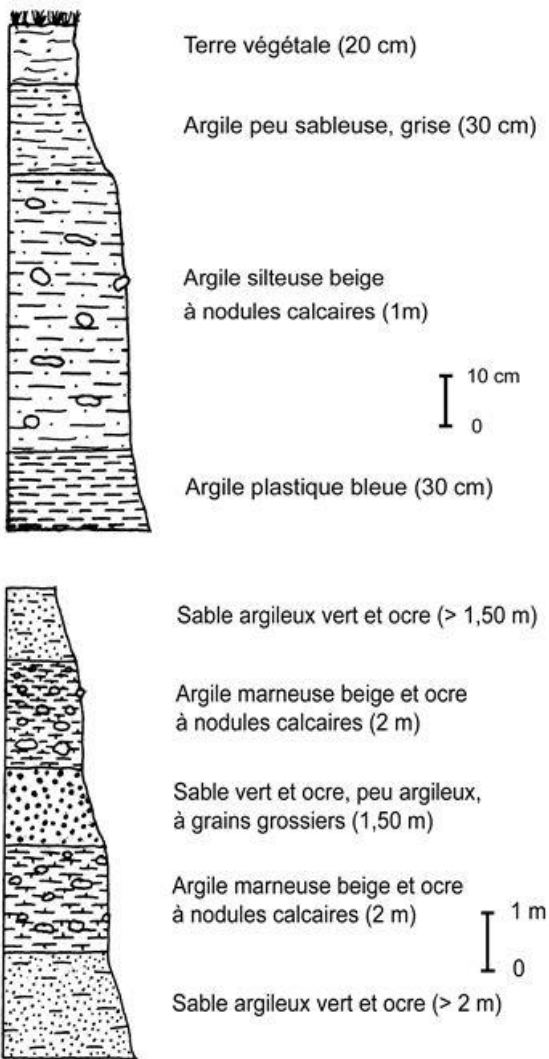


Fig. 12 - Logs lithologiques des affleurements du Nord de La Pacaudière (en haut) et de Virans (en bas) montrant des bancs d'argile verte ou marneuse à nodules calcaires (Renfert et Wernet, 2005).

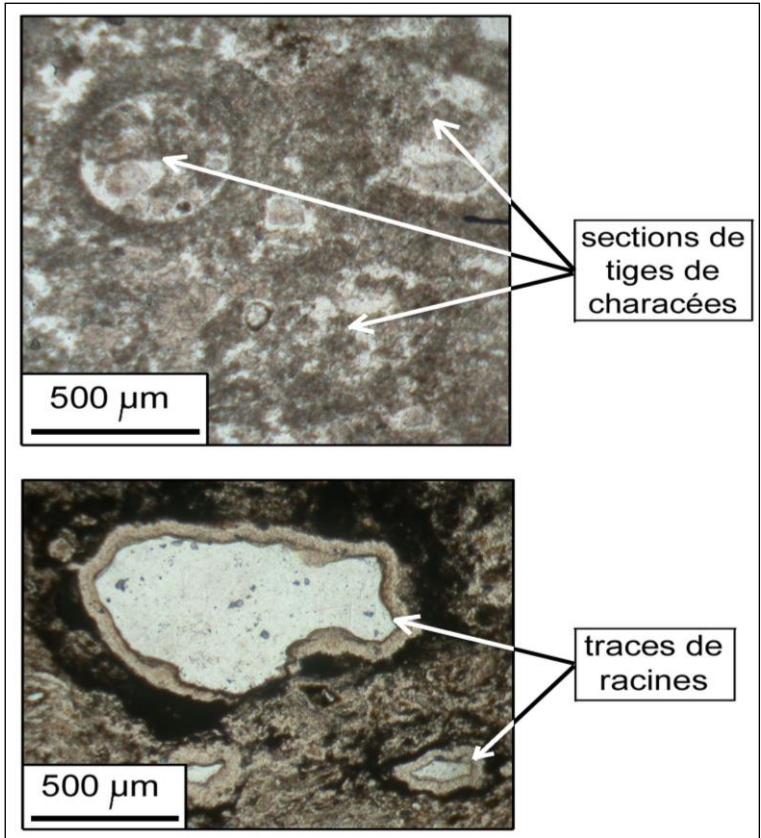


Fig. 13 - Photographies de lames minces réalisées dans des nodules calcaires prélevés dans la formation e-o-m5, présentant des sections de tiges de characées (en haut), nombreuses et orientées dans la même direction, caractéristiques d'un milieu lacustre calme. Les traces de racines (en bas) correspondent à un environnement palustre (Renfert et Wernert, 2005).

PLIO-QUATERNAIRE

p-IV - **Formation du Bourbonnais : sables et argiles (Pliocène)**. Ce sont des sables de quartz à matrice argileuse et passées conglomératiques et argileuses (Fig. 14). Leur épaisseur reconnue sur la feuille de Lapalisse est de l'ordre de 13 à 15 m. Des affleurements ont été trouvés près de la Pacaudière et à l'Est de Changy. La formation est également connue en sondage au Nord de la Pacaudière, près d'Urbise. L'ensemble se situe entre 300 - 310 m NGF. Comme indiqué plus haut, aucun affleurement n'est décrit dans le secteur ouest de la feuille de Lapalisse malgré la présence de cette formation sur la feuille contiguë de Vichy (646) (Dadet *et al.*, 1979, 1980).

La fraction sableuse contient des grains plus ou moins émoussés de quartz, de feldspaths et des fragments lithiques (granitoïdes, microgranites, rhyolites) localement enrobés d'un enduit d'oxydes de manganèse. La matrice argileuse kaolinique représente 20 % environ des niveaux sableux. Les niveaux argileux, de teinte vert à beige, sont très plastiques et peu sableux.

Cette formation présente une succession de faciès sablo-argileux à passées conglomératiques à matrice argilo-sableuse et d'argiles. Les limites avec les passées conglomératiques ne semblent pas érosives et aucun granoclassement n'a été observé, ce qui permet de supposer qu'il s'agit d'une succession de dépôts d'origine alluviale, traduisant des crues majeures et dont chacun se serait mis en place en un seul événement.

Ces alluvions anciennes sont issues de l'érosion de profils d'altération et de roches plus saines qui évoquent déjà le démantèlement d'affleurements rocheux sous-jacents aux profils latéritiques et peut être le début d'un défonçage des paléosurfaces éocènes ou plus anciennes.

F. Laurens (2003) et S. Lafage (2003) ont décrit cette formation sur la feuille Le Donjon tandis que, sur la feuille de

Charlieu, R. Bouiller *et al.* (1990 a, b) identifient un ensemble de sables et argiles dits « Sables et argiles de la forêt de Lespinasse » qu'ils attribuent à la base de la Formation du Bourbonnais. Dans la Limagne roannaise, la limite sud de la Formation du Bourbonnais se situerait au Nord de la feuille Roanne où la formation est absente (cf. *supra*). L'absence d'épandage de galets et de « graves » est significative *a priori* d'un dépôt antérieur aux phases périglaciaires intenses du reste du Quaternaire. De même, la position de cette formation en sommet topographique la situe avant la phase d'incision des cours d'eaux.

Une synthèse des datations a été réalisée par J. Tourenq (1989). Il encadre la formation entre 2,5 et 2 Ma d'après les résultats obtenus par deux méthodes :

- datation sur zircons volcaniques ;
- datation palynologique.

Une datation sur zircons volcaniques donne 3,07-1,94 Ma.

Ces âges situent la Formation du Bourbonnais à la base du Quaternaire (Tiglien, Pléistocène inférieur).

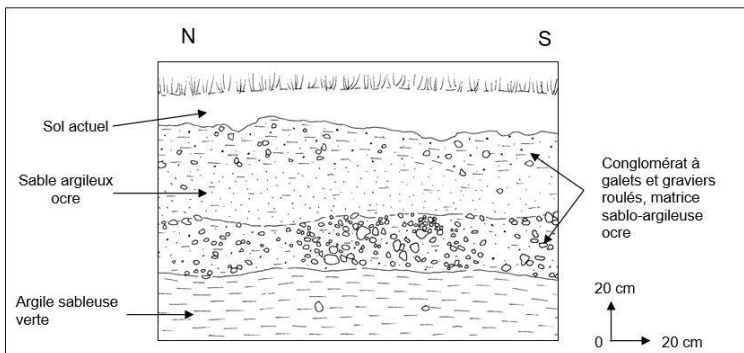


Fig. 14 - Schéma de l'affleurement des Etarlades montrant une alternance de faciès grossiers et argileux dans la Formation du Bourbonnais (Renfert et Wernert, 2005).

QUATERNAIRE

Fx - Alluvions pléistocènes. Ces alluvions anciennes, circonscrites à la partie NE de la carte, sont représentées par des matériaux sablo-graveleux à matrice argileuse bien développés en rive gauche de l'Arçon où elles atteignent une épaisseur d'environ 5 m (secteur de Chesnay-le-Chatel). Une épaisseur comparable est observée le long de l'Urbise, dans le bourg éponyme.

Ces alluvions sont constituées de galets de quartz dans une matrice de sables grossiers disposés en lits avec chenaux et dépôts en séquences. Dans la matrice, des produits argileux rouges représentent entre 5 et 10 %. Ils pourraient traduire une pollution par des fines qui auraient coiffé ces alluvions grossières : niveau de décantation sus-jacent ou apport de fines en provenance des versants.

La granulométrie grossière (centimétrique à pluricentimétrique) des galets de quartz témoigne d'une forte énergie de dépôt et d'un régime probablement torrentiel que l'on peut associer aux périodes froides du Pléistocène, antérieurement à la dernière glaciation.

La localisation de ces matériaux le long de vallées actuelles indique qu'elles sont postérieures à l'incision de ce réseau hydrographique et par conséquent plus récentes que la Formation du Bourbonnais qui elle, est antérieure à cette incision. Ceci situe le dépôt de ces alluvions après ~ 2 Ma. Par ailleurs, il est possible que les terrains cartographiés en Fx regroupent en fait plusieurs niveaux de terrasses indistinguables sur le terrain et qui pourraient correspondre aux terrasses Fw et Fx cartographiées sur la feuille voisine de Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990a).

Fz - Fy - Alluvions fines (Holocène : Fz) sur alluvions grossières (Pléistocène supérieur : Fy). Il s'agit des alluvions

qui occupent le lit majeur des principales rivières : Bresbe à l'Ouest et Arçon et Urbise à l'Est, et qui présentent deux termes, Fx et Fy, distincts par leur granulométrie, mais qu'il n'a pas été possible de cartographier séparément sur le périmètre de la feuille.

Le terme Fz est constitué d'alluvions fines (argiles et silts) déposées par décantation en lien avec les crues de l'interglaciaire actuel (Holocène). Elles peuvent être riches en matériaux organiques, voire renfermer des niveaux de tourbes - aucun indice n'en est toutefois répertorié dans le périmètre de la feuille Lapalisse.

Le terme Fy, sous-jacent à Fx, est constitué d'alluvions plus grossières, à matrice sableuse et emballant des galets roulés de roches dures et de quartz, mises en place lors des périodes froides du Quaternaire récent antérieurement à l'Holocène (Pléistocène supérieur ?).

L'épaisseur des alluvions Fx-Fy peut atteindre plusieurs mètres (5 m observés dans deux sondages). Sur le site de production d'eau du Moulin Marin, sur la commune de Lapalisse, des forages de reconnaissance dans les alluvions de la Besbre ont mis en évidence une épaisseur comprise entre 5 et 8 m et la succession, du bas vers le haut, de 1 à 3 m de sables argileux surmontés par 3 à 5 m de sables et graviers (Delfour *et al.*, 2009).

FCz - Alluvions et colluvions fines (Holocène). Ces matériaux fins (silts, argiles), parfois lités ou massifs et homogènes, jalonnent l'amont des rivières et présentent une origine mixte : 1/ ruissellement laminaire diffus le long des versants (colluvionnement), 2/ transport par la rivière de matériaux de l'aval vers l'amont (alluvionnement). Dans ces parties hautes du réseau hydrographique, l'incision est insuffisamment marquée pour qu'il puisse être fait une séparation entre matériaux alluvionnés et colluvionnés.

Ces dépôts passent vers l'aval aux alluvions Fx et sont comme eux d'âge holocène. Ils peuvent parfois dissimuler un complexe de fond de thalweg et bas de versant hérité du dernier glaciaire, qu'il n'a pas été possible de cartographier.

CFz - Colluvions et alluvions fines (Holocène). Ces dépôts succèdent aux précédents à l'extrême amont du réseau hydrographie. Ils sont de même nature et de même âge que les précédents mais une origine essentiellement colluviale (remobilisation des sols lors de fortes pluies) peut leur être attribuée. Comme les précédents, ces matériaux peuvent masquer des dépôts périglaciaires de versants (« heads ») issues des périodes froides du Pléistocène.

X - Remblais anthropiques. Des remblais s'observent en de nombreux endroits et sont de deux types : 1/ des levées de terre, parfois très anciennes (Moyen-âge), édifiées pour fermer des fonds de thalweg et générer artificiellement des étangs, 2/ des remblais routiers ou ferroviaires permettant de surélever les voies de circulation.

Les remblais anciens proviennent visiblement du grattage des formations superficielles locales (argiles, sable), parfois additionnées de matériaux légèrement transportés (ex. fragments rocheux divers). Il n'a pas été reconnu de remblais issus de travaux miniers.

RACCORDS CARTOGRAPHIQUES ET CORRÉLATIONS

Notre cartographie des formations des bassins tertiaires (limagnes) sur la feuille Lapalisse donne une large prépondérance à la formation e-o-m4 ; celle-ci suit presque toujours les rebords de carte et se trouvent donc en regard des formations tertiaires des cartes adjacentes : Le Donjon (622) au Nord (Raber *et al.*, 2009 ; Delfour *et al.*, 2009), Vichy (646) à l'Ouest (Dadet *et al.*, 1979a, b), Charlieu (648) à l'Est (Bouiller

et al., 1990a, b) et Le Mayet-de-Montagne (671) au Sud (Baras et Bouiller, 1978 ; Lê *et al.*, 1978).

Les raccords sont plus ou moins cohérents et posent la question de la diversité des interprétations lithostratigraphiques du Tertiaire et Quaternaire sur ces différentes feuilles.

Au Nord, côté ouest, la formation e-o-m5, que nous cartographions du bord de la carte jusqu'à la vallée de la Bresbe, passe, sur la carte Le Donjon, à la formation FL et la terminaison de la formation g2SA. Il s'agit respectivement de « FL – Formation du Bourbonnais - Sables quartzo-feldspathiques, argiles, cailloutis d'origine fluvio-lacustre » et « g2SA – Sables argileux verts, séquence S4 (Chattien) » (Raber *et al.*, 2009). Ce second terme correspond bien aux « Sables et argiles vertes et ocre (Oligocène ?) » qui définissent notre formation e-o-m4. Par contre, nous n'avons pas retrouvé La Formation du Bourbonnais FL dans la partie ouest de la feuille Lapalisse : ni sur le bord ouest, ni plus au Sud, ce qui suggère que la terminaison de FL vers le Sud pourrait se situer au voisinage de la limite de carte. Comme le note R. Bouiller *et al.* (1990b) « *il est malaisé de distinguer la Formation du Bourbonnais des formations de l'Oligocène et il se peut que ces dernières, surtout au Nord de la feuille (i.e. feuille Charlieu), dissimulent des formations plus récentes* ».

