

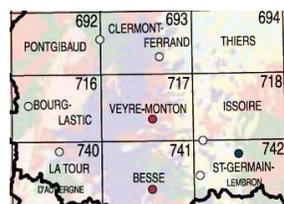
CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
AU 1/50 000

## VEYRE-MONTON

### VEYRE-MONTON

La carte géologique à 1/50 000  
VEYRE-MONTON est recouverte  
par la coupure

de la Carte géologique de la France  
à 1/80 000



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
VEYRE-MONTON  
À 1/50 000**

**par**

**P. CHÈVREMONT, J. BERNARD, H. TISSOUX,  
C. BERTIN, P.-M. VINCENT†**

avec la collaboration de  
**P. BOIVIN, R. BOULLER, P. NEHLIG,  
V. BOUCHOT, M. FAURE**

**2023**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– Pour la carte : CHÈVREMONT P., DE GOËR DE HERVE A.†, CAMUS G.†, BESSON J.-C., BOUILLER R., LY M.-H., VINCENT P.-M.†, LABAZUY P., SOUQUIÈRE F., PASTRE J.-F. avec la collaboration de Tissoux H., Marteau P., Prognon F., Bernard J., Berthier H. (2023) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Veyre-Monton (717). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chèvremont P., Bernard J., Tissoux H., Bertin C., Vincent P.-M.† avec la collaboration de Boivin P., Bouiller R., Nehlig P., Bouchot V., Faure M. (2023), 246 p.

– *Pour la notice* : CHÈVREMONT P., BERNARD J., TISSOUX H., BERTIN C., VINCENT P.-M.† avec la collaboration de Boivin P., Bouiller R., Nehlig P., Bouchot V., Faure M. (2023) – Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Veyre-Monton (717). Orléans : BRGM, 246 p. Carte géologique par Chèvremont P., de Goër de Herve A.†, Camus G.†, Besson J.-C., Bouiller R., Ly M.-H., Vincent P.-M.†, Labazuy P., Souquière F., Pastre J.-F. avec la collaboration de Tissoux H., Marteau P., Prognon F., Bernard J., Berthier H. (2023).

© Brgm, 2023. 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 : 978-2-7159-1717-1

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>11</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>15</b>
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>15</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>16</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	<b>19</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>21</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>22</b>
<i>SOCLE VARISQUE</i>	<b>22</b>
Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss	<b>22</b>
Formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique	<b>25</b>
Massifs et petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques (Dévonien supérieur à Stéphanién-Autunien ?)	<b>33</b>
Filons de roches subvolcaniques	<b>51</b>
Filons de roche hydrothermale	<b>55</b>
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES DE LA LIMAGNE ET/OU DU PLATEAU DES DÔMES</i>	<b>56</b>
Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Sidérolithique)	<b>57</b>
Oligocène inférieur (Rupélien, 34-28 Ma)	<b>58</b>
Oligocène supérieur (Chattien, 28-23 Ma)	<b>61</b>
Miocène inférieur - Aquitanién (23-20,4 Ma)	<b>62</b>
Miocène inférieur - Burdigalién (20,4-16 Ma)	<b>64</b>
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES</i>	<b>66</b>
Volcanisme miocène inférieur à moyen de la Limagne et du plateau des Dômes (23-11,6 Ma)	<b>66</b>
Volcanisme miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma)	<b>82</b>
Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes	<b>85</b>
Volcanisme pliocène « prémontdorien » du plateau des Dômes (5,3-3,4 Ma)	<b>88</b>
Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviales pliocènes « prémontdoriens » du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma)	<b>97</b>

Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (5,3 à 2,6 Ma)	<b>102</b>
Volcanisme pliocène supérieur à pléistocène inférieur du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma) et dépôts alluviaux ou fluvio-lacustres associés	<b>104</b>
Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne	<b>131</b>
Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées	<b>132</b>
Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (< 0,1 Ma)	<b>149</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES</i>	<b>158</b>
Dépôts gravitaires	<b>158</b>
Dépôts fluviatiles	<b>167</b>
Cônes de déjection	<b>172</b>
Formations glaciaires	<b>172</b>
Tourbières	<b>176</b>
Travertins	<b>177</b>
Dépôts anthropiques	<b>179</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>180</b>
<i>SOCLE VARISQUE (HERCYNIEN)</i>	<b>180</b>
Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss	<b>181</b>
Formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique	<b>183</b>
Massifs et filons de roches plutoniques à subvolcaniques	<b>185</b>
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À   MIOCÈNES</i>	<b>186</b>
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES   CÉNOZOÏQUES</i>	<b>188</b>
Volcanisme tertiaire	<b>189</b>
Volcanisme plio-quadernaire du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma)	<b>190</b>
Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne (1,2 à 0,8 Ma)	<b>191</b>
Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées	<b>192</b>
Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma)	<b>193</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>194</b>
<i>ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i>	<b>194</b>

<i>OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)</i>	195
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	198
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	199
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>200</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>200</b>
Ressources en eau des alluvions	200
Ressources en eau des formations volcaniques	201
Ressources en eau des formations sédimentaires	204
Ressources en eau des formations du socle varisque	204
Les eaux minérales	205
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>207</b>
Roches cristallines du socle varisque	207
Formations sédimentaires tertiaires, oligocènes à miocènes	208
Formations volcaniques cénozoïques	209
Formations volcaniques tertiaires	209
Formations volcaniques tertiaires à quaternaires du Mont-Dore	
<i>s.s.</i>	211
Formations volcaniques quaternaires	212
Formations superficielles cénozoïques	215
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>216</b>
Minéralisations filoniennes encaissées dans le socle	
varisque	216
Indices d'or	217
Gîtes et indices stratiformes encaissés dans des dépôts	
sédimentaires ou pyroclastiques cénozoïques	217
Olivine	219
Orpiment	219
Indice alluvionnaire de saphir	219
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>220</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	220
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	220
<b>ANNEXES</b>	<b>236</b>

### LISTES DES FIGURES

Fig. 1 - Diagramme TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) pour des roches (méta)volcaniques et des cornes vertes.	30
Fig. 2 - Carte géologique simplifiée du plateau de Gergovie, établie par P.-M. Vincent en modifiant des contours de R. Michel (1953).	69

## **LISTES DES TABLEAUX**

Tableau 1 - Succession des dépôts volcaniques et/ou alluviaux montdoriens du plateau de Perrier.	<b>105</b>
Tableau 2 - Autres formations volcaniques montdoriennes.	<b>106</b>

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille **Veyre-Monton** (n°717) à 1/50 000 se trouve entièrement dans le département du Puy-de-Dôme (63), immédiatement au Sud de celui de la feuille Clermont-Ferrand (n°693). Situé géologiquement dans la partie centre-nord du Massif central français, ce territoire est couvert par des formations géologiques extrêmement variées, tant sur le plan lithologique que sur celui de leur âge.

La **faille de la Limagne**, un faisceau de failles normales de direction générale Nord-Sud divise la feuille en deux parties à peu près égales en superficie, mais très différentes sur le plan géologique :

– à l'Ouest, le **plateau des Dômes**, formé de deux principales entités géologiques : le **socle cristallin varisque** constitué de roches magmatiques et métamorphiques ; et des **formations volcaniques cénozoïques** issues de centres éruptifs variés (Cézallier, Mont-Dore, Sancy et Chaîne des Puys).

– à l'Est, un petit vestige de paléosol ferrugineux attribué au **Sidérolithique**, des **dépôts sédimentaires tertiaires**, et des formations **volcaniques cénozoïques** de la **Limagne d'Allier** recouvrent un socle varisque affleurant sporadiquement le long des vallées. Des coulées et dépôts volcaniques tertiaires à quaternaires issus du Mont-Dore, du Sancy et de la Chaîne des Puys ont également atteint la Limagne.

Le **socle varisque** (hercynien) a acquis sa structuration il y a 420 à 300 Ma lors de la convergence entre les plaques Gondwana et Laurussia au cours d'un cycle orogénique ayant donné naissance à la chaîne hercynienne, dont le Massif central représente la plus grande zone d'affleurement en France. La feuille de Veyre-Monton illustre la diversité des terrains varisques et comprend :

– des formations métamorphiques méso- à catazonales rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss, composée ici de paragneiss fortement migmatitiques – de type diatexite – et de gneiss leptynitiques (ultra)mylonitisés dans une zone de cisaillement ductile dextre de direction N110 à 135°E ;

– des panneaux de roches sédimentaires et/ou volcaniques dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et parfois affectées par un métamorphisme de contact ;

– de nombreuses intrusions polyphasées de corps magmatiques plutoniques à subvolcaniques, dont les âges vont de 365 à 315 Ma environ et appartenant à trois types d'associations magmatiques : calco-alcaline s.s. pour les roches basiques à acides des massifs de type Aydat (365 Ma) et pour les roches intermédiaires à acides de type St-Hérent ; calco-alcaline magnésio-potassique (subalcaline) pour le monzogranite de type Royat–Theix ; alumino-potassique pour les massifs de granite-granodiorite de type Cournols–St-Nectaire (352 ± 4 Ma), de granite orienté de type Chambon-sur-Lac, et pour les filons tardifs de leucogranite.

Un **vestige de paléosol sidérolithique**, fini-jurassique à crétacé, affleure à Coudes.

Les **dépôts sédimentaires tertiaires** vont de l'Oligocène inférieur au Miocène moyen, et se trouvent en majorité au sein du grand bassin en graben de la **Limagne d'Allier**, mais également sein de petits bassins épars, encastrés dans le socle varisque du plateau des Dômes. La Limagne et ces bassins satellites se sont formés sous l'effet de la tectonique en horsts et grabens associée à l'orogénèse alpine.

- Les dépôts les plus anciens datent de l'Oligocène inférieur (**Rupélien**) et comprennent un conglomérat de base (visible en un seul endroit), des calcaires à Striatelles, des argiles, sables, grès et arkoses diverses, et enfin des schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques. Les dépôts de l'Oligocène supérieur (**Chattien**) débutent par des marnes vertes et un calcaire argileux à Cypris, avec un faciès de bordure constitué de marnes et calcaires sableux, et se terminent par des marnes et calcaires à récifs de phryganes.
- Les dépôts du Miocène inférieur à moyen (**Aquitaniens- Burdigaliens**) débutent par des travertins silicifiés et meulière, puis comprennent des formations spécifiques au plateau de Gergovie qui sont : à l'Aquitaniens, des calcaires marneux lacustres en remplissage du maar 1 et des arkoses et calcaires marneux, localement bréchiques ; au Burdigalien, des marnes, argiles et sables à Mélanies, puis des sables argileux, quartzo-feldspathiques, localement conglomératiques.

Les **formations volcaniques cénozoïques** sont extrêmement variées, tant par leur âge, qui va du Miocène inférieur à l'Holocène, que par leur nature.

- Les formations volcaniques les plus anciennes datent du **Miocène inférieur à moyen** (23 à 11 Ma avec un paroxysme vers 16 Ma) et sont présentes à la fois en Limagne et au sein du plateau des Dômes. Elles comprennent de nombreux maars-diatrèmes de pépérites ayant percé les dépôts sédimentaires oligocènes ; des basaltes *s.l.*, parfois riches en olivine ; et la structure particulière du Puy de Saint-Sandoux, en Limagne, constituée de néphéline, basanite et pegmatitoïde à rhönite.
- Le volcanisme du **Miocène supérieur** (8,3 à 5,3 Ma) n'est présent que sur le plateau des Dômes, et comprend des coulées de basaltes *s.l.* (parfois ankaramitiques) ainsi que le diatrème de Montchalet.
- Les formations sédimentaires et/ou volcaniques **mio-pliocènes** apparaissent elles aussi uniquement sur le plateau des Dômes et comprennent des sucs de basalte *s.l.* et de trachybasalte (parfois à nodules de péridotite), le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid, ainsi que des alluvions fluviales, sablo-argileuses, situées sous certaines des coulées.

• Le volcanisme **pliocène** « **prémondorien** » (5,3 à 2,6 Ma) est représenté par des entités variées sur le plateau des Dômes : l'écoulement cendro-ponceux trachytique et les tufs et brèches phréatomagmatiques type Farges (4 Ma), les dômes de trachyte porphyrique à sanidine de Voissière et de Montmie (3,8 Ma), des coulées de divers types de basaltes *s.l.*, le dôme de trachybasalte du Puy d'Alou (3,8 ± 1 Ma), ainsi que le vestige de cône strombolien du Puy de la Vigeral et la coulée de trachybasalte en inversion de relief de la **Montagne de la Serre** (3,4 Ma) associée, récemment classée à l'UNESCO. Au Sud de la carte se trouve l'extrémité nord du vaste plateau volcanique du **Cézallier** où affleurent diverses coulées de basanites (parfois à nodules de péridotite), des coulées de basalte doléritique (4,2 à 3,1 Ma) et leurs alluvions sous-jacentes (Pardines et Roca Neyra), ainsi que la brèche hyaloclastique du maar de Prady. En Limagne, le complexe du Puy de Corent est composé par une coulée de basalte *s.l.* et un cône strombolien, datés tous deux à environ 3 Ma.

• Le **stratovolcan du Mont-Dore s.s.** est daté du **Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur** (3,2 à 1,8 Ma). Son flanc oriental, situé sur la feuille de Veyre-Monton, comprend une exceptionnelle variété de formations volcaniques, localement associées à des dépôts fluviatiles parfois fossilifères (plantes, ossements de mammifères). L'histoire polyphasée de ce volcan est marquée par plusieurs cycles pyroclastiques, dont l'évènement majeur cendro-ponceux rhyolitique dit de la « Grande Nappe » est daté à ~ 2,77 Ma. Ces dépôts sont recouverts au SE, sur le site du **plateau de Perrier**, par 120 m d'un spectaculaire ensemble d'avalanches de débris (datées à 2,6 Ma). Le volcanisme montdorien se traduit également par la mise en place de coulées de trachyandésites porphyriques, basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites), de basaltes divers, et de rare téphriphonolite (ordanchite). Il se termine par le dépôt des cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques de Varennes et du lac Chambon, et par la mise en place du diatrème de la Dent du Marais, constitué de brèches et tufs basaltiques.

En Limagne, dans la partie NE de la feuille, le volcanisme du **Pléistocène inférieur** est par ailleurs représenté par les petits lambeaux d'anankamite de La Roche-Noire (1,2 à 0,8 Ma) et de trachybasalte ou téphrite porphyrique de Mirefleurs, tous deux en inversion de relief.

• Le **stratovolcan du Sancy** est daté du **Pléistocène inférieur à moyen** (1,1 à 0,24 Ma). Son flanc NE, situé sur la feuille de Veyre-Monton, comprend lui aussi une exceptionnelle variété de formations volcaniques et de dépôts fluviatiles localement associés : des coulées de basaltes *s.l.* et de trachyandésites porphyriques, basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites), en inversion de relief plus ou moins prononcée selon leur âge ; des dépôts de ponces trachyandésitiques à trachytiques, remaniées ou non ; plusieurs générations d'avalanches de débris, dont celle de Fontenille (environ 1 Ma), qui affleure en lambeaux dispersés sur près de 35 km de longueur.

• Enfin, le volcanisme cénozoïque se termine par la mise en place de la mondialement célèbre **Chaîne des Puys**, classée sur la liste du patrimoine

mondial de l'UNESCO en 2018, et dont le tiers sud se situe sur la présente feuille, entre le Puy de Mercœur au Nord et le Tartaret au Sud. Elle comprend essentiellement ici des cônes stromboliens et des coulées de lave **holocènes** de trois types pétrochimiques : basaltiques, trachybasaltiques et trachyandésitiques, ainsi que des projections phréatomagmatiques (maars) et des pyroclastites de recouvrement. Ce volcanisme, très récent à l'échelle des temps géologiques, n'est pas considéré comme éteint, et la probabilité d'une future éruption dans la Chaîne des Puys ne peut donc pas, en l'état actuel des connaissances, être totalement écartée.

Les **formations superficielles cénozoïques** sont elles aussi extrêmement variées. Les dépôts de pente (glissements de terrain et éboulements en masse, solifluxion, éboulis, et colluvions) drapent de nombreux reliefs. Les dépôts alluviaux comptent six générations (Fu à z), ainsi que des cônes de déjection. Des dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires, weichséliens, sont présents sur les versants orientaux des massifs volcaniques du Mont-Dore et du Sancy (en particulier dans le secteur de la vallée de la Couze de Chaudefour, classée en Réserve Naturelle Nationale). Enfin, des travertins, parfois spectaculaires, se trouvent dans certaines vallées actuelles où ils sont parfois associés à des sources d'eaux minérales carbogazeuses, et/ou à des marais salés où poussent de rares plantes halophiles.

Les **ressources en eau** sont relativement abondantes grâce d'une part aux alluvions de l'Allier et de ses affluents, qui constituent un réservoir important pour l'alimentation en eau potable de la région, et, d'autre part, aux formations volcaniques et aux reliefs dus et à la tectonique en horsts et grabens. Les **substances utiles** sont abondantes et variées. En revanche, les ressources minières sont faibles, avec de petits gîtes, qui n'ont actuellement plus le moindre intérêt économique, et des indices, concernant pour l'essentiel les substances suivantes : barytine, galène, or, fer, diatomite, gypse, lignite et bitume.

## ABSTRACT

The 1:50 000 scale **Veyre-Monton** (n° 717) map sheet is fully located in the French department of Puy-de-Dôme (63), immediately to the south of the Clermont-Ferrand map sheet (n° 693). Geologically located in the north-central part of the French Massif Central, this territory is covered by extremely contrasted geological domains, for both their lithologies and ages.

The **Limagne fault**, a wide normal faults system striking in an overall north-south direction, divides the sheet into two parts of equivalent surface, but strongly contrasted in terms of geology:

– To the west, the **Dômes plateau** consists in two main geological domains: the Variscan crystalline basement made up of magmatic and metamorphic rocks; and the Cenozoic volcanic formations emplaced from various eruptive centers (Cézallier, Mont-Dore, Sancy and Chaîne des Puys).

– To the east, a small remnant of ferruginous paleosol attributed to the **Siderolithic**, the **Limagne d'Allier Tertiary sedimentary deposits**, as well as several **Cenozoic volcanic formations** overlie the Variscan basement which irregularly outcrops along some valleys. Tertiary to Quaternary volcanic flows and deposits from Mont-Dore, Sancy and the Chaîne des Puys volcanoes also reached the Limagne.

The **Variscan** (Hercynian) **basement** was structured about 420 to 300 Ma ago, when the convergence between the Gondwana and Laurussia plates was accommodated by the Hercynian orogeny, of which the Massif Central represents the largest outcropping area in France. The Veyre-Monton sheet illustrates the diversity of the Variscan country rocks, including:

– meso- to catazonal metamorphic formations of the Upper Gneiss Unit, composed of strongly migmatitic paragneisses – of diatexite type - and leptynite (ultra)mylonitized gneisses deformed along a dextral ductile shear zone striking N110 to 135°E;

– slices of sedimentary and/or volcanic Devono-Dinantian rocks, metamorphosed in the greenschist facies and sometimes affected by contact metamorphism;

– numerous polyphased intrusions of magmatic bodies, plutonic to subvolcanic, whose ages range from 365 to 315 Ma, approximately, and belonging to three main types of magmatic series: calc-alkaline *s.s.* for basic to acid rocks of Aydat type (365 Ma) and for intermediate to acidic rocks of St-Hérent type; calco-alkaline Mg-K (subalkaline) for the monzogranite of Royat–Theix type; and alumino-potassic for the granite-granodiorite of the Cournols–St-Nectaire type (352 ± 4 Ma), the oriented granite of the Chambon-sur-Lac type, and the late dykes of leucogranite.

A **remnant of siderolithic paleosol**, Jurassic to early Cretaceous, outcrops at Coudes.

**Tertiary sedimentary deposits** range from the Lower Oligocene to the Middle Miocene, and are mostly found within the large *Limagne d'Allier* graben basin, but also along small scattered basins of the Dômes plateau. The Limagne and these satellites were formed during the horst and graben tectonics associated with the Alpine orogeny.

– The oldest deposits are Lower Oligocene (*Rupelian*) in age and include a base conglomerate (visible only in one place), Striatelles limestones, various clays, sands, sandstones and arkoses, and finally papyraceous schists, marls and dolomitic limestones. The Late Oligocene (*Chattian*) deposits begin with green marl and Cypris clay-limestone sequences, with a border facies of marl and sandy limestones, and end with marl and caddisfly-reefs limestones.

– The Lower to Middle Miocene (*Aquitanian-Burdigalian*) deposits begin with silicified and millstone travertines, and include formations only described in the Gergovie plateau: the Aquitanian lacustrine marl limestones (filling the maar 1 crater), arkoses and marly limestones, locally brecciated; the Burdigalian, marls, clays and sands, quartzo-feldspathic or locally conglomeratic.

**Cenozoic volcanic formations** are extremely varied, in age (ranging from Lower Miocene to Holocene), composition and nature.

– The oldest volcanic formations are *Lower to Middle Miocene* in age (23 to 11 Ma with a paroxysmal phase around 16 Ma) and are described both in Limagne and in the Dômes plateau. They include numerous *peperite* maars-diatremes crosscutting the Oligocene sedimentary deposits, basalts *s.l.* (sometimes olivine-rich), and the specific structure of Puy de Saint-Sandoux, in Limagne, composed by nephelinite and basanite lavas as well as a rhönite-bearing pegmatitoid layer.

– *Upper Miocene* volcanism (8.3 to 5.3 Ma) only affects the Dômes plateau, and includes basaltic *s.l.* flows (sometimes ankaramitic) and the phreatomagmatic Montchalet diatreme.

– *Mio-Pliocene* sedimentary and/or volcanic formations also outcrop only on the Dômes plateau and include stocks of basalt *s.l.* and trachybasalt (sometimes peridotite nodules-bearing), the inter-basaltic volcano-sedimentary complex of Saulzet-le-Froid, as well as fluvial alluvium underlying some of the basaltic *s.l.* flows.

– “*Premontdorian*” *Pliocene* volcanism (5.3 to 2.6 Ma) is represented by many entities on the Dômes plateau: the trachytic ash-pumice flow and the phreatomagmatic tuffs and breccias of Farges-type (4 Ma), porphyritic sanidine-trachyte domes from Voissière and Montmie (3.8 Ma), flows of various types of basalt *s.l.*, the Puy d'Alou trachybasalt dome (3.8 ± 1 Ma), as well as the remnants of the Strombolian cone of Puy de la Vigerat and its famous associated trachybasalt flow of “*Montagne de la Serre*” (3.4 Ma), a world-classic example of inverted relief recently classified by UNESCO. The south of the map shows the northern end of the vast volcanic *Cézallier* plateau where various basanite flows (sometimes with peridotite nodules), doleritic

basalt flows (4.2 to 3.1 Ma) and underlying alluviums (Pardines and Roca Neyra), as well as the hyaloclastic breccia of the Prady maar are outcropping. In the Limagne, the Puy de Corent complex is made up of a basalt flow *s.l.* and a Strombolian cone, both aged ~3 Ma.

– The eastern flank of the **Upper Pliocene - Lower Pleistocene** (3.2 to 1.8 Ma) **Mont-Dore stratovolcano s.s.** is located on the Veyre-Monton map sheet, and is represented by an exceptional variety of volcanic formations, locally associated with fluvial deposits, occasionally fossiliferous (plants, mammal remnants). The polyphased history of this volcano is characterized by several pyroclastic cycles, including the major rhyolitic ash-pumice event known as the "Grande Nappe" dated at ~2.77 Ma. The **Perrier plateau** exhibits a spectacular 120 m-thick set of debris avalanches deposits dated at ~2.6 Ma overlapping the "Grande Nappe". Montdorian volcanism is also associated with the emplacement of porphyritic basaltic (locally called "*doréite*") or differentiated (locally called "*sancyites*") trachyandesites, various basalts, and rare tephriphonolite (locally called "*ordanchites*"). It ends with the emplacement of the trachyandesitic cinerites and pumiceous tuffs of Varennes and Lake Chambon, and the eruption of the Dent du Marais diatreme (breccias and basaltic tuffs).

In Limagne, in the northeastern corner of the sheet, **Lower Pleistocene** volcanism is also represented by the small inverted relief of the ankaramitic La Roche-Noire (1.2 to 0.8 Ma) and trachybasaltic to tephritic (porphyritic) Mirefleurs lava remnants.

– The northeastern flank of the **Lower to Middle Pleistocene** (1.1 to 0.24 Ma) **Sancy stratovolcano**, also located on the Veyre-Monton map sheet, includes as well a remarkable diversity in the volcanic formations, locally associated with underlying fluvial deposits: flows of basalt *s.l.* and porphyritic basaltic (locally called "*doréite*") or differentiated (locally called "*sancyites*") trachyandesites, more or less inverted in relief according to their age; deposits of trachyandesitic to trachytic pumice, sometimes reworked; several generations of debris avalanches deposits, including the Fontenille-type facies (about 1 Ma), outcropping over ~35 km as disconnected remnants.

– Finally, the Cenozoic volcanism ends with the emplacement of the famous **Chaîne des Puys**, part of the UNESCO World Heritage List since 2018. The southern third of this ~45 km-long line of about 80 monogenetic volcanoes is located on the Veyre-Monton map sheet, from the Puy de Mercœur to the North to the Tartaret to the South. It includes here Strombolian cones and **Holocene** lava flows of three main petrochemical types (basalt, trachybasalt and trachyandesite), phreatomagmatic projections (maar-types), and associated pyroclastic-fall covers. This volcanism, very recent over geological time, is not considered as extinct: the probability of a future eruption in the Chaîne des Puys cannot therefore, in our current state of knowledge, be totally ruled out.