Au Nord, côté est, le même problème se retrouve : la formation e-o-m4 de La Palisse bute au Nord sur la Formation du Bourbonnais : en place (FL) ou colluvionnée (C-F). Celle-ci surmonte la formation g2SA qui est l'équivalent de e-o-m4 (*cf. supra*). Les successions stratigraphiques sont donc cohérentes, puisqu'un peu au Sud de la bordure de carte, nous avons pu cartographier des affleurements réduits de la Formation du Bourdonnais (p-IV) surmontant e-o-m4. Localement e-o-m4 inclut une formation (ou membre ?) carbonaté à « Intercalations d'argiles et marnes vertes à nodules calcaires et niveaux de calcaires lacustres compact (Oligocène supérieur) ». Celle-ci se retrouve dans la même position stratigraphique (*i.e.* au-dessus de g2SA) sur la feuille Le Donjon où elle est notée g2CM :

« Calcaires bioclastiques et marnes vertes, séquence S4 (Chattien) ».

Pour résumer concernant les corrélations en bordure des feuilles La Palisse et Le Donjon.

La Palisse	Le Donjon
-	CFL – Colluvions de FL
p-IV - Formation du Bourbonnais. Plio-quadernaire	FL(1 à 3) – Formation du Bourbonnais
e-o-m5 – Membre calcaire dans e- o-m4. Oligocène supérieur	g2CM – Calcaires et marnes. Chattien
e-o-m4 – Sables et argiles. Oligocène ?	G2SA – Sables argileux verts. Chattien

Corrélations entre formations de part et d'autre de la limite NE entre les cartes La Palisse et Le Donjon.

À l'**Ouest**, la formation e-o-m4 se retrouve en vis-à-vis de la Formation du Bourbonnais (FL) (feuille Vichy) de la bordure nord de la feuille jusqu'au socle qui affleure au Sud. Vers l'Ouest sur la feuille Vichy, la formation FL surmonte l'Oligocène représenté par « g3MS – Sables, argiles, marnes alternées, généralement vertes. Oligocène ». Celle-ci se corrèle bien à e-o-m4 (Sables et argiles verts et ocre). De même, des calcaires apparaissent au sommet de la série oligocène avec « g3C1 – Calcaires concrétionnés, calcarénites, marnes. Oligocène supérieur » qui pourrait correspondre à e-o-m5 (cf. *supra*). Entre g3Ms et g3C1, sur la feuille Vichy, une formation est ajoutée : « g3M – Marnes et calcaires beiges, marnes et argiles verts à Cypris. Oligocène supérieur », que nous n'avons pas distinguée sur la feuille La Palisse.

Pour résumer concernant les corrélations en bordure des feuilles La Palisse et Vichy.

La Palisse	Vichy
-	FL – Formation du Bourbonnais
e-o-m5 – Intercalations d’argiles et marnes vertes à nodules calcaires et niveaux de calcaires lacustres compacts. Oligocène supérieur	g3C1 - Calcaires concrétionnés, calcarénites, marnes. Oligocène supérieur
e-o-m5 & e-o-m4 <i>pro parte</i> ?	g3M – Marnes et calcaires beiges, marnes et argiles vertes à Cypris. Oligocène supérieur
e-o-m4 – Sables et argiles vertes et ocre. Oligocène ?	g3MS - Sables, argiles, marnes alternées, généralement vertes. Oligocène

À l’Est, nous avons cartographié la formation e-o-m4 sur toute la hauteur de la feuille à l’exception d’un passage local de la Formation du Bourbonnais vers son milieu. La corrélation avec la feuille Charlieu est parfaite au Nord ; la formation e-o-m4 se trouve en vis-à-vis de la formation « gS – Argiles, argiles et sables intercalés. Oligocène ». De même, l’apparition de la Formation du Bourbonnais vers le milieu se retrouve sur la feuille Charlieu avec « p-IV – Sables et argiles de la forêt de Lespinasse » qui sont décrits dans la notice comme la base de la Formation du Bourbonnais (Bouiller *et al.*, 1990b). Une légère différence intervient dans la partie sud : en vis-à-vis de e-o-m4 (feuille Lapalisse), R. Bouiller *et al.* (1990a) cartographient des colluvions (CRg/gM) sur substrat carbonaté « gM – Calcaire, argiles, marnes à nodules calcaires. Oligocène ». gM peut se corrélérer à e-o-m5 qui prendrait donc une extension beaucoup plus importante vers l’Est.

On retiendra néanmoins, comme point de cohérence entre les deux cartes, qu’elles reportent de l’Oligocène supérieur (affleurant ou colluvionné) sur la quasi-totalité de leur bordure commune, avec interruption locale par du Plio-Quaternaire (Formation du Bourbonnais) en milieu de carte.

Pour résumer concernant les corrélations en bordure des feuilles La Palisse et Charlieu.

La Palisse	Charlieu
p-IV – Formation du Bourbonnais	pIV – Formation du Bourbonnais (partie basale)
e-o-m4 – Sables et argiles vertes et ocre. Oligocène ?	Au Sud - CRg/gM – Colluvions Calcaire, argiles, marnes à nodules calcaires. Oligocène
e-o-m4 – Sables et argiles vertes et ocre. Oligocène ?	Au Nord - gS – Argiles, argiles et sables intercalés. Oligocène

Au Sud, la formation e-o-m4 affleure depuis le socle jusqu'au coin SE de la carte. Côté sud, sur le territoire de la feuille Mayet-de-Montagne (Baras et Bouiller, 1978), elle se trouve en vis-à-vis de la formation « g – Sables argileux et argiles. Oligocène ». Les deux cartes sont donc parfaitement cohérentes.

Pour résumer concernant les corrélations en bordure des feuilles La Palisse et Le Mayet-de-Montagne.

La Palisse	Le Mayet-de-Montagne
e-o-m4 – Sables et argiles vertes et ocre. Oligocène ?	g – Sables argileux et argiles

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LES STRUCTURES

Structures magmatiques

En dépit de conditions d’affleurement assez médiocres, les mesures réalisées sur les phénocristaux de feldspath alcalin et les enclaves, dans toute la partie septentrionale de la Montagne Bourbonnaise (Peyrel, 1981), mettent en évidence une organisation planaire inclinée au maximum de 30° environ vers le Nord ou le NNW et le plus souvent proche de l’horizontale. Celle-ci matérialiserait l’écoulement magmatique. À l’échelle de la carte Lapalisse, les mesures effectuées sur les feldspaths alcalins, biotites ou enclaves montrent une forte inclinaison (50 à 90°) et une dispersion en azimut. Les mesures sont peu nombreuses du fait de mauvaises conditions d’affleurement et du caractère fréquemment isotrope des granitoïdes. Ceci peut néanmoins suggérer que certaines zones des massifs granitiques de la feuille se seraient écoulées à la verticale, la structure d’ensemble de type batholite faisant se succéder des zones diversement orientées, de la verticale à l’horizontale.

Une autre structure planaire s’ajoute aux précédentes, il s’agit d’un réseau de joints, peu inclinés quasi-parallèles à la foliation magmatique, lorsque celle-ci existe, auquel se superpose un autre système de joints perpendiculaires, donc proches de la verticale. Le réseau vertical est orienté NNW au SE de la feuille et plutôt NNE au NE. Les joints verticaux sont parfois occupés par les filons, principalement des microgranites, des aplites et très accessoirement des pegmatites peu épaisses.

Les joints horizontaux sont le plus souvent dépourvus de tout filon. Les joints sont l'expression mécanique de la contraction du granite lors de son refroidissement.

Structures tectoniques

À l'échelle régionale, les granites de la Montagne Bourbonnaise constituent un horst encadré à l'Ouest et à l'Est respectivement par les limagnes ou bassins de Clermont-Ferrand et de Roanne. L'âge de ces bassins s'étage de l'Eocène supérieur à l'Actuel et la subsidence a été plus forte dans le bassin de Clermont-Ferrand que dans celui de Roanne. Les failles du Sichon et de Roanne, qui limitent le horst respectivement à l'Ouest et à l'Est, sont orientées NNW. Elles sont associées à d'autres accidents majeurs de même orientation qui découpent le horst en trois grands compartiments. On distingue d'Ouest en Est : les failles de Lachaux et de la Besbre qui déterminent trois compartiments ceux de Lachaux, des Bois Noirs et d'Arfeuilles (Fig. 1).

Les compartiments ont joué les uns par rapport aux autres (Cuney, 1978), tantôt en décrochement tantôt verticalement : les compartiments de Lachaux et des Bois Noirs ont basculé vers le NNW autour d'un axe horizontal dirigé EW : le compartiment d'Arfeuilles (ou des Monts de la Madeleine) est resté horizontal tout en couissant vers le SSE d'une dizaine de kilomètres. La tectonique serait d'âge alpin selon M. Cuney (1978), mais rien ne s'oppose à ce que ces failles aient été au moins esquissées dès la fin de l'orogénèse varisque.

SYNTHÈSE GÉOCHRONOLOGIQUE

Antérieurement à l'établissement de cette carte, on disposait d'âges radiogéniques sur le granite du Mayet-Arfeuilles et celui des Bois Noirs. Ces derniers portent sur la partie méridionale de la zone des Bois Noirs (feuille Noirétable), assez loin des Monts de la Madeleine.

Granite du Mayet-de-Montagne

Le granite métamorphose thermiquement les formations sédimentaires du Bassin de Ferrières-sur-Sichon (feuille Le Mayet-de-Montagne), d'âge viséen inférieur (Binon 1988) (Fig. 1). Le volcanisme d'âge viséen supérieur pourrait aussi être touché, cependant les observations de terrain ne permettent pas de l'affirmer.

L'âge obtenu par J. Didier et J.-Y. Peyrel (1981) sur 2 échantillons du granite de Droiturier et 4 échantillons du granite du Mayet-Arfeuilles par la méthode Rb/Sr sur roche totale est de 297 ± 11 Ma ($Sr_i = 0,70903 \pm 0,0007$), soit le sommet du Stéphanien.

M. Binon et C. Pin (1989) ont utilisé les méthodes Rb/Sr et U/Pb. En Rb/Sr, le granite porphyroïde du Mayet a donné un âge de 322 ± 33 Ma ($Sr_i = 0,7087 \pm 10$, MSWD = 1,51), soit Namurien. Les échantillons de granite du Mayet sont les mêmes que ceux utilisés par J. Didier et J.-Y. Peyrel (1980) avec ajout de deux nouveaux échantillons et sans prendre en compte les analyses effectuées sur le granite de Droiturier. En tenant compte des enclaves, à l'exception des types « subalcalins », et en supposant une homogénéisation isotopique, l'âge obtenu est de **327 ± 8 Ma** ($Sr_i = 0,7084 \pm 3$, MSWD = 4,28). En ajoutant les enclaves « subalcalines », soit en tout 6 échantillons de granites et 16 d'enclaves, l'âge est de **328 ± 4 Ma** ($Sr_i = 0,7084 \pm 1$, MSWD = 3,10). Cet âge précis valide l'hypothèse d'homogénéisation isotopique envisagée par les auteurs. Ceux-ci proposent en conséquence un âge de mise en place du granite du Mayet vers 330 Ma, c'est-à-dire au Viséen supérieur.

L'échantillon daté par la méthode U-Pb provient de la région de Châtelus, au Nord du massif. La présence de plomb commun dans les zircons analysés a nécessité diverses corrections, pour un âge finalement établi à **$331 +21/-14$ Ma** en bon accord avec celui obtenu en Rb-Sr. Les enclaves sub-alcalines seules ont donné **332 ± 9 Ma**. Le granite du Mayet et les autres types

d'enclaves 327 ± 4 Ma, le granite, enclaves incluses, 328 ± 4 Ma. En conséquence, les auteurs retiennent un âge de 330 Ma (sommet du Viséen) pour le granite du Mayet.

Signalons que Y. Vialette (1965) a daté un microgranite filonien de la région de Châtel-Montagne à 270 ± 25 Ma (méthode Rb/Sr), soit la limite Autunien-Saxonien.

Granite des Bois Noirs

L'âge obtenu par M. Binon et C. Pin (1989) par la méthode Rb-Sr est de 328 ± 6 Ma ($Sr_i = 0,703 \pm 8$, MSWD = 2,79), comparable à celui obtenu par la même méthode sur le granite du Mayet.

En U/Pb, la présence de plomb commun a nécessité différentes corrections. Un âge de $313 +12/-9$ Ma (Westphalien) est obtenu, 15 Ma plus jeune que l'âge Rb-Sr, et que celui du granite du Mayet.

Âges nouveaux

Les datations nouvelles (cf. *supra* et Annexes 1 et 2) sont globalement cohérentes avec les précédentes : 1/ environ 330 Ma pour le granite du Mayet-Arfeuilles, confirmé par 3 datations (Rb-Sr, U-Pb, U-Th-Pb). Nos nouvelles données indiquent un âge identique pour le granite de Droiturier ; 2/ un âge vers 330 Ma est indiqué par deux datations (Rb-Sr et U-Pb) sur le granite des Bois Noirs (Madeleine). Par contre, un âge U-Th-Pb (monazite) un peu plus vieux (341 ± 4 Ma) pourrait suggérer une légère antériorité relativement à ceux de Mayet-Arfeuille et Droiturier.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

GÉODYNAMIQUE VARISQUE

Nous examinerons successivement l'évolution propre au horst du Forez que l'on replacera dans l'évolution tectonique d'ensemble du NE du Massif central.

Constitué principalement d'un ensemble de granites tardi-orogéniques (période « néovarisque » de Chantraine *et al.*, 2003, cf. *supra*) décalés en bloc vers l'Ouest ou le NW par le décrochement ductile senestre de l'Hermitage (Barbarin, 1983) (Fig. 1), le horst du Forez recèle également des terrains volcaniques et sédimentaires antérieurs aux intrusions (*i.e.* > 330 Ma) que celles-ci recoupent et métamorphisent (Fig. 1). Malgré les difficultés d'observation, R. Di Nota (1970) et M. Binon (1988) y décrivent quatre ensembles qui se succèdent dans le temps :

- 1- *Le Complexe andésitique.* Il est représenté par des lentilles calcaires et surtout par des tufs andésitiques et des laves calco-alcalines (andésites et basaltes) apparentés au volcanisme de marge active. Sur des arguments indirects, un âge dévonien supérieur est attribué à cet ensemble : le complexe andésitique « repose » - sans que la nature du contact soit précisée - sur un substratum d'âge indéterminé composé de gneiss et de migmatites à cordiérite dont le sommet est constitué par des micaschistes. Ces derniers, comme le Complexe andésitique, sont métamorphisés dans des conditions épizonales.
- 2- *La Formation schisto-gréseuse et conglomératique.* Cet ensemble sédimentaire est de type flyschöïde, avec préservation fréquente de figures sédimentaires telles que granoclassesments et figures de charge. Des cherts, lydiennes

et lentilles de calcaires récifaux (olistolithes ?) datés du Viséen (Michel-Levy, 1908), forment la partie supérieure de la formation.