The **Cenozoic superficial formations** are also extremely varied. Slope deposits (landslides, solifluxion, screes, and colluvium) are covering many of the most important reliefs of the map sheet. Six generations of alluvial deposits

(Fu to z) were mapped, as well as alluvial cones. Glacial or fluvio-glacial deposits, Weichselian in age, are present on the eastern slopes of the Mont-Dore and Sancy volcanoes, in particular in the Couze de Chaudefour National Reserve valley. Finally, travertine deposits are present, sometimes spectacular, and occasionally associated with carbonated mineral water sources, and/or salty wetlands where rare halophilic plants grow.

**Freshwater resources** are relatively abundant due to the alluvium nappes of the Allier (and tributaries) river, which represent a significant reservoir for the drinking supply of the region, and to the volcanic formations and “horst and graben” reliefs. The **mineral resources** are principally represented on the Veyre-Monton map sheet by a large and varied amount of quarry stones and material. Ore –mining- resources are on the contrary rare: small occurrences of no longer any economic interest are described for the following substances: barite, galena, gold, iron, diatomite, gypsum, lignite and natural bitumen.

*À la mémoire de Guy Camus (1941-1999), Alain de Goër de Herve  
(1937-2002)*

*et Pierre-Marie Vincent (1927-2014), géologues de l'Université de  
Clermont-Ferrand,*

*qui ont fait des levés sur la carte géologique de la France à 1/50 000 -  
feuille Veyre-Monton,*

*mais qui ont quitté notre monde avant la finalisation de cette carte et de sa  
notice.*

## **Avant propos**

Cette notice est un document de synthèse compatible avec les standards de l'impression établi à partir d'une version monographique de 324 pages en format A4 à marges réduites, très richement illustrée (448 figures), et disponible en ligne sur le site *Géologie de la France* (Chèvremont *et al.*, 2022).

## **INTRODUCTION**

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire de la feuille Veyre-Monton (n°717) à 1/50 000 se trouve entièrement dans le département du Puy-de-Dôme (63), immédiatement au Sud de celui de la feuille Clermont-Ferrand (n°693). Il est couvert par les cartes topographiques à 1/25 000 de Aydat-Saint-Nectaire (2532 Ouest) pour la moitié occidentale, et Veyre-Monton (2532 Est) pour la moitié orientale.

L'altitude décroît globalement d'Ouest en Est, depuis un maximum de 1347 m, au sommet de la montagne de Pouly, en bordure occidentale, jusqu'à un minimum de 323 m pour la partie la plus aval de l'Allier, en limite NE. Le relief relativement accentué de la moitié occidentale de la feuille correspond au plateau des Dômes, armé par les cônes volcaniques quaternaires de la Chaîne des Puys dont les sommets culminent à plus de 1000 m (1249 m pour le Puy de Mercœur au Nord de la carte). Vers l'Est, le plateau des Dômes laisse place à la Limagne de l'Allier, au sein de laquelle se trouvent des appareils volcaniques tertiaires formant des reliefs dont les sommets ont une altitude qui décroît globalement d'Ouest en Est : 848 m au Puy de Saint-Sandoux, 745 m au plateau de Gergovie, 621 m au Puy de Corent en rive gauche de l'Allier, 496 m à la planèze de La Roche Noire en rive droite de l'Allier.

Ce territoire est drainé pour l'essentiel par l'Allier, qui serpente du Sud vers le Nord, et par ses affluents, situés en grande majorité en rive gauche (Ouest), et qui sont du Sud au Nord : la Couze Pavin, la Couze Chambon, la Monne et la Veyre, qui ont une direction globalement Ouest-Est. Seul l'angle NW de la carte ne fait pas partie du bassin versant de l'Allier. Ce secteur est en effet drainé

essentiellement par la Gorce, de direction Sud-Nord, qui se jette dans la Sioule à Pont-des-Eaux.

La Limagne d'Allier, dans la moitié orientale de la feuille, représente le secteur le plus peuplé, où se situent notamment les communes de La Roche-Blanche, Veyre-Monton, Saint-Amant-Tallende et Champeix, du Nord au Sud. La Limagne accueille aussi les axes de communication majeurs, comme par exemple l'autoroute A75. Saint-Saturnin se trouve au centre de la feuille, à la limite entre la Limagne de l'Allier et le plateau des Dômes. Dans la moitié occidentale de la carte, l'habitat est beaucoup plus dispersé et c'est au fond des principales vallées que se trouvent les plus gros bourgs : Aydat dans la vallée de la Veyre, au Nord ; Murol et Saint-Nectaire dans la vallée de la Couze Chambon, au Sud.

La Limagne d'Allier est couverte de riches terres agricoles, consacrées aux cultures céréalières, fruitières ou viticoles. Les zones de relief sont occupées soit par des forêts, soit par des pâturages pour les ovins et/ou les bovins. Ces derniers sont prédominants, notamment dans la zone d'appellation contrôlée du célèbre fromage de Saint-Nectaire, zone qui s'étend jusqu'à Courmouls vers le Nord.

Le tourisme représente une part importante de l'économie de la région, qu'il soit lié à des activités thermales (e.g. Saint-Nectaire), nautiques (e.g. aux lacs Chambon et d'Aydat, ce dernier étant le plus grand lac d'Auvergne), ou à des sites patrimoniaux et/ou archéologiques emblématiques (Plateau de Gergovie ou de Corent, Château de Murol, villages de Saint-Saturnin et de Montpeyroux, etc.). La Chaîne des Puys et le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne constituent un atout privilégié pour le tourisme vert. L'ensemble volcanotectonique Chaîne des Puys – faille de Limagne a été inscrit en 2018 sur la Liste du patrimoine mondial de l'UNESCO, en faisant ainsi le premier site de France hexagonale classé au titre des biens naturels. Une grande partie de ce bien exceptionnel se situe sur l'emprise de la feuille Veyre-Monton, dans un quadrilatère Nébouzat, Saulzet-le-Chaud, Saulzet-le-Froid et Saint-Amant-Tallende.

## CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte de Veyre-Monton rassemble des roches témoignant d'une histoire géologique riche et variée s'étalant depuis l'orogène varisque au Paléozoïque, jusqu'à la formation du rift ouest européen au Cénozoïque et au volcanisme récent associé.

Un faisceau de failles de direction générale Nord-Sud divise la carte de Veyre-Monton en deux parties à peu près égales en superficie, mais très différentes sur le plan géologique. Le **plateau des Dômes**, à l'Ouest, est formé d'un sous-bassement de *socle cristallin varisque*, recouvert par des *formations*

*volcaniques cénozoïques* appartenant à différents édifices et ensembles volcaniques. La **Limagne d'Allier**, à l'Est, est un vaste bassin en héli-graben, comblé de *dépôts sédimentaires* oligocènes à miocènes, recoupés ou recouverts par des *formations volcaniques cénozoïques*.

Les roches cristallines du plateau des Dômes constituent la partie profonde d'une vaste chaîne de montagnes transeuropéenne formée entre 420 et 300 millions d'années (depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère) en réponse à la convergence entre les plaques Gondwana et Laurussia, accommodée par subduction puis collision (Faure *et al.*, 2005 ; Faure *et al.*, 2009). Ce **socle varisque** comprend ici :

- 1) des formations métamorphiques méso- à catazonales rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss : diatexites et gneiss leptynitiques ;
- 2) quelques panneaux de roches métamorphiques dévono-dinantiennes paradérivées et métavolcaniques, au faciès schiste vert, et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact ;
- 3) et surtout de nombreuses intrusions polyphasées de corps plutoniques à subvolcaniques, appartenant à trois principales associations magmatiques, d'âges différents : calco-alkaline *stricto sensu*, calco-alkaline magnésio-potassique (ou subalkaline), et alumino-potassique. Ce socle encaisse aussi de manière marginale quelques filons de quartz (dont l'âge tardivarisque, liasique ou ultérieur (?) reste discuté), de barytine (d'âge probablement liasique) et de roches subvolcaniques cénozoïques alimentant le volcanisme récent.

Au cours du Mésozoïque, l'évolution tectonique de l'Europe de l'Ouest est contrôlée par l'ouverture de l'océan Atlantique et de la Téthys. L'absence de dépôts sédimentaires de cette période au sein du Massif central français suggère qu'il s'agissait alors d'un haut topographique émergé (Dercourt *et al.*, 1993). Un **paléosol ferrugineux** sidérolithique d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010) semble être présent de manière marginale sur la feuille.

Au Cénozoïque, l'Europe de l'Ouest est le siège d'une importante phase tectonique extensive, probablement liée à l'orogène alpin (Merle et Michon, 2001), qui provoque la formation d'un vaste réseau de fossés d'effondrement, dont les contours reprennent pour partie les zones de faiblesses héritées de l'histoire varisque. Le **graben de la Limagne d'Allier** représente l'entité la plus occidentale de ce système de rift. Sur la carte de Veyre-Monton, ce fossé a été comblé par d'abondantes formations sédimentaires continentales dont l'âge de dépôt va du début de l'Oligocène inférieur à la fin du Miocène inférieur (soit 34 à 16 Ma). Le bassin des Limagnes se caractérise par des dépôts fluvio-lacustres, avec une sédimentation carbonatée, argileuse, évaporitique et bitumineuse, et une sédimentation détritique (à sables quartzo-feldspathiques ou à chailles, arkoses et conglomérats). Signalons également que de petits bassins isolés se forment par ailleurs au sein du plateau des Dômes, à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne. Le fossé d'Olby affleure de manière très marginale dans le coin NW de la feuille.

Le Cénozoïque voit également le développement d'un important **volcanisme** dans le Massif central. Ce volcanisme affecte d'abord, au Miocène inférieur (~ 23 Ma), le secteur de la Limagne d'Allier, où de nombreux maars-diatrèmes de pépérites recoupent à l'emporte-pièce des sédiments tertiaires. La mise en place des pépérites, dont le paroxysme se situerait vers 16 Ma, est accompagnée ou suivie de celle de basaltes *s.l.* non seulement dans la Limagne d'Allier, mais également sur le plateau des Dômes. Ces entités « anciennes » sont aujourd'hui fréquemment mises en inversion de relief par l'érosion. Au Mio-Pliocène, une activité volcanique mafique (basalte ankaramitique, mélanéphéline...) semble affecter préférentiellement le plateau des Dômes. Au Pliocène (5,3 à 2,6 Ma), l'activité se concentre plus au Sud, dans le Cézallier, un vaste plateau volcanique essentiellement basaltique qui fait la jonction entre le Mont-Dore–Sancy et le Cantal. À la même époque, un volcanisme « prémondorien » (5,3 à 3,4 Ma) bimodal (basaltique et trachytique) affecte le plateau des Dômes, tandis que la Limagne voit naître le complexe volcanique du Puy de Corent (~ 3 Ma).

Le volcanisme cénozoïque du Massif central est aussi caractérisé, sur la présente carte, par les produits associés à deux stratovolcans emblématiques de l'Auvergne : le **Mont-Dore** *s.s.* et le **Sancy**. Les produits du Mont-Dore *s.s.* (3,1 à 1,8 Ma) sont des laves (majoritairement des basaltes et des trachyandésites) accompagnées de grands volumes de roches volcanoclastiques (téphras, brèches, tufs...). Le plateau de Perrier, où affleure une séquence volcanosédimentaire exceptionnelle, se situe sur la présente feuille. Des dépôts fluviatiles fossilifères, des niveaux de retombées volcaniques et la trace d'au moins deux événements majeurs d'avalanche de débris y ont été décrits et datés (Pastre, 2004 ; Bernard *et al.*, 2009 ; Nomade *et al.*, 2012 ; 2014a-b). L'activité du Mont-Dore *s.s.* est aussi responsable de la mise en place de la « Grande Nappe » de ponces rhyolitiques, sans doute associée à la formation d'une caldeira, mais dont la signification exacte reste à préciser (Nomade *et al.*, 2017). Le stratovolcan du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) suit de près l'édification de celui du Mont-Dore, et comprend également une grande variété de formations, dont divers types de trachyandésites et de nombreux lambeaux de dépôts d'avalanches de débris de différentes générations, s'étendant parfois sur quelques 35 km de longueur (pour le type « Fontenille »). Quatre cycles pyroclastiques distincts ont rythmé l'activité du Sancy (Nomade *et al.*, 2012), ainsi que la formation d'une hypothétique caldeira.

L'activité volcanique la plus récente du secteur se produit au sein de l'ensemble pléistocène supérieur à holocène de la **Chaîne des Puys** (< 0,1 Ma), dont la partie Sud se situe sur la présente carte, où affleurent certains des édifices emblématiques de ce bien exceptionnel récemment inscrit à l'UNESCO. Signalons que la montagne de la Serre, également incluse dans le bien UNESCO, et située sur le territoire de la feuille Veyre-Monton, est une spectaculaire coulée de trachybasalte en inversion de relief provenant du Puy de la Vigeral et datée à 3,4 Ma (Pliocène). Les édifices de la Chaîne des Puys présents sur la carte sont des cônes de scories stromboliens et des cratères phréatomagmatiques de type maar.

L'histoire géologique de la région est scellée par la mise en place des **formations superficielles** cénozoïques, qui présentent une très grande variété de faciès, illustrant ainsi à la fois la diversité géologique de la feuille, et les importantes variations de relief et/ou climatiques de ce territoire. Les larges vallées en « U » du quart SW de la feuille témoignent de l'extension maximale des glaciers lors de la dernière période froide (au Weichsélien, ou Würm). Les dépôts gravitaires qui enregistrent le réajustement des reliefs au cours du temps, créent parfois des lacs en barrant des vallées : c'est le cas du lac Chambon. Les alluvions de l'Allier et de ses affluents enregistrent enfin la lente incision des rivières : pas moins de 10 formations fluviales successives ont par exemple été distinguées au plateau de Perrier (Pastre, 2004 ; 2005).

### TRAVAUX ANTÉRIEURS

La carte à 1/50 000 de Veyre-Monton s'inscrit entièrement dans l'emprise de la carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) qui a fait l'objet de quatre éditions : 1<sup>ère</sup> édition par M. Lévy (1887) ; 2<sup>ème</sup> édition par M. Lévy, A. Lacroix, P. Glangeaud et J. Giraud (1909) ; 3<sup>ème</sup> édition par G. Garde et L. Glangeaud (1939) ; et 4<sup>ème</sup> édition par J. Goguel (1962).

Parmi les huit cartes géologiques à 1/50 000 entourant celle de Veyre-Monton, sept sont déjà éditées et une est en cours de finalisation :

692 Pontgibaud Hottin <i>et al.</i> , 1989	693 Clermont-Ferrand Jeambrun <i>et al.</i> , 1973	694 Thiers Jeambrun <i>et al.</i> , 1976
716 Bourg-Lastic Brousse <i>et al.</i> , 1981	717 Veyre-Monton	718 Issoire Saint-Joanis <i>et al.</i> , 1982
740 La Tour-d'Auvergne Brousse <i>et al.</i> , 1990	741 Besse-en-Chandesse <i>en cours de finalisation</i>	742 St-Germain-Lembron Prognon <i>et al.</i> , 2012

Le socle varisque a fait l'objet, entre autres, des diplômes universitaires suivants :

– le DES de K.-T. Piel (1966) sur le granite de Manson, comportant une carte géologique à 1/9 000 d'un secteur à cheval sur les feuilles Veyre-Monton et Clermont-Ferrand ;

– la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) sur les formations métamorphiques dévono-dinantiennes et les roches plutoniques de la région SW de Clermont-Ferrand, avec des cartes géologiques à 1/25 000 de deux secteurs du NW de la présente feuille : Aydat–vallée de la Monne et Pont-des Eaux–Nébouzat ;

– la thèse de C. Pin (1989), comportant un chapitre sur le plateau des Dômes.

Le volcanisme des parties du Mont-Dore *s.s.* et/ou du Sancy situées sur le territoire de la feuille Veyre-Monton ont fait l'objet des thèses de J.-C. Besson (1978) et M.-H. Ly (1982), de publications de J.-C. Besson *et al.* (1977, 1979) et d'une synthèse volcanologique inédite de P. Labazuy *et al.* (2004) qui ne concerne qu'un petit secteur situé au Nord de Saint-Nectaire.

Les formations sédimentaires et volcaniques du plateau de Gergovie, situées à cheval entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand et de Veyre-Monton, sont notamment décrites dans les publications de J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008) et de G.-A. Valentine et B. van Wyk de Vries (2014).

Le volcanisme de la Chaîne des Puys, dont une partie s'étend sur une large moitié occidentale de la feuille Veyre-Monton, a fait l'objet d'une carte géologique à 1/25 000 « Volcanologie de la Chaîne des Puys », parue en 6 éditions, accompagnées chacune d'une notice explicative (Camus *et al.*, 1975 ; de Goër de Herve *et al.*, 1983 ; de Goër de Herve *et al.*, 1991 ; Boivin *et al.*, 2004 ; Boivin *et al.*, 2009 ; et Boivin *et al.*, 2017). Les trois dernières éditions prennent en compte les résultats de 400 analyses géochimiques réalisées dans le cadre du DEA de J.-B. Rosseel (1996) et financées par le BRGM.

En 1982 la COGEMA a réalisé en Limagne Sud une campagne de 11 forages dont les logs à 1/1 000 ont été établis à partir de l'observation des cuttings et de diagraphies.

Enfin, de nombreux auteurs ont réalisé des études ponctuelles sur des sujets spécifiques, comme par exemple la célèbre séquence fluviatile plio-pléistocène du plateau de Perrier, qui constitue un site exceptionnel grâce à son recouvrement et sa préservation par des formations volcaniques provenant des massifs cénozoïques du Mont-Dore ou du Cézallier. Parmi les nombreuses publications concernant ce site extraordinaire la plus ancienne est celle de A. Michel-Lévy et E. Munier-Chalmas (1889), alors que les plus récentes sont celles de J.-F. Pastre (2004, 2005), B. Bernard *et al.* (2009) et S. Nomade *et al.* (2012, 2014a-b, 2017), qui contiennent de nombreuses références aux travaux antérieurs et dont nous avons largement tenu compte pour la rédaction de la présente notice. Des travaux pétrographiques, géochimiques et texturaux récents ont également été menés sur les produits des Puys jumeaux de la Vache et Lassolas par B. Haddadi (2016) et S. Jordan *et al.* (2016). Enfin, parmi les autres publications prises en compte figurent notamment : le DEA de E. de Goër de Herve (1992) sur les formations glaciaires et post-glaciaires ; la publication de J.-J. Macaire *et al.* (1992) sur l'histoire polyphasée de la genèse du lac Chambon ; la publication de N. Vidal *et al.* (1996) sur la déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique ; la publication de J. Dejou et V. Loiseau (1983) sur les sols bruns acides développés sur des granites.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La réalisation de la carte géologique de la France à 1/50 000 – feuille Veyre-Monton est une longue histoire, étalée sur un demi-siècle. En effet, les levés géologiques ont débuté en 1971 et ne se sont terminés qu'en 2014, tandis que les finalisations de la carte et de sa notice datent de 2021.

Chacun des quarts de la feuille a son histoire particulière, détaillée dans la monographie numérique (Chèvremont *et al.*, 2022).

Parmi les auteurs des levés, se trouvent trois géologues de l'Université de Clermont-Ferrand qui nous ont quittés avant d'avoir vu la finalisation de la carte 717 et de sa notice : G. Camus, décédé le 19 juin 1999 ; A. de Goër de Herve, décédé le 19 juin 2002, et Pierre-Marie Vincent, décédé le 10 avril 2014.

**Synthèses cartographiques.** C. Duteil puis H. Berthier (infographistes au BRGM-Orléans) ont réalisé la vectorisation, les corrections et l'harmonisation des différentes maquettes de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 sous la coordination de P. Chèvremont.

**Auteurs de la notice.** P. Chèvremont est le coordonnateur de la notice et a en rédigé la majeure partie.

En 2021, suite aux recommandations du CCGF, P. Chèvremont et J. Bernard ont produit une version synthétique de la notice monographique de P. Chèvremont *et al.* (2022).

Dans de nombreux paragraphes se trouvent des textes et/ou des figures, empruntés à des auteurs de thèses et/ou de publications, en citant à chaque fois les auteurs concernés et les dates des ouvrages, dont les références sont données dans la bibliographie.

**Un grand remerciement à Pierre Boivin**, professeur émérite, rattaché au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de l'Université Clermont Auvergne - CNRS - IRD, OPGC, qui a relu et amendé les nombreux chapitres concernant la description des terrains volcaniques.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### SOCLE VARISQUE

#### Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss

**M<sup>2</sup>. Diatexite mésocrate à grain moyen à biotite, fréquemment chloritisée, cordiérite généralement pinitisée, muscovite et rare sillimanite.** Ce type de migmatite, proche d'un granite, n'apparaît que dans l'angle SW de la feuille, sous forme de corps séparés en surface par des coulées de basaltes *s.l.* mais constituant très probablement un massif continu en profondeur. Vers le Sud, sur la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître), cette diatexite fait partie des « migmatites paradérivées » rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss.

Cette diatexite affleure à l'Est de Courbanges, dans les vallées des ruisseaux du Cheix et de Courbanges, et au Sud de St-Victor-la-Rivière, dans la vallée du ruisseau de Malvoissière. Dans les deux premières vallées, la diatexite est en majeure partie massive, proche d'un granite, et altérée avec des placages d'hydroxydes de fer sur les plans de fractures. La taille de grain varie entre 1 et plusieurs mm ce qui permet de distinguer macroscopiquement du quartz, des feldspaths, de la biotite et de la cordiérite, verdâtre par suite de son altération en pinite. Les meilleurs affleurements rocheux se trouvent à l'Ouest du hameau de Chomeilles, en rive nord du ruisseau de Malvoissière, dans le talus d'une piste. Ils montrent une diatexite soit massive, soit amygdalo-rubanée, les amygdales et les rubans lenticulaires correspondant à des amas plus ou moins étirés de cordiérite, biotite et parfois muscovite noyés dans une phase quartzo-feldspathique leucocrate. Plus à l'Ouest, dans le talus nord de la route D5, la roche est fortement altérée, arénisée (isaltérite). Plus à l'Est, au Sud du hameau de Chatelguizon, la diatexite renferme des niveaux métriques d'un gneiss leptynitique ( $\zeta^4$ ) puis disparaît pour laisser place à une barre massive de gneiss leptynitique fracturé formant un piton rocheux en rive droite du ruisseau.

L'étude microscopique d'un faciès amygdalo-rubané montre que la phase leucocrate a une texture hypidiomorphe à grain moyen ( $\leq 4$  mm) et une composition de leucogranite (cf. **Fig. 1** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) : plagioclase subautomorphe, plus ou moins séricitisé ; orthose xénomorphe, colorée en jaune<sup>1</sup> ; quartz en plages de taille variable, à extinction onduleuse et sous-grains. Les amas de silicates alumineux sont constitués de : cordiérite, prépondérante et plus ou moins pinitisée ; biotite brun-rouge, en lamelles aux contours déchiquetés, à inclusions sporadiques de zircon, monazite, apatite,

---

<sup>1</sup> La coloration sélective du feldspath potassique en jaune est obtenue en trempant la lame mince non couverte dans du cobaltinitrite de sodium, après attaque aux vapeurs de HF sous hotte aspirante

et localement altérée en chlorite plus minéraux de Fe-Ti, plus parfois mica blanc secondaire ; muscovite primaire accessoire.

Par ailleurs, le faciès de diatexite rubanée se trouve localement en enclaves, de taille variable, au sein du granite de type Chambon-sur-Lac. Par exemple, à 700 m à l'WNW du hameau de Jassat, immédiatement au Nord de la route D618, ce faciès constitue un panneau, figuré sur la carte, d'une dizaine de mètres de largeur et de plusieurs décamètres de longueur. La roche de ce panneau est formée d'une alternance lenticulaire de lits leucocrates quartzofeldspathiques centimétriques, et de minces lits sombres millimétriques biotitiques, tellement effilochés qu'on peut les qualifier de schlieren. Son étude pétrographique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture grano-lépidoblastique résiduelle, fortement oblitérée par l'anatexie. Les lits clairs ont une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (1 à 2 mm), à fabrique planaire, et une composition de leucogranite nettement plus riche en feldspath potassique qu'en plagioclase. Ce dernier est subautomorphe à automorphe, non zoné, criblé de micropaillettes de mica blanc et parfois maculé de taches de feldspath potassique secondaire. Le feldspath potassique primaire est de l'orthose, xénomorphe. Le quartz, à extinction onduleuse et sous-grains, se présente en cristaux soit dispersés, soit groupés en amas parallèles à la fabrique planaire. La biotite, de teinte brun-rouge et plus ou moins ferruginisée, est répartie de façon irrégulière, en lamelles isolées ou en amas de type schlieren ; parfois elle est chloritisée et/ou renferme des fuseaux de feldspath potassique de type adulaire. Apatite, zircon et monazite sont accessoires, associés à la biotite pour l'essentiel.

**ζ<sup>4</sup>. Gneiss leptynitiques à grain fin-moyen, à biotite et localement muscovite et/ou cordiérite pinitisée. 1- faciès mylonitique à ultramylonitique, à mica blanc secondaire et parfois tourmaline, 2-cataclase surimposée.** Dans la partie SW de la carte de Veyre-Monton, une bande de gneiss leptynitiques, localement mylonitiques et par endroits cataclasés, de direction générale N135°E, se suit de façon très discontinue – car largement recouverte par des formations volcaniques ou superficielles – depuis l'Ouest de Beaune-le-Froid jusqu'en rive gauche du ruisseau de Malvoissière, au SE du hameau de Chatelguizon (commune de St-Victor-la-Rivière). Vers l'ESE cette bande se poursuit sur la feuille de Besse-en-Chandesse à 1/50 000 (à paraître), où elle prend une direction N110°E, et affleure de façon beaucoup plus continue. Les principales informations recueillies sur la carte de Besse-en-Chandesse sont les suivantes :

- 1) la bande est limitée du côté SW par la faille majeure de Courgoul, de direction N110°E, qui la sépare des « migmatites paradérivées » de l'USG (Unité Supérieure des Gneiss) ;
- 2) le faciès prédominant consiste en des gneiss leucocrates (localement mésocrates), de teinte beige à gris clair, à grain fin à moyen, se débitant très facilement selon des plans de foliation toujours porteurs d'une linéation très marquée ;

3) le faciès mylonitique à ultramylonitique est hololeucocrate, avec une teinte gris-très clair à blanchâtre, et renferme fréquemment du mica blanc et parfois un peu de tourmaline. Une cataclase, qui se surimpose à la déformation ductile, apparaît localement à proximité de la faille majeure de Courgoul ;

4) Et **les critères cinématiques indiquent que le cisaillement ductile est dextre.**

Sur la présente carte, le faciès le moins déformé est celui qui affleure autour du hameau de Chatelguizon, de part et d'autre du vestige de coulée basaltique de la cote  $z = 1036$  m. Vers le Nord, il est masqué par des éboulis basaltiques, tandis que vers le Sud apparaît une forte cataclase, visible par exemple dans une petite carrière abandonnée située au SE de la cote  $z = 1036$  m, ou sur un piton rocheux se trouvant en rive gauche du ruisseau de Malvoissière. À environ 400 m à l'Ouest de ce piton, dans le talus nord d'un sentier, affleure une diatexite ( $M^2$ ), plus ou moins arénisée, renfermant des niveaux clairs de puissance métrique, constitués de gneiss leptynitiques apparemment non affectés par l'intense anatexie développée aux dépens des paragneiss. Cela montre :

1) que le passage des paragneiss aux gneiss leptynitiques sus-jacents n'est pas brutal, mais se fait via une zone où les paragneiss ont des intercalations de gneiss leptynitiques et ;

2) que ces derniers constituent des corps ayant résisté à l'anatexie.

Bien qu'il soit le moins déformé, le faciès de Chatelguizon est cependant protomylonitique, comme le confirme son étude en lame mince. En effet, les plages de quartz sont fortement recristallisées et étirées (quartz en lanières) jusqu'à former de minces rubans lenticulaires parallèles à la foliation. En revanche, les feldspaths ne sont pas ou peu déformés et il subsiste des îlots de texture grenue à tendance monzonitique, dans lesquels le feldspath potassique – de type orthose plus ou moins perthitique – se présente en plages xénomorphes, interstitielles à des cristaux subautomorphes de plagioclase, moyennement séricitisé, ou englobant même de tels cristaux. La biotite, de teinte brun-rouge, est peu abondante (5 à 7 % en volume) et forme des paillettes isolées ou en petits amas, parallèles à la foliation. Elle n'est pas chloritisée, mais peut être légèrement ferruginisée et/ou renfermer des microamandes d'adulaire écartant les clivages. Ces caractères pétrographiques laissent supposer qu'il s'agit d'un orthogneiss dérivant d'un granite subleucocrate à biotite.

Lorsque l'on se dirige vers le NW, les affleurements ne montrent plus qu'un faciès mylonitique à ultramylonitique et/ou fortement cataclaté. À l'Ouest de Jassat, un faciès ultramylonitique, hololeucocrate, renfermant de petites paillettes de mica blanc visibles à l'œil nu, apparaît dans une petite carrière abandonnée située en bordure NW de la D618. À l'ENE de cette carrière, sur une distance de quelque 600 m, le talus nord de la D618 est entaillé dans une formation de versant à blocs de basalte, recouvrant une zone broyée et blanchie, qui affleure sporadiquement et renferme parfois des plaquettes de mylonite hololeucocrate. Cette zone se retrouve plus au Nord, au SW du Suc du Coq, et

semble être suborthogonale à la bande mylonitique. Plus au NW le faciès mylonitique affleure en bordure sud du lac Chambon, à l'orée nord du bois des Bouves. Au NW du lac Chambon, le faciès ultramylonitique hololeucocrate réapparaît à deux endroits : au Nord du hameau de Varennes, où il est fortement argilisé par endroits ; à 1,2 km à l'Ouest du bourg de Beaune-le-Froid, où il affleure sur les deux rives du ruisseau de Chadeyre, notamment sur sa rive gauche (nord) où il forme une barre rocheuse de direction NW-SE, parallèle à une foliation de direction N140°E (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) subverticale (85° vers le SW) portant une linéation très marquée et subhorizontale (10° au 140). L'ultramylonite renferme localement dans cette barre des traînées de tourmaline très sombre, presque noire.

**Les critères cinématiques indiquent que le cisaillement ductile est dextre**, comme sur la carte de Besse-en-Chandesse et conformément à ce qu'indique la carte géologique de la France à 1/1M – 6<sup>e</sup> édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003).

L'étude pétrographique de l'ultramylonite de Jassat révèle qu'elle est constituée de petits ( $\leq 1$  mm) clastes œillés, moulés par une foliation mylonitique soulignée par de minces rubans de quartz finement recristallisé et par de fines traînées de microphyllites incolores plus oxy-hydroxydes de fer. Les clastes sont formés des minéraux suivants : plagioclase et feldspath potassique, parfois corrodés par du quartz en gouttelettes ; rare quartz ; biotite altérée. Dans l'ultramylonite à tourmaline du ruisseau de Chadeyre, ce silicate boré se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de teinte brune à vert kaki, concentrés dans des rubans lenticulaires de quartz finement recristallisé, en partie microfracturés et recimentés par du quartz (cf. **Fig. 2** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). En outre, cette ultramylonite contient un peu de muscovite primaire, en lamelles fréquemment kinkées et de forme sigmoïde, dispersées dans de minces rubans de quartz et/ou de fines traînées de microphyllites incolores.

Pour la mylonite de Jassat, une analyse chimique des éléments majeurs (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), provenant de la thèse de J.-C. Besson (1978), montre une composition très acide ( $\text{SiO}_2 = 73,08\%$ ), leucocrate ( $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 4,9\%$ ) et très peu alumineuse ( $A = -60,7$  ;  $A/\text{CNK} = 0,80$ ). Malgré la forte teneur en  $\text{SiO}_2$  le paramètre Q, qui représente la silice non feldspathisable, est relativement bas (113,43) ce qui fait que la composition de la mylonite se rapproche des pôles monzonite quartzifère et syénite quartzifère dans le diagramme multicationique Q vs P (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

### **Formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique**

Ces formations sont morcelées par suite des intrusions de roches plutoniques varisques et du recouvrement par les formations volcaniques

cénozoïques. Les principaux panneaux sont ceux de Pont-des-Eaux et de Recoleine, dans le coin NW, et de la Monne-Fohet, au centre-ouest de la carte. En outre, ces formations se trouvent sous forme d'enclaves au sein des massifs plutoniques intrusifs de type Aydat et de Theix, et de petits panneaux situés au toit (roof-pendants) de ces massifs.

Sur sa maquette à 1/25 000 (VM1-2), A. de Goër de Herve (1983, inédit) a distingué quatre entités lithologiques dévono-dinantiennes que nous avons reprises sur la présente carte à 1/50 000 :

- **dhS** : Série schisto-gréseuse, à intercalations graphiteuses, localement métamorphisée en cornéennes ou en schistes tachetés à biotite et/ou andalousite ;
- **dh $\chi$**  : Série quartzitique et arkosique, fréquemment métamorphisée en quartzites et cornéennes leptynitiques ;
- **dhv** : Série volcanique ou volcano-sédimentaire, fréquemment métamorphisée en cornes vertes à amphibole et/ou pyroxène ;
- **dhΓa** : Complexe des cornes vertes, diorites et roches basiques du Fourchat.

**dhS. Série schisto-gréseuse, à intercalations graphiteuses, localement métamorphisée en cornéennes ou en schistes tachetés à biotite et parfois muscovite, andalousite ou cordiérite.** Cette entité constitue d'une part la majeure partie des panneaux de Pont-des-Eaux et de Recoleine et, d'autre part, l'essentiel du grand panneau de Monne-Fohet. Elle équivaut à la formation **h2S** : « Schistes, schistes gréseux » de la feuille à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973).

Un lieu exceptionnel d'observation est une carrière abandonnée située en rive droite de la Gorce, à 800 m au NE d'Olmont et 1,4 km au NW de Recoleine (Chèvremont *et al.*, 2022), où les gradins du front de taille permettent d'observer la Série en 3D. Au niveau inférieur de la partie occidentale apparaissent les roches les plus fraîches : des schistes gris à gris vert, finement lités et recoupés par quelques minces filons de pegmatite, de 1 à 10 cm de puissance, subparallèles à S0-S1. Dans le détail on observe une alternance de lits silto-argileux et de lits à texture plus grossière et à composition de grauwackes. Au niveau supérieur de la partie orientale, la schistosité et l'altération supergène sont plus marquées et on note la présence de lentilles de quartz subparallèles à S0-S1 et de puissance  $\leq 30$  cm. L'étude microscopique d'un échantillon du niveau inférieur montre une texture granoblastique rubanée, avec une composante cisailante, oblitérant partiellement la texture primaire, arénitique avec une alternance de lits d'épaisseur pluri-millimétrique soit grauwackeux (en majorité) à éléments anguleux dispersés, soit silto-argileux. Le tout est recoupé par des veinules d'adulaire puis par de minces veines lenticulaires de quartz en microcristaux engrenés. Les éléments anguleux, de taille variable (0,2 à 1 mm), sont en majorité monominéraux : quartz à extinction onduleuse et parfois sous-grains, plagioclase, biotite décolorée, muscovite... Les débris lithiques observés sont des micropegmatites quartz-albite et des fragments de roches volcaniques. La matrice est quartzophylliteuse et renferme des minéraux opaques. Une autre carrière abandonnée,

située en bordure ouest de la D 643, à 750 m au SSW de Prades (panneau de Monne-Fohet) montre (cf. **Fig. 3** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) une série très fortement redressée, subverticale, avec une stratification localement très nette et quelques niveaux alumineux montrant des taches de métamorphisme de contact (cf. *infra*).

Dans les « schistes verts » ne contenant pas de passées de grauwackes, le débit schisteux est très marqué et le rubanement est nettement plus fin, d'ordre millimétrique. Ils sont surtout constitués de quartz, de séricite en micropaillettes soulignant la schistosité et de minéraux opaques incluant de la pyrite, mais peuvent également renfermer un ou plusieurs des minéraux suivants : plagioclase, biotite, muscovite, chlorite, épidote, apatite, calcite (Mboungou-Kongo, 1987).

Des niveaux graphiteux apparaissent localement, comme par exemple au Sud du hameau de Prades dans le talus ouest de la D953 (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) ou dans le bois de Chay (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), où le fossé ouest d'une piste N-S montre de minces intercalations ( $\leq 1$  m) de schistes graphiteux très altérés, argilisés, au sein de cornéennes plus ou moins altérées. Ils se distinguent par leur teinte grise. L'étude d'une lame mince (cf. **Fig. 3** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture très finement rubanée avec alternance de lits de 40  $\mu\text{m}$  à 1 mm d'épaisseur, les uns quartzeux, les autres plus ou moins chargés de produits cryptocristallins opaques qui sont des graphitoïdes ; la roche renferme en outre un peu de biotite, décolorée, probablement due à un métamorphisme thermique.

**Métamorphisme de contact.** Il se traduit essentiellement par un développement de biotite en paillettes blastiques. Dans les faciès les plus alumineux apparaît localement de l'andalousite, comme le signale A. de Goër de Herve dans la légende de sa maquette à 1/25 000 de VM1-2 (1983, inédit), ou de la cordiérite, en taches dans des plans de schistosité comme le décrit J.-B. Mboungou-Kongo (1987), qui signale en outre la présence sporadique de grenat.

Pour notre part, au sein du panneau de Monne-Fohet, nous avons observé et étudié en lames minces :

- à proximité immédiate du contact avec le granitoïde de Cournols, une cornéenne à texture noduleuse, à deux micas et andalousite ne subsistant qu'en petites reliques au sein de petits nodules de forme elliptique avec un grand axe  $\leq 6$  mm et de teinte claire, constitués de mica blanc secondaire ;
- à 750 m au Sud de Phialeix, une cornéenne rubanée à biotite brun rouge et rare muscovite (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), dans laquelle le métamorphisme de contact se surimpose au rubanement du métamorphisme régional ;
- plus au Sud, en rive gauche de la Monne, à l'Ouest du moulin de Prades, un schiste tacheté dans lequel apparaissent, sur des plans de foliation, de petites taches sombres, de taille  $\leq 1$  mm, constituées d'amas de très fines paillettes de biotite brun-vert néoformée, qui sont par ailleurs abondantes dans le reste de la

roche où se trouvent en outre des lamelles de muscovite néoformée de taille  $\leq 3$  mm et ayant cristallisé de façon « statique » c'est-à-dire sans orientation préférentielle.

**Géochimie.** J.-B. Mboungou-Kongo (1987) a fait réaliser trois analyses chimiques d'éléments majeurs sur des méta-arénites prélevées à l'Ouest du Fohet (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Ces roches ont une composition faiblement à moyennement acide ( $\text{SiO}_2 = 63,7\text{-}68,3$  %), peu calcique ( $\text{CaO} = 2,0\text{-}2,9$  %), généralement plus sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,2\text{-}3,9$  %) que potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 2,1\text{-}3,2$  %), et moyennement riche en Fe ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,8\text{-}6,2$  %) et en Mg ( $\text{MgO} = 1,9\text{-}2,5$  %). Elles sont peralumineuses, comme le montre l'indice d'aluminosité A/CNK compris entre 1,19 et 1,41, ce qui est conforme à leur richesse en micas.

**dh $\chi$ . Série quartzitique et arkosique, localement métamorphisée en quartzites et cornéennes leptynitiques.** Cette série affleure essentiellement dans l'angle NW de la carte, selon une bande N-S, située essentiellement en rive ouest du ruisseau de Recoleine, dans le hameau du même nom, et un peu plus au Nord. Les affleurements montrent une roche claire, à patine brun clair, et très fracturée (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), ou, parfois, une cornéenne leptynitique à pyrite comme en bordure orientale de la N89 au Nord de Recoleine. Une cornéenne leptynitique à biotite apparaît par ailleurs plus à l'Est, sur le flanc sud de la colline de Montagnat, où elle se trouve en enclaves dans le granite porphyroïde de Theix et a un aspect gneissique avec une foliation très marquée et microplissée.

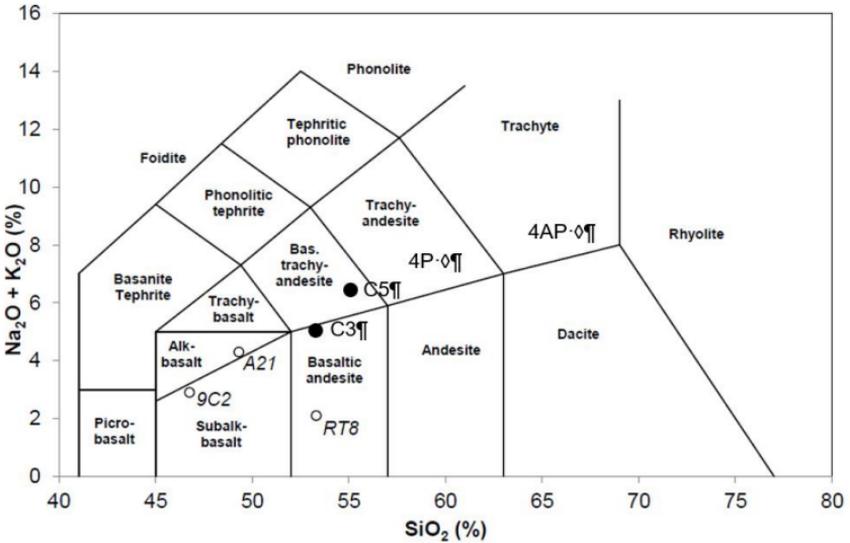
L'étude microscopique d'un échantillon de quartzite du hameau de Recoleine montre une texture granoblastique, à grain hétérogène, fin à moyen : 0,1 à 2 mm (1 mm en moyenne). La roche est constituée d'environ 90 % de quartz en cristaux à extinction onduleuse, présentant parfois des bordures granulées, et pour le reste des minéraux suivants : muscovite et biotite plus ou moins ferruginisée, en petites lamelles très xénomorphes, interstitielles au quartz ; andalousite fortement à complètement rétrotransformée en mica blanc secondaire ; minéraux opaques (oxy-hydroxydes de fer, dispersés ou concentrés en accumulations intergranulaires ou en lits) ; zircon et apatite accessoires. Localement on note un enrichissement soit en plagioclase albitique donnant une paraleptynite quartzo-albitique, soit en muscovite. La cornéenne leptynitique à pyrite (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) a une texture de recuit thermique ; sa phase quartzo-feldspathique est constituée de quartz, de plagioclase séricitisé et d'abondant feldspath potassique, ce qui implique qu'elle dérive d'une arkose. La cornéenne leptynitique à biotite du flanc sud de la colline de Montagnat (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) a une texture de recuit thermique oblitérant une texture grano-lépidoblastique rubanée. Sa phase quartzo-feldspathique est constituée essentiellement de quartz et de feldspath potassique, ce qui implique qu'elle dérive d'une arkose potassique. Le mica noir, de teinte brun-vert et fortement pléochroïque, a probablement une composition de lépidomélane.

**dhv. Série volcanique ou volcano-sédimentaire, fréquemment métamorphisée en cornes vertes à amphibole et/ou pyroxène.** Cette

Série est constituée de roches dures de teinte gris sombre à verdâtre, affleurant selon trois types de gisements : deux petits corps de métavolcanites se trouvant l'un dans l'angle NW de la carte à l'Ouest de Pont-les-Eaux, et l'autre plus au Sud à l'Ouest de Vareilles ; des bancs lenticulaires d'amphibolites, de 0,5 à 4 m de puissance, intercalés dans la Série schisto-gréseuse (**dhS**) et trop petits pour être distingués sur une carte à 1/50 000, à l'exception de deux bancs situés de part et d'autre de la vallée de la Monne ; de petits panneaux de cornes vertes, associés aux massifs de roches plutoniques d'Aydat–Verneuge et de Theix.

**Métavolcanites de Pont-des-Eaux.** Le petit corps de Pont-les-Eaux, situé dans l'angle NW de la carte, se prolonge sur les feuilles adjacentes de Clermont-Ferrand au Nord (« tufs rhyodacitiques et rhyolites » noté **h2p**), et de Bourg-Lastic à l'Ouest (« tufs anthracifères » noté **h2tf**). Sur la feuille Veyre-Monton, nous n'avons observé que des roches volcaniques basiques à intermédiaires, métamorphosées dans le faciès schiste vert.

Une texture volcanoclastique relictuelle est parfois visible, comme dans le cas d'un échantillon prélevé à l'Ouest de Pont-des-Eaux (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). La roche de teinte gris vert renferme de petits porphyroclastes de plagioclase, de quartz et de rare amphibole verte millimétrique, brisés ou non (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), ce qui suggère que la roche dérive d'un tuf à cristaux. Ces porphyroclastes sont orientés, présentent de fréquentes ombres de pression et sont sertis dans une matrice granomatoblastique à grain fin, constituée de plagioclase, d'abondante amphibole verte en aiguilles, de quartz et d'un peu de biotite ferruginisée. De l'adulaire apparaît sporadiquement soit, en remplissage de fissures, seule ou en association avec du quartz, soit sur des clastes de plagioclase. Un peu de calcite tardive est aussi présente. J.-B. Mboundou-Kongo (1987) a observé une altération de l'amphibole en épidotes (clinozoïsite et pistachite) plus minéraux opaques, et a fait réaliser deux analyses chimiques d'éléments majeurs (éch. 4P et 4AP ; *cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) qui montrent qu'il s'agit d'une roche intermédiaire à faiblement acide ( $\text{SiO}_2 = 58,5\text{-}65\%$ ), plus sodique que potassique, à composition de trachyandésite à trachyte dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986), ce qui l'éloigne des compositions moyennes des roches volcaniques de la formation de Cressy-sur-Somme dans le Morvan (**Fig. 1**). L'échantillon 4P a en outre fait l'objet d'une analyse d'éléments en traces dans la thèse de C. Pin (1989). Enfin, C. Pin et J.-L. Paquette (2002) ont réalisé des mesures isotopiques Rb-Sr et Nd-Sm qui permettent de comparer la métavolcanite de Pont-des-Eaux aux roches volcaniques dévono-dinantiennes du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise ainsi qu'à la « diorite » d'Aydat, et de montrer le caractère calco-alkalin (et le lien ?) de toutes ces roches (*cf.* « conditions de formation des entités géologiques »).



○ cornes vertes    ◇ « méta)volcanites » de Pont-des-Eaux    ● volcanites de Cressy-sur-Somme (moyennes)

(voir Chèvremont *et al.*, 2022 pour les analyses chimiques)

**Fig. 1 - Diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986) pour des roches (méta)volcaniques et des cornes vertes.**

**Amphibolites.** Ce faciès est peu fréquent et le principal gisement observé consiste en un niveau lenticulaire de 3 à 4 m de puissance, qui apparaît – à l’altitude  $z = 900$  m environ – dans la partie supérieure d’une carrière abandonnée située en rive gauche (nord) de la vallée de la Monne, à 1,4 km à l’WNW du moulin de Prades. Ce niveau est intercalé dans des cornéennes grises, qui se sont développées aux dépens de la Série schisto-gréseuse (**dhS**) et présentent une foliation de direction N110°E avec un pendage de 65° vers le Sud. L’amphibolite s’altère rapidement en allant vers l’Ouest pour faire place à une isaltérite de teinte jaune verdâtre.

L’observation microscopique d’un échantillon frais (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture grano-nématoblastique et la composition minéralogique suivante : amphibole verte, plagioclase, quartz ; leucoxène et oxydes de Fe-Ti accessoires. Cette amphibolite est recoupée par des veines hydrothermales, constituées de calcite, chlorite, rare épidote et parfois quartz.

**Cornes vertes.** C’est le faciès le plus commun. Il s’agit de cornéennes calcaïques ou *tactites*, très hétérogènes à l’échelle de l’affleurement voire au sein d’un même échantillon macroscopique. J.-B. Mboundou-Kongo (1987) y distingue 4 pôles principaux : amphibolite, pyroxénite, épidotite et grenatite, ainsi que des faciès intermédiaires. À l’échelle de l’échantillon les cornes vertes sont soit massives et de teinte vert-sombre prédominante, soit rubanées, constituées d’une alternance de lits lenticulaires, de 1 à 5 mm de puissance et

de teinte variable : vert-clair, vert-sombre, grise ou parfois rose. Des cornéennes à amphibole associées au massif de granite porphyroïde à biotite de Theix se trouvent d'une part sur le flanc NE de la colline de Montagnat, au SW du bourg de Saint-Genest-Champanelle, et, d'autre part, au Sud de ce bourg, en bordure orientale de la D90. Ces cornéennes renferment des prismes d'amphibole vert sombre ayant une longueur de 2 à 10 mm, ce qui les rend bien visibles à l'œil nu.

La variété des faciès se retrouve dans l'étude pétrographique en lames minces. La texture est granoblastique, grano-lépidoblastique, grano-nématoblastique ou porphyroblastique, rubanée le cas échéant, ou encore noduleuse ou polygonale (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). La paragenèse minérale comprend globalement les minéraux suivants : plagioclase, quartz, amphibole verte ou brune, clinopyroxène, épidote, grenat, biotite, chlorite, calcite et minéraux accessoires tels que oxydes de Fe-Ti, sphène, leucoxène, sulfures, allanite... Cependant, les teneurs modales en ces minéraux peuvent varier considérablement d'un échantillon à l'autre, voire d'un lit à l'autre dans le cas d'une texture rubanée. Le faciès noduleux est caractérisé par la présence de « nodules » de forme amiboïde et de 1 à 2 mm de longueur, constitués d'un assemblage de microblastes de plagioclase et d'amphibole verte très pléochroïque : subincoloré à vert émeraude. Dans les autres faciès, l'amphibole, de teinte généralement verte ou parfois brune ou bleu vert, se présente soit en cristaux aciculaires, soit en blastes ou pœciloblastes, isolés ou en petits amas. D'après l'étude minéralogique de J.-B. Mboundou-Kongo (1987) : le plagioclase a une composition d'andésine (An30-45) et présente des inclusions d'apatite et d'amphibole ; le clinopyroxène est du diopside ; l'épidote est soit de la pistachite, généralement réactionnelle, soit de la clinozoïsite automorphe ; de la calcite, associée à du grenat, et du feldspath potassique sont parfois présents.