Les deux ensembles décrits ci-dessus sont déformés ductilement par deux phases synschisteuses :

- 1- La première est de type isoclinal, à plan axiaux horizontaux ou déversés vers le Nord.
- 2- La seconde, la plus visible, est synmétamorphe et épizonale, et détermine la structure d'ensemble. Il s'agit de plis synschisteux métriques à plurimétriques orientés N80 à N120 et déversés vers le Nord de 40° en moyenne. Ils sont accompagnés d'une linéation d'intersection et d'une linéation d'étirement coaxiales de l'axe des plis, la dernière allongeant, entre autres, les galets du conglomérat. La tectonique est intra-viséenne et antérieure au Viséen moyen (cf. *infra*).
- 3- Au-dessus des deux formations précédentes repose en discordance la *Formation des poudingues* à faciès Culm, beaucoup moins déformée et peu métamorphique, et reprenant des galets de l'ensemble inférieur, tels les grès et les calcaires récifaux. Dans cet étage, des grès calcareux ont livré une faune marine du Viséen moyen (Murchison, 1851 ; Chichery, 1937).
- 4- Sur les poudingues, vient l'*Ensemble des rhyolites, rhyodacites et tufs ignimbrtiques* appelés aussi « Tufs anthracifères » du fait de la présence de rares couches de charbon qui y sont interstratifiées. Les tufs sont également associés à des intercalations de conglomérats et de schistes datés du Viséen supérieur (Productus et débris végétaux, Chichery, 1937). Ce volcanisme est d'affinité calco-alcaline, avec une origine au moins en partie crustale (Ledru *et al.*, 1994). La déformation, peu intense et identique à celle observée dans la Formation des poudingues sous-jacente, est interprétée comme la conséquence d'une phase épirogénique.

À une échelle plus vaste, les analogues de ces ensembles sédimentaires et volcaniques épimétamorphiques du Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur se trouvent dans d'autres secteurs du NE du Massif Central : Beaujolais, Morvan et Lyonnais. Vers le Sud, en Montagne Noire, dans les Monts de Lacaune et dans l'Albigeois, les formations paléozoïques bien datées du Cambrien au Stéphanien ont peu de traits communs avec les séries du NE du Massif Central, du point de vue stratigraphique, sédimentologique ou structural (Feist *et al.*, 1994), en particulier par leur pauvreté en roches, roches volcaniques.

Dans le Beaujolais et le Morvan, deux épisodes sédimentaires et structuraux successifs sont mis en évidence (Berthaux et Rubiello, 1981 ; Feist *et al.*, 1994) :

- 1- Le premier au Dévonien supérieur - Carbonifère basal est caractérisé par une sédimentation marine suivie par l'émission de basaltes et d'andésites calco-alcalins témoins d'une extension crustale (bassin ensialique) (Bébié, 1970). Cet épisode s'achève par une phase compressive au Viséen (plissements et décrochements superficiels).
- 2- Le second se traduit par des dépôts sédimentaires de faciès Culm datés du Viséen moyen et recouverts par des complexes volcano-sédimentaires (Tufs anthracifères, tufs ignimbricitiques, rhyolites *etc.*) du Viséen supérieur.

C'est dans cet édifice, comme dans la Montagne Bourbonnaise, que se mettent en place les granites tardi-tectoniques de deux types (Fig. 3) : 1/ sub-alcalins et d'origine mixte (croûte et manteau), 2/ alumino-potassiques et d'origine crustale (Ploquin et Stussi, 1994). Enfin, compte tenu de leurs âges de mise en place voisins, les granites et volcanites acides du complexe volcano-sédimentaire sommital sont sans doute à considérer comme l'expression d'un seul et même événement tectono-magmatique ayant entraîné une fusion partielle généralisée de la croûte continentale (Binon et Pin, 1988).

Concernant les Monts du Lyonnais, trois unités charriées superposées de degré de métamorphisme très varié (éclogites, migmatites *etc.*) sont distinguées (Ledru *et al.*, 1994) dont la plus élevée, l'unité de La Brévenne, contient d'anciens basaltes de type « océanique » sans reliques éclogitiques (Sider et Ohnenstetter, 1986). L'unité de la Brévenne, datée du Dévonien supérieur à Dévono-dinantion (cf. Faure *et al.*, 1997), est structurée par la seule phase bretonne. Quant au Carbonifère (Viséen inférieur et supérieur), à matériel sédimentaire et volcano-sédimentaire, très proche des terrains de même âge décrits dans le Forez, le Beaujolais ou le Morvan, il repose normalement (ou anormalement ?) sur les terrains plus anciens (dont l'unité de la Brévenne) (cf. Chantraine *et al.*, 2003).

La Montagne Bourbonnaise, le Morvan, le Beaujolais et le Lyonnais ont d'autres points communs : 1/ le Tournaisien (~ 360-345 Ma) manque en totalité ou en partie ; 2/ le substrat métamorphique, mis à part l'unité de La Brévenne, y est comparable.

Dans le débat précédent, l'âge exact de la série de la Brévenne est un point essentiel (cf. Ledru *et al.*, 1994). L'âge dévonien est désormais bien admis ce qui conduit à envisager la succession de plusieurs épisodes d'extension/océanisation dans l'évolution du domaine interne varisque. Il est ainsi possible d'envisager, postérieurement à un premier cycle orogénique, la création d'un nouveau domaine océanique d'extension limité (bassin de la Brévenne) en marge d'une zone continentale plus ou moins émergée, représentée par le substrat recouvert par les formations dévoniennes du Forez-Beaujolais-Morvan sur laquelle se développe un arc magmatique (Faure *et al.*, 1997). Ce système fonctionnera environ 25 Ma pour se fermer au Viséen dans un contexte d'intense magmatisme (granites, volcanisme acide) d'origine essentiellement crustale.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

L'histoire géologique postérieure au Paléozoïque, dans la région du Forez, est très mal connue. Dans le Bassin de Paris, le Trias est une longue période où dominent des paysages continentaux secs, avec de grands fleuves dont les dépôts conglomératiques à argileux (décantation) traduisent la fin du démantèlement de la chaîne varisque. Aucune roche de cet âge n'est connue dans la région cartographiée.

De même, aucun dépôt jurassique n'a été trouvé sur le territoire de la feuille Lapalisse. Néanmoins, des travaux basés sur des datations paléomagnétiques d'altérites ferrugineuses (cuirasses) en place (Ricordel, 2007 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010) démontrent que les formations classiquement attribuées par défaut à un « infra-Oligocène » (car antérieures à la création des bassins des limagnes) ont des âges très variés dont les plus anciens seraient de 180 millions d'années (sommet du Jurassique inférieur, Toarcien). Ces roches sont des horizons d'altérites en place de type cuirasse latéritique ou des dépôts terrigènes riches en fer (« Sidérolithique »).

Dans la notice de la feuille Charolles (623), au NE du territoire de celle de Lapalisse, M. Donzeau *et al.* (2006b) considèrent que la région aurait pu être ennoyée sous une mer peu profonde pendant le Lias et le Dogger, avec apport de sédiments silico-calcaires en rupture avec les apports terrigènes du Trias. Selon ces mêmes auteurs, aucune trace ne subsiste d'éventuels sédiments marins d'âge plus récent que le Dogger. Les premiers dépôts marins seraient sinémuriens et le sommet de la série serait bathonien dans la région de Charolles et oxfordien dans celle de Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2006b). Les formations suivantes sont des argiles d'altération (« argiles à chailles ») dont l'âge n'est pas contraint.

Au cours du Crétacé supérieur et au Paléocène, la compression pyrénéenne provoque des déformations de grande longueur d'onde et de faible amplitude (quelques centaines de

mètres) dans le domaine continental situé au Nord de la chaîne (Wyns et Guillocheau, 1999 ; Guillocheau et Wyns, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 2000 ; Bonnet *et al.*, 2000). Durant le Paléogène, la région de Lapalisse est continentale et soumise à des climats chauds et humides, propices à une intense altération et à l'existence de fleuves et de lacs importants et actifs, en régime subsident. Les Limagnes font partie de ces zones de subsidence où vont s'enregistrer les différentes étapes de l'évolution des paysages de la région (Simon-Coinçon *et al.*, 1983, 2000 ; Thiry et Simon-Cinçon, 1996 ; Thiry et Dupuis, 2000 ; Wyns *et al.*, 2003 ; Wattine, 2004).

On constate ainsi l'existence d'un ensemble d'altérites sur le Forez dont une partie s'est formée avant ou en même temps que les premiers sédiments fluviaux (et/ou fluvio-lacustres) des limagnes et attribués à l'Eocène. Dès cette époque, un intense décapage des formations d'altération est attesté (Giot *et al.*, 1976 ; Wattine, 2004) et contribue au remplissage des Limagnes.

Ces zones de subsidence sont aussi propices à la mise en place de grands lacs, notamment à l'Oligocène, qui déterminent des milieux lacustres où se déposent des argiles de néoformation (smectites) et des carbonates dont l'âge monterait jusqu'au Miocène inférieur (Wattine, 2004 ; Giot *et al.*, 1976 ; Donzeau *et al.*, 2006b), avec parfois de véritables constructions biologiques et la présence de calcrêtes pédologiques en situation de berges.

D'autres travaux (Rey, 1971, 1979 ; Gorin, 1975 ; Giot *et al.*, 1976 ; Hugueney, 1997 ; Hugueney *et al.*, 1999 ; Wattine, 2004 ; Renfer et Wernert, 2005) montrent que les deux limagnes présentes sur le territoire de la feuille Lapalisse (Bassin de Roanne et Limagne bourbonnaise) sont composées de 6 séquences sédimentaires (Fig. 5). Cette stratigraphie découle essentiellement de l'étude de sondages mais s'avère difficile à contrôler sur le terrain considérant le caractère parfois ubiquiste des faciès (ex. : sables et conglomérats par exemple). Il peut dès lors être aléatoire d'attribuer un dépôt à une des 6

séquences. Cette difficulté est d'autant plus marquée que ce sont en partie les faciès fluviatiles qui peuvent être érosifs sur leur base et très variables latéralement. La cartographie proposée sur la feuille de Lapalisse reste entachée de ces limites d'attribution, tous les niveaux ne fournissant pas de marqueurs stratigraphiques fiables et courants.

À l'issue de la période Oligocène – (Miocène), le dépôt de la formation plio-quadernaire du Bourbonnais signale une reprise de l'érosion fluviale des monts granitiques environnant les limagnes. Cette phase d'érosion et sédimentation fluviale intervient après une lacune de l'ordre de 15 millions d'années (approximativement le Miocène) dont le paysage nous est largement inconnu. La Formation du Bourbonnais repose en discordance sur les séries antérieures des limagnes. Étudiée de longue date (de Launay, 1923 ; Etienne, 1977 ; Le Griel, 1983), elle a été reprise par J. Tourenq (1986, 1989) qui y a mis en évidence des apports autres que ceux de l'Allier et la Loire de l'époque, en relation avec le volcanisme montdorien. Staurotide, sphène et quartz signalent les sédiments de l'Allier, l'andalousite et la sillimanite sont diagnostics de la Loire. La contribution volcanique montdorienne a permis de caler le dépôt de la Formation du Bourbonnais entre 3,07 et 1,94 Ma, soit du Pliocène au Pléistocène ancien.

Les périodes froides qui alternent, depuis 2,5 millions d'années (Quaternaire), avec des périodes interglaciaires (> 20 cycles climatiques) et l'alternance de phases de gel et dégel, ont induit une intense dynamique de versant mettant en jeu des mouvements lents tels que la solifluxion, la gélifluxion ou la cryoreptation. Outre la mobilisation des versants, les dégels déterminent de très importants afflux d'eau dans les rivières, permettant le transit d'éléments grossiers (galets) initialement présents sur les versants. Ces alluvions grossières se sont peu à peu étagées dans les principales vallées, dont la taille est à l'image de ces écoulements périglaciaires. La tectonique s'est superposée à cette dynamique superficielle en provoquant des déformations qui peuvent être encore actives (Donzeau *et al.*, 2006b). Finalement, un autre facteur susceptible de perturber

l'organisation initiale des terrasses alluviales est la déformation thermique due aux phénomènes volcaniques régionaux (dilatation et rétraction thermique). Tout ceci rend la cartographie des alluvions très délicate, particulièrement pour ce qui concerne leur organisation stratigraphique.

Les dernières phases froides antérieures au Pléistocène supérieur (au Saalien *s.l.*) se marquent par des restes d'alluvions en position latérale et surélevée par rapport au lit actuel des rivières. Ces dernières occupent des vallées à fond plat dont la taille, largement disproportionnée à l'écoulement actuel, a été acquise lors de la dernière phase froide du Pléistocène supérieur (Weichsélien). L'interglaciaire actuel, l'Holocène, qui débute il y a environ 10 000 ans, se marque par un remplissage des vallées par des fines et des écoulements de ruisseau très limités par rapport à ce qu'ils étaient durant les périodes froides. De même sur les versant, les mouvements sont désormais inexistantes ou très limités.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

HYDROGÉOLOGIE

Données climatiques

Les données climatiques fournies par les postes pluviométriques de Lapalisse et Le Donjon dans les années 2000 sont reproduites dans la notice de la feuille Le Donjon (Delfour *et al.*, 2009). La répartition saisonnière est la même sur ces deux postes. Elle est de type océanique atténuée, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées. On note seulement deux maximums, assez rapprochés et peu marqués : la fin du printemps (mai et juin) et la fin de l'été (août et septembre). Les

hauteurs moyennes annuelles de précipitations à Lapalisse sont de l'ordre de 800 mm.

À la station météorologique de Vichy – Charmeil (<https://www.infoclimat.fr/climatologie/normales-records/1991-2020/vichy-charmeil/valeurs/07374.html>), la température annuelle moyenne calculée pour la période 1981-2010 est de 11,3°C, avec un minimum au mois de janvier (3,5°C) et un maximum au mois d'août (19,5°C) et le cumul de précipitations est de l'ordre de 780 mm, ce qui est cohérent avec les chiffres donnés plus haut pour Lapalisse.

Pour la période 1991-2020, les chiffres sont les suivants : température moyenne 11,7°C, minimum 4°C (janvier) et maximum 20,2°C (mois d'août), cumul de précipitations 770°C.