En outre, ces cornes vertes sont localement bréchifiées et silicifiées, comme par exemple au sommet de la colline située à 600 m à l'ESE de l'église d'Aydat, où se trouve un amas de blocs épars, constitués de cornéennes à amphibole plus clinopyroxène ou biotite, bréchifiées par un réseau de fractures à remplissage de quartz à texture engrenée, aux épontes desquelles les cornéennes sont parfois microbréchifiées et silicifiées. Un peu plus au NE, dans le talus SE de la petite route qui mène au hameau de Poudure, affleure un faciès ayant une allure de métaxérite et correspondant à une cornéenne rubanée à grain fin, sans amphibole mais à biotite brun rouge, muscovite et grenat, qui dérive vraisemblablement d'un sédiment alumineux, associé au protolithe des cornes vertes.

J.-B. Mboundou-Kongo (1987) donne trois analyses chimiques d'éléments majeurs, dont l'une (9C2) concerne une corne verte du complexe du Fourchat (cf. *infra* **dhΓa**). Il s'agit de roches basiques à intermédiaires ( $\text{SiO}_2 = 46,75\text{-}53,30\%$ ), calciques ( $\text{CaO} = 11,7\text{-}15,7\%$ ), plus ou moins magnésiennes ( $\text{MgO} = 0,72\text{-}7,30\%$ ) et ferrifères ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6,0\text{-}10,4\%$ ). Les roches basiques ont un indice de coloration relativement élevé se traduisant par un paramètre multicationique B entre 44 et 58 %. *Ces cornes vertes sont considérées comme dérivant de*

*sédiments calcaréo-pélimitiques*. Une fois reportées dans le diagramme TAS, leurs analyses chimiques respectives sont cependant compatibles avec des compositions de basaltes ou d'andésites basaltiques (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**dhΓa. Complexe des cornes vertes, diorites et roches basiques du Fourchat.** Ce complexe constitue un corps relativement important, allongé dans la direction N110°E, d'environ 500 m de longueur sur 250 m de largeur maximale, situé sur le versant occidental de la colline du Fourchat, entre les hameaux du Fohet et de Phialeix. Comme son nom l'indique, il s'agit d'une entité complexe, constituée de cornes vertes, présentant de nombreuses analogies avec celles qui sont décrites ci-dessus (**dhv**), mais ayant la particularité d'être recoupées par des filons et des filonnets de roches basiques à intermédiaires, spatialement et génétiquement liées au massif plutonique intrusif d'Aydat. Or, ce massif date du Famennien (Dévonien supérieur) d'après sa datation à 365 Ma par la méthode  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  sur zircon (Pin, 1989), ce qui implique que les cornes vertes associées aient le même âge, voire un âge plus ancien.

Les conditions d'affleurement sont médiocres à cause du recouvrement par des formations superficielles. En 2004, des roches en place étaient visibles d'une part dans les fossés de la route D788, au SE de la cote  $z = 956$  m, et, d'autre part, dans le fossé oriental de la piste qui se trouve à l'Est de cette route. Ce dernier montrait divers faciès, qui se retrouvent parmi les « pierres volantes » situées à l'Ouest de la piste, et qui comprennent : un faciès vert sombre relativement massif, à aspect d'amphibolite, de grain fin à moyen ( $\leq 2$  mm) ; un faciès finement rubané avec alternance de lits millimétriques lenticulaires, soit verdâtres avec des nuances diverses, soit gris clair à sombre ; un faciès à grain très fin, de teinte gris vert sombre, recoupé par un tout un réseau de veinules leucocrates.

L'étude microscopique de trois lames minces (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre que le faciès vert sombre à grain fin est riche en amphibole vert kaki et présente une texture polygonale qui témoigne d'un recuit thermique : il s'agit d'une cornéenne à amphibole. Le faciès à grain très fin est une cornéenne à amphibole verte et biotite brune parfois ferruginisée, recoupée par un réseau de veinules de puissance  $\leq 2$  mm et à composition de leucodiorite à amphibole verte. Dans cette cornéenne les silicates ferro-magnésiens sont accompagnés de plagioclase, de quartz relativement abondant et d'oxydes de Fe-Ti accessoires. Ces derniers sont également présents dans les veinules leucocrates, constituées des minéraux cardinaux suivants : plagioclase prédominant et amphibole verte. Le faciès rubané est une tactite à clinopyroxène, épidote et amphibole, les teneurs modales en ces silicates ferro-magnésiens variant fortement d'un lit à l'autre. La paragenèse comprend en outre du plagioclase complètement séricitisé, de petits amas de mica blanc secondaire et des minéraux accessoires tels que sphène et oxy-hydroxydes de fer.

## Massifs et petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques (Dévonien supérieur à Stéphanien-Autunien ?)

D'abondantes intrusions magmatiques varisques, polyphasées, ont fortement disloqué les formations métasédimentaires et/ou volcaniques antérieures et y ont localement développé un métamorphisme de contact. Ces intrusions comprennent d'une part des massifs plutoniques, de géométrie et de taille variables, décrits dans ce paragraphe, et, d'autre part, des filons et sills de roches subvolcaniques, décrits plus loin. Les roches plutoniques se répartissent en trois types d'association magmatique :

- 1) Calco-alkaline *stricto sensu*, mésocrate à mélanocrate ;
- 2) Calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline, mésocrate;
- 3) Et alumino-potassique, mésocrate à leucocrate.

### Association calco-alkaline *stricto sensu*

Cette association est représentée par le massif d'Aydat et ses satellites, situés dans le quart NW de la carte. Ces corps sont intrusifs dans les formations dévono-dinantiennes avec développement d'un métamorphisme de contact et ils sont constitués essentiellement de roches plutoniques mésocrates, intermédiaires à faiblement acides ( $\text{SiO}_2 = 55,7-67,3 \%$ ), à amphibole et/ou biotite, dont la composition modale du stock quartzo-feldspathique varie dans la gamme diorite quartzifère - tonalite - granodiorite dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973). À ces roches plutoniques mésocrates sont associées, spatialement et génétiquement, des roches plutoniques basiques, sombres à très sombres et fréquemment cumulatives, à composition de gabbro-diorite et/ou de hornblendite. Enfin, cet ensemble de roches plutoniques est recoupé par des filons lenticulaires et de petits stocks de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole.

$\eta^3$ . **Gabbro-diorite, hornblendite en petits corps (enclaves ou roof-pendants)**. Ces roches se distinguent de celles de type  $\eta^2$ , auxquelles elles sont étroitement associées, par leur teinte généralement plus sombre et leur mode de gisement, sous forme de corps lenticulaires d'extension relativement faible. Elles apparaissent sporadiquement sous forme soit de différenciations ou d'enclaves au sein des entités de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, soit de panneaux au toit de ces entités. Il s'agit de cumulats précoces présentant une grande variété de faciès avec des variations de granulométrie (fin à grossier), et de composition modale allant d'un pôle mélanocrate riche en amphibole à un pôle mésocrate à plagioclase prédominant sur l'amphibole.

**Hornblendite.** Le faciès le plus sombre est une hornblendite à grain grossier (1 à 2 cm) constituée de 60 à 90 % de hornblende et, pour le reste, de plagioclase et de minéraux accessoires comprenant fréquemment de la pyrite, bien visible macroscopiquement. Ce faciès affleure par exemple en bordure SW du lac d'Aydat dans le talus ouest d'un virage de la D90 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit d'un mésocumulat de hornblende avec plagioclase intercumulus.

L'étude microscopique, en lame mince, montre que les prismes de hornblende verte sont fréquemment piquetés de paillettes de biotite très pléochroïque – subincolore à brun-orangé – ou de chlorite vert-pâle (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le plagioclase est plus ou moins séricitisé. Les minéraux accessoires sont les suivants : chlorite vert-pâle et épidote en position interstitielle par rapport à l'amphibole ; oxydes de Fe-Ti, leucoxène, pyrite, apatite.

Les analyses chimiques des éléments majeurs dans deux échantillons (LAYD1 et V5, cf. Chèvremont *et al.*, 2022) donnent une composition basique avec  $\text{SiO}_2 = 45,1-49,5$  % et riche en Fe, Mg et Ca :  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = 11,18-10,25$  %,  $\text{MgO} = 5,10-4,15$  %,  $\text{CaO} = 9,0-8,6$  %. Le teneur en  $\text{TiO}_2$  est modeste : 0,9-1,3 %. Conformément au caractère mélanocrate, le paramètre multicationique  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ , qui reflète l'indice de coloration, est élevé :  $B = 255-272$  soit 45-46 % en valeur relative. Pour les autres éléments majeurs :  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,4-19,1$  % ;  $\text{Na}_2\text{O} = 1,07-3,8$  % ;  $\text{K}_2\text{O} = 2,7-1,4$  % ;  $\text{MnO} = 0,12-0,26$  % ; perte au feu = 1,45-0,83 %. Les teneurs relativement élevées en  $\text{K}_2\text{O}$  sont dues à la présence de biotite, en épigénie sur des prismes de hornblende (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), l'échantillon de hornblendite le plus potassique (LAYD1) étant probablement analogue à celui dont la description pétrographique est donnée ci-dessus.

**Gabbro-diorite.** Dans le faciès le plus clair, la teneur modale en plagioclase est de l'ordre de 70 %, l'amphibole est xénomorphe et pœcilitique, de cristallisation postérieure à celle du plagioclase, et des paillettes de biotite et/ou de chlorite lui sont associées. Dans le faciès intermédiaire, les proportions de plagioclase et d'amphibole sont à peu près équivalentes, et du quartz est parfois présent en faible quantité. L'analyse chimique des éléments majeurs dans un échantillon de « cumulat plagioclasique » (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) donne une composition basique avec  $\text{SiO}_2 = 49$  %, qui se distingue de celle des hornblendites par un caractère nettement moins ferro-magnésien ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = 7,95$  % contre 11,18-10,25 % ;  $\text{MgO} = 3,60\%$  contre 5,10-4,15 % ;  $B = 36,6$  % contre 45,9-49 %) et, en revanche, plus calcique ( $\text{CaO} = 10,9\%$  contre 9,0-8,6 %). Dans le diagramme de classification Q vs P, V1 est proche du pôle gabbro.

**$\eta^2$ . Diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, à amphibole et biotite, de type Aydat (365 Ma).** Ce type de roche plutonique affleure dans différents secteurs du quart NW de la carte de Veyre-Monton : au centre-nord du plateau des Dômes, où se trouvent successivement les massifs d'Aydat, de Verneuge puis l'extrémité sud d'un massif qui se poursuit dans le secteur de Beaune-Manson, sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973) ; autour de Recoleine, dans l'angle NW de la carte, où apparaissent des îlots d'un massif intrusif dans des schistes et ennoyé sous diverses formations volcaniques cénozoïques.

Le massif d'Aydat-Verneuge est hétérogène dans le détail : il présente une différenciation interne qui va d'un pôle de diorite quartzifère jusqu'à un pôle de granodiorite ; il renferme des enclaves et des panneaux de toit (roof-pendants) de roches basiques mélanocrates à composition de gabbro-diorite ou

de hornblendite, ainsi que des enclaves de cornéennes, et il est recoupé localement par des filons lenticulaires de microdiorite à amphibole ou par des filons de leucogranites, aplitiques et/ou pegmatitiques. L'hétérogénéité est bien visible sur un très bon affleurement, situé dans le talus NW de la N9 au SW du carrefour de la Cassière réaménagé en 2010-2011. Il montre une roche plutonique présentant de rapides variations de la taille de grain et de la teneur modale en amphibole, ainsi que de nombreuses enclaves sombres, de forme et de taille variables. À l'extrémité SW du talus (cf. **Fig. 4** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) la roche renferme quelques tablettes de feldspath potassique de 1 à 2 cm de longueur et d'abondantes enclaves dm sombres à grain fin, soit ovoïdes et parfois à texture porphyrique par suite de la présence de xénocristaux, soit aplaties et parallèles à la fabrique magmatique planaire. En outre, en allant vers le NE, il apparaît que cet ensemble hétérogène est recoupé par un stockwerk de filons d'aplite et/ou de pegmatite, à proximité du contact avec le massif de granite porphyroïde à biotite de Theix, intrusif dans les roches plutoniques de type Aydat.

En dehors de cet affleurement exceptionnel, les roches de type diorite quartzifère à granodiorite apparaissent sous forme de blocs plus ou moins arrondis, soit dispersés au sein de l'arène, soit groupés en chaos d'extension variable. L'observation macroscopique montre un grain moyen, plurimillimétrique, et une fabrique planaire, plus ou moins nette selon les endroits et/ou les échantillons. Les enclaves magmatiques sombres sont de deux types lithologiques différents : d'une part, des roches à grain fin, sombres par suite de leur richesse en amphibole et/ou biotite, et, d'autre part, des roches de grain moyen à grossier correspondant à des cumulats de mélagabbro-diorite riche en amphibole ou de hornblendite. Par endroits, il existe en outre des enclaves de roches métamorphiques de type cornéenne ou corne verte.

Les études pétrographiques montrent une texture hypidiomorphe à grain moyen (1 à 8 mm), parfois faiblement myrmékitique. Le stock quartzo-feldspathique comprend toujours du quartz et du plagioclase, alors que le feldspath potassique peut être accessoire dans le cas d'une tonalite (cf. **Fig. 4** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) et est toujours présent dans le cas d'une granodiorite. Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à automorphes et est plus ou moins zoné et/ou séricité selon les échantillons ; il peut contenir des inclusions d'amphibole et/ou d'oxydes de Fe-Ti ou renfermer des bourgeons myrmékittiques en bordure. Le quartz est xénomorphe, interstitiel au plagioclase, à extinction onduleuse et fréquents sous-grains. Quand présent, le feldspath potassique est du microcline, en plages xénomorphes, interstitielles au plagioclase. Les silicates ferro-magnésiens hydroxylés sont de deux types : amphibole verte et biotite, intimement associées en général. La biotite est fortement pléochroïque – subincolore à brun-vert ou marron selon les échantillons – et se présente soit en lamelles, isolées ou plus fréquemment groupées en petits amas cloisonnant du plagioclase et du quartz, soit en petites paillettes sur des cristaux d'amphibole. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants : oxydes de Fe-Ti, sphène, zircon et apatite.

Six échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques d'éléments majeurs (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) dans le cadre de la thèse de J.-B. Mboundou-Kongo (1987). L'un (AO3) concerne une enclave basique dans la tonalite de St-Julien-sur-Aydat. Pour les cinq autres échantillons, ces analyses permettent de confirmer – à l'aide du diagramme multicationique Q vs P – que la composition évolue d'une diorite quartzifère (LAYD4, V4) à une granodiorite (LAYD3) en passant par une tonalite (VD, CO3). Cette composition est intermédiaire à acide, la teneur en SiO<sub>2</sub> variant entre 55,7 et 67,30 %. Corrélativement à l'augmentation de la teneur en silice et conformément à la variation de la composition modale, l'évolution du pôle diorite quartzifère vers le pôle granodiorite se traduit par une diminution des teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t (9,16 à 4,27 %), MgO (4,80 à 1,50 %), TiO<sub>2</sub> (1,20 à 0,45 %) et CaO (7,80 à 3,65 %) et une augmentation des teneurs en Na<sub>2</sub>O (3,15 à 3,70 %) et K<sub>2</sub>O (1,35 à 2,70 %). Le paramètre multicationique B = Fe+Mg+Ti, qui reflète l'indice de coloration, est de 44,4 à 41,21 % pour les diorites quartzifères, 27,8 à 20,5 % pour les tonalites et 17,4 % pour la granodiorite. L'indice d'aluminosité A/CNK est de 0,82-0,93 dans les diorites quartzifères - tonalites et de 1,04 dans la granodiorite, ce qui dénote un caractère métalumineux à faiblement peralumineux. L'enclave AO3 a une composition qui la place près du pôle monzogabbro dans le diagramme Q vs P et se singularise par son caractère très mélanocrate : B = Fe+Mg+Ti = 69,6 %. Les échantillons AO3, V4 et CO3 ont en outre fait l'objet d'analyses d'éléments en traces, reportées dans la thèse de C. Pin (1989 ; cf. Chèvremont *et al.*, 2022), et des mesures isotopiques Rb-Sr et Nd-Sm qui permettent de les comparer aux roches volcaniques dévono-dinantiennes du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise ainsi qu'à la « diorite » d'Aydat (Pin et Paquette, 2002 ; cf. « conditions de formation des entités géologiques »).

**γ<sup>5c</sup>. Tonalite à grain moyen, à biotite chloritisée.** Ce granitoïde n'apparaît que dans le coin NW de la carte, où il constitue un petit massif qui affleure de façon discontinue autour du ruisseau de la Gorce, là où l'érosion a décapé la coulée de basalte de la planèze inférieure d'Aurières qui le recouvre. Il est fortement fracturé, plus ou moins arénisé et en majeure partie masqué par des éboulis basaltiques, de sorte que les affleurements rocheux sont peu fréquents et de qualité généralement médiocre.

Les meilleurs affleurements se trouvent à l'Est d'Olmont, en rive droite du ruisseau de la Gorce, au Nord et au Sud de la source d'eau minérale indiquée sur la carte topographique. Ces affleurements montrent un granitoïde à grain moyen, de teinte rosâtre, dans lequel il est possible de distinguer macroscopiquement des cristaux de feldspath rose dont la taille varie entre un et quelques mm, du quartz interstitiel et des paillettes de biotite chloritisée. L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe à grain moyen et une composition modale du stock quartzo-feldspathique qui est celle d'une tonalite, le quartz étant relativement abondant tandis que le feldspath potassique primaire est totalement absent (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). La composition minéralogique qualitative est la suivante : plagioclase subautomorphe à

automorphe, présentant un zonage de composition, fréquemment oscillatoire, auquel se superpose un zonage d'altération, le cœur étant assez fortement séricitisé alors que la bordure ne l'est pas ou peu ; quartz à extinction fortement onduleuse et sous-grains, en plages interstitielles aux lattes de plagioclase ; biotite complètement chloritisée avec exsudation d'oxydes de Fe-Ti ; feldspath potassique secondaire, de type adulaire, en taches sur du plagioclase ou en remplissage de fissures ; zircon, apatite, leucoxène et oxydes de Fe-Ti, accessoires, associés à de la biotite, chloritisée pour l'essentiel. Cette composition permet de classer ce granitoïde dans l'association calco-alcaline *stricto sensu*, et, corrélativement, de l'apparenter au pôle tonalite des roches plutoniques de type  $\eta^2$ .

$\sigma\gamma^{3-5}$ . **Monzogranite-tonalite mésocrate à subleucocrate, à grain moyen, orienté, à biotite, de type St-Hérent.** Ce granitoïde n'apparaît qu'à l'Est du bourg de Saurier, au centre de la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, où il constitue l'extrémité nord d'un petit massif dont la partie sud se trouve sur la carte de Besse-en-Chandesse à 1/50 000 (à paraître), où un massif nettement plus important se trouve dans le secteur de St-Hérent, lieu où a été défini ce faciès.

À l'extrémité NE du village de Saurier, des pavillons récents sont construits au milieu d'un chaos de blocs et boules, constitués d'un granitoïde mésocrate à grain moyen, à biotite. Ce granitoïde est l'hôte de rares et petites enclaves sombres à grain fin et de rares et minces filons de leucogranite. Nous avons observé : dans le talus oriental d'une piste, passant immédiatement à l'Est de la zone pavillonnaire, une enclave sombre à grain fin, de forme ovoïde avec une section elliptique ayant un grand axe de 30 cm et un petit axe de 6 cm ; cette enclave renferme quelques petits xéno-cristaux de quartz et de feldspath(s), qui lui confèrent une texture légèrement porphyrique ; dans un des blocs du chaos, un filon lenticulaire de leucogranite à muscovite de direction N45°E, avec un pendage de 85° vers le NW et une puissance ne dépassant pas 8 cm.

L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe à grain moyen, hétérogène (0,1 à 6 mm), et à orientation planaire fruste, et une composition relativement pauvre en orthose, proche de celle d'une tonalite, riche en biotite (environ 15 % en volume). La composition minéralogique qualitative est la suivante : plagioclase zoné, subautomorphe à automorphe, plus ou moins séricitisé selon les individus ou les zones, à inclusions sporadiques de paillettes de biotite ; quartz à extinction onduleuse, essentiellement en cristaux xénomorphes de taille variable, présentant des sous-grains, ou, accessoirement, en gouttelettes corrodant du plagioclase ; orthose en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ; biotite très fraîche, de teinte brun-orangé, en lamelles, isolées ou surtout en petits amas cloisonnant la phase quartzo-feldspathique ; minéraux accessoires : zircon, monazite, apatite et rares oxydes de Fe-Ti, en majorité inclus dans de la biotite. Des analyses modales et chimiques de deux échantillons de la carte de Besse-en-Chandesse figurent dans la thèse de

D. Chaillou (1967). Le plagioclase a une composition d'andésine dans l'un et d'oligoclase dans l'autre (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). L'analyse modale dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973) penche pour un monzogranite à biotite. L'analyse chimique montre cependant qu'il s'agit d'une roche intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 52\text{-}65\%$ ) ayant une composition de monzonite quartzifère dans le diagramme Q-P ou de tonalite dans le diagramme R1-R2. Le paramètre multicatationique  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  et l'indice d'aluminosité sont élevés :  $B = 23\%$  en valeur relative, ce qui traduit la richesse en biotite de cette roche, et  $A/\text{CNK} = 1,47$  ce qui pourrait être dû à une forte chloritisation de cette biotite. Cette composition de monzonite quartzifère à tonalite riche en biotite est nettement différente des compositions de monzogranite à biotite indiquées par les analyses modales. En conclusion, d'après ces données la composition du granitoïde à biotite de type St-Hérent varie probablement entre un pôle de monzonite quartzifère-tonalite riche en biotite et un pôle de monzogranite subleucocrate pauvre en biotite. Le faciès riche en biotite se rapproche de la granodiorite-tonalite riche en biotite de Villatange, d'affinité calco-alcaline, qui est datée à  $353 \pm 6$  Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique (Cocherie, *in* notice de la carte St-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2006) et qui est un terme précoce du complexe plutonique polyphasé de Guéret, situé dans la partie nord-ouest du Massif central, à l'Ouest du Sillon Houiller.

**μη. Microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole.** Cette roche mésocrate se distingue de celle de type  $\eta^2$  par sa texture microgrenue porphyrique et par son mode de gisement en filons lenticulaires et petits stocks, de direction et de largeur variables, encaissés dans les roches plutoniques de la gamme diorite quartzifère – granodiorite de type Aydat.

Les relations entre roches microgrenues et roches grenues sont visibles dans deux petites carrières abandonnées. La première, à 750 m au SSE d'Aydat en bordure sud de la D788 (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), montre un filon de roche microgrenue porphyrique – de direction  $\text{N}40^\circ\text{E}$  avec un pendage de  $60^\circ\text{SE}$  et une puissance de plusieurs mètres – avec à son toit (épente NW) une zone arénisée de 2 à 3 m de large puis une tonalite à fabrique planaire, à amphibole bien visible ( $\leq 1$  cm) avec quelques petites enclaves sombres à grain moyen riches en amphibole. La seconde, en limite sud d'un lotissement du Nord d'Aydat, expose un mince filon de microdiorite feuilletée et arénisée – de direction  $\text{N}15^\circ\text{E}$  avec un pendage de  $80^\circ\text{W}$ , et une puissance de 70 cm, encaissé dans une diorite quartzifère - tonalite également arénisée. Ces roches mésocrates microgrenues affleurent par ailleurs sous forme de petites barres rocheuses, comme par exemple à 500 m au SW du hameau de Phialeix (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), où se trouve une barre de direction  $\text{N}170^\circ\text{E}$ , constituée d'une roche microgrenue grise dont le caractère porphyrique est bien visible à la fois sur la patine légèrement rosâtre et sur des cassures fraîches ou à 500 m au SW du hameau de Veyréras où la barre de roche microgrenue porphyrique est de direction  $\text{N}15^\circ\text{E}$ , et bordée du côté ouest par une roche

grenue de type tonalite. De petits affleurements isolés sont aussi visibles, comme par exemple à 400 m au NW de Phialeix, ainsi que des blocs épars et/ou des traînées de « pierres volantes ».

Sur les plans patinés on observe localement des vacuoles millimétriques à pluri-millimétriques formées par dissolution partielle à totale des phénocristaux de la roche. Ce phénomène superficiel est à l'origine du nom de « la pierre piquée » donné à un lieu-dit situé au Sud du hameau de St-Julien-sur-Aydat. Le caractère porphyrique se traduit par la présence de phénocristaux de 1 mm à 1 cm de longueur, parmi lesquels l'observation macroscopique permet de distinguer aisément du plagioclase, en petites lattes de teinte nacrée à rose pâle, et une amphibole en prismes de teinte vert foncé, plus ou moins allongés. Un petit bloc épars, provenant du secteur de la « la pierre piquée », montre un contact entre une tonalite-granodiorite à amphibole et biotite et un filon de microdiorite. Cette dernière présente une « bordure figée » d'environ 1 cm de puissance, ne renfermant que de rares petits phénocristaux de plagioclase et d'amphibole et montrant une nette fabrique planaire, parallèle au contact. En outre, le contact est recoupé par des fissures à remplissage d'adulaire plus prehnite d'après l'étude en lame mince.

Les phénocristaux constituent entre 20 et 40 % de la composition modale. L'étude pétrographique de lames minces (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) confirme le fait qu'ils sont formés de deux types de minéraux seulement : plagioclase, généralement prédominant, et amphibole. Le plagioclase montre un zonage de composition, fréquemment oscillatoire, auquel se superpose un zonage d'altération en séricite. L'amphibole est une hornblende verte, parfois zonée avec une bordure bleu vert ou piquetée de fines paillettes de biotite. La mésostase, très finement grenue à microgrenue, est constituée des minéraux suivants : plagioclase, zoné, subautomorphe à automorphe ; quartz très xénomorphe, interstitiel au plagioclase ; amphibole verte, parfois décolorée et étroitement associée à une biotite brune, localement chloritisée et formant parfois de petits amas d'innombrables micropaillettes ; minéraux accessoires tels qu'oxydes de Fe-Ti, sphène, pyrite, apatite, zircon... Dans le cas d'échantillons à composition de micromonzodiorite quartzifère, la mésostase contient du feldspath potassique et est pauvre en quartz.

Ce type de roche microgrenue a fait l'objet de deux analyses chimiques d'éléments majeurs (Mbougou-Kongo, 1987). Ces deux analyses (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montrent des compositions de roche intermédiaire avec  $\text{SiO}_2 = 53,5 \%$  pour l'une et  $59 \%$  pour l'autre, se rapprochant de celles des échantillons de diorite quartzifère. Dans le diagramme de classification Q vs P, B03 se situe entre les pôles diorite (gabbro) et diorite quartzifère tandis que A1 se rapproche du pôle monzodiorite quartzifère par suite de son caractère plus acide et plus potassique, ce qui est compatible avec la présence de feldspath potassique dans la mésostase. B03 est en outre plus mafique avec  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 43,25 \%$  contre  $34,12 \%$  dans A1 et fait l'objet d'une analyse d'éléments en traces, qui révèle des teneurs pour la plupart intermédiaires entre celles de la diorite quartzifère V4 et de la tonalite CO3.

### Association calco-alcaline magnésio-potassique (subalcaline)

L'association subalcaline ne comporte ici qu'un seul faciès : le monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, de type Royat–Theix.

$\gamma^3$ . **Monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, de type Royat–Theix.  $\mathcal{A}\rho\gamma^3$ .arène associée.** Ce faciès granitique apparaît au centre-ouest de la partie la plus septentrionale de la carte, dans les secteurs de Pardon, Fontfreyde, Theix, Nadaillat, Saulzet-le-Chaud, Chanonat. Vers le Nord il se prolonge à travers tout le territoire de la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000, sur laquelle il est figuré avec la notation  $\gamma^3\text{M}$  (Jeambrun *et al.*, 1973), et où il passe par Royat, de sorte que nous qualifions ce monzogranite porphyroïde de type Royat–Theix. Il est plus ou moins arénisé en de nombreux endroits, mais pour ne pas compliquer la carte nous n'avons distingué que deux polygones majeurs d'arène.

Son caractère porphyroïde se traduit par la présence de tablettes de feldspath potassique de teinte blanc nacré à rosée, dont la longueur est généralement de 1 à 2 cm avec un maximum local de 6 cm, et dont l'abondance varie selon les endroits, avec de rares accumulations sous forme de bouffées diffuses de faible extension. Ces tablettes feldspathiques sont serties dans une matrice de grain moyen à subgrossier (1 mm à 1 cm), dans laquelle l'observation macroscopique permet de distinguer du quartz, des feldspaths et de la biotite. Au Nord du hameau de la Cassière, les travaux de réaménagement de l'échangeur de la N9, réalisés en 2010-2011, ont entaillé le massif granitique sur une vingtaine de mètres de profondeur, ce qui a permis d'observer et d'échantillonner un faciès frais, de teinte grise. La roche y est rendue homogène par une taille (1 à 3 cm) et une répartition régulière des tablettes de feldspath potassique et des lamelles de biotite ; la rareté des enclaves sombres ; et l'absence de filons de leucogranite. Ce faciès frais est recoupé par de petites failles et autres fractures, et passe vers le haut à une isaltérite, plus ou moins remaniée en surface pour donner une allotérite. Ailleurs, du monzogranite porphyroïde plus ou moins frais apparaît à la faveur soit de chaos de boules, comme par exemple à l'Est de la D90 au Sud de Saint-Genest-Champanelle (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), soit, surtout, d'entailles anthropiques d'extension variable (carrières abandonnées et talus routiers). Elles permettent régulièrement d'observer un granite porphyroïde plus ou moins fracturé et arénisé, et fréquemment recoupé par des filons de leucogranite. En dehors des variations de taille concernant les tablettes de feldspath potassique et la matrice, les facteurs d'hétérogénéité interne du monzogranite porphyroïde correspondent à la présence locale d'enclaves sombres riches en biotite, à grain fin et de petite taille ( $\leq 2$  cm), et de panneaux de cornéennes développées aux dépens de roches dévono-dinantiennes des formations **dhS** et **dhv**, comme cela est décrit *supra*.

Le monzogranite de type Royat-Theix est intrusif dans les roches basiques à acides de type Aydat. Vers le Sud, ses relations avec les granitoïdes alumineux de type Cournols–Saint-Nectaire ne sont pas visibles à l'affleurement, car la

zone de contact est masquée en grande partie par la coulée basaltique pliocène de la montagne de Serre et pour le reste par des éboulis et autres formations de versant. Enfin, le monzogranite porphyroïde est recoupé par tout un réseau de filons de leucogranite de puissance variable. Ce réseau est particulièrement dense entre Pardon et Saulzet-le-Chaud, où des filons leucogranitiques particulièrement épais jalonnent la bordure occidentale de la Limagne (*cf. infra*  $\gamma$ ).

Les études microscopiques (*cf. Chèvremont et al., 2022*) montrent que la matrice a une texture hypidiomorphe, parfois légèrement myrmékitique, et présente une déformation ductile se traduisant par une extinction fortement onduleuse et un fréquent développement de sous-grains dans le quartz, ainsi que des kinks sur des lamelles de biotite. Le feldspath potassique, de type microcline quadrillé, se présente sous deux habitus :

- 1 - Pour l'essentiel, en grandes tablettes subautomorphes, riches en veines et taches perthitiques, à inclusions de petits cristaux de plagioclase et de biotite, parfois corrodés par un peu de quartz ;
- 2 - Et, en petits cristaux xénomorphes dans la matrice. Cette dernière comprend en outre les minéraux suivants : plagioclase zoné (An30-50), en cristaux subautomorphes à automorphes de taille variable, présentant une altération en sérícite dont l'intensité varie selon les individus, les zones et/ou les échantillons ; certains cristaux ont des inclusions de plagioclase plus précoce et/ou de biotite ; quartz en plages xénomorphes, interstitielles aux feldspaths, et accessoirement en petits cristaux corrodant des feldspaths ou en association symplectique avec de l'albite au sein de bourgeons myrmékitiques ; biotite brun-rouge en lamelles de taille variable, isolées ou en petits amas, localement chloritisée avec exsudation de minéraux de Fe-Ti ; accessoires associés à de la biotite en majeure partie : rare amphibole de type hornblende verte, fréquents zircon et monazite avec halos de radioactivité, apatite, magnétite, sphène, rare allanite zonée ; parfois épidote et/ou calcite développées aux dépens de plagioclase ou en remplissage de microfissures.

Dans la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) figurent des analyses de minéraux, une typologie du zircon et deux analyses chimiques d'éléments majeurs dans des échantillons de roches. Le plagioclase a une composition de labrador, la teneur en anorthite variant entre An30 et An50, tandis que la biotite est peu alumineuse ( $Al_2O_3 = 13,2-14,6 \%$ ) et relativement riche en Fe ( $FeO = 18,6-21 \%$ ) et Mg ( $MgO = 10,5-12,2 \%$ ), ce qui la situe dans le domaine des associations magmatiques subalcalines ou calco-alcalines magnésio-potassiques. La typologie du zircon confirme l'appartenance à une telle association. Les analyses chimiques de deux échantillons prélevés à l'Est de Theix (*cf. Chèvremont et al., 2022*) montrent que la composition est faiblement acide ( $SiO_2 = 64,45-65 \%$ ), plus potassique ( $K_2O = 4-5 \%$ ) que sodique ( $Na_2O = 3,2-3,4 \%$ ) et moyennement calcique ( $CaO = 2,65-2,9 \%$ ). L'indice d'aluminosité A/CNK est faible (1,04) dans TH1, traduisant un caractère métalumineux compatible avec l'affinité subalcaline ; en revanche, dans TH4 il est anormalement élevé (1,34) ce qui dénote une forte altération alumineuse probablement liée à une importante

séricitisation du plagioclase et à une chloritisation de la biotite. L'indice de coloration est nettement plus élevé dans TH1 :  $B = Fe+Mg+Ti = 20,16 \%$  contre  $13,85 \%$  dans TH4. Dans le diagramme de classification Q vs P (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) les échantillons de Theix se situent entre les pôles adamellite (ad) et syénite quartzifère (sq) ce qui confirme l'affinité subalcaline et justifie le terme de monzogranite.

**$\mathcal{A}\rho\gamma^3$ . arène associée.** Les deux polygones cartographiés se trouvent dans la partie la plus orientale du massif granitique, à proximité de la faille normale majeure qui sépare le plateau des Dômes de la Limagne d'Allier : l'un à l'Ouest de Saulzet-le-Chaud ; l'autre plus au Sud, à l'Ouest du hameau de Chagourdat, au NW duquel un petit grattage montre une isaltérite de granite porphyroïde, rubéfiée dans sa partie supérieure et se désagrégeant en partie pour alimenter des colluvions qui se trouvent au pied du front de taille (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

### **Association alumino-potassique**

Cette association est celle qui couvre le plus de superficie et est la plus diversifiée sur le plan pétrologique : sur la carte nous avons distingué six entités de granitoïdes qui vont d'une tonalite mésocrate jusqu'à un leucogranite. Cependant, l'un de ces granitoïdes est très nettement prédominant sur la carte de Veyre-Monton : il s'agit du faciès de granite-granodiorite de type Cournols–St-Nectaire, daté à  $352 \pm 4$  Ma par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur zircon (Cocherie, 2004).

**$\gamma^5$ . Tonalite mésocrate à grain fin-moyen à biotite abondante, muscovite et cordiérite pinitisée.** Ce granitoïde n'est présent que sous forme de petits corps au sein des massifs de granite-granodiorite de type Cournols–St-Nectaire dont il se distingue macroscopiquement par un grain plus fin et un caractère plus mésocrate. En général il s'agit de passages lenticulaires, trop petits pour être représentés sur une carte à 1/50 000, comme par exemple à l'Ouest de Fohet (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le seul corps cartographié est celui qui se situe à l'Est du Puy de Grandeyrolles, au centre-sud de la feuille ; d'allongement W-E il a environ 500 m de longueur pour 200 m de largeur. Des affleurements altérés se trouvent sous la tour Rognon (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), et le long du sentier qui mène de cette tour au confluent du Quinsat avec la Couze Chambon, où la roche est plus saine. L'observation macroscopique permet de distinguer des feldspaths en « grains de riz » dont la longueur ne dépasse pas 4 mm, du quartz vitreux et d'innombrables paillettes de biotite, dispersées dans la masse ou concentrées au sein de petits amas sombres de 5 mm à 3 cm de longueur.

L'étude microscopique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (0,1 à 4 mm avec une moyenne de l'ordre de 1 mm). Cette texture est légèrement myrmékitique, à fabrique planaire et à tendance cataclastique dans le cas de l'échantillon prélevé à l'Ouest de Fohet. L'échantillon du corps cartographié montre une déformation ductile se

traduisant par un développement de sous-grains dans le quartz, à extinction onduleuse, et de quelques kinks sur des paillettes de micas. La composition du stock quartzo-feldspathique se singularise par la rareté du feldspath potassique, ce qui fait que la roche a une composition de tonalite dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973). Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, zoné, et peu à moyennement séricitisé. Le quartz et le feldspath potassique – de type orthose – sont xénomorphes, interstitiels au plagioclase. La biotite, de teinte brun-rouge, se présente en abondantes lamelles, de taille variable et aux contours déchiquetés, isolées ou, surtout, en petits amas cloisonnant la phase quartzo-feldspathique ; elle est fréquemment riche en inclusions de zircon ou monazite avec des halos de radioactivité. La muscovite est très peu abondante et la roche contient quelques cristaux de cordiérite complètement pinitisée. Les minéraux accessoires sont zircon et monazite (inclus dans de la biotite), apatite, en petites prismes ou en fines aiguilles (inclus dans de la biotite ou du plagioclase), et de rares oxydes de Fe-Ti. Malgré l'absence d'analyse chimique, la présence de muscovite primaire et de cordiérite permet d'affirmer que cette tonalite appartient à l'association peralumineuse.

$\gamma^{3-4}$ . **Granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite et/ou cordiérite pinitisée, de type Cournols-St-Nectaire (352 ± 4 Ma).  $\mathcal{A}\gamma^{3-4}$  arène associée.** Parmi les diverses roches plutoniques présentes sur la carte de Veyre-Monton ce granitoïde peralumineux est de loin le faciès le plus abondant, et il constitue plusieurs massifs, séparés par des formations volcaniques ou sédimentaires. Sur les plateaux, ce granitoïde est fréquemment arénisé, notamment dans le cas du massif de Cournols ; sur la carte sont distinguées les principales zones arénisées.

Le plus vaste massif est celui de *Cournols*, au centre de la carte et séparé en deux par la longue coulée de trachybasalte quaternaire de la Vache et de Lassolas. Ses relations avec d'autres entités du socle varisque sont les suivantes :

- 1) à l'Ouest il est intrusif d'une part dans les roches plutoniques, basiques à acides, de type Aydat, et, d'autre part, plus au Sud, dans les formations dévono-dinantiennes, au sein desquelles il a développé un métamorphisme thermique ;
- 2) au Nord il est en contact avec le massif de monzogranite porphyroïde de Theix ( $\rho\gamma^3$ ) ;
- 3) au Sud il est limité par un granite de type Chambon-sur-Lac ( $\sigma\gamma^2$ ). Plus au Sud se trouve le massif de *St-Nectaire*, en contact, normal ou faillé, avec des formations sédimentaires tertiaires sur la majeure partie de son contour, et relayé vers l'Est par le massif de Grandeyrolles, entaillé par la vallée de la Couze Chambon et en contact faillé, du côté oriental, avec les dépôts sédimentaires oligocènes de la Limagne d'Allier. Encore plus au Sud, dans la partie la plus méridionale de la carte, apparaît un petit massif, affleurant sur les deux rives de la Couze Pavin et se poursuivant jusqu'à l'Ouest de St-Floret du côté oriental. Enfin, dans le tiers oriental de la carte, se trouvent le massif de

Champeix, situé dans la vallée de la Couze Chambon, et un massif affleurant de façon discontinue le long de la vallée de l'Allier, entre Pougelet au Sud et Lachaux au Nord, qui se poursuit vers l'Est sur la feuille Issoire à 1/50 000 (Saint-Joanis *et al.*, 1982), où il fait partie du horst cristallin de St-Yvoine et est cartographié en « faciès gris banal » ( $\gamma^3$ ) du granite de St-Dier-d'Auvergne.

Le granitoïde mésocrate de type Cournols–St-Nectaire affleure de façon spectaculaire et plus ou moins continue dans les vallées des principales rivières qui drainent les massifs précités, notamment le long de : la Monne pour le massif de Cournols, la Couze Chambon pour les massifs de St-Nectaire et de Champeix, la Couze Pavin pour le petit massif situé à l'Ouest de St-Floret, ou encore l'Allier pour le massif de St-Yvoine (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il est recoupé par des filons de leucogranite ( $\gamma$ ) d'abondance, direction et puissance variables dont les principaux sont figurés sur la carte, et par de rares filons de microgranite porphyrique ( $\mu\gamma$ ), de quartz (**Q**) ou de basalte.

Les hétérogénéités internes concernent la taille de grain, la teneur modale en silicates alumineux (biotite, muscovite, cordiérite), la présence d'enclaves diverses et/ou de filons de leucogranite (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), ainsi que l'existence de zones cataclastiques. La taille de grain varie généralement entre 3 et 6 mm, mais peut être soit plus fine, comme dans le cas des passages de tonalite par exemple, soit au contraire plus grossière avec localement une légère tendance porphyroïde se traduisant par la présence de tablettes de feldspath potassique de 1 à 3 cm de longueur. Parmi les silicates alumineux la biotite est généralement prédominante, mais avec une teneur modale qui peut varier – entre 5 et 20 % ou plus – d'un endroit à l'autre, voire sur un même affleurement dans le cas de faciès rubanés. Cette biotite est fréquemment accompagnée de muscovite et/ou de cordiérite pinitisée, visibles macroscopiquement lorsque leur taille est suffisante. Nous avons inventorié deux types d'enclaves :

- 1 - D'une part, des enclaves sombres, riches en biotite, de grain fin à moyen, de fréquence et de taille variables avec cependant une nette prédominance d'une taille comprise entre 1 et 20 cm ;
- 2 - D'autre part, des cornéennes et des schistes tachetés, présents surtout à proximité du contact avec la Série schisto-gréseuse **dhS**, à l'Ouest de Fohet. J.-B. Mboundou-Kongo (1987) signale en outre l'existence locale d'enclaves « microgrenues claires » de taille centimétrique et constituées de quartz, plagioclase An30-35, biotite, mica blanc secondaire, rares feldspath potassique et cordiérite pinitisée. Par ailleurs, le granitoïde de type Cournols–St-Nectaire peut, à l'inverse, se retrouver sous forme d'enclaves et/ou de fragments au sein de formations volcaniques cénozoïques.

**Pétrographie.** Notre échantillon-type, prélevé pour étude pétrographique et datation radiométrique, provient du talus nord de la route D786 à 1 km au SSW de Cournols (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit d'un granitoïde à grain moyen, de teinte grise, dans lequel il est possible de distinguer macroscopiquement du quartz vitreux, des feldspaths blancs, de la biotite, un peu de muscovite et de cordiérite. L'étude microscopique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre que la

texture est hypidiomorphe et monzonitique, à grain moyen (1 à 5 mm). La composition du stock quartzo-feldspathique est proche de la limite entre granite et granodiorite, le plagioclase étant prédominant sur le feldspath potassique. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et présente un zonage de composition, oscillatoire ou non selon les individus, auquel se superpose un zonage d'altération en séricite, et des inclusions sporadiques de biotite (en paillettes). Le feldspath potassique, perthitique, forme des plages xénomorphes, englobant de petits cristaux de plagioclase et de biotite, ce qui confère à la roche une texture monzonitique. Le quartz se présente en cristaux xénomorphes avec une extinction onduleuse et d'abondants sous-grains. La biotite, de teinte brun-rouge à brun-orangé, se présente en lamelles, isolées ou en petits amas ayant tendance à cloisonner la phase quartzo-feldspathique. La muscovite, associée à de la biotite, et la cordiérite, pinitisée, sont peu abondantes. Les minéraux accessoires sont en grande majorité associés à la biotite : monazite, zircon, apatite et oxy-hydroxydes de fer. Selon les échantillons le feldspath potassique est soit de l'orthose, soit du microcline, tandis que la biotite, fraîche ou chloritisée, peut être kinkée. De la pyrite accessoire est parfois présente.

Les enclaves sombres, de grain fin à moyen, ont une composition de diorite, de (monzo)diorite quartzifère ou de tonalite et un caractère peralumineux qui se traduit par la composition alumineuse de la biotite et la fréquente présence de mica blanc primaire. L'étude pétrographique d'une enclave sombre du massif de Coumols montre une texture hypidiomorphe légèrement porphyrique : quelques xénocristaux de 2 à 5 mm sont dispersés dans un fond à grain fin (0,5 mm en moyenne). La composition modale est celle d'une monzodiorite quartzifère riche en biotite. Les xénocristaux sont constitués soit de plagioclase zoné, en partie séricitisé, soit de quartz ocellaire à inclusions de biotite. Le fond de la roche est composé des minéraux suivants : plagioclase subautomorphe, zoné avec un cœur plus ou moins séricitisé et une bordure albitique limpide ; feldspath potassique et quartz, xénomorphes et répartis de façon hétérogène ; abondante (20 à 30 %) biotite brun-rouge, très fraîche, en lamelles isolées ou en petits amas ; minéraux accessoires : un peu de zircon ou monazite, associé(e) à de la biotite, et apatite en innombrables fines aiguilles criblant toute la roche.

**Géochimie.** Six échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques d'éléments majeurs (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Ces analyses montrent un caractère faiblement à moyennement acide ( $\text{SiO}_2 = 64,95\text{-}69,30\%$ ), un peu plus potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 3,4\text{-}4,4\%$ ) que sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,05\text{-}3,5\%$ ) et peu calcique ( $\text{CaO} = 1,2\text{-}2,45\%$ ). Conformément au caractère peralumineux, l'indice d'aluminosité A/CNK est assez élevé (1,10 à 1,16 en général) et même très élevé (1,45 et 1,66) pour deux échantillons (JCBs4 et F1) dans lesquels il y a vraisemblablement une forte altération alumineuse due à un développement secondaire de mica blanc et de chlorite. Le paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  est supérieur à 15,4 %, conformément au caractère mésocrate, et décroît de 21,6 à 15,4 % pendant que la teneur en  $\text{SiO}_2$  croît de 64,95 à 69,30 %. Dans le diagramme de classification Q vs P (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), les six échantillons sont dispersés autour du pôle adamellite (ad), mais ce diagramme ne prend pas en compte la répartition de K entre le feldspath potassique et la

biotite, qui – comme le reflète la valeur élevée du paramètre B (85-131 en valeur absolue) – est relativement abondante de sorte qu'il faudrait décaler les points vers la gauche c'est-à-dire vers le pôle granodiorite. Dans le diagramme R2 vs R1, beaucoup mieux adapté pour des roches relativement riches en biotite, ils se situent dans le champ de la granodiorite sauf pour l'un (M13) qui se trouve dans le champ du granite près de la limite avec celui de la granodiorite. C. Pin (1989) ne donne aucune analyse d'éléments en traces pour ce type de granitoïde.

**Datation radiométrique.** Une séparation et un tri de minéraux lourds (Jézéquel, 2004) a permis d'isoler un lot de cristaux de monazite d'une part et de zircon d'autre part. La monazite est jaune, automorphe, relativement abondante et parfois de taille > 400 µm. Les cristaux de zircon sont limpides, abondants, fréquemment dissymétriques et peuvent présenter des canalicules allongés, des inclusions bulleuses, des zonations concentriques et/ou de rares cœurs opaques. Dans le diagramme IT vs IA (Pupin, 1985) le zircon se place dans le domaine de l'anatexie crustale. Sur des grains de monazite (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) de l'échantillon-type (2D45), A. Cocherie (2004) a réalisé une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique. Cette datation donne un âge de  $352 \pm 4$  Ma (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) ce qui situe la mise en place du granitoïde au Tournaisien.

**$\mathcal{A}\gamma^{3-4}$  arène associée.** De nombreux polygones de granitoïde arénisés figurent sur la présente carte, et sont particulièrement abondants dans la partie sud du massif de Courmols. Sur les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de la Monne, les arènes se singularisent par le fait qu'elles sont fréquemment recouvertes de sols bruns acides, probablement apparus en contexte périglaciaire au Weichsélien et continuant à se développer actuellement à cause du climat froid en hiver. Cela se traduit par un paysage particulier consistant en des îlots rocheux, de géométrie variable, émergeant de sols gris en surface (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). J. Dejou et J.-E. Loiseau (1983) ont réalisé une étude pédologique détaillée sur les granitoïdes situés au SW de Clermont-Ferrand qui montre l'existence de deux principaux types de sols :

- 1) des lithosols de faible profondeur (0 à 10 cm), pauvres en fractions fines (0 à 20 µm), bien pourvus en matière organique, mais dotés de très faibles réserves hydriques ;
- 2) des sols bruns acides, caractérisés par une profondeur plus grande (20 à 100 cm) mais très variable suivant la topographie, significativement plus riches en éléments fins et pourvus de réserves hydriques et minérales plus importantes. Dans le massif de Grandeyrolles, en rive gauche (nord) de la Couze Chambon, des plantes thermophiles méridionales se développent sur des sols bruns acides à structure sablo-limoneuse, exposés au Sud, en situation d'abri (Dejou et Loiseau, 1983).

**$\sigma\gamma^2$ . Granite mésocrate à subleucocrate à grain moyen, orienté, à deux micas et localement cordiérite pinitisée, de type Chambon-**

**sur-Lac.  $\mathcal{A}\sigma\gamma^2$  arène associée.** Bien que de faciès proche, ce granite se distingue du granitoïde précédent ( $\gamma^{3-4}$ ) par :

- 1) un caractère globalement plus leucocrate, plus acide et plus alumineux ;
- 2) une fabrique planaire généralement nette ;
- 3) l'absence totale d'enclaves de cornéennes et de schistes tachetés et ;
- 4) la présence locale de panneaux de métatexites. Ce granitoïde est localement arénisé sur les plateaux, notamment dans le cas du massif Chambon-sur-Lac où les arènes sont recouvertes de lambeaux de moraines weichséliennes (**Gy**) ; les principales zones arénisées sont distinguées sur la carte avec la notation  $\mathcal{A}\sigma\gamma^2$ .