En 2022, une sécheresse extrêmement sévère a sévi sur la France, et une grande majorité des départements se sont trouvés en état d'alerte plus ou moins sévère. Les cartes publiées par les préfectures de l'Allier https://www.allier.gouv.fr/IMG/pdf/restrictions_usages_eau_08_082022.pdf et de la Loire https://www.loire.gouv.fr/IMG/pdf/carte_secheresse.pdf, plaçaient ses départements en état d'alerte renforcée, voire de crise, à l'exception notable des territoires de la Besbre et du Roannais, placés en simple alerte. La quasi-totalité de la feuille Lapalisse se place dans ces deux territoires ce qui témoigne d'une certaine « résistance » à la sécheresse.

Ressources exploitées

Le périmètre de la feuille Lapalisse inclut en partie ou en intégralité 36 communes, mais certaines pour une fraction très limitée de leur territoire. Si on ne considère que les principales localités, la distribution de l'eau potable est assurée par trois entités (Fig. 15) : 1/ le SIVOM de la vallée de la Besbre à l'Ouest (secteur de Lapalisse) ; 2/ le Syndicat des eaux de la Teysonne à l'Est (secteur de La Pacaudière) ; 3/ la Roannaise de l'eau pour quelques communes de la partie SE de la carte.

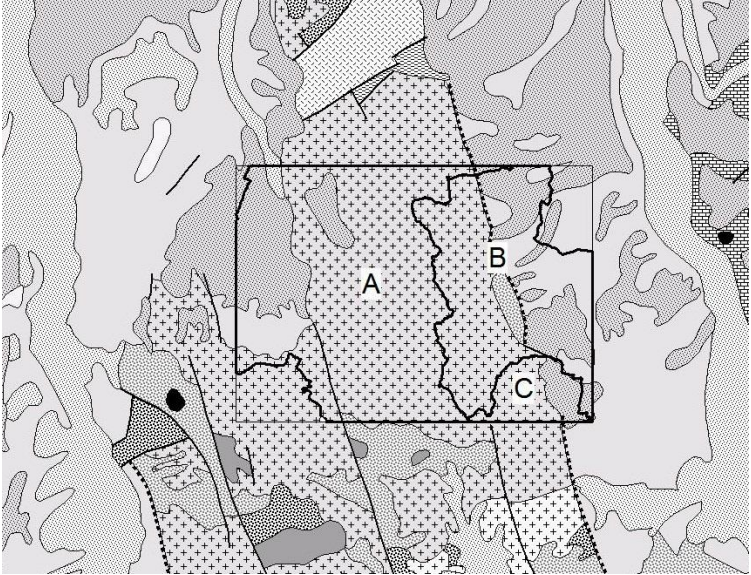


Fig. 15 - Territoires des principaux organismes en charge de la distribution d'eau potable dans l'emprise de la feuille Lapalisse avec fond géologique issu de la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine *et al.*, 2003). Voir Fig. 1 pour la signification des figurés. A – SIVOM de la vallée de la Besbre ; B – Syndicat des eaux de la Teyssonne ; C : Roannaise des eaux.

Les syndicats de la Besbre, comme celui de la Teyssonne, couvrent des territoires situés à cheval entre le Forez et Limagne (Limagne Bourbonnaise dans le premier cas et bassin du Roannais dans le second) (Fig. 15) et sont donc susceptibles d'exploiter des ressources dans des environnements de socle ou de bassin sédimentaire. Notons que dans le cas de la Roannaise des eaux, la ressource principale est fournie par deux barrages : les barrages du Rouchain et du Chartrain, situés dans le bassin amont de la Renaison, environ 10 km au Sud de la feuille Lapalisse et au sein du socle du Forez. Néanmoins, cette société exploite également quelques sources au SE du territoire de la feuille Lapalisse.

Le SIVOM de la vallée de la Besbre dispose de différentes ressources qui sont, par ordre d'importance de leur production (<https://www.sivom-vallee-besbre.fr/Files/124143/18111708441039.pdf>) :

- 1- La nappe alluviale de la Loire (située hors du périmètre de la feuille Lapalisse) (~ 38 % des volumes prélevés en 2016).
- 2- La nappe alluviale de la Bresbre (~ 49 % des volumes prélevés), exploitée au lieu-dit « le Moulin Marin » en bordure de rivière et moins d'1 km au Nord de la feuille Lapalisse.
- 3- Différentes sources de la Montagne Bourbonnaise (13 % des volumes prélevés) qui alimentent trois localités situées dans la partie la plus élevée (au Sud) de la carte.
- 4- Une prise d'eau située sur le ruisseau du Coindre, hors du périmètre de la carte.

Sur le territoire de la carte, les forages de Moulin Marin constituent la principale source d'alimentation en eau potable. Leurs caractéristiques sont précisément décrites dans la notice de la feuille Le Donjon (Delfour *et al.*, 20009) dont nous avons extrait le passage suivant. « *Ce champ captant comporte 5 puits (indices nationaux : 622 5X 12, 13, 14, 15 et 16) et il est autorisé à prélever jusqu'à 310 m³/h et 7 440 m³/jour. Les alluvions y reposent sur les formations oligocènes. Les études d'implantation du 5^{ième} puits en 1993 (prospection électrique, forages de reconnaissance, pompages d'essai) ont montré que les alluvions de la Besbre au Moulin Marin ont une épaisseur comprise entre 5 et 8 m et sont constituées de 3 à 5 m de sables et graviers surmontant 1 à 3 m de sables argileux. Les transmissivités sont comprises entre 1,7 et 8,13.10⁻³ m²/s et les perméabilités entre 1,1 et 2,3.10⁻³ m/s ».*

« *Du point de vue physico-chimique, les eaux de ce champ captant sont légèrement acides (pH de 6,4) et ferrugineuses ce qui est assez habituel dans les nappes alluviales. On note aussi des teneurs en arsenic, certes inférieures à la concentration maximale admissible -10 µg/l, mais malgré tout non*

negligéables (moyenne sur 6 prélèvements : 6 µg/l avec un maximum de 8 µg/l) ; ces teneurs ont des causes naturelles, la Besbre prenant sa source dans une zone où le socle contient par endroits de fortes teneurs en arsenic (inventaire national géochimique et C. Bertin et J. Barbier : « Cartographie de l'aléa arsenic dans les eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable de la région Auvergne », rapport BRGM/RP-53427-FR, mars 2006) ».

Le Syndicat des eaux de la Teyssone exploite 18 sites, principalement des sources ou ruisseaux situés en zone de montagne ou de plaine (<https://eau.selectra.info/collectivite/80129>).

La Roannaise des eaux exploite des sources sur le territoire des communes d'Ambierle et Saint-Rirand, dans le socle granitique du SE de la carte.

À l'échelle de la carte, les principales ressources actuellement exploitées sont donc :

- 1- L'eau de surface (rivières et sources).
- 2- Les alluvions de rivières d'importance suffisante (Besbre principalement).

Autres ressources

Un inventaire très complet des ressources de la région est disponible dans la notice explicative de la feuille Le Donjon (Delfour *et al.*, 2009).

Les potentialités aquifères de la Formation du Bourbonnais y sont décrites de façon très détaillée mais ceci ne concerne pas la feuille Lapalisse dans la mesure où cette unité y est très peu représentée.

Deux autres types de ressources méritent d'être examinées :

- 1- Celles du socle granitique.

2- Celles des sédiments tertiaires des bassins des limagnes.

Socle granitique

La quasi-totalité du socle de la feuille Lapalisse est constituée de granitoïdes de lithologie homogène. On peut donc penser que la typologie des ressources en eau y est relativement constante. Ces ressources sont liées : 1/ aux altérations de surface ou de faible profondeur, qui développent des produits à porosité d'interstices (arènes) ; 2/ aux zones de fractures. Celles-ci, en général en charge, jouent le rôle de drains pour les eaux contenues dans les altérites sus-jacentes (Delfour *et al.*, 2009).

L'altération des granites produit un matériau de nature sableuse (arène), à argileuse si elle est très poussée (allotérites, cf. *supra*). Les altérites ont été cartographiées sur la feuille Lapalisse sans qu'il ait été possible d'en préciser la nature et encore moins l'épaisseur (cf. *supra* § « Description des terrains »). Ces matériaux nappent le substrat sur une épaisseur variable (de 0 à plusieurs mètres, parfois plus de 10 m), difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique, sondages). Leur porosité d'interstices est non négligeable (quelques % pour ce qui est de la porosité efficace) lorsqu'ils sont sableux. Les altérites sont donc susceptibles de renfermer des volumes d'eau conséquents et d'autant plus que le manteau est épais et étendu. Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait de perméabilité jamais importantes induites par la présence de minéraux d'altération argileux. Les altérites évoluées, de nature argileuse, ont une porosité et une perméabilité très faibles et des ressources en eau pratiquement nulles (Delfour *et al.*, 2009).

Les eaux souterraines contenues dans les altérites ou dans la roche fissurée donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit et les surfaces piézométriques sont peu profondes ; elles suivent globalement la surface topographique (Delfour *et al.*, 2009). Différentes sources sont exploitées dans

le bâti granitique de la feuille Lapalisse, mais il ne semble pas y exister de captage d'AEP.

Sur le territoire de la feuille voisine de Le Donjon, J. Delfour *et al.* (2009) mentionnent la grande fluctuation des nappes liées aux altérites qui remontent à chaque épisode de pluies notable, y compris en été si l'épisode est vraiment important. Les mêmes auteurs indiquent que les eaux contenues dans les altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

Sur la feuille Lapalisse la ressource en eau du socle liée à des fractures profondes n'est pas connue. J. Delfour *et al.* (2009) signalent des possibilités de débits de quelques m³/h à quelques dizaines de m³/h ce qui est assez faible.

Formations cénozoïques (Oligocène et Miocène)

Le texte suivant est repris de la notice de la feuille Le Donjon (Delfour *et al.*, 2009) où ce sujet a été discuté en détail. « *Les formations cénozoïques, au vu de leur lithologie, pourraient contenir quelques ressources en eau souterraine. Elles sont constituées de niveaux le plus souvent argileux ou marneux, donc peu perméables, mais la série présente d'assez nombreux niveaux de sables et même parfois de calcaires. Ces niveaux ont été recoupés par des sondages de la COGEMA, parfois sur la totalité de la série tertiaire, dont la base se situe en général vers 100 à 150 m de profondeur. Dans la Limagne de Montbrison de telles sondages ont permis des observations hydrogéologiques intéressantes : certains ont recoupé, parfois à plus de 100 m de profondeur, des niveaux aquifères artésiens avec des débits pouvant dépasser 10 m³/h (valeur maximum : 70 m³/h) ».*

Eaux thermales

Un établissement thermal existe sur le territoire de la feuille de Lapalisse, sis dans la localité de Sail-les-Bains, sur le bassin de Roanne à très peu de distance du socle du Forez. On pourra lire un historique détaillé de cet établissement dans un article du

journal « Le Pays » libre d'accès sur internet (https://www.le-pays.fr/france-monde/actualites/les-eaux-de-sail-ont-cesse-de-jaillir_13626549/). Son activité (thermes et production d'eau) qui semblait très prometteuse s'est arrêtée en 2006. En 2021, un article du même journal signale un projet de reprise du site (https://www.le-pays.fr/sail-les-bains-42310/actualites/les-eaux-de-sail-les-bains-vont-jaillir-a-nouveau_13955221/) qui ne semble pas effectif à la date de rédaction de cette notice.

À noter que la Base de Données du Sous-Sol (BSS) l'existence d'un forage (indice 06473X0003) réalisé en 1987 sur le site de l'établissement thermal à des fins d'exploitation d'eau pour embouteillage. La profondeur atteinte était de 61,5 m.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

Ressources minières

La Base de Données du Sous-Sol (BSS) répertorie 35 occurrences minières sur le territoire de la feuille Lapalisse dont la grande majorité est mentionnée comme « indice ». Aucune mine n'est actuellement en activité et quelques prospectes et exploitations (fluorine – barytine, cuivre – plomb, fer) ont existé dans le passé. Les substances mentionnées sont essentiellement la barytine et la fluorine (23 occurrences), souvent associées, plus rarement l'uranium et quelques autres métaux de façon assez anecdotique. Le site InfoTerre du BRGM (<https://infoterre.brgm.fr/>) fournit des fiches descriptives de toutes ces occurrences, issues des travaux de l'Inventaire Minier National.

Barytine, fluorine

La barytine et la fluorine se présentent parfois en occurrences spécifiques, mais dans majorité des cas, ces deux substances sont associées au sein de minéralisations de type filonien.

Quelques occurrences significatives existent, dont un gîte anciennement exploité et un autre qui a fait l'objet d'une prospection détaillée.

Le premier se situe au lieu-dit Régnier, sur la commune de Nizerolles (SW de la feuille), au sein du granite de Mayet – Arfeuilles. La minéralisation (indice BSS 06475X4001) a été suivie sur 2,5 km. Elle correspond à une grande structure granitique broyée de 70 à 100 m de large, orientée NW-SE et composée essentiellement de silice et argile. Cette minéralisation semble se concentrer en deux colonnes principales inclinées vers le NW de 2 à 3 m de puissance et mesurant respectivement 200 et 400 m de long à l'affleurement (données BSS). Le site a été exploité entre 1972 et 1974. Il a fait l'objet de travaux de prospection assez poussés (dont sondages) qui ont permis d'estimer les réserves à 400 000 t de minerai à 70 % CaF_2 (données BSS). Outre la fluorine sont mentionnés de la galène (Pb), de la barytine et un peu d'Uranium.

Une liaison possible entre ce gîte et un indice de barytine - fluorine décrit sur la même commune à 1,5 km au NW (lieu-dit Rémond, indice BSS 06475X4015) est envisagée. Les deux occurrences sont effectivement alignées sur un même axe NW-SE conforme à l'orientation des structures. L'indice à barytine - fluorine est constitué de 3 filons sub-parallèles distants les uns des autres de quelques mètres. La barytine y est bien exprimée.

Un autre gîte significatif de type filonien à fluorine – barytine (lieu-dit Hauteville, indice BSS 06478X4001) se situe sur la commune d'Ambierle, au SE de la carte. Il a fait l'objet d'une prospection détaillée incluant de la géophysique, 46 sondages percutants, 6 sondages carottés à une profondeur de 60 m (Carroué, 1979). Ces travaux permettent d'estimer un tonnage probable de 270 000 t de tout-venant renfermant 40 000 t de fluorine et 150 000 t de barytine. Le tonnage possible serait de 500 000 t de tout-venant (Carroué, 1979).

Enfin, un autre gîte de type filonien à fluorine seule situé sur la localité d'Arfeuilles (indice BSS 06476X4001) est mentionné

comme renfermant 100 000 t de tout-venant susceptible de fournir du spath fluor métallurgique.