Le massif de Chambon-sur-Lac est constitué uniquement de ce type de granite. Il se situe dans l'angle SW de la carte et se poursuit sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic, où il est cartographié en tant que « granite à deux micas orienté de Chambon » avec la même notation  $\sigma\gamma^2$  (Brousse *et al.*, 1981). Ailleurs, ce granite est associé, spatialement et sans doute génétiquement, au granitoïde de type  $\gamma^{3-4}$  comme c'est le cas pour le petit massif de St-Floret, situé dans la partie la plus méridionale de la carte, dans la vallée de la Couze Pavin, et pour le massif allongé NW-SE qui s'étend entre le hameau de Fontmarcel à l'Ouest, Olloix, et le bourg de Montaigut-le-Blanc à l'Est, et qui est discontinu par suite du recouvrement local par des formations sédimentaires ou volcaniques. Le granite de type Chambon-sur-Lac est recoupé par des filons de leucogranite ( $\mathcal{L}\gamma$ ) d'abondance, direction et puissance variables dont les plus importants sont figurés sur la carte (*cf. infra*).

**Massif de Chambon-sur-Lac.** Les affleurements rocheux sont abondants, les plus faciles d'accès se trouvant le long des routes D996 et D636 à l'Ouest du Chambon-sur-Lac (*cf. Chèvremont et al.*, 2022). Au Sud du lac Chambon, nous avons recensé deux petits panneaux de diatexites associés au granite. Le panneau le plus important se trouve à 700 m à l'WNW du hameau de Jassat, immédiatement au Nord de la D 618 (*cf. supra M<sup>2</sup>*). À l'Est du Chambon-sur-Lac, une carrière abandonnée située au Nord de la D996 (*cf. Chèvremont et al.*, 2022), montre un spectaculaire contact subvertical, de direction N60°E, entre le granite du côté oriental et un neck de basalte prismé du côté occidental (*cf. infra m5 $\beta$ <sup>8</sup>*).

**Massif de Saint-Floret.** Le granite affleure de façon spectaculaire dans et autour du village de Saint-Floret, classé parmi les plus beaux villages de France (*cf. Chèvremont et al.*, 2022). Un débit en bancs  $\leq 1$  m, parallèles à la principale direction de fracturation (N015°- 45°E), apparaît localement. Au Sud du bourg le contact avec le granitoïde de type  $\gamma^{3-4}$  se fait probablement selon une faille de direction NW-SE. Vers le Nord, le granite disparaît en surface sous les dépôts sédimentaires de la Limagne, mais se poursuit vraisemblablement en profondeur avant de réapparaître au Sud de Montaigut-le-Blanc, à l'extrémité SSE d'un massif qui s'étend jusqu'à Fontmarcel vers le NNW.

**Massif de Fontmarcel–Montaigut-le-Blanc.** De bons affleurements rocheux se trouvent dans le bourg de Montaigut-le-Blanc, au Nord de la D996. De grands plans de fracturation, de direction N15°E avec un pendage de 40° vers l'Ouest sont recoupés par des plans de direction N-S avec un pendage de direction 75° vers l'Est, tous ces plans présentant des enduits ferrugineux de teinte rouille. Au NNW de de Montaigut-le-Blanc, le granite affleure abondamment sur le plateau du Puy de la Rodde et au Nord de Gourdon où il contient de petites enclaves de deux types :

- 1) de forme ovoïde, à grain fin, grises et riches en biotite ;
- 2) de forme effilochée et de composition hyperalumineuse, avec notamment des traînées de sillimanite de type fibrolite, de teinte gris-argenté, bien visibles macroscopiquement.

### **Pétrographie et géochimie**

**Faciès mésocrate, à biotite seule.** Un échantillon de faciès relativement sombre, provenant du massif de Chambon-sur-Lac (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), présente une texture hypidiomorphe à tendance monzonitique. Il se distingue du faciès-type du granitoïde  $\gamma^{3-4}$  par le fait qu'il s'agit d'un granite à biotite sans muscovite ni cordiérite, et que le plagioclase n'est pas zoné. L'analyse chimique d'un échantillon (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) montre une composition proche du terme le moins acide et le plus ferro-magnésien du granitoïde de type Cournols–St-Nectaire : SiO<sub>2</sub> = 64,31 %, plus potassique (K<sub>2</sub>O = 4,31 %) que sodique (Na<sub>2</sub>O = 2,94 %) et assez peu calcique (CaO = 2,49 %). Le paramètre B = Fe+Mg+Ti est de 23,6 % conformément à la relative richesse en biotite et l'indice d'aluminosité A/CNK est de 1,14. La perte au feu est relativement élevée (PF = 2,26 %) ce qui dénote d'une certaine altération. Dans le diagramme de classification Q vs P (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), la roche se situe à proximité des pôles adamellite et granite, ce qui justifie l'emploi du terme granite.

**Faciès mésocrate à subleucocrate, à biotite plus muscovite plus fréquente cordiérite.** Le faciès le plus commun est un granite présentant une nette fabrique planaire et dans lequel la biotite, de teinte brun-rouge, est accompagnée de muscovite primaire et, fréquemment, de cordiérite, plus ou moins pinitisée et d'abondance variable selon les échantillons. Une lame mince (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) montre un faciès riche en cordiérite pinitisée et biotite altérée en chlorite plus adulaire en amandes parallèles aux clivages. Globalement, les silicates alumineux (biotite, muscovite, cordiérite) sont plus abondants que dans les autres types de granitoïdes, de sorte que malgré l'absence d'analyse chimique il est possible de conclure à un caractère peralumineux.

**Enclaves.** Les études microscopiques montrent que les enclaves à grain fin ont une texture hypidiomorphe et une composition de tonalite à deux micas et cordiérite, complètement rétro-morphosée en amas de micropaillettes de mica blanc. Les enclaves hyperalumineuses ont une texture lépidoblastique et sont essentiellement constituées de minéraux alumineux : biotite brun-rouge à

inclusions de zircon, muscovite renfermant fréquemment des reliques de sillimanite de type fibrolite, cordiérite entièrement pseudomorphosée en mica blanc, corindon accessoire.

**Αγ<sup>2</sup> arène associée.** Des polygones d'arènes sont figurés sur les plateaux : au Nord de Montaigut-le-Blanc, où elles se trouvent dans la partie la plus orientale du massif de Fontmarcel–Montaigut-le-Blanc, à proximité de la faille bordière de la Limagne d'Allier ; dans l'angle SW de la carte, de part et d'autre de la célèbre vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) de la Couze de Chaudefour, où les arènes se singularisent par le fait qu'elles sont surmontées par des lambeaux de moraines weichséliennes (**Gy**), et où elles ont fait l'objet d'une étude dans le cadre du DEA de E. de Goër de Herve (1992).

Sur les plateaux, les arènes du massif du Chambon-sur-Lac sont très remaniées et ont fourni du sable, des graviers et des blocs que l'on retrouve dans les moraines. Sur les versants les arènes sont mieux conservées, pas ou peu remaniées, et ont des épaisseurs variables pouvant atteindre plusieurs mètres au niveau des nappages les plus importants. L'arénisation est réduite à une désagrégation des minéraux, les argiles étant quasiment absentes. Cependant, en raison de la topographie tourmentée et du dense couvert végétal, il serait aléatoire de tracer des limites cartographiques aux arènes.

**Λγ. Leucogranites divers à grain fin (aprites), moyen ou grossier (pegmatites), à muscovite et fréquente biotite, plus localement cordiérite pinitisée et/ou tourmaline.** Des filons, sills ou petits stocks de leucogranites de composition, orientation, géométrie et abondance variables recoupent la plupart des massifs de roches plutoniques mésocrates à mélanocrates décrits ci-dessus et/ou, très rarement, leur encaissant métamorphique. Seuls les corps d'extension suffisante sont figurés sur la carte, qui montre qu'ils sont répartis de façon très inégale. Les leucogranites sont très abondants dans la partie centre-nord de la carte, dans un secteur allant de Pardon à l'Ouest à Saulzet-le-Chaud à l'Est, où ils sont intrusifs dans le massif de granite porphyroïde à biotite et amphibole relictuelle de type Royat–Theix (**ργ<sup>3</sup>**). Dans ce secteur les leucogranites constituent un « méga-stockwerk », correspondant à un dense réseau de filons et sills, connectés les uns aux autres de façon complexe et ayant des orientations, pendages et puissances très variables, de sorte que les intersections avec la surface topographique donnent une image cartographique assez compliquée, même à l'échelle 1/50 000. Vers le Nord, ce « méga-stockwerk » se poursuit jusqu'aux environs de Manson, sur la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000 (Jeambrun *et al.*, 1973).

Sur la présente carte, de nombreux filons de leucogranite sont visibles le long de la N89, entre Theix et Saulzet-le-Chaud où ils recoupent le granite porphyroïde de type **ργ<sup>3</sup>**. Au Sud de Saulzet-le-Chaud, d'épais filons d'orientation subméridienne constituent des paléoreliefs, situés en limite occidentale de dépôts sédimentaires tertiaires de la Limagne de l'Allier. Au sein de la Limagne la chapelle qui se trouve à l'extrémité ouest de Chanonat, immédiatement au

Sud de la D52, est construite sur un gros filon de leucogranite. Plus au Sud, au sein des massifs de granitoïde de type Courmols–St-Nectaire ( $\gamma^{3-4}$ ), les leucogranites sont moins fréquents et constituent des filons isolés ou des faisceaux de filons subparallèles, de direction et de puissance variables. Les faisceaux les plus remarquables sont, du Nord au Sud et d'Ouest en Est, les suivants :

- 1 - Le faisceau de direction N155-165°E, situé dans le secteur de Randolle, à l'Ouest de St-Sandoux ;
- 2 - Le faisceau de direction N70°E, situé au Sud du Chambon-sur-Lac et constitué de deux gros filons visibles dans le bois au NW du hameau de Voissière, l'un de ces filons présentant un spectaculaire miroir de faille de direction N70°E - pendage de 70°SE (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) ;
- 3 - Le faisceau de direction N140-180°E, situé entre Saurier et St-Floret, qui forme des barres rocheuses bien visibles dans le paysage en rive gauche de la Couze Pavin. Dans la partie la plus orientale de la carte, l'affleurement le plus remarquable correspond au site d'escalade de la Roche de Gourmier (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), au NNE de Montpeyroux en rive gauche de l'Allier. Ce site correspond à une « falaise » d'une trentaine de mètres de dénivelée, constituée d'un granitoïde de type  $\gamma^{3-4}$  recoupé par un réseau de filons de leucogranite à grain moyen, le principal filon ayant une direction N165°E.

**Pétrographie.** Le faciès de type Manson (feuille Clermont-Ferrand ; Jeambrun *et al.*, 1973) a une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (moyenne ~1 mm) et une composition de leucogranite à biotite (environ 5 %), muscovite et rare cordiérite pinitisée. La composition minéralogique qualitative est la suivante : plagioclase, subautomorphe à automorphe, fréquemment zoné avec un cœur plus ou moins séricitisé et parfois maculé par des taches d'adulaire, et une bordure albitique limpide ; l'étude de K.-T. Piel (1966) montre que le zonage est normal, avec une composition d'oligoclase (An15-24) ou plus rarement d'andésine (An35-37) au cœur et d'albite (An0-7) en bordure ; quartz xénomorphe, interstitiel au plagioclase, à extinction onduleuse et nombreux sous-grains ; feldspath potassique (microcline) primaire xénomorphe, moiré et perthitique ; biotite brune, pas ou peu chloritisée ; muscovite très xénomorphe, associée à de la biotite pour l'essentiel ; cordiérite pinitisée, zircon, monazite et apatite accessoires, en majorité associés à la biotite ; feldspath potassique (adulaire) secondaire : au sein de lamelles de biotite, en microamandes écartant les clivages, et/ou en remplissage de fissures.

D'une façon générale, le faciès prédominant est un leucogranite à grain moyen (1 à 4 mm) à deux micas. Cependant, d'un filon à l'autre et parfois au sein d'un même filon, il peut exister des variations de la taille de grain et/ou de la composition minéralogique. Le faciès à grain fin (< 1 mm) est une aplite à texture xénomorphe ou hypidiomorphe (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le faciès le plus grossier est une pegmatite, pouvant constituer soit tout un filon, soit le cœur de filons zonés de type aplito-pegmatite. Certaines aplites sont à biotite et rare cordiérite (toujours pinitisée ; cf. Chèvremont *et al.*, 2022), sans muscovite, tandis qu'il existe des pegmatites à muscovite et/ou tourmaline, sans biotite. La

tourmaline noire, de type schorlrite, est rare dans le faciès banal à grain moyen. La biotite fraîche a une teinte généralement brun-rouge, dénotant un caractère alumineux. Elle peut être décolorée ou pseudomorphosée en chlorite verte, minéraux de Fe-Ti et parfois mica blanc secondaire ou adulaire.

**Géochimie.** K.-T. Piel (1966) présente les analyses chimiques d'éléments majeurs pour 7 échantillons de leucogranites du secteur de Manson (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) : deux de leucogranite à grain moyen, deux de pegmatite et trois d'aplite. L'échantillon le moins siliceux ( $\text{SiO}_2 = 70,8 \%$ ) a une composition anormalement riche en MgO (1,4 %) et CaO (2,65 %), avec un paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 10,1 \%$  en valeur relative ce qui suggère qu'il s'agit d'un granite mésocrate. Les paramètres multicationiques, calculés à partir des teneurs en éléments majeurs, permettent entre autres de montrer que les 6 autres échantillons ont une composition se situant autour du pôle adamellite dans le diagramme de classification Q-P ; et un caractère peralumineux se traduisant par un indice d'aluminosité A/CNK de 1,13 à 1,41. Le paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ , qui reflète l'indice de coloration, varie entre 3 et 7,8 %, ce qui montre que certaines roches ne sont pas franchement leucocrates (indice de coloration  $\leq 5 \%$  dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973), mais sont subleucocrates, ce qui permet cependant de les classer en leucogranites dans la norme (indice de coloration  $\leq 7 \%$ ) adoptée par la majorité des granitologues français.

**Géochronologie.** Les relations de terrain montrent que les leucogranites recoupent toutes les autres entités de roches plutoniques. Le leucogranite de Manson a un âge pouvant aller du Viséen supérieur au Stéphanien d'après deux isochrones Rb-Sr, qui donnent un âge de  $321 \pm 13$  Ma en roche totale plus biotite, et de  $317 \pm 16$  Ma en roche totale plus muscovite (Piel, 1966).

### Filons de roches subvolcaniques

En dehors des filons spatialement et génétiquement associés aux roches plutoniques des massifs de type Aydat (*cf. supra*  $\mu\eta$ ), nous avons inventorié et cartographié quelques filons constitués des roches subvolcaniques, acides ou basiques, suivantes :

- $c\mu\gamma$ . Microgranite-granodiorite très porphyrique à biotite, cisailé, de la vallée de la Monne ;
- $\mu\mu\gamma$ . Microgranite porphyrique à biotite ;
- $\mu^{\dagger}\gamma$ . Microleucogranite porphyrique à biotite altérée ;
- v. Lamprophyres.

$c\mu\gamma$ . **Microgranite-granodiorite porphyrique à biotite, cisailé, de la vallée de la Monne.** Ce type de roche n'apparaît que dans la partie centrale de la carte, sur les deux rives de la vallée de la Monne, où il constitue un faisceau de filons, d'orientation N100-115°E, encaissé dans la Série schisto-gréseuse **dhS**, immédiatement au Sud du massif de granitoïde de Cournols. Un

bon affleurement rocheux se trouve à 400 m au SSW du hameau de Prades, dans le talus nord de la D145, à l'intersection de cette route avec la D643 (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Il montre un filon, de direction N100°E et d'environ 4 m de puissance, constitué d'une roche microgrenue très porphyrique de teinte grise, présentant une fabrique planaire protomylonitique et renfermant des phénocristaux de feldspath potassique de teinte blanc nacré et de longueur variant entre 1 et 7 cm. Sur cet affleurement les relations avec l'encaissant sont mal visibles, mais un peu plus au Sud, un autre affleurement, situé en rive gauche de la Monne près du moulin de Prades, permet d'observer le contact entre un filon, de direction N105°E et de 2 m de puissance, et une cornéenne schisteuse à biotite et muscovite, de teinte grise (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le long du contact, le microgranite protomylonitique présente une « bordure figée », caractérisée par une forte diminution de la taille de grain (5 mm au maximum). Dans les deux cas, l'examen des plans C/S, dans des plans perpendiculaires à la fabrique mylonitique et parallèles à la linéation, montre qu'il s'agit d'un cisaillement dextre de direction N100-105°E.

L'étude pétrographique en lame mince confirme qu'une texture protomylonitique à mylonitique se superpose à une texture microgrenue porphyrique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Au cœur du filon du talus nord de la D145, la proportion de phénocristaux, de taille très variable, est de l'ordre de 40 à 50 %. Ils sont constitués de : feldspath potassique, en tablettes de 1 à 7 cm de longueur, à inclusions de petits cristaux de plagioclase et de biotite ; plagioclase zoné, en cristaux de taille  $\leq 5$  mm, isolés ou en petits amas ; quartz en plages arrondies, de diamètre  $\leq 5$  mm, finement recristallisées ; biotite brun-rouge, en lamelles fréquemment kinkées et parfois finement granulées, à inclusions de zircon-monazite. La mésostase microgrenue est composée de quartz et de feldspaths. La roche renferme en outre un peu de mica blanc secondaire, associé à de la biotite ou en petits amas pouvant provenir de la rétro-morphose de cordiérite. Les minéraux accessoires sont du zircon, de la monazite et de l'apatite.

Dans la thèse de J.-B. Mboundou-Kongo (1987) figurent deux analyses en éléments majeurs (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) dont les compositions chimiques, moyennement acides ( $\text{SiO}_2 = 67,7\text{-}67,8$  %), sont proches de celles des six échantillons de granite-granodiorite de type Courmols–St-Nectaire. Dans le diagramme de classification Q-P (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), les deux points se situent entre les pôles granodiorite et adamellite pour PF et adamellite et granite pour F11. Dans le diagramme R1-R2, les deux points se placent dans le champ de la granodiorite, en étant très proche de celui du granite pour F11. En conclusion, il est probable que les microgranitoïdes à biotite de la vallée de la Monne soient associés génétiquement aux granitoïdes de type Courmols–St-Nectaire.

**$\mu\text{p}\gamma$ . Microgranite porphyrique à biotite.** Nous n'avons observé ce type de microgranite qu'en un seul endroit de la carte : à l'Ouest de Fohet, dans la partie centrale de la carte, où il constitue un filon de direction générale N145°E

situé entre un petit massif de roche plutonique de type Aydat ( $\eta^2$ ) et la Série schisto-gréseuse **dhS**. Une piste recoupe ce filon au nord du point côté 945 m, qui a une direction N160°E et une puissance de 5 à 6 m à cet endroit (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). L'observation macroscopique permet de distinguer des phénocristaux millimétriques, dispersés de façon régulière dans une pâte grise, et constitués de petites tablettes de plagioclase et de lamelles de biotite, fraîche et relativement abondante.

L'étude microscopique de deux lames minces confirme la texture microgrenue porphyrique et permet de préciser que la mésostase est soit aphanitique, soit granophyrique avec d'abondantes associations micropegmatitiques quartz plus feldspath potassique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Les phénocristaux représentent 20 à 25 % du volume, et sont constitués de plagioclase, zoné, plus ou moins séricitisé selon les échantillons, en cristaux isolés ou en petits amas, parfois à inclusions de paillettes de biotite ; et de biotite brun-rouge en lamelles de taille variable, dispersées ou en petits amas, fréquemment kinkées pour les plus grandes, à inclusions de zircon-monazite et/ou de rutile bien visible dans certaines sections basales. La mésostase est constituée de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique, ce dernier étant en majorité en association micropegmatitique avec du quartz dans le cas du faciès granophyrique. Les minéraux accessoires, en majorité associés à de la biotite, sont zircon, monazite, apatite et oxydes de Fe-Ti. Il est possible que ce microgranite porphyrique à biotite, probablement alumineuse, soit génétiquement associé au granitoïde de type Cournols–Saint-Nectaire.

$\mu\gamma$ . **Microleucogranite très porphyrique à biotite altérée**. En plus de l'altération complète de la biotite, ce faciès se distingue du précédent par :

- 1) une teinte nettement plus claire, gris très clair à brun pâle selon l'altération ;
- 2) un caractère très porphyrique avec des phénocristaux dont la longueur atteint 3,5 cm au cœur du filon le plus épais ;
- 3) la présence de quartz et de feldspath potassique parmi les phénocristaux ; et
- 4) sa localisation dans le quart SE de la carte, d'une part, au Nord du bourg de Champeix, au sein d'un massif de granitoïde de type Cournols–Saint-Nectaire, où nous avons cartographié deux filons, de direction N20° pour l'un et N160°E pour l'autre ; d'autre part, au Sud du Pougelet, en limite orientale de la carte, où il constitue – au sein du horst granitique de Saint-Yvoine – un épais filon d'une vingtaine de mètres de largeur, et de direction générale N°70°E, recouvert vers l'Est d'un lambeau d'arkoses argilo-marneuses à *Potamides lamarcki* (**g1kb**).

**Filons situés au Nord de Champeix**. Le principal filon, de direction N20°E avec un pendage de 60° vers l'Est et une puissance de plusieurs mètres, affleure à 700 m au Nord de l'église de Champeix, immédiatement au Nord de l'intersection de la D 28 avec une route secondaire (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). À son éponte ouest, il présente une « bordure figée » dans laquelle la

taille des phénocristaux ne dépasse pas 8 mm et qui est en outre fortement rubéfiée. D'après M.-H. Ly (1982), ce filon contient localement de la barytine.

Dans le faciès situé au cœur du filon principal, les phénocristaux ont une taille de 0,5 à 15 mm, représentent 20 à 25 % de la roche en volume et sont constitués (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : quartz, en cristaux plus ou moins arrondis, isolés ou en petits amas, présentant parfois des golfes de corrosion ; plagioclase, plus ou moins criblé de mica blanc sous forme de micropaillettes (séricite) ou, parfois, de fines lamelles (phengite ?) ; feldspath potassique, pouvant englober de petits cristaux de plagioclase et parfois envahi de microphyllites et/ou en partie hématitisé ; biotite entièrement pseudomorphosée en chlorite ou en mica blanc et minéraux de Fe-Ti. La mésostase, microgrenue, est formée de plagioclase séricitisé, de feldspath potassique, de quartz et d'abondantes microphyllites incolores (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Dans la bordure figée et rubéfiée, les phénocristaux sont d'une façon générale nettement plus petits, mais constitués des mêmes minéraux, avec une forte altération des deux feldspaths (argilisés, partiellement à totalement dissous, et hématitisés pour le feldspath potassique). La mésostase, aphanitique, est formée de très fines paillettes de mica blanc, dispersées dans un fond cryptocristallin pigmenté par des oxy-hydroxydes de fer qui lui confèrent sa teinte rougeâtre.

**Filon du Pougelet.** Dans l'épais filon du Pougelet, qui affleure de façon subcontinue sur près de 600 m de longueur, la taille des phénocristaux est nettement plus grande, notamment pour les tablettes de feldspath potassique ( $\leq 3,5$  cm) ; les cristaux globuleux de quartz vitreux (diamètre  $\leq 1$  cm) et les lattes de plagioclase ( $\leq 1$  cm). Dans sa partie la plus occidentale, son éponte nord est visible, et présente au contact du granitoïde à grain moyen ( $\gamma^{3-4}$ ) encaissant une « bordure figée » dans laquelle la longueur des phénocristaux de feldspath potassique est inférieure à 1 cm. L'encaissant est altéré, plus ou moins blanchi, le long du contact. Plus à l'Est, le filon renferme de petits couloirs mylonitiques, témoins d'un cisaillement dextre de direction N80°E (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

L'étude microscopique d'un échantillon de la bordure figée confirme la texture microgrenue porphyrique, avec 30 à 35 % de phénocristaux, constitués de : quartz, nettement prédominant, en cristaux soit anguleux, soit arrondis et présentant parfois des golfes de corrosion ; plagioclase, fortement à complètement séricitisé ; feldspath potassique de type orthose, « sali » par des produits cryptocristallins ; biotite entièrement pseudomorphosée en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane.

Le filon du Pougelet présente quelques analogies avec les filons de direction  $\sim$  N80°E, cartographiés avec la notation  $\mu\gamma^1$ , qui recoupent le « faciès bleu » du granite de Saint-Dier dans l'angle SE de la carte d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). Cependant, en l'absence d'analyse chimique du microleucogranite du

Pougelet il ne serait pas justifié d'affirmer que ces filons sont constitués d'une même roche.

v. **Lamprophyres.** Sur la carte ne figure qu'un seul filon de lamprophyre, situé au Nord de Ponteix, dans une zone faillée au sein d'un massif de granitoïde de type Cournols–St-Nectaire. En réalité il s'agit d'un faisceau de deux minces filons de lamprophyre, de 40 à 50 cm de puissance, espacés de 3 à 4 m et encaissés dans une zone faillée et argilisée de direction N20°E avec un pendage de 45 à 55° vers l'Est, comme cela est visible dans une petite carrière abandonnée, située à 500 m au Nord de Ponteix, à l'Ouest de la piste qui mène à la croix St-Jacques. D'Ouest en Est, cette carrière montre la succession lithologique suivante : granitoïde relativement sain ; granitoïde argilisé (1 m) ; filon de lamprophyre de 0,5 m de puissance ; granitoïde argilisé (3 à 4 m) ; granitoïde cataclasé et rubéfié (0,75 m) ; filon de lamprophyre de 0,4 m de puissance ; filon siliceux de type « brèche tectonique hypersilicifiée » (1 m) ; granitoïde arénisé. Les deux filons de lamprophyre se distinguent très facilement grâce à leur teinte vert-kaki et à leur grain très fin. Par ailleurs, C. Petit (1956) signale la présence de deux filons de lamprophyre dans le quartier du Marchidial, à l'Ouest de Champeix, mais qui n'ont pas pu être retrouvés. Enfin, comme d'une façon générale les filons de lamprophyres sont fréquemment altérés, voire très fortement argilisés, il est probable qu'il existe, sur le territoire de la présente carte, d'autres filons qui ne pourront être répertoriés qu'à la faveur de nouveaux travaux tels que des carrières, talus ou fossés routiers, fouilles de maison, *etc.*

L'étude microscopique d'un échantillon du filon occidental la carrière de Ponteix montre (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture microgrenue, en grande partie oblitérée par l'altération. Il s'agit d'un lamprophyre à biotite, altéré, ayant la composition suivante : plagioclase, envahi de microphyllites ; biotite complètement pseudomorphosée en chlorite, mica blanc, minéraux de fer et/ou titane ; un peu de quartz, interstitiel au plagioclase ; oxy-hydroxydes de fer.

## Filons de roche hydrothermale

**Q. Quartz.** Le socle varisque de la feuille Veyre-Monton n'encaisse que quelques filons de quartz d'extension suffisante pour être représentés à l'échelle 1/50 000, tous situés au sein des massifs de roches plutoniques de la moitié nord de la carte. Ils ont des directions variables selon les endroits.

Un filon siliceux de type « brèche tectonique hypersilicifiée », d'environ 1 m de puissance et de direction N20°E avec un pendage de 45 à 55° vers l'Est, se trouve dans une zone faillée et argilisée visible dans une petite carrière abandonnée, située à 500 m au Nord de Ponteix. Son contexte géologique est décrit en détails *supra* dans le paragraphe concernant les filons de lamprophyres (v). Tous les autres filons cartographiés se situent au Sud de la coulée trachybasaltique quaternaire de la vallée de la Veyre. Trois filons de direction

~ E-W se trouvent : au Sud du lac d'Aydat, au sein du massif de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen ( $\eta^2$ ) pour l'un ; au Nord de Cournols, dans le massif de granitoïde mésocrate à grain moyen ( $\gamma^{3-4}$ ), autour du lieu-dit « Pierre Blanche » pour les deux autres. Le filon le plus important est le plus important : il arme la colline qui culmine à la cote  $z = 757$  m et a fait l'objet, à son extrémité ouest, d'une petite exploitation dans la petite carrière abandonnée. Cette carrière montre une zone faillée de direction N105°E avec du Nord au Sud la coupe suivante : 1 m de granitoïde arénisé, encaissant une veine de quartz de puissance  $\leq 18$  cm ; 1,30 m de gouge argileuse, renfermant une veine de quartz ; un filon de quartz d'environ 1 m de largeur consistant en un réseau de veines de quartz de puissance individuelle  $\leq 70$  cm ; 2 m de gouge argileuse ; du granitoïde arénisé. Il s'agit de quartz blanc, soit massif, soit, localement, rubané et/ou géodique. À l'Est de la carrière, le filon se suit sous forme de blocs épars dont les plus gros ont une longueur de 2 m. Encore plus à l'Est, le massif de granitoïde de Cournols encaisse un « filon de quartz » consistant en réalité en une zone silicifiée située le long d'une faille de direction N25°E.

Dans le secteur de Fohet, ce même massif de granitoïde de Cournols encaisse deux autres filons de quartz blanc : l'un de direction proche de N-S et d'environ 3 m de puissance, situé à 500 m à l'WNW de Fohet, en limite occidentale du massif de Cournols ; l'autre de direction N140°E, avec un pendage de 80° vers le SW et une puissance de l'ordre de 1 m, situé à 600 m au SSE de Fohet.

Enfin, de minces veines de quartz, de puissance ne dépassant pas 20 cm et de longueur généralement inframétrique, se trouvent le long de failles affectant des massifs de roches plutoniques. C'est par exemple le cas pour le massif de monzogranite porphyroïde de type Royat-Theix ( $\rho\gamma^3$ ), à 800 m à l'WSW de Saulzet-le-Chaud, sur les affleurements en voie d'arénisation situés le long de la N89.

### *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES DE LA LIMAGNE ET/OU DU PLATEAU DES DÔMES*

Sur la carte de Veyre-Monton se trouvent d'abondantes formations sédimentaires continentales dont l'âge de dépôt va du début de l'Oligocène inférieur à la fin du Miocène inférieur, soit de 34 à 16 Ma. La grande majorité de ces formations se trouve dans le bassin de la Limagne d'Allier, dans le tiers oriental de la coupure. De nombreux petits bassins isolés affleurent aussi au sein du plateau des Dômes, à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne : pour l'essentiel dans un large quart sud-ouest, et, pour une infime partie, dans l'angle nord-ouest de la coupure, au sein du fossé d'Olby. Pour réaliser la présente carte à 1/50 000, nous avons utilisé les maquettes inédites à 1/25 000 des auteurs suivants : R. Bouiller pour la moitié orientale (VM3-4 et 7-8), M.-H. Ly pour le quart sud-est (VM7-8), A. de Goër de Herve pour le fossé d'Olby (angle nord-ouest de VM1-2) et J.-C. Besson pour le quart sud-ouest (VM5-6). Nous

y avons apporté quelques modifications et ajouts ponctuels, issus de nos propres levés de terrain. Pour la rédaction de la présente notice explicative nous avons pris en compte des données issues des thèses de J.-C. Besson (1978) et de M.-H. Ly (1982), de publications dans des revues, ainsi que de nos propres observations. En outre, pour le plateau de Gergovie, nous avons utilisé une carte et une notice inédites de feu P.-M. Vincent – décédé le 19 avril 2013 – que nous a aimablement fournies le Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de l'Université Clermont Auvergne - CNRS - IRD, OPGC.

Le bassin des Limagnes se caractérise par des dépôts de type lacustre et fluvial, avec une sédimentation carbonatée, argileuse, évaporitique et bitumineuse, et une sédimentation détritique à sables quartzo-feldspathiques ou à chailles, arkoses et conglomérats. La similitude entre les faciès continentaux d'âges différents, couplée à d'importantes variations latérales de faciès ont compliqué leur étude stratigraphique, en l'absence de données de paléontologie. De manière générale les faciès proximaux sont à dominante détritique, tandis que les faciès distaux sont à dominante carbonatée.

Dans le cadre du projet COPGEN (inventaire géoscientifique des Limagnes, pour l'inventaire géothermique de la France), la stratigraphie des Limagnes a été révisée depuis les travaux des pionniers (Giraud, 1902 puis Jung, 1946 ; Rey, 1971 ; Gorin 1975 ; Hugueney, 1997). On distingue désormais six séquences (S0 à S5), commençant par un terme détritique à la base et se terminant par un terme supérieur calcaire ou argileux (Wattine, 2004). Chaque séquence correspondrait à l'expression sédimentaire d'un événement tectonique majeur. La carte Veyre-Monton recouvre le Sud de la Limagne de Clermont-Ferrand et la partie septentrionale de la Limagne d'Issoire. Les formations sédimentaires tertiaires de la Limagne offrent une séquence quasi-complète des dépôts oligocènes et miocènes (S3 Rupélien, S4 Chattien, S5 Aquitaniens ; Wattine, 2004).

La couverture sédimentaire tertiaire de la Limagne ne semble que rarement reposer sur un paléosol ferrugineux sidérolithique (*cf.* **j-nP**). En général elle est directement en contact – normal ou faillé – avec le socle varisque, mais le contact n'est que rarement visible à l'affleurement (*cf.* **Fig. 5** en Annexes).

### **Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Sidérolithique)**

Jusqu'à récemment, les profils d'altération « sidérolithiques » du Massif central étaient rapportés à l'Éocène-Oligocène en référence aux formations kaolinitiques et fossilifères du Bassin de Paris (Boulanger, 1844 ; Launay de, 1892-93 ; Deschamps, 1973). Néanmoins, l'étude récente de faciès sidérolithiques du Lembron (Ricordel, 2007 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010) montre que ces formations sont totalement déconnectées de la sédimentation des Limagnes tertiaires et qu'elles appartiennent à une phase plus ancienne de l'évolution du Massif central, datée par paléomagnétisme du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Ricordel, 2007).

**j-n<sup>o</sup>. Paléosol ferrugineux de Coudes.** Le Sidérolithique est rare sur la carte de Veyre-Monton, et ne semble pas affleurer en Limagne en dehors d'un paléosol ferrugineux décrit à l'Est de la feuille, en rive droite de l'Allier, à Coudes où il a une épaisseur inférieure à 10-20 m (Perriaux et Rateaux, 2007).

### **Oligocène inférieur (Rupélien, 34-28 Ma)**

**g1Cg. Conglomérat de base.** Au pied du versant SE du Puy d'Olloix, sur le plateau des Dômes, un conglomérat de base se trouve – sous forme résiduelle – dans des champs cultivés, situés au Sud du hameau de Grand Champ. On y ramasse à la volée des galets de taille pluricentimétrique à décimétrique, constitués de quartz quadrangulaires à patine rouge-orangée et de granite, non émoussés, provenant du substratum constitué ici par le granite orienté du massif de Montaigut-le-Blanc. Aucune autre lithologie n'est représentée.

**g1SA. Argiles et sables, rouges ou bariolés, de type fossé d'Olby.** Cette formation se trouve dans l'angle nord-ouest de la carte de Veyre-Monton, où A. de Goër de Herve l'a cartographiée – sous forme de petits polygones – et l'a attribuée au Stampien. Elle se poursuit sur trois feuilles adjacentes : Bourg-Lastic (n° 716, Brousse *et al.*, 1981 ; **g1-2**) ; Pontgibaud, où se situe Olby (n°692, Hottin *et al.*, 1989 ; **gS**) ; et Clermont-Ferrand (n°693, Jeambrun *et al.*, 1973 ; masquée par des colluvions **Rcg**). Les formations argilo-sableuses, blanches à rouges, sont rapportées à l'Oligocène par analogie avec celles des grands bassins de Limagne, d'Aurillac ou du Velay, mais aucun élément de datation ne permet ici de confirmer cette attribution. Ces sables et argiles sont présents là où ils ont été protégés par des formations volcaniques cénozoïques, ce qui est le cas pour les trois feuilles précitées.

Sur la carte de Veyre-Monton la Formation du bassin d'Olby affleure au Nord et à l'Ouest d'Olmont, où elle repose en contact normal sur le socle varisque et est recouverte par des formations volcaniques cénozoïques. La description la plus détaillée est celle de la notice de la carte de Pontgibaud, où la formation a une soixantaine de mètres d'épaisseur et consiste en un ensemble argilo-sableux gris de type fluvial, se terminant localement par une croûte ferralitique (*in* Hottin *et al.*, 1989).

**g1Ka. Arkoses, grès, argiles, bariolés. 1 - bancs gréseux.** Cet ensemble lithologique, largement présent sur la moitié sud de la feuille, regroupe des marnes et des argiles bariolées associées à quelques grès et arkoses. Il est caractérisé par une succession de marnes blanches à grises, d'argiles vertes à ocres et d'argiles bleu-gris avec des niveaux métriques d'arkoses blanches à verdâtres, plus ou moins conglomératiques et à ciment calcaire. Des bancs de calcaire, souvent beiges, peuvent s'intercaler dans ces sédiments détritiques, notamment des bancs de calcaire à Striatelles (**g1N**). Les argiles rouges bariolées contiennent toujours des éléments détritiques. Elles forment la base des sédiments oligocènes et reposent directement sur le socle. Le passage de ces argiles rouges aux formations détritiques supérieures se fait

toujours par des argiles graveleuses vertes d'épaisseur variable. Les dernières couches d'argiles vertes sont dépourvues d'éléments détritiques et de couleurs plus bleutée, témoignant d'une sédimentation en milieu plus calme (Ly, 1982).

Un affleurement d'une puissance d'environ 30 m est bien visible au SE de Champeix, sur un chemin perpendiculaire à la D996. Il présente – sous deux bancs pluridécimétriques sommitaux de calcaires (calcaires à Striatelles ?) – des alternances de bancs gréseux bariolés (épaisseur d'environ 20-25 cm), de lits marno-calcaires et d'argiles versicolores. Le pendage est subhorizontal. On observe à la base de la coupe des sables blancs à gris parfois indurés, hétérométriques mais à litage horizontal, souligné par des niveaux d'oxydation.

**g1N. Calcaires à Striatelles (Nystia...).** Les calcaires à Striatelles ont été décrits par J. Giraud (1902) à partir d'affleurements situés au Nord-Ouest du bassin d'Issoire et à la marge sud-ouest du bassin de Clermont-Ferrand. Des bancs de calcaires sublithographiques gris à *Melanoides acutus* et *Nystia plicata* affleurent au Sud de Montaigut-le-Blanc, à la base du mont Rose et encore plus au Sud-Ouest en dessous de Reignat. Mis à part des gastéropodes, ces calcaires contiennent aussi des ostracodes, des miliolidés, des oogones de charophytes et des algues. Ces dépôts, de plus de 200 m d'épaisseur, se sont mis en place dans des plaines d'inondation à lacs temporaires. La présence des fossiles *Melanoides acutus* et *Nystia plicata*, permet d'attribuer la formation au Rupélien. D'après les maquettes à 1/25 000 de R. Bouiller et M.-H. Ly, les calcaires à Striatelles se trouvent pour l'essentiel dans la partie inférieure de la Formation **g1Ka** ; plus haut R. Bouiller a individualisé – de façon linéaire – des bancs de calcaires à Striatelles (**g1Ka-2**) d'une part, et des bancs gréseux (**g1Ka-1**) d'autre part, que nous avons reportés sur la présente carte à 1/50 000. Ce calcaire dur renferme quelques grains de quartz et les Striatelles ne sont pas présentes dans tous les niveaux (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**g1Kb. Arkoses argilo-marneuses à Potamides lamarcki, arkoses vertes. 1 - bancs gréseux, 2 - bancs calcaires à Striatelles.** Ces arkoses à ciment argilo-calcaire peu compactes montrent souvent des figures de stratifications entrecroisées. Présentes à l'affleurement en rive droite de l'Allier au Nord de la commune de Parent, les arkoses argilo-marneuses peuvent aussi s'observer sur les deux rives de la Couze Chambon, entre Neschers et Coudes. Elles affleurent également en bordure occidentale du fossé de la Limagne au contact avec le socle varisque, au niveau de la faille bordière de la Limagne.

Un bon affleurement est visible au SE de Sauvagnat-Sainte-Marthe, le long d'un chemin perpendiculaire à la route D713, en face du hameau « le Bas ». Il se présente sous forme d'un banc d'arkoses grossières hétérométriques, jaunâtres, peu consolidées, d'environ 3 m d'épaisseur à l'affleurement. Une autre coupe proche, Est-Ouest, de 8 m à l'affleurement, montre 6 m d'arène granitique remaniée, peu consolidée, à fraction quartzreuse grossière (gravillons, voire galets) et feldspaths centimétriques, surmontée par un niveau d'oxydation d'environ 5 mm puis par des marnes vertes à passées plus ou moins sableuses (environ 2 m). Celles-ci, plus ou moins feuilletées, montrent un pendage vers

l'Ouest. Au sommet des marnes, on retrouve un petit niveau quartzo-feldspathique d'environ 10 cm, puis des colluvions à plaquettes calcaires présentant un litage et un pendage similaire aux dépôts sous-jacents.

Dans les arkoses de la rive gauche de la Couze Chambon, la présence de *Potamides lamarcki* dans des calcaires gréseux ou grès calcaires intercalés dans la série détritique témoignerait soit d'une incursion marine, même de courte durée, dans une série détritique continentale, soit d'une sédimentation lacustre relativement étendue et présentant un caractère saumâtre (Wattine, 2004). Rey (1966) attribue le niveau à *Potamides lamarcki* au début du Rupélien supérieur.

Des **bancs gréseux (1)** et **bancs calcaires à Striatelles (2)** ont été localement distingués au sein de la formation.

**g1KM. Arkoses de Montpeyrroux.** Les arkoses de Montpeyrroux affleurent dans la partie orientale de la carte, sur les rives de la Couze Chambon et de l'Allier, au NE de Sauvagnat-Sainte-Marthe. Ce sont des arkoses massives dont le type peut être observé dans le village de Montpeyrroux, où elles ont longtemps été exploitées en carrières montrant à présent des affleurements de plus de 6 m de hauteur.

La formation est également bien visible entre Montpeyrroux et Coudes, dans la tranchée de l'autoroute A75-E11, où elle est affectée par de petites failles normales. Les arkoses alternent avec des argiles sableuses et des argiles. L'étude en lame mince d'un échantillon prélevé à Montpeyrroux montre un grès quartzeux et feldspathique avec 50 % de grains et une matrice ou un ciment microcristallin non carbonaté. Les grains sont légèrement anguleux, mesurant entre 0,5 et 1,5 mm, avec 60 % de quartz à extinction roulante, 35 % de feldspaths potassiques (à macles de Carlsbad) et 5 % de micas noirs et blancs (Perriaux et Rateau, 2007).

Mis à part des végétaux, les fossiles sont quasiment inexistantes dans ces arkoses, mises en place par remaniement fluvial d'une arène granitique. Ce faciès de bordure s'amincit puis disparaît vers le centre du bassin. Les arkoses de Montpeyrroux ont une épaisseur maximale inférieure à 100 m.

**g1C. Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques.** Ces formations sédimentaires sont répandues dans les plaines de Plauzat, Neschers, Chadeleuf, Sauvagnat-Sainte-Marthe, sur les rives de la Couze Pavin, et au sommet de la butte du mont Rose, au Sud de Montaigut-le-Blanc.

Les dépôts sont constitués par une alternance de calcaires marneux (à gastéropodes ; Ly, 1982), de calcaires massifs, de calcaires gréseux ou bréchiques avec parfois des indices de bitume, des laminites calcaires à coccolithes, ostracodes et foraminifères, des laminites argileuses sombres (« schistes papyracés ») et des argiles gris-vert. Des lits de gypse plus ou moins pseudomorphosés en carbonates ont été décrits notamment à Corent, où ils ont été jadis exploités en carrière. Ces formations contiennent toujours des éléments

détritiques en faible quantité. Le passage des arkoses aux marno-calcaires se fait toujours par un appauvrissement progressif en éléments quartzeux. Les laminites calcaires contiennent des fossiles de feuilles, de branches, d'insectes, de plumes, *etc.* Les laminites à nombreux ostracodes forment de véritables ostracodites. Les foraminifères sont présents dans tout le niveau. Les marnes et calcaires présentent de nombreuses figures de mudcracks et de bioturbations.

Un bon affleurement de schistes papyracés est visible en rive droite de l'Allier le long de la route D1 au Nord de Ste-Marguerite, au niveau du vallon des Bouys (*cf.* **Fig. 5** en Annexes). La coupe de plus d'une centaine de mètres de hauteur peut être suivie sur plus d'un kilomètre de longueur. Elle montre une alternance de bancs calcaires massifs et de bancs présentant un feuilletage cyclique plus ou moins fin, centimétrique à infra-millimétrique. Le pendage est subhorizontal. Les feuilletés présentent des traces de bioturbation, de rides de courant ou de laminites argileuses sombres (*cf.* aussi Chèvremont *et al.*, 2022). Tous ces dépôts se sont mis en place en domaine palustre (marnes et calcaires à mudcracks) à lacustre peu profond (laminites à coccolithes et argileuses) avec parfois des influences salines.

### **Oligocène supérieur (Chattien, 28-23 Ma)**

**g2M. Marnes vertes et calcaire argileux à Cypris. g2CS. Marnes et calcaires sableux, faciès de bordure.** Le faciès marno-calcaire **g2M**, riche en ostracodes (Cypris) ressemble au précédent mais il est marqué par la disparition des «schistes papyracés» et par l'apparition de *Caseolus ramondi*, gastéropode caractéristique du Chattien (Perriaux et Rateau, 2007). La Formation est présente uniquement à l'extrémité nord-est de la carte et marque ainsi la limite d'extension méridionale de l'Oligocène supérieur en Limagne. Les sédiments argilo-calcaires, dont la teinte varie généralement en fonction de la teneur en carbonates, vert foncé pour les plus argileux, beige verdâtre pour les plus calcaires, sont généralement stratifiés de façon régulière : finement « varvés » dans les zones les plus argileuses, les bancs peuvent atteindre un mètre d'épaisseur dans les zones très carbonatées.

La Formation **g2M** est bien visible à La Roche Blanche où elle présente une alternance de bancs calcaires micritiques d'ordre métrique avec des bancs marneux d'épaisseur moindre (50-100 cm) pour former une falaise d'environ 90 m de hauteur. On n'y distingue pas de faune, exception faite des gastéropodes terrestres. Les calcaires contiennent des cristaux de quartz et de plagioclase inframillimétriques, observables en DRX (15 à 20 %). Les calcaires de La Roche Blanche semblent indiquer un environnement de faible profondeur soumis à des périodes d'émersion (Helicidae, minéraux détritiques et fentes de dessiccation ; Wattine *et al.*, 2004). La Formation **g2M** est également présente à l'affleurement sur le flanc est du Puy de Jussat.

À l'Est du village de Gergovie, la Formation **g2M** est perturbée par l'intrusion d'un sill « basaltique » (*cf.* **m1-4ß** *infra*) en bordure sud du premier

maar-diatrème de pépérites. De bons affleurements se trouvent, vers 600 m d'altitude, le long du chemin qui mène au Puy de Mardoux. Deux échantillons prélevés par M.-H. Ly en 2015 et étudiés en lames minces au BRGM en 2016 ont montré : des calcaires marneux très fracturés se singularisant par un recuit thermique et par la présence d'un réseau anastomosé de fissures à remplissage de calcite pour l'un ; et d'abondants fossiles d'ostracodes pour l'autre, prélevé en un point plus éloigné du sill « basaltique », sous des pépérites (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Ces ostracodes sont de l'espèce *Cypris faba* d'après les observations faites le 26 août 1833 lors la « Course de Gergovia » (in Bulletin de la Société géologique de France – 1<sup>ère</sup> série – tome IV – 1833-1834, p. 103-104, disponible sur Wikisource ; cf. **Fig. 6** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022).

En quittant le Puy de Jussat vers le plateau basaltique de Rizolles au Nord, les formations affleurantes montrent un enrichissement en éléments détritiques (**g2Cs**). La Formation **g2Cs** se présente sous la forme d'une alternance de bancs de calcaire se délitant en plaquettes, de calcaires marneux et de calcaire sableux, à figures de mudcracks et à ostracodes. Elle est caractéristique d'une sédimentation carbonatée à détritique sous faible tranche d'eau, avec des périodes d'émersion (faciès de bordure). La formation peut être observée notamment à Saulzet-le-Chaud (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**g2R. Marnes et calcaires à récifs de Phryganes.** Cet ensemble correspond à un passage latéral de faciès depuis des dépôts sableux de cônes fluviatiles à des dépôts lacustres calcaires peu profonds à stromatolithes, en passant par des sables à stromatolithes déposés en bord de lac (Perriaux et Rateau, 2007). De même que **g2M** et **g2CS**, la Formation **g2R** est présente uniquement dans la partie NE de la carte et marque ainsi la limite d'extension vers le Sud de l'Oligocène supérieur en Limagne.

La falaise de Jussat, sur le flanc ouest du Puy éponyme, permet d'observer – sur plus de 30 m de hauteur – un faciès sableux à matrice calcaire et stromatolithes composé de deux ensembles principaux. *Entre 595 et 600 m* : une alternance de grès à ciment calcaire, de calcaires, parfois gréseux, en bancs décimétriques et démarant par un conglomérat à quartz et débris centimétriques de roches. Ce conglomérat contient de nombreux restes de *Caseolus ramondi*. *Entre 600 et 640 m* : une série fortement détritique avec des bancs à stromatolithes en boules ou « chou-fleur » (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) avec ou sans tubes de Phrygane (fourreaux de Trichoptères, Wattine, 2004). Plus au Sud-Ouest, au niveau de Chadrat, on observe une intercalation de niveaux à marnes vertes ou grises entre des niveaux sableux à stromatolithes calcaires. Dans ce même secteur se trouvent décrits des roseaux « stromatolithisés » (cf. **Fig. 6** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022).

### **Miocène inférieur - Aquitanien (23-20,4 Ma)**

**mU. Travertins silicifiés, « meulières ».** Sur sa maquette à 1/25 000 du quart NE (3-4) de la feuille Veyre-Monton, R. Bouiller a figuré des polygones de « travertins silicifiés », avec une notation **mU** identique à celle de la feuille

adjacente d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). Deux polygones de ces travertins anciens, liés au volcanisme miocène, apparaissent dans la partie la plus orientale de la carte : au Puy d'Ecouyat, près de Parent, et au vallon des Bouys, à 1 km au Sud de Mirefleurs, où les travertins se trouvent sous forme d'affleurements rocheux et de petits blocs dispersés dans des champs.