Aucun des autres indices de fluorine (très majoritairement de type filonien généralement avec barytine associée) répertoriés sur la feuille n'est mentionné comme significatif. Il s'agit de filons de quartz avec un peu de barytine. Les fiches de l'Inventaire Minier National qualifient ces occurrences de simples indices, la plupart sans intérêt économique ou d'intérêt limité.

Uranium

L'uranium a été activement prospecté par le CEA puis la COGEMA des années 50 jusqu'au début des années 80. Sur la seule carte Lapalisse, la BSS fournit les descriptifs d'une quinzaine de sondages de prospection pour U, tous localisés à l'Ouest de la feuille, dans la Limagne du Bourbonnais.

5 occurrences d'uranium sont documentées dans la BSS dont une placée au rang de « gîte ». Celui-ci se situe au lieu-dit « Les Coquets », sur la commune de Lapalisse. Il est décrit dans l'ouvrage de A. Poughon (1962) consacré aux minéralisations uranifères du Forez. L'auteur note que les indices découverts dans la plaine Bourbonnaise sont toujours situés près du contact granite – Oligocène, et correspondent à d'anciens lits fluviaux associés à des rivières qui s'écoulaient du Nord au Sud, c'est-à-dire du socle granitique (dans lequel se trouve le gisement de Bois Noirs-Limouzat décrit par M. Cuney, 1978) vers la plaine. Les eaux météoriques ont dissout l'uranium contenu dans le socle des Bois-Noirs pour le reprécipiter en contexte sédimentaire. D'après A. Poughon (1962), ce mécanisme pourrait être facilité par la présence d'un niveau latéritique d'âge éocène, dont le fer jouerait un rôle de catalyseur dans la précipitation de l'uranium. Aux Coquets, la minéralisation est liée aux matériaux fluviaux grossiers. La teneur moyenne du minerai est légèrement supérieure à 0,1 % pour un tonnage estimé à 40 000 t.

Dans un autre site, située dans la localité de Lapalisse, au lieu-dit « Les Minières » (indice BSS 06471X4004), ce sont des matières organiques liées à un ancien cimetière de vertébrés qui ont permis la fixation de l'uranium. Les teneurs sont élevées (1 %) mais la surface est faible, une centaine de mètres carrés (Poughon, 1962).

Les autres occurrences répertoriées sont tout à fait mineures et sans le moindre intérêt économique.

Cuivre, plomb

Une seule occurrence de cuivre et métaux associés (dont argent) est décrite sur la carte dans la commune du Crozet (indice BSS 06477X4001). Le gîte se situe dans le granite de la Madeleine, à proximité d'une zone à faciès porphyroïde. Sur la première édition de la carte géologique de Roanne à l'échelle 1/80 000 (Verrier, 1893), il s'inscrit dans un panneau enclavé de Viséen à faciès carbonaté non retrouvé lors des présents levés. Il s'agit d'une ancienne exploitation qui se développait sur 5 niveaux actuellement non accessible (puits bouchés, galerie d'écoulement murée). Les archives décrivent une structure filonienne « granitique » (porphyre et silice) subverticale et une disposition rubannée de la minéralisation avec carbonates de Cu prépondérants à l'éponte ouest, et carbonates de Pb + galène prépondérants à l'éponte est. Un contrôle mené en 1978 a montré que le filon occupe toute l'extension de l'enclave sans la dépasser. La production a été nulle ou faible et les réserves dans doute très faibles, même si aucun travail récent n'a été effectué sur ce gîte.

Deux indices filoniens de plomb sont également reconnus et jugés sans aucun intérêt économique.

Manganèse, fer

Deux indices de manganèse sans intérêt sont répertoriés. Par contre, un gîte de fer situé dans la commune d'Isserpent (indice BSS 06475X4003, lieu-dit « La Carrière »), un peu au

Nord de la limite avec le socle montre de beaux amas de limonite qui auraient été exploités à la fin du 19^e siècle (données BSS).

Matériaux de carrière

Seules des carrières exploitent le sous-sol régional. Actuellement il s'agit de la production de granulats à partir du concassage de roches massives. Auparavant, une partie de ces granulats a pu provenir des alluvions des rivières. Enfin, la toponymie montre que les argiles des limagnes et parfois les carbonates, ont été exploitées pour la confection de tuiles et briques, et localement pour la fabrication de chaux. Ces exploitations trop artisanales n'ont plus d'activité sur le territoire de la carte.

Carrières en exploitation

Granite de Saint Prix :

- Carrière de Saint Prix 2, 5 km au Sud-Est de Lapalisse.

Granite de la Madeleine :

- Le petit Piernant, 2 km au Sud-Ouest de Changy.

Carrières abandonnées

Granite du Mayet-Arfeuilles :

- Les Arnefauds, 6 km au Sud de Lapalisse,
- Le Bois des Souches, 2,5 km à l'Est de Châtelus,
- Le Pont Morel, 2 km au Sud-Sud-Est de Châtelus,
- Bouillerand, 4 km à l'Ouest d'Arfeuilles,
- Chez Gade, 6 km au Sud-Ouest d'Arfeuilles,
- Mont Aigu, 6,5 km au Sud-Ouest d'Arfeuilles,
- Revichon, 3 km au Sud de Châtel-Montagne,
- Guérande, 500 m au Nord-Ouest d'Arfeuilles (D26),
- Cote 468, 1 km 5 au Sud-Sud-Est de Châtelus,
- Le Moulin Souchon, 3 km à l'Ouest-Sud-Ouest de St Martin d'Estréaux,

- Vers le Cou, 3 km au Sud de St Martin d'Estréaux (D52),
- D46, cote 358, 3,5 km au Nord-Nord-Ouest de la Pacaudière,
- D52, 1,5 km à l'Ouest-Sud-Ouest de Sail-les-Bains,
- Cote 384, D93, 5 km au Nord de St Martin d'Estréaux,
- La Gare de St Martin d'Estréaux, (D93).

Granite de Droiturier :

- Granite du Pont de la Vallée, 2 km à l'Ouest-Nord-Ouest de Droiturier (D570),
- La Grave, 1 km au Sud de Droiturier,
- Jubilé, 750 m à l'Est de Droiturier (D570),
- La Métairie, 2,5 km au Nord-Ouest de St Martin d'Estréaux (D424).

Granite de la Madeleine

- Les Murs, 1 km à l'Est-Sud-Est de Châtel-Montagne (D207),
- La Goutte, 500 m au Sud-Est d'Arfeuilles (D26),
- 2 km au SE d'Arfeuilles (D26),
- Pommier-Chenin, 2 km au Nord des Biefs (D35),
- Jean de l'Oie, 4 km à l'Ouest-Nord-Ouest de Changy,
- Veron, 1 km au Sud-Ouest de Changy,
- D4, 1,5 km au Sud-Ouest d'Ambierle,
- Villemeunier, 2,5 km à l'Ouest-Nord-Ouest de la Pacaudière.

RISQUES NATURELS

Risque sismique

Sur la carte du Zonage sismique de la France (<https://www.georisques.gouv.fr/articles-risques/seismes/alea-et-risque-sismique>) les départements de la Loire et de l'Allier sont mentionnés comme des zones de sismicité faible.

La base Sisfrance (<https://www.sisfrance.net/seismes/>), qui inventorie les séismes ayant affecté le territoire national depuis

1 000 ans, ne mentionne aucun séisme dans le périmètre de la feuille Lapalisse. Au-delà, l'activité dans les départements de la Loire et de l'Allier est très faible, seul un séisme (~ 40 km au SW de Roanne) a été enregistré à une intensité atteignant 6-6,5, intensité à partir de laquelle un séisme peut provoquer des « dommages légers ».

Radon

La carte du potentiel radon des formations géologiques publiée par l'IRSN en 2010 (https://www.irsn.fr/FR/connaissances/Mediatheque/pages/Detail_Mediatheque_v2.aspx?GuidWeb=2c2a9274-9106-41cf-b110-445981d4784e&GuidList=46306625-d53e-464d-9750-4113c34c8065&GuidItem=18&imgId=467a23db-0d7e-484f-8890-da26f97c175e|43&Cible=1) identifie l'ensemble du socle de la carte Lapalisse comme une zone à potentiel d'émission radon élevé. Ceci découle de la relative richesse en radio-éléments (U et Th en particulier) des granites et particulièrement de ceux de type subcalcin qui affleurent au Nord et au SW (Fig. 3), comme le montre une carte plus précise publiée récemment par Ielsch *et al.*, (2017). Néanmoins, la reconnaissance effective du risque impose la réalisation de mesures des concentrations de radon dans l'habitat lui-même.

Retrait – gonflement des argiles

Le phénomène de retrait – gonflement des argiles est lié à la capacité de certains de ces minéraux (argiles dites « gonflantes ») de se charger en eau lors des périodes humides (gonflement) et à perdre leur eau en cas de déficit d'humidité (retrait). Il peut en résulter une dilatation saisonnière susceptible d'affecter les bâtiments fondés sur des formations argileuses (fissuration du bâti). Ce problème a pris une importance considérable depuis une vingtaine d'années, en lien avec l'intervention de périodes de sécheresse prolongées. Le changement climatique en cours permet de supposer qu'il en sera de même dans le futur avec une possible aggravation.

Une carte est diffusée par le portail institutionnel « Géorisques » (<https://www.georisques.gouv.fr/donnees/bases-de-donnees/retrait-gonflement-des-argiles>) qui classe le territoire en fonction de trois niveaux d'aléa : faible, moyen et fort.

Cette classification prend en compte les paramètres géologiques ; essentiellement la probabilité de présence de terrains proches de la surface renfermant des argiles gonflantes. Le territoire de la feuille Lapalisse y apparaît soumis à un aléa faible à moyen, sans prise en compte d'une partie du socle dont on peut penser que le niveau de risque y est négligeable. Ceci ne tient apparemment pas compte de la possibilité de présence d'allotérites argileuses, qu'il faudrait donc cartographier précisément (non réalisable dans le cadre du présent lever). Les zones d'aléa moyen correspondent aux limagnes très largement couvertes par la formation e-o-m4 sur le territoire de la carte. La description que nous en donnons à la suite de nos travaux de terrain et à l'examen des informations de sub-surface issues de la BSS (cf. § « Description des terrains ») rendent peu probable le développement d'argiles sur des épaisseurs importantes (*i.e.* supérieures au mètre), mais ceci serait à vérifier au cas par cas pour tout projet de construction.

La préfecture de l'Allier fournit une carte précise des communes soumises à un PPR (Plan de Prévention des Risques) lié au phénomène de retrait – gonflement des argiles (https://www.allier.gouv.fr/IMG/pdf/risque_mouvement_de_terrain.pdf). Les communes effectivement affectées sont précisément indiquées sachant que pour l'ensemble du département « *114 communes ont été au moins une fois reconnues en état de catastrophe naturelle à ce titre jusqu'en 2004 et que 820 sinistres ont été répertoriés pour la période 1989-1998* ».

Toutes les localités mentionnées sur la carte se situent à l'écart de la feuille Lapalisse, principalement sur le territoire de la feuille Vichy et à la périphérie de cette ville. Cette zone est également cartographiée en « aléa fort » sur une carte de l'aléa retrait – gonflement des argiles réalisée par le BRGM pour le

département de l'Allier (Rocher *et al.*, 2011) (cf. *supra*) et la comparaison avec la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 2003) montre clairement que les terrains oligocènes sont les plus exposés. Sans doute ceux-ci présentent-ils des niveaux d'argiles développés dus à une position centrale dans le bassin (possibilité de lacs étendus ?).

BIBLIOGRAPHIE

- Baras L. et Bouiller R. (1978) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Le-Mayet-de-Montagne (671), Orléans : BRGM. Notice explicative par Lê V.-T., Jeambrun M., Bouiller R. (1978), 45 p., 1 planche ht.
- Barbarin B. (1983) – Les granites carbonifères du Forez septentrional, Massif central français. Thèse. Univ. Clermont-Ferrand, 177 p.
- Barbarin B. (1990) – Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journal.*, 25, pp. 227-238.
- Bébién J. (1970) – Etude pétrographique et géochimique des formations dévono-dinantiennes de l'extrémité Sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Massif central français. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nancy, 110 p.
- Bernard-Griffiths J. (1965) – Étude des terrains primaires et des microgranites de la région de Saint-Just-en-Chevalet (Loire). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 56 p.
- Berthaux J. et Rubiello M.-F. (1981) – Cartographie de la feuille Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nancy, 313 p.

- Bertin C., Barbier J., Rouzaine D. (2006) - Cartographie de l'aléa arsenic dans les eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable de la région Auvergne. Rapport BRGM/RP-53427-FR, 65 p.
- Binon M. (1988) – Les formations dévono-carbonifères du Nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Massif central français). Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 241 p.
- Binon M. et Pin Ch. (1989) – Géochronologie Rb-Sr et U-Pb des granites du Mayet et des Bois Noirs, Montagne Bourbonnaise (Massif central). Bull. Soc. géol. France, V, 4, pp. 695-703.
- Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.-P., Van Den Driessche J. (2000) – Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. J. Geophys. Res., 105, B8, p. 19273-19288.
- Bouiller R., Arène J., Fleury F., Delfour J., Lemièrre B. (1990a) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Charlieu (648). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bouiller R., Arène J., Fleury F., Delfour J., Lemièrre B., Kerrien Y., Vautrelle C. (1990), 37 p.
- Bouiller R., Arène J., Fleury F., Delfour J., Lemièrre B., Kerrien Y., Vautrelle C. (1990b) Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Charlieu (648). Orléans : BRGM, 37 p. Carte par Bouiller R., Arène J., Fleury F., Delfour J., Lemièrre B. (1990).

- Boulanger T. (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier. 1 vol. in-12. Moulins.
- Brunel C., Dieudonné B., Galandrin C. (2010) – Cartographie des formations superficielles de la carte à 1/50 000 de Lapalisse (n° 647). Mémoire d'aptitude à la Géologie, 489, IGAL – ISAB, 39 p.
- Camil J. (1968) – Étude géologique du versant Sud des Bois Noirs (Loire, Allier et Puy-de-Dôme). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Clermont-Ferrand.
- Cantagrel J.-M., Duthou J.-L., Bernard-Griffiths J. (1978) – Geochronology of Paleozoic magmatism in the Massif central: its connection with tectonism and metamorphism. 4th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol., Denver, U.S.G.S. Open file report, 78-701, pp. 55-58.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C. (2003) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6^{ème} édition révisée. BRGM.
- Carroué J.-P. (1979) – Barytine et Fluorine d'Ambierle, Note de présentation. Infoterre Fiche Données - Dossier du sous-sol - BSS001RCVL (brgm.fr).
- Chichery M. (1938) – Stratigraphie des formations dinantiennes du Bassin de l'Ardoisière près de Vichy (Allier). C. R. Acad. Sc., Paris, 206, pp. 263-265.
- Cocherie A. (2004) - Datation de granitoïdes du Massif Central : U-Th-Pb (MSE) sur monazite » (Cocherie, 2004). BRGM, Note technique : ANA/ISO-NT/2004/002, 8 p.

Cuney M. (1974) – Le gisement uranifère des Bois Noirs-Limouzat (Massif central, France). Relations entre minéraux et fluides. Thèse de 3^{ème} Cycle, Nancy, 174 p.

Cuney M. (1978) – Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein. Forez, France. *Economic Geology*, 73, pp. 1567-1610.

Dadet P., Clozier L., Fleury F., Giot D. (1979) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vichy (646). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., Clozier L., Giot D., Fleury F., Belkessa R., Batard F., Jeambrun M., Châteuneuf J.-J., Farjanel G., Tourenq J. (1980), 51 p.

Dadet P., Clozier L., Giot D., Fleury F., Belkessa R., Batard F., Jeambrun M., Châteuneuf J.-J., Farjanel G., Tourenq J. (1980) - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vichy (646). Orléans : BRGM, 51 p. Carte géologique par Dadet P., Clozier L., Fleury F., Giot D. (1979).

De Launay L. (1894) – Cartographie géologique de la France à 1/80 000, feuille Gannat (157), 1^{ère} édition.

De Launay L. (1923) – Etude sur le Plateau central, notes sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, vol. XXVI, n° 133, p. 38-49.

Delfour J., Raber C., Barrier P., Genna A., Gagnaison C., Vautier Y. (2009) – Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Donjon (622). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par Raber C., Barrier P., Genna A., Delfour J. (2009).

- Di Nota R. (1970) – Etude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-est du Massif central français. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 128 p.
- Didier J. (1964) – Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. Thèse d'État. Clermont-Ferrand. 254 p.
- Didier J. et Lameyre J. (1972) – Répartition géologique et signification des granites rouges. C. R. Acad. Sc., Paris, 274, pp. 1135-1138.
- Didier J. et Lameyre J. (1969) Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contrib. Mineral. Petrol., 24, (3), pp. 219-238.
- Didier J. et Peyrel J.-Y. (1980) - Structure laccolitique et âge carbonifère terminal du granite du Mayet de Montagne (Massif central français). C. R. Acad. Sc., Paris, 291, pp. 797-800.
- Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P. (2006a) – carte géologique de la France (1/50 000), feuille Charolles (623). Orléans : BRGM. Notice explicative par Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P., Stussi J.-M., Jauffert D., Mouterde R., Nehlig P., R. Wernli, R. Wyns (2006), 190 p.
- Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P., Stussi J.-M., Cuney M., Jauffret D., Mouterde R., Nehlig P., Wernli R., Wyns R. (2006b) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Charolles (623). Orléans : BRGM, 190 p. Carte géologique par Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P. (2006).

Etienne R. (1977) – Sur l'existence de deux phases sédimentaires post-oligocènes dans le bassin tertiaire bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). C. R. Acad. Sci., Paris, 285, D, pp. 1395-1397.

Faure M., Leloix Ch., Roig J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Bull. Soc. géol. France, 168, pp. 695-705.

Feist R., Echtler H., Galtier J., Mouthier B. (1994) – Biostratigraphy and dynamics of the non metamorphic sedimentary record. In: J.D. Keppie Ed., Pre-mesozoic geology in France and related areas, pp. 289-304. Springer-Verlag, Berlin.

Gagny C., Bertaux J., Rubiello M.-F., Bouiller R. (1988) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Roanne (672). Orléans : BRGM. Notice explicative par Gagny C., Bouiller R., Kerrien Y. (1989), 81 p.

Gagny C., Bouiller R., Kerrien Y. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Roanne (672). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par Gagny C., Bertaux J., Rubiello M.-F., Bouiller R. (1988).

Giot D., Gentilhomme P., Bouiller R., Clozier L., Fleury R., Gagnière G. (1976) - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule (621). Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par Bouiller R., Clozier L., Fleury F., Giot D., Gentilhomme P. (1976).

Giraud J. (1902) – Etudes sur la Limagne d'Auvergne. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., vol. XIII, n° 87, 410 p.

Guillocheau F. et Wyns. R. (1999) - Géomorphologic and stratigraphic quantification of Cenozoic faults displacements and chronology. In : Ledru P. Ed., GéoFrance 3D - résultats et perspectives - ENS - Lyon - France - 23-24/11/1999, Documents du BRGM, 293, pp. 26-29.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J., Gaulier, J., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, pp. 189-246.

Glangeaud P. (1910a) – Architecture de la partie centrale des Monts du Forez. *C. R. Acad. Sci., Paris*, CL. 804.

Glangeaud P. (1910b) – Note sur les Monts du Forez. *Bull. Serv. Carte géol. France, Paris*, XV, 126, pp. 94-101.

Gorin G. (1975) – Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne Massif Central). *Bull. BRGM, section I, 2^{ème} série, n^o 3*, pp. 147-181.

Grüner M.-L. (1841) – Sur la nature des terrains de transition et des porphyres du département de la Loire. *Ann. Des Mines*, 3^{ème} série, XIV, 53 p.

Grüner M.-L. (1847) - Carte géologique du département de la Loire.

Grüner M.-L. (1857) - Description géologique et minéralogique du département de la Loire.

- Guerrot C. (2004) - Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour 3 échantillons de la feuille de Lapalisse, Massif Central. Carte géologique à 1/50 000 ». BRGM, Étude 03-1-004-DE, 7 p.
- Hugueney M. (1997) – Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocène inférieur du centre de la France : synthèse réactualisée, in Aguilar J.-P., Legendre S., Michaux J. (eds.), Biochrom'97, Mémoire Travaux E. P. H. E., Institut Montpellier, 21, pp 417-430.
- Hugueney M., Poidevin J.-L., Bodergat A.-M., Caron J.-B., Guerin C. (1999) – Des mammifères de l'Aquitaniens inférieur à la Roche-Blanche-Gergovie (Puy-de-Dôme, France), révélateurs de l'activité post-oligocène du rift en Limagne de Clermont, C. R. Acad. Sci., Paris, t 328, pp. 847-852.
- Ielsch G., Cuney M., Buscail F., Rossi F., Leon F., Cushing M.E. (2017) - Estimation and mapping of uranium content of geological units in France. J. Environmental Radioactivity, 166, 2, pp. 210-219
- Julien A. (1874) – Sur une faune carbonifère marine découverte aux environs de l'Ardoisière dans la vallée du Sichon (Forez). C.R. Acad. Sci., Paris. Séances du 5 janvier.
- Jung J. (1935) – Aperçu sur la géologie du Dévonien, du Dinantien et des granites dans le Nord-est du Massif central. Rev. Sc. Nat. d'Auvergne., Clermont-Ferrand, I, 3.

Jung J., Chichery M., Vachias O. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. Mém. Soc. géol. France, Paris, 38, 28 p.

Kurtbas K. (1972) – Les granites de la Montagne Bourbonnaise. Leur évolution pétrographique et géochimique. Thèse d'État, Nancy, 241 p.

Labernardière H. (1962) – Etude géologique du Sud Forez. D.E.S. Clermont-Ferrand. 72 p.

Lacroix A. (1913) – Minéralogie de la France.

Lafage S. (2003) – Relevé partiel de la carte géologique de « Le Donjon » : précision sur la sédimentation terrigène plio-quaternaire (Secteur sud, Allier, Loire, Saône-et-Loire – France), Mém. Apt. Géol., Cergy-Pontoise, IGAL, 95 p.

Laurens F. (2003) – Relevé partiel de la carte géologique de Le Donjon : Précisions sur la sédimentation carbonatée continentale oligo-miocène (secteur Nord, Allier – France) ? Mémoire aptitude Géol. IGAL, Cergy – Pontoise, 95 p.

Le Griel A. (1983) – Age et principales étapes du dépôt des Sables et argiles du Bourbonnais, Revue géol. Dyn. Geogr. Phys., Paris, Masson éd., t 24, n°5, p. 423-425.

Lê V.-T., Jeambrun M., Bouiller R. (1978) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Le-Mayet-de-Montagne (671), Orléans : BRGM, 45 p., 1 planche ht. Carte géologique par Baras L., Bouiller R. (1978).

Le Verrier U. (1888) – Etude sur la géologie du Forez. Bull. Soc. Indust.minérale, (3), t.2, p. 155-211.

Le Verrier U. (1890) – Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 15, p. 187-254.

Le Verrier M. (1893) - Carte géologique France à 1/80 000, feuille Roanne (n° 158).

Ledru P., Autran A., Santallier D. (1994) – Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central: a basis for paleogeographic reconstruction. In: J.D. Keppie Ed., Pre-mesozoic geology in France and related areas, pp. 276-288. Springer-Verlag, Berlin.

Matte P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13, pp. 122-128.

Michel-Levy A. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bull. Serv. Carte géol. Fr., Paris, 18. n° 120.

Murchison I.R. (1851) – On the slaty rocks of Sichon shown to be of Carboniferous age and on the origin of the mineral springs or Vichy. Quart. J. Geol. Soc., London, VII, pp. 13-18 and 76-84.

Peyrel J.-Y. (1981) – Pétrologie des granites rouges du Nord-est du Massif central français. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 133 p.

- Ploquin A. et Stussi J.-M. (1994) – Igneous activity. Caledo-Hercynian magmatism in the French Massif Central. In: J.D. Keppie Ed., Pre-mesozoic geology in France and related areas, pp. 341-378. Springer-Verlag, Berlin.
- Poughon A. (1962) – Les minerais uranifères français. Tome II, 2^{ème} partie. Le Forez.
- Poughon A. et Moreau M. (1956) – Étude géologique du Nord du Forez. Publ. Labor. Géol. et Min. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 2, pp. 133-147.
- Raber C., Barrier P., Genna A., Delfour J. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Donjon (622). Orleans : BRGM. Notice explicative par Delfour J., Raber C., Barrier P., Genna A., Gagnaison C., Vautier Y. (2009), 139 p.
- Ranchin G. (1959) – Étude géologique de la partie Nord des Monts du Forez. D.G.P., Clermont-Ferrand. 53 p.
- Renfert N. et Wernert P.-L. (2005) - Inventaire des terrains cénozoïques de la carte de Lapalisse (Limagne bourbonnaise et roannaise, Allier, Loire, Saône-et-Loire – France) – Institut Géologie Albert de Lapparent MAG, n° 357.
- Rey R. (1964) – L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bourbonnaise (Notes de paléontologie malacologique). Revue scientifique du Bourbonnais, pp. 56-81.
- Rey R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. In : Géologie, géomorphologie et structure profondes du Massif Central français, Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand. Plein air service, pp. 309-330.

- Rey R. (1979) – L'Oligocène en France. Revue scientifique du Bourbonnais, 117 p.
- Ricordel C. (2007) – Datations par paléomagnétisme des paléooltérations du Massif Central et de ses bordures : Implications géodynamiques. Thèse Doctorat, Écoles des Mines Paris, 172 p.
- Ricordel-Prognon C., Lagroix F., Moreau M.-G., Thiry M. (2010) – Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings. J. Geophys. Res. – Solid Earth, v. 115, B 10104. doi.org/10.1029/2010JB007419.
- Rocher Ph., Rouzaire S., Vincent M., Bernon N., avec la collaboration de Dehaut T., Restituto J. (2011) – Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département de l'Allier. Rapport BRGM/RP-52769-FR, 111 p., 48 ill., 5 ann., 3 carte h.-t.
- Roques M., Sanseime H., Vialette Y. (1963) – Étude géochronologique par la méthode du strontium des granites de la Montagne Bourbonnaise, du Forez et du Livradois. C. R. 88^{ème} congrès Soc. sav., 2, pp. 245-261.
- Rouire J., Vézat R., Rossi Ph., Thiéblemont D. (2022) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Zicavo (1121). Orléans : BRGM, 121 p. Carte géologique par Rouire J., Vézat R., Giraud L. (2014).
- Sider H. et Ohnenstetter M. (1986) – Field and petrological evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif central, France. Geol. Rundsch., 73, pp. 421-443.

- Simon-Coinçon R., Thiry M., Quesnel F. (2000) - Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif Central (France). C. R. Acad. Sci., Série 2, pp. 693-700.
- Simon-Coinçon R., Larqué P., Muratet B., Turland M., (1983) - Mise au point sur les paléo-altérations tertiaires du Massif Central. Les enseignements apportés par les profils d'altérations en place sur socle et sur sédiments. Géol. France, (2), 1, p. 155-165.
- Soba-Djallo A. (1964) – Contribution à l'étude géologique du Sud des Monts de la Madeleine. D.G.P., Clermont-Ferrand, 54 p.
- Streckeisen A. (1976) – To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Review, 12, 1, pp. 1-33.
- Thiry M. et Simon-Coinçon R. (1996) - Tertiary paleoweatherings and silcretes in the southern Paris Basin. Catena, 26, pp. 1-26.
- Thiry, M. et Dupuis C. (2000) - Use of clay minerals for paleoclimatic reconstructions: limits of the method with special reference to the Paleocene-lower Eocene interval. In: B. Schmitz, B. Sundquist, F.P. Andreasson, Eds., Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics, Short Papers and Extended Abstracts from an International Meeting in Göteborg, Sweden, June 9-13, GFF, 122, p. 166-167.

- Tourenq J. (1986) – Étude sédimentologique des alluvions de la Loire et de l'Allier des sources au confluent. Les minéraux lourds des roches des bassins versants, Documents du Brgm, Orléans, 108, 108 p.
- Tourenq J. (1989) – Les sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur, étude minéralogique sédimentologique et stratigraphique, Documents du Brgm, Orléans, 174, 333 p.
- Tourlonnias D. (1965) – Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise (Massif central français). D.E.S., Univ. Clermont-Ferrand, 54 p.
- Valizadeh M.-V. (1969) - Etude pétrographique des granites, microgranites et des lamprophyres de la région de Thiers (Puy-de-Dôme). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 129 p.
- Vialette Y. (1965) – Granitisation hercynienne dans le Massif central français. Sci. Terre, Nancy, X, 3-4, pp. 369-383.
- Vialette Y. (1973) – Age des granites du Massif central. Bull. Soc. géol. France, XV, pp. 260-270.
- Visquénel M. (1842) – Sur les environs de Vichy. Bull. Soc. géol. France, XIV, p. 145.
- Wattine A. (2004) – Evolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions, en Limagne bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif Central, France). Thèse, MNHN, Paris, 193 p.

Wyns R., Guillocheau. F. (1999), - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In: P. Ledru Ed., Colloque GéoFrance 3D - résultats et perspectives - ENS - Lyon - France - 23-24/11/1999, Documents BRGM, Orléans : Éditions BRGM, N° 293, pp.103-108.

Wyns R., Quesnel F., Simon-Coinçon R., Guillocheau F., Lacquement F. (2003) - Major weathering in France relates to lithospheric deformation. In : Quesnel F., Ed., Special Conference on "Paleoweathering and Paleosurfaces in the Ardennes-Eiffel Region". Géol. France, 1, pp. 79-87.

Yama Nkouna A. (1973) – Granites, granophyres et rhyolites de la région de Boën-sur-Lignon (Loire). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 138 p.

Autres documents consultés

Nous référençons ici les cartes géologiques utilisées pour l'établissement de la carte mais non appelées dans le texte de la notice.

Cartes géologiques

Bouiller R., Clozier L., Fleury F., Giot D., Gentilhomme P. (1980) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule (621). Orléans : BRGM. Notice explicative par Giot D., Gentilhomme P., Bouiller R., Clozier L., Fleury R., Gagnière G. (1979), 35 p.

Horon O. et coll. (1937) - Carte géologique France à 1/80 000, feuille Roanne (n° 158), BRGM édit., Orléans, 3^{ème} éd., Paris : Service de la Carte géologique de la France, notice 12 p.

Jung J., Bout P., Vachias O., Recoil R. (1941) - Carte géologique France à 1/80 000, feuille Montbrison (n° 167), BRGM édit., Orléans, 2^{ème} éd., Paris : Service de la Carte géologique de la France, notice 12 p.

Le Verrier U. (1889) - Carte géologique France à 1/80 000, feuille Montbrison (n° 174), BRGM édit., Orléans, 1^{ère} éd., Paris : Service de la Carte géologique de la France, notice 6 p.

Michel-Levy A. et Goguel J. (1937) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Roanne (n° 158), BRGM édit., Orléans, 2^{ème} éd., Paris : Service de la Carte géologique de la France, notice 12 p.

Sites internet

Géologie de la France (revue scientifique co-éditée par le BRGM et la SGF).

<http://geolfrance.brgm.fr/>

IRSN - arte du potentiel radon des formations géologiques, version 2010.

https://www.irsn.fr/FR/connaissances/Mediatheque/pages/Detail_Mediatheque_v2.aspx?GuidWeb=2c2a9274-9106-41cf-b110-445981d4784e&GuidList=46306625-d53e-464d-9750-4113c34c8065&GuidItem=18&imgId=467a23db-0d7e-484f-8890-da26f97c175e|43&Cible=1

Le Pays – « Les eaux de Sail ont cessé de jaillir », article de C. Verdet.

https://www.le-pays.fr/france-monde/actualites/les-eaux-de-sail-ont-cesse-de-jaillir_13626549/

Le Pays – « Les eaux de Sail vont jaillir à nouveau », article de A. Marchadier.

https://www.le-pays.fr/sail-les-bains-42310/actualites/les-eaux-de-sail-les-bains-vont-jaillir-a-nouveau_13955221/

Préfecture de l'Allier, carte de restriction des usages de l'eau 8 août 2022.

https://www.allier.gouv.fr/IMG/pdf/restrictions_usages_eau_08082022.pdf

Préfecture de l'Allier – Risque mouvement de terrain.

https://www.allier.gouv.fr/IMG/pdf/risque_mouvement_de_terrain.pdf

Préfecture de la Loire, suivi sécheresse au 25 juillet 2022.

https://www.loire.gouv.fr/IMG/pdf/carte_secheresse.pdf

Site Géorisques – Zonage sismique de la France.

<https://www.georisques.gouv.fr/articles-risques/seismes/alea-et-risque-sismique>

Site Géorisques – Base de données nationale « Retrait/gonflement des argiles ».

<https://www.georisques.gouv.fr/donnees/bases-de-donnees/retrait-gonflement-des-argiles>

Site Infoterre – BRGM.

<https://infoterre.brgm.fr/>

Site SisFrance – Base de données des séismes historiques de France.

<https://www.sisfrance.net/seismes/>

SIVOM de la vallée de la Besbre, Rapport annuel sur le prix et la qualité du service public d'eau potable, 2016.

<https://www.sivom-vallee-besbre.fr/Files/124143/18111708441039.pdf>

Station météorologique de Vichy-Charmeil.

<https://www.infoclimat.fr/climatologie/normales-records/1991-2020/vichy-charmeil/valeurs/07374.html>

Syndicat des eaux de la Teyssonne - Liste des sources qui alimentent la collectivité.

<https://eau.selectra.info/collectivite/80129>

Rédaction de la notice.

Édition – Coordination – Denis Thiéblemont.

Introduction, géologie (description et interprétation) du socle – Serge Bogdanoff.

Géologie des bassins – Thomas Guttierrez à partir du rapport de Nicolas Renfer et Pierre-Luc Wernert (2005)

Géologie des formations superficielles et géodynamique récente – Patrick Lebreton à partir du rapport de Christopher Brunel, Benjamin Dieudonné, Clément Galandrin (2010).

Géologie de l'environnement – Denis Thiéblemont à l'exception de l'inventaire des carrières.

Annexes géochronologiques – Catherine Guerrot (Annexe 1) et Alain Cocherie (Annexe 2).

ANNEXES

ANNEXE 1

Cette annexe reproduit intégralement un rapport du BRGM rédigé en 2004 par Catherine Guerrot intitulé : « Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour 3 échantillons de la feuille de Lapalisse, Massif Central. Carte géologique à 1/50 000 » (Guerrot, 2004).

I. INTRODUCTION

Plusieurs cristaux ont été sélectionnés afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée, et est brièvement décrite dans la partie analytique.

Les échantillons étudiés concernent le levé de la carte géologique à 1/50 000 de la feuille de Lapalisse, Massif Central. Ces échantillons sont les suivants :

- Granite du Mayet – Arfeuilles ;
- Granite de Droiturier ;
- Granite de la Madeleine.

L'âge de cristallisation de ces échantillons est recherché.

II. TYPOLOGIE DU ZIRCON

II.1. Granite du Mayet – Arfeuilles

Les zircons de cet échantillon sont abondants, de couleur rose et limpides. Ils sont souvent dissymétriques. Des zonations concentriques serrées et quelques cœurs sont parfois visibles. Ces zircons contiennent de nombreuses inclusions en baguettes (apatite ?). L'indice moyen de la population est $\bar{A.T} = 545-577$ (Fig. 1), ce qui la place dans le domaine 4 de la répartition typologique des granites de Pupin (1980) (voir annexe typologie

du zircon accessoire), c'est à dire le domaine des granites d'origine calco-alcaline.

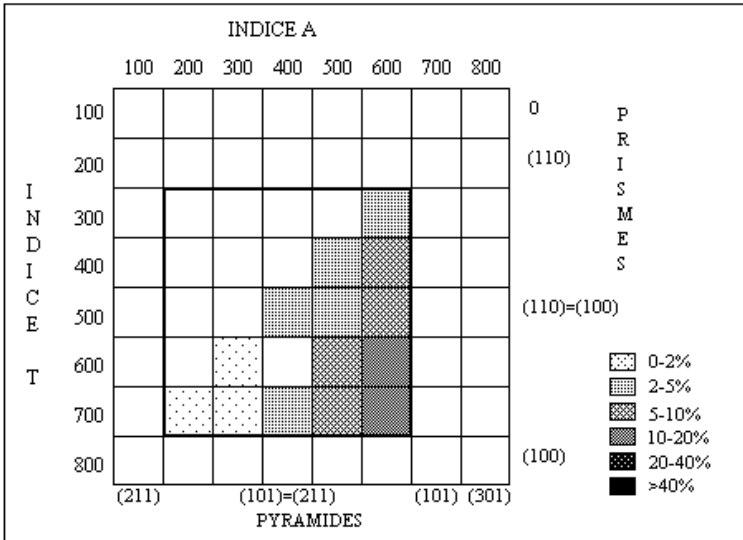


Fig.16 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite du Mayet - Arfeuilles, feuille de Lapalisse.

II.2. Granite de Droiturier

Les zircons de cette roche sont abondants, fumés à rouges. Ils sont relativement opaques. Ils sont microfissurés et contiennent fréquemment des inclusions opaques. Une typologie significative n'est pas réalisable.

II.3. Granite de la Madeleine

Les zircons de cet échantillon sont faiblement rosés à incolores. Ils sont limpides, très abondants avec des inclusions opaques grossières et nombreuses. L'indice moyen de la population est $\bar{A.T} = 511-509$ (Fig. 2), ce qui la place dans le domaine 4 de la répartition typologique des granites de Pupin (voir annexe typologie du zircon accessoire), c'est à dire le domaine des granites d'origine calco-alcaline.

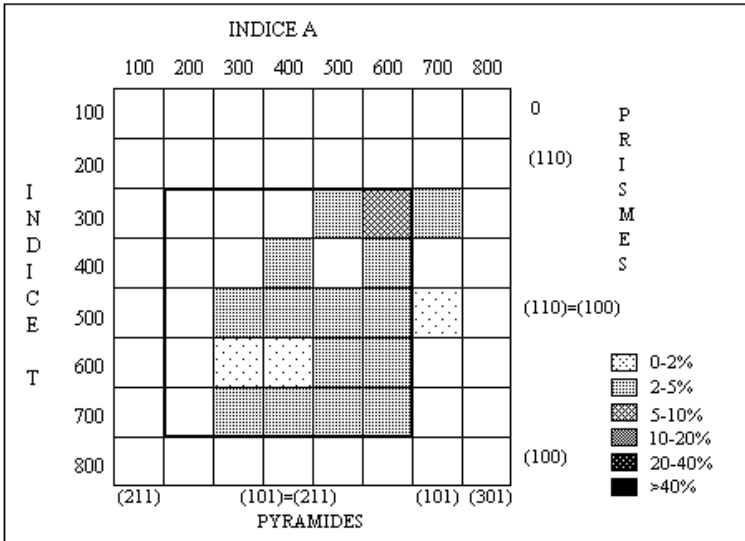


Fig. 17 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite de la Madeleine, feuille de Lapalisse.

III. RÉSULTATS D'ANALYSE EN SPECTROMÉTRIE DE MASSE

III.1. Technique analytique

Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2σ . La régression est effectuée en utilisant le programme ISOPLOT/EX, version 2.06d

(Ludwig, 1999). Tous les résultats sont donnés à 95% de niveau de confiance.

III.2. Granite du Mayet - Arfeuilles

Cinq fractions ont été analysées, les résultats sont reportés dans le Tableau 1, et dans le diagramme Concordia de la Figure 3. Les fractions 1, 2, 4 et 5 donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques à 330 Ma. La fraction 3, par contre se situe bien au-dessus de ces fractions, avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ancien à 1 550 Ma (Tableau 1), indiquant un héritage ancien, sans doute Protérozoïque inférieur. Les quatre autres fractions, définissent une discordia recoupant la concordia en intercept supérieur à $330,3 \pm 6,2$ Ma, l'intercept inférieur à 77 ± 110 Ma, assimilable à zéro. La discordance des points varie entre 0,2 et 7,8 %. L'âge à **$330,3 \pm 6,2$ Ma** (Figure 3) est interprété comme âge de cristallisation du granite du Mayet - Arfeuilles, feuille de Lapalisse.

Echantillon		Concentrations isotopiques							AGE		Rapports	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb Com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	
[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]		
1	2z bag m1	23	740	39.8	41	1366	0.137	0.05252 ± 24	0.3841 ± 18	0.05304 ± 12	331	
2	2z bag m1	21	647	33.1	26	1607	0.148	0.04947 ± 16	0.3611 ± 14	0.05294 ± 10	326	
3	3z bag m1	24	963	83.4	57	1959	0.199	0.07760 ± 34	1.0284 ± 46	0.09612 ± 16	1550	
4	2z bag m1	23	625	34.7	51	903	0.219	0.05063 ± 16	0.3696 ± 14	0.05296 ± 12	327	
5	2z bag m1	29	811	43.4	74	1006	0.185	0.05021 ± 18	0.3667 ± 16	0.05297 ± 12	328	

NOTES:

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon ; nm : non magnétique à 0° ; m1 : magnétique à 1° ; etc..; bag : baguette ; tra : trapu

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 1 - Résultats analytiques pour les zircons du granite d'Arfeuille-Mayet, feuille de Lapalisse.

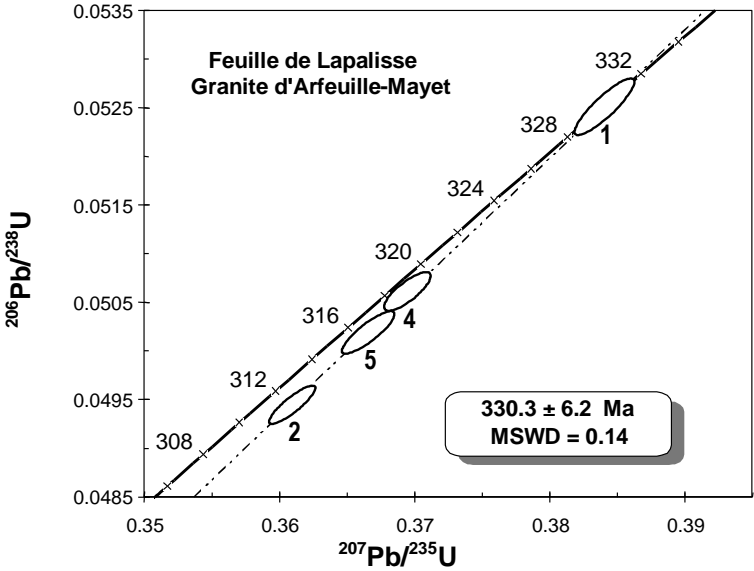


Fig. 18 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite du Mayet-Arfeuille, feuille de Lapalisse. Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le Tableau 1.

III.3. Granite de Droiturier

Six fractions ont été analysées, les résultats sont reportés dans le Tableau 2 et la Figure 4. Ces six fractions se situent sous la concordia avec des degrés de discordance variant entre 0,5 et 8,5 %. Malgré des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moyens, traduisant une proportion parfois importante de plomb commun, elles s'alignent selon une discordia recoupant la concordia en intercept supérieur à $327,4 \pm 5,7 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0,08$), l'intercept inférieur étant assimilable à zéro ($-8 \pm 150 \text{ Ma}$). L'âge à **$327,4 \pm 5,7 \text{ Ma}$** (Figure 4) est interprété comme âge de cristallisation du granite Droiturier.

#	Echantillon	Concentrations isotopiques						AGE			Rapports	
		Min [1]	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb Com (pg) [2]	Pb 206/204 [3]	Pb 208/206 [4]	Pb/U 206/238 [4]	Pb/U 207/235 [4]	Pb 207/206 [4]	Pb 207/206 (Ma)
1	z bag m1	16	607	32.5	54	588	0.170	0.05091 ± 18	0.3718 ± 18	0.05297 ± 16	328	
2	z tra m1	16	697	35.5	62	569	0.145	0.04941 ± 14	0.3609 ± 16	0.05297 ± 14	328	
3	z tra m1	19	633	31.6	122	333	0.065	0.05194 ± 16	0.3795 ± 22	0.05300 ± 22	329	
4	z bag m1	15	1117	59.4	80	673	0.166	0.05069 ± 18	0.3702 ± 18	0.05296 ± 14	327	
5	z bag m1	16	795	40.8	82	503	0.131	0.05042 ± 18	0.3682 ± 20	0.05296 ± 20	327	
6	z bag m1	14	1911	91.7	384	224	0.111	0.04797 ± 16	0.3502 ± 22	0.05295 ± 24	327	

NOTES:

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon ; nm : non magnétique à 0° ; m1 : magnétique à 1° ; etc.. ; bag : baguette ; tra : trapu

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 2 - Résultats analytiques pour les zircons du granite de Droiturier, feuille de Lapalisse.

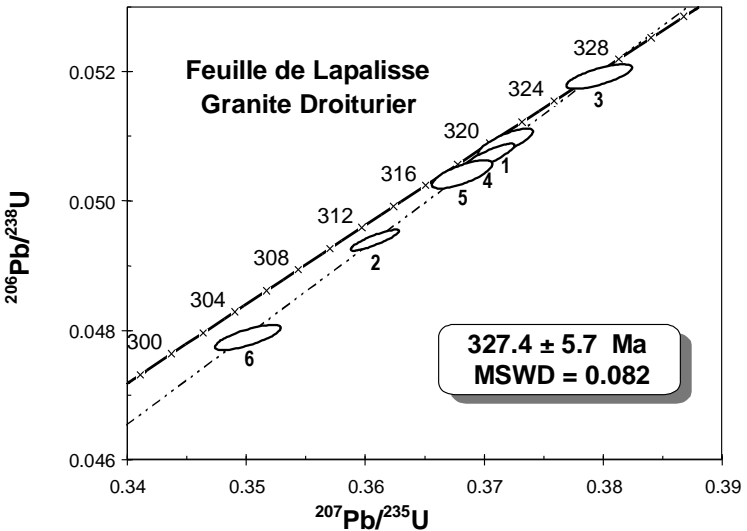


Fig. 19 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de Droiturier, feuille de Lapalisse. Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le Tableau 2.

III.4. Granite de la Madeleine

Trois fractions ont été analysées (Tableau 3 et Figure 5). Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont moyennement élevés. Cependant deux des fractions sont sub-concordantes, la troisième étant discordante de 11 % par rapport à l'intercept haut de la discordia à $329,9 \pm 5,5$ Ma (MSWD = 0,1), l'intercept inférieur étant assimilable à zéro (-4 ± 100 Ma). L'âge à **$329,9 \pm 5,5$ Ma** (Figure 5) est interprété comme âge de cristallisation du granite de la Madeleine.

#	Echantillon	Concentrations isotopiques						AGE		Rapports	
		Min	pds. U (µg)	Pb rad (ppm)	Pb Com (pg)	Pb 206/204 [2]	Pb 208/206 [3]	Pb 206/238 [4]	Pb 207/235 [4]	Pb 207/206 [4]	Pb 207/206 (Ma)
1	2 z bag m1	18	308	16.0	21	861	0.097	0.05246 ± 20	0.3836 ± 20	0.05303 ± 18	330
2	1 z tra m1	16	352	16.7	46	370	0.129	0.04656 ± 14	0.3405 ± 20	0.05305 ± 24	331
3	3 z m1	35	205	10.9	48	499	0.132	0.05230 ± 18	0.3823 ± 20	0.05302 ± 20	330

NOTES:
 1 = Minéral : nombre de grains z : zircon ; nm : non magnétique à 0° ; m1 : magnétique à 1° ; etc.. ; bag : baguette ; tra : trapu
 2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)
 3 = corrigé pour la discrimination de masse
 4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 3 - Résultats analytiques pour les zircons du granite de la Madeleine, feuille de Lapalisse.

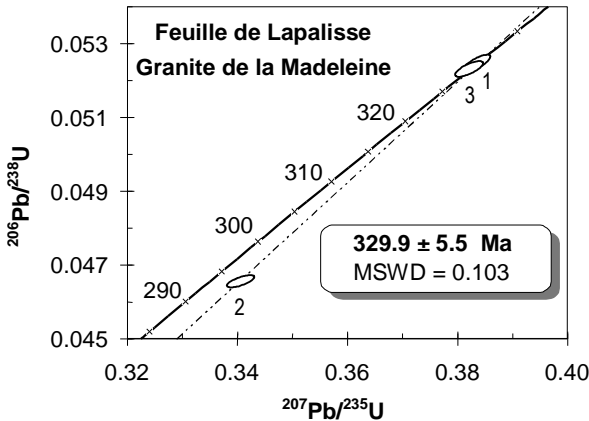


Fig. 20 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de la Madeleine, feuille de Lapalisse. Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le Tableau 3.

IV. CONCLUSION

La méthode de datation U-Pb par dissolution sur zircons a été utilisée pour la datation de trois granite provenant de la feuille au 1/50 000 de Lapalisse (Massif Central). Les âges de cristallisation suivants sont obtenus :

- **Granite du Mayet-Arfeuille : $330,3 \pm 6,2$ Ma**
- **Granite de Droiturier : $327,4 \pm 5,7$ Ma**
- **Granite de la Madeleine : $329,9 \pm 5,5$ Ma**

V. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

KROGH T.E., 1973.- A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.

KROGH T.E., 1982a.- Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 631-635.

KROGH T.E., 1982b.- Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 637-649.

LUDWIG K.R., 1999.- Isoplot/Ex version 2.06 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 1a. 49 p.

PARRISH R.R., 1987.- An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, 99-102.

STACEY J.S. and KRAMERS J.D., 1975.- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207-221.

ANNEXE 2

Cette annexe reproduit intégralement un rapport du BRGM rédigé en 2004 par Alain Cocherie intitulé : « Datation de granitoïdes du Massif Central : U-Th-Pb (MSE) sur monazite » (Cocherie, 2004).

I. INTRODUCTION

Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Les nouvelles conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux nouvelles limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$ selon la méthode définie dans Cocherie et Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Si la composition en U et Th des grains ne varie pas favorablement ($Th/U \sim$ constante), on peut être amené à calculer l'âge à l'aide de la pente de l'isochrone dans le diagramme $Pb = f(Th^*)$ selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998) d'après Suzuki et Adachi (1991). Cette approche ne sera pas nécessaire pour la datation qui suit. Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (1999). Tous les âges sont calculés à 2σ .

II. GRANITE DE DROITURIER

Parmi les quatorze grains montés en section polie, seuls huit sont des monazites. Ils sont de grande taille, 200 à 300 μm . Ces monazites sont caractérisées par leur forme automorphe et des figures de croissance très marquées, ce qui est beaucoup plus rare pour des monazites que pour des zircons, par exemple. La mesure des teneurs en U, Th et Pb, réalisée sur 7 grains de monazite, a été effectuée sur 100 points. Les grains contiennent tous des inclusions, ils sont parfois altérés et très souvent fracturés. L'examen des photos obtenues au microscope à balayage en électrons rétrodiffusés permet la mise en évidence d'hétérogénéités de composition en U+Th. Une zonation concentrique pouvant suggérer une hétérogénéité en âge est observée. Il a été possible de sélectionner des « traversées » dans des domaines de bonne qualité cristallographique. Ainsi, seuls 3 points analytiques ne correspondent pas à une composition de monazite et donnent un total de l'ensemble des oxydes analysés inférieur à 97 %. Ces points ont été écartés de la suite des calculs. Le traitement statistique direct sur les 97 points restants a donné lieu au rejet de quatre analyses d'âges significativement différents de celui de la population globale.

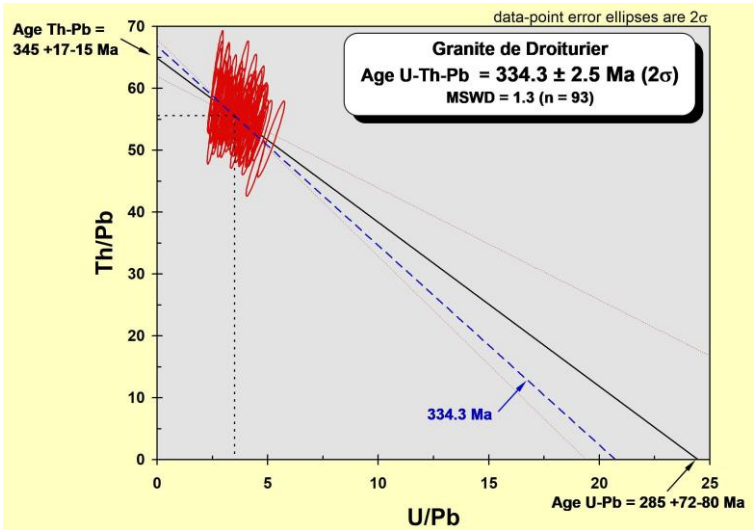


Fig. 21 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ pour les monazites du granite de Droiturier.

En dépit des zonations observées, le rapport Th/U varie assez peu, ce qui conduit à des hyperboles d'erreur assez éloignées dans le diagramme isochrone $\text{U/Pb} = f(\text{Th/Pb})$. Le MSWD est de 1,3, ce qui montre la validité statistique de la régression linéaire (Fig. 1). Dans la limite des erreurs, les âges Th-Pb et U-Pb respectivement calculés sur les intercepts avec les axes Th/Pb et U/Pb à $345 \pm 17-15$ Ma et $285 \pm 72-80$ Ma sont similaires. Ceci signifie que la régression linéaire peut être considérée comme une isochrone. Le calcul d'un âge moyen au barycentre des points est donc justifié. Un âge moyen calculé au barycentre des points donne : **334 ± 3 Ma (2σ)** (Fig. 1). Enfin, l'isochrone de référence à 334 Ma est bien située dans l'enveloppe d'erreur, ce qui conforte l'âge moyen calculé.

Cet âge à **334 ± 3 Ma** est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite, il est considéré comme datant la **mise en place du granite**.

III. GRANITE DE LA MADELEINE

Quatorze grains, d'assez grande taille ($\sim 200 \mu\text{m}$), ont été extraits et montés sur section polie pour la datation de cette monazite. La mesure des teneurs en U, Th et Pb, réalisée sur 10 traversées à partir de 9 grains de monazite, a été effectuée sur 100 points. Les grains sélectionnés sont de bonne qualité cristallographique. Ils contiennent tous des domaines parfaitement sains. Ils sont peu fracturés. Une analyse a été écartée en raison de sa composition globale. Le traitement statistique direct sur les 99 points a donné lieu au rejet de 2 analyses seulement.

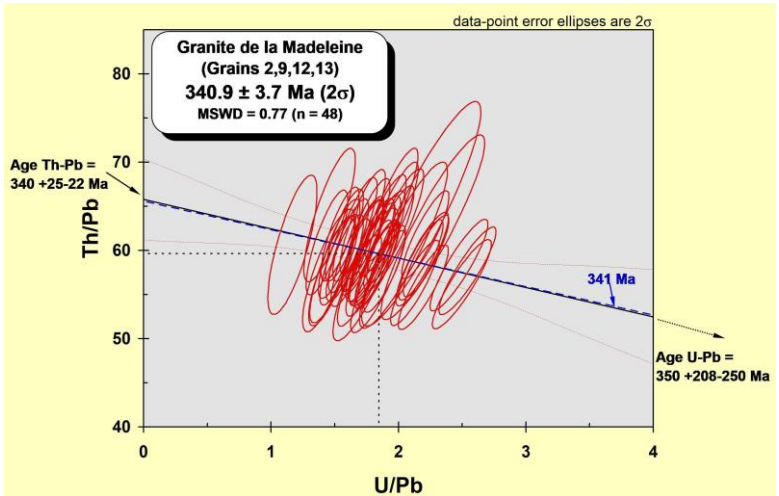


Fig. 22 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ pour les grains 2, 9, 12, 13 de monazite du granite de la Madeleine. Un âge bien défini a pu être calculé.

Le rapport Th/U varie assez peu. Ce qui rend le diagramme isochrone $\text{U/Pb} = f(\text{Th/Pb})$ (non figuré) peu favorable au calcul d'un âge moyen. Le MSWD est de 1,0 sur les 97 analyses, ce qui montre la validité statistique de la régression linéaire. Par contre, la régression linéaire n'est pas du tout parallèle aux isochrones de référence tracées à 341 et 353 Ma. En d'autres

termes, ces isochrones de référence ne sont pas incluses à l'intérieur du champ défini par les hyperboles d'erreur. Les photos réalisées au microscope électronique à balayage pour deux grains représentatifs sont présentées sur les figures 3 et 4. Leur aspect est apparemment très différent. En particulier, le grain 6 présente une croissance cristalline très nette, tandis que le grain 2 présente une zonation oscillatoire beaucoup plus commune pour une monazite. Les mesures d'âges ne font apparaître aucune zonation d'âge, y compris pour le grain zoné. Par contre, l'âge moyen du grain 6 est sensiblement plus ancien et surtout les teneurs en U et Th sont significativement plus élevées pour les grains de type grain 2 (tableau 1). Ainsi, on peut faire deux populations de grains selon leurs teneurs en U et Th. Les grains 2, 9, 12 et 13, riches en U et Th, permettent d'utiliser le diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ pour calculer un âge moyen au barycentre de la population à **341 ± 4 Ma à 2σ** (Fig. 2). La droite de régression est pratiquement confondue avec l'isochrone de référence et le MSWD (0,77) est très bon. Le même traitement appliqué aux grains 1, 4, 6, 7 et 14 ne permet pas le calcul d'un âge moyen car la pente de la droite de régression est incompatible avec celle de l'isochrone de référence calculée à 353 Ma. On a donc simplement calculé une moyenne pondérée des erreurs sur les âges individuels et on a obtenu un âge moyen de $353 \pm 7 \text{ Ma}$ (2σ). L'interprétation de ces deux âges est délicate pour deux raisons : 1/ on n'a pas analysé de grains présentant une nette zonation en âge. 2/ Dans la limite des erreurs ces deux âges sont pratiquement similaires. Seuls le critère géochimique (Th + U) et le critère de non parallélisme entre la droite de régression et les isochrones de référence permettent nettement de distinguer ces deux âges. L'âge à **341 ± 4 Ma** est l'âge de cristallisation des monazites les plus récentes. On l'interprétera comme celui de la **mise en place du granite**. L'âge plus ancien à 353 Ma pourrait dater un héritage.

IV. CONCLUSION

Des âges de cristallisation des monazites ont été calculés après l'analyse de U, Th et Pb à la microsonde électronique. Ces âges

permettent de dater la mise en place du granite de Droiturier à **334 ± 3 Ma** et celle du granite de la Madeleine à **341 ± 4 Ma**.

V. RÉFÉRENCES

Cocherie A. and Albarède F., 2001, An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 4509-4522.

Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J. and Kouamelan A.N., 1998, Geochronology of polygenetic monazites contained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 2475-2497.

Ludwig K.R., 1999, ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. 1-42.

Suzuki K. and Adachi M., 1991, Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, 357-376.

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