Ces formations sont particulièrement abondantes en Comté, sur le territoire de la carte Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982), et sont décrites en détail par R. Bouiller dans la notice de cette carte (Aubert *et al.* 1982) que nous reprenons en partie ici. « Le contexte stratigraphique et morphologique permet de les dater du Miocène. Formation discontinue mais exceptionnellement résistante à l'érosion, ces travertins affleurent à flanc de versant ou couronnent des sommets. La structure est très finement lamellaire, plus ou moins mise en évidence par la désagrégation superficielle, ou irrégulièrement caverneuse au sein de masses compactes. Des veines siliceuses (opale-calcédoine) envahissent localement tout ou partie de ce matériel et lui confèrent sa résistance. Ces faciès sont également associés à des plaquettes siliceuses ou dolomitiques. La pente du litage est presque toujours supérieure à 15° et sans rapport avec l'encaissant. Celui-ci, difficile à observer, est stratigraphiquement et lithologiquement varié. Des formations pépéritiques peuvent se situer au voisinage immédiat. Le banc peut même se trouver incorporé à la masse pépéritique comme cela semble être le cas sur le flanc SW du Puy d'Ecouyat. Ces divers caractères semblent bien indiquer qu'il s'agit de travertins représentant peut-être une phase dégénérée de l'activité éruptive qui a engendré les pépérites. On ne saurait les assimiler simplement à des porcelanisations dues à ces dernières.

**m1L. Calcaires marneux lacustres de remplissage du maar 1 de Gergovie.** Au sein du maar 1 du plateau de Gergovie, les pépérites sont recouvertes par un lambeau de sédiments, de direction générale SSW-NNE, d'environ 1,3 km de longueur, se rétrécissant vers le NNE pour se fermer à l'Ouest du Puy de Mardoux, à la limite avec la feuille de Clermont-Ferrand à 1/50 000. D'après la notice inédite de P.-M. Vincent : « Il s'agit de sédiments blanchâtres, à débit en plaquettes ou en bancs plus massifs. On n'y a pas trouvé de fossiles macroscopiques, seulement des pollens attribués au Miocène (*com. pers.* de D. Giot, BRGM). Ces sédiments lacustres ont un faible pendage vers le centre de l'appareil ».

Un bon affleurement se trouve à 300 m au NE du bourg de Gergovie, vers 660 m d'altitude, en bordure occidentale du chemin menant au Puy de Mardoux. Cet affleurement montre des calcaires marneux disposés en bancs d'épaisseur  $\leq 25$  cm, avec un pendage de 15° vers le NNW. L'extrémité nord du lambeau est marquée par une barre rocheuse de direction SSW-NNE, de couleur blanchâtre à grisâtre, située de part et d'autre de la courbe de niveau  $z = 640$  m, à l'Ouest du Puy de Mardoux. Cette barre est formée d'un banc de calcaire lacustre dur et finement lité de quelques mètres d'épaisseur, à pendage de 25 à 45° vers le NW. Un échantillon prélevé par M.-H. Ly et étudié en lame mince au BRGM montre un fond carbonaté vacuolaire à grain fin, dans lequel se trouvent quelques clastes, d'abondance variable, constitués de quartz à

texture engrenée, de plagioclase et de mica(s), de taille (toujours  $\leq 1$  mm). En allant vers l'Ouest, au-dessus de cette barre, se trouvent des dépôts de pente – masquant les pépérites du maar central ? – puis au niveau du sentier suivant la courbe  $z = 660$  m, des calcaires marneux, localement bréchiques, faisant partie des formations sédimentaires **m1k** de Gergovie (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**m1K. Arkoses, calcaires marneux localement bréchiques, de Gergovie.** Cette formation se situe immédiatement au-dessus des pépérites du maar central de Gergovie, et apparaît sur la carte sous forme d'une bande étroite de forme arquée. À l'extrémité occidentale de cette bande, au lieu-dit les Gardettes<sup>2</sup> au niveau de la courbe  $z = 650$  m, un bon affleurement montre une barre d'arkoses, de plusieurs mètres d'épaisseur, surmontant des pépérites, et renfermant dans sa partie supérieure de petits blocs de basalte *s.l.* de taille  $\leq 10$  cm. L'étude pétrographique d'un échantillon d'arkose provenant de cet affleurement montre un ciment de calcite englobant des éléments anguleux à légèrement arrondis, dispersés, et constitués des minéraux suivants : quartz, orthose, rare plagioclase ; muscovite, biotite et oxydes de fer et/ou titane accessoires (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

Au-dessus de cette arkose se trouvent des calcaires marneux, masqués en grande partie par les formations de pente alimentées par le basalte *s.l.* de la coulée du plateau de Gergovie. Vers  $z = 665$  m, sur le chemin, ces calcaires renferment des débris de bois fossilisé. Un peu plus au NE, le meilleur affleurement de calcaires marneux se trouve à l'intersection du chemin avec le sentier de direction SSE-NNW menant à la borne  $z = 721$  m, située à l'extrémité orientale de la table basaltique du plateau de Gergovie. Au Nord de l'intersection, les calcaires marneux affleurent tout le long du chemin qui devient subméri dien et suit la courbe de niveau  $z = 660$  m jusque sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973) où la formation est cartographiée en « Complexe argilo-calcaire » oligocène (notation **g3**).

### Miocène inférieur - Burdigalien (20,4-16 Ma)

Les calcaires marneux précédents sont surmontés de couches argileuses, marneuses ou sableuses qui affleurent peu sur la feuille Veyre-Monton, mais qui ont livré, au-dessus du village de Gergovie, une riche flore et une faune, caractéristiques du Burdigalien (**m2M**, Peterlongo et de Goër, 1978).

**m2M. Marnes, argiles et sables à Mélanies, de Gergovie.** En redescendant du plateau de Gergovie au niveau du rempart sud, on rencontre des marnes vertes juste sous les sables feldspathiques, à environ un tiers de la descente. La couleur verte est bien présente et la base de la formation marneuse est bien marquée dans le paysage par un replat et un changement de végétation marquant l'apparition des calcaires marneux (**m1K**). Leur épaisseur est d'au

---

<sup>2</sup> Ce toponyme est indiqué sur la carte topographique à 1/25 000 mais n'apparaît pas sur la carte à 1/50 000

moins 20 m et elles constituent l'équivalent de la Formation **m1b** sur la feuille de Clermont-Ferrand (n° 693, Jeambrun *et al.*, 1973). Ces dépôts correspondent à une sédimentation fluvio-lacustre de l'Aquitaniens inférieur faisant suite à la phase éruptive du maar 2 du plateau de Gergovie (Degeai et Pastre 2008).

Des sédiments fossilifères, à la base du remplissage, ont livré une importante faune de *Melania escheri aquitanica* et *Melanopsis hericarti*, ainsi que des limnées, des planorbes, des hélix et de nombreux fossiles de flore tels que *Trapa pomeli*, *Salix varians* ou *Phragmites oeingensi*. L'âge de la formation a été longuement discuté ; l'abbé N. Boulay (1899) attribue cette série au Burdigalien inférieur ; J. Giraud (1902) la classe dans l'Aquitaniens, puis R. Jung (1946) et R. Michel (1953) reviennent à l'idée première du Burdigalien inférieur. Depuis, un gisement fossilifère, indiqué sur la carte géologique, a été découvert à environ 1 km au Sud du plateau de Gergovie (Huguéney *et al.*, 1999). Les ostracodes, les fossiles de micromammifères et l'os de *Mesotherium pauliacense* qui y ont été découverts ont permis d'attribuer le gisement à l'Aquitaniens inférieur (23,5 à 22 Ma environ), et par révision des faunes anciennes de Gergovie, M. Huguéney *et al.* (1999) ont mis en évidence la contemporanéité des deux gisements.

**m2S. Sables argileux, quartzo-feldspathiques, localement conglomératiques, de Gergovie.** Des sables argileux parfois conglomératiques, quartzo-feldspathiques, souvent rubéfiés en surface, sont présents sous la coulée de basalte *s.l.* du plateau de Gergovie. Ils sont généralement recouverts par des colluvions basaltiques. Des sables conglomératiques hétérométriques (sables à graviers) sont bien visibles sous forme d'une barre d'environ 1 m d'épaisseur dans la partie occidentale du plateau de Gergovie, qui affleure à la faveur d'une entaille anthropique (piste de moto-cross). Ce conglomérat est intercalé entre les pépérites du maar occidental du plateau de Gergovie (*cf.* **m1-2brβ**), sous-jacent, et la base altérée de la table « basaltique » qui couronne le plateau. Ce « basalte » a probablement un âge radiométrique de l'ordre de 16 Ma (*cf.* **m1-4β**), ce qui permet d'attribuer un âge burdigalien à la formation détritique sous-jacente.

Ces sables argileux quartzo-feldspathiques correspondent à la sédimentation fluviale III de J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008), et proviennent du remaniement des couvertures d'altérites du horst cristallin à l'Ouest de la plaine de la Limagne. Ces matériaux détritiques ont dû être transportés par des écoulements temporaires, de type « oueds », qui devaient abandonner la majeure partie de leur charge sédimentaire dès leur arrivée dans la plaine. Ces sédiments comblent des chenaux creusés sur la bordure du maar occidental du plateau de Gergovie, entre la phase d'érosion qui a suivi sa création et la deuxième phase de sédimentation, par érosion différentielle entre les marnes oligocènes et les bancs de calcaire intracratériques plus durs (Pastre, 1987, Degeai et Pastre, 2008). Ces sables ont été protégés d'une érosion postérieure par la coulée de basalte *s.l.* du Burdigalien, aujourd'hui en position sommitale par suite d'un phénomène d'inversion de relief.

## FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

### Volcanisme miocène inférieur à moyen de la Limagne et du plateau des Dômes (23-11,6 Ma)

Ce volcanisme, dont le paroxysme se situe vers 16 Ma, concerne l'ensemble de la Limagne d'Allier ainsi qu'une grande partie du plateau des Dômes, s'étendant vers l'Ouest jusqu'à Fallateuf, au Nord jusqu'à Fontfreyde, et au Sud-Ouest jusqu'à Murol. Il comprend d'une part des pépérites, cantonnées pour l'essentiel dans la moitié orientale de la carte, et d'autre part des « basaltes » *s.l.*, sous la forme de coulées et de lacs de lave en inversion de relief (fréquemment associés aux pépérites), ainsi que sous la forme de culots, filons, sills ou cheminées déchaussés par l'érosion.

La thèse de L. Cheguer (1996) montre que ces « basaltes » *s.l.* miocènes comprennent des néphélinites, des basanites, des basaltes alcalins et des trachybasaltes. Ces termes basiques peuvent coexister au sein d'une même entité : par exemple au niveau du plateau de Gergovie où L. Cheguer (1996) a inventorié un trachybasalte potassique, deux hawaïites (trachybasaltes) et deux basanites. Les analyses révèlent cependant fréquemment des pertes au feu relativement élevées, ce qui ne facilite pas les classifications à l'aide de diagrammes géochimiques en éléments majeurs. C'est pourquoi dans le stade actuel des connaissances, nous qualifions ces roches basiques – voire ultrabasiques – du Miocène inférieur à moyen de « basaltes *s.l.* », sans y faire de distinctions cartographiques, à l'exception du Puy de Saint-Sandoux, constitué essentiellement – en dehors de sa bordure pépéritique – de néphéline et de pegmatitoïde à rhönite (Lacroix, 1909 ; Ly, 1982). Nous distinguons cependant cartographiquement les basaltes *s.l.* riches en olivine ou en nodules de péridotite, faciles à identifier.

m1-2brβ. **Pépérites, brèches de maars-diatrèmes (23 à 15 Ma).** De nombreux diatrèmes pépéritiques recoupent à l'emporte-pièce les sédiments tertiaires de la Limagne ou de la partie orientale du plateau des Dômes (pour trois d'entre eux). Ces diatrèmes s'évasent vers le haut pour s'ouvrir en surface sous forme de cratères d'explosion phréatomagmatique de type maars. La cheminée n'est visible que dans un stade d'érosion suffisamment avancé, comme par exemple dans le cas du Puy Neyrand.

Les pépérites sont des roches pyroclastiques à gangue sédimentaire contenant du verre basaltique sous forme de granules à aspect de grains de poivre d'où leur nom : de l'italien *peperino*, du latin *piper*. D'après les connaissances actuelles, les plus anciennes pépérites d'Auvergne datent de l'Oligocène supérieur (Didier et Giot, 1984). Il est cependant probable que les pépérites de la carte de Veyre-Monton datent en majorité voire en totalité du Miocène inférieur à moyen, comme cela est supposé être le cas pour la carte voisine d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982) où l'âge des pépérites est discuté

(Aubert *et al.*, 1982, p. 30). La seule datation radiométrique concernant directement des pépérites est celle de H. Bellon *et al.* (1971) au Puy Saint-Jean, situé sur la carte Thiers à 1/50 000 (Jeambrun *et al.* 1976) ; cette datation par la méthode des traces de fission donne un âge de  $22 \pm 4$  Ma. Pour des basaltes *s.l.* spatialement associés à des pépérites, les principales datations par la méthode K/Ar donnent, par ordre croissant, les âges suivants : 14,9 Ma pour un basalte du Puy de Marmant, à l'Est de la ville de Monton (Bellon *in* Bout, 1971) ;  $15,2 \pm 1$  Ma (Bellon *in* Bout, 1971) et  $18 \pm 1$  Ma (Lippolt *in* Bout *et al.*, 1966) pour des filons recoupant les pépérites du Puy de Mardoux ;  $\sim 16$  Ma pour la partie basale de la coulée du plateau de Gergovie (*in* Cheguer, 1996) ; 17 Ma pour le lac de lave du Puy de Glaisne (Camus *et al.*, 1969), sur la carte Issoire à 1/50 000 ; 18,3 Ma pour une kaersutite du pipe du Puy de Roudadoux (Baubron, BRGM, *in* Ly, 1982) ;  $19 \pm 1$  Ma pour la coulée inférieure du plateau de Gergovie (Lippolt *in* Bout *et al.*, 1966) ;  $20 \pm 1$  Ma pour le Puy de Gourdon (Baubron, BRGM, *in* Ly, 1982).

Nous avons reporté sur la présente carte à 1/50 000 les nombreuses structures pépéritiques des maquettes à 1/25 000 de R. Bouiller et *pro parte* de J.-C. Besson pour le quart NE (3-4) et de M.-H. Ly pour le quart SE (7-8), auxquelles nous avons ajouté les trois maars de Gergovie, cartographiés par P.-M. Vincent, et les maars du Puy Giroux et de Jussat, revus par P. Chèvremont en 2012.

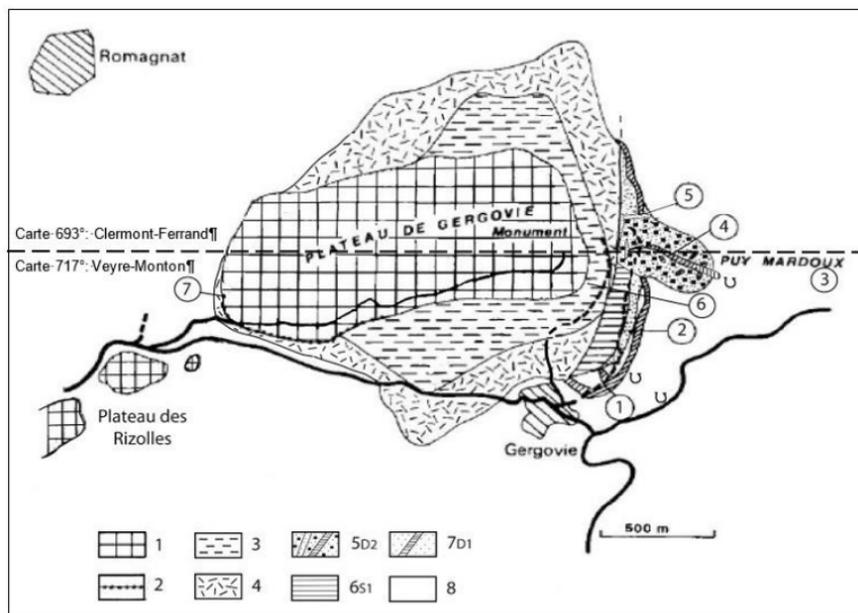
### **Maars-diatrèmes du quart nord-est de la carte**

Les principales structures pépéritiques du quart NE de la carte (VM 3-4) sont les maars du plateau de Gergovie et du Puy de Mardoux, en limite centre-nord de la carte, et du Puy Giroux et de Jussat à l'Ouest.

**Maars-diatrèmes du plateau de Gergovie et du Puy de Mardoux.** L'ensemble plateau de Gergovie – Puy de Mardoux se situe à cheval entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (693) et de Veyre-Monton (717), les principaux affleurements pépéritiques se situant sur son flanc sud, dans la partie la plus septentrionale de la présente carte. Cet ensemble a été levé par P.-M. Vincent en faisant abstraction des dépôts de pente, et a depuis fait l'objet de publications plus récentes (*e.g.* Degeai et Pastre, 2008 ; Valentine et van Wyk de Vries, 2014 ; Ly, 2020). Sur la présente carte à 1/50 000, nous avons ajouté les dépôts de pentes et le détail des formations sédimentaires oligocènes donné sur la maquette à 1/25 000 (VM 3-4), que R. Bouiller a établie en 1976 et révisée en 1979.

Les trois diatrèmes du plateau de Gergovie (G1 à G3 ; **Fig. 2**) percent les marnes vertes et calcaire argileux à Cypris (**g2M**) de l'Oligocène supérieur. Le diatrème central (G1), le plus ancien, a conservé une partie de son remplissage par des sédiments attribués à l'Aquitaniens et décrits *supra* (**m1L** et **m1K**) ; il est recoupé par le grand diatrème occidental (G3) du côté ouest et par le diatrème du Puy de Mardoux (G2) du côté oriental. La chronologie relative entre ces deux diatrèmes fait encore l'objet d'une polémique : d'après P.-M. Vincent

le diatrème G3 est plus jeune que G2, tandis que d'après J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008) c'est l'inverse. Le diatrème G2 recoupe un grand sill « basaltique », et est lui-même recoupé par un filon de basalte *s.l.* de direction N135°E (décrit plus loin) et des filons connexes. G2 n'a pas ou plus de couverture sédimentaire, alors que l'ensemble G1-G3 est recouvert par des formations sédimentaires attribuées au Burdigalien : les marnes, argiles et sables à Mélanies (**m2M**) et les sables argileux, quartzo-feldspathiques à conglomératiques (**m2S**), décrits *supra*. Ces sédiments burdigaliens sont recouverts par la table « basaltique » du plateau de Gergovie (~ 16 Ma ; *cf. infra*).



1 - Couléés basaltiques du plateau de Gergovie ; 2 - Sables feldspathiques du Burdigalien : m2 ; 3 - Remplissage sédimentaire (m2) du diatrème occidental : m2 ; 4 - Diatrème pépéritique occidental (G3) ; 5 - Diatrème G2 (Puy de Mardoux) et dykes basaltiques associés ; 6 - Remplissage sédimentaire (m1L) du diatrème G1 ; 7 - Diatrème central G1 et grand sill « basaltique » ; 8 - Formations sédimentaires stampiennes : g2, de Limagne. Points circlés 1 à 7 : points d'observation de l'excursion géologique.

**Fig. 2 - Carte géologique simplifiée du plateau de Gergovie, établie par P.-M. Vincent en modifiant des contours de R. Michel (1953).**

**Le maar-diatrème central.** Il affleure très bien le long du sentier Sud-Nord qui mène du village de Gergovie au Puy de Mardoux. Ses relations avec les sédiments m1L et le maar G3 sont masquées vers l'Ouest par des dépôts gravitaires. Son originalité réside dans l'importance de son manchon externe et dans son association avec un grand sill « basaltique », situé au Sud et décrit plus loin (m1-4β).

**Le manchon externe** consiste en une zone très chaotique, qui se trouve entre les pépérites peu perturbées et l'encaissant calcaire oligocène, et qui a fait couler beaucoup d'encre. On y trouve de grands panneaux plus ou moins disloqués de calcaire oligocène et de pépérites basculés, avec des pendages variés. On l'interprète maintenant comme un manchon externe discontinu de G1, d'une ampleur assez rare. C'est ce type de glissement de panneaux sur les parois du cratère initial qui a contribué à son élargissement et à son évaseement en forme de « tromblon ».

Vers l'intérieur de la structure, on passe aux pépérites bien stratifiées. On y observe deux termes extrêmes : l'un est très riche en granules basaltiques vitreux, de taille variable selon les lits (jusqu'à de petits blocs de taille  $\leq 10$  cm au lieu-dit les Gardettes) ; l'autre en est quasiment dépourvu : marne « reconstituée » ou carbonatite magmatique ? La présence de matériel carbonatitique semble avérée (cf. *infra*), mais sa proportion par rapport au matériel sédimentaire reste un sujet de discussion.

C'est dans les pépérites les plus fines qu'on peut voir des lapilli accrétonnés, c'est-à-dire des grêlons de cendre, difficiles à trouver. Leur formation, qui suppose un panache riche en vapeur d'eau, atteste l'influence de l'activité hydromagmatique sur le dynamisme de l'éruption.

**Le maar-diatrème du Puy de Mardoux**<sup>3</sup> est une structure elliptique complexe, avec un grand axe N120°E de 500 m et un petit axe de 300 m. Cette structure recoupe clairement le diatrème central (G1) et le grand sill « basaltique ». Ce maar-diatrème n'est pas – ou plus – recouvert de sédiments, mais est recoupé par un réseau de filons « basaltiques » datés à  $15,2 \pm 1$  Ma (Bellon *in* Bout, 1971) et  $18 \pm 1$  Ma.

La structure a pour principal intérêt d'exposer la cheminée d'alimentation d'un appareil pépéritique complexe, dissymétrique, qui affleure remarquablement bien sur le versant sud du Puy, où se trouve un empilement de bancs d'épaisseur variable, continu aussi bien verticalement que latéralement. La disposition habituelle des couches, parallèles au contour du diatrème et à pendage centripète, se retrouve bien dans les parties sud et sud-est de la structure. Les bancs y sont constitués – en proportions variables – de lapilli, blocs et bombes basaltiques, dans une matrice de sédiments oligo-miocènes jaunâtres (Valentine et van Wyk de Vries, 2014).

Le relief du Puy de Mardoux est injecté de dykes de basalte *s.l.*, souvent massifs. Le dyke le plus important, subvertical, suit la crête sommitale et se poursuit dans les calcaires oligocènes au SE, avec un pendage NE. Son mur est régulier, mais son toit s'injecte irrégulièrement dans les roches sédimentaires fracturées, donnant localement une brèche de progression. Le sommet du Puy, hérissé de petits reliefs de roche très indurée, représente la cheminée de la structure. Cette zone d'alimentation est allongée, avec plusieurs points de sortie privilégiés. Ils sont remplis par un agglomérat formé de paquets arrondis de basalte plus ou moins vésiculé dans une matrice carbonatée à petits globules basaltiques dispersés, et injectée de filons et filonnets de roche basique. Le basalte y a souvent un aspect porphyrique surprenant, où des cristaux et globules blancs de dolomie et/ou de calcite de plusieurs millimètres sont visibles (sans doute parfois en remplacement d'anciennes olivines). Cette association intime et ces figures semblent ne pouvoir être interprétées que

---

<sup>3</sup> Le Puy de Mardoux, indiqué sur la carte topographique IGN à 1/25 000 mais pas sur celle à 1/50 000, se trouve à l'Est du plateau de Gergovie et culmine au point coté  $z = 601$  m.

comme le résultat du mélange mécanique de deux liquides visqueux de composition différente, l'un basaltique, l'autre carbonatitique, et sans doute d'origine profonde : la fusion de sédiments oligocènes impliquerait des conditions thermiques irréalistes. Ce mélange de magmas – qui n'aboutit pas à la production d'un magma de composition intermédiaire – rappelle à l'échelle macroscopique les figures d'immiscibilité décrites, à l'échelle microscopique, au Puy de Crouel (Bailey *et al.*, 2007). Il faudra cependant attendre le résultat des recherches en cours pour savoir si l'hypothèse suggérée ici est correcte.

En continuité avec le Puy Mardoux, on trouve une dalle indurée située à l'extrémité ouest des Rocs Rouges (sur la feuille Clermont-Ferrand) où elle forme une falaise de quelques mètres de hauteur. Sa base contient de grandes bombes aplaties, alors que la partie haute, entièrement basaltique, évoque plutôt une coulée. Sous cette dalle, les couches pépéritiques sont altérées, souvent zéolitisées. Les pépérites du grand diatrème occidental (G3) sont situées topographiquement au-dessus de cette dalle, mais leur contact est masqué par des dépôts de pente. L'interprétation la plus probable, retenue ici (voir aussi Chèvremont *et al.*, 2022), est que ces pépérites de G3 reposent sur les produits de la structure du Puy de Mardoux, ce qui reste cependant débattu (*e.g.* Degeai et Pastre, 2008).

**Le grand maar-diatrème occidental.** L'intérêt de ce diatrème réside surtout dans la variété de son remplissage sédimentaire, et la richesse de la flore et de la faune qui y a été décrite (Peterlongo et de Goër, 1978). Il affleure mal et les pépérites sont assez altérées, notamment dans une petite carrière située aux Gouilles, à l'extrémité sud du maar, où elles sont transformées en isaltérites. L'affleurement le plus intéressant se trouve au Sud de la cote  $z = 745$  m, sous l'extrémité occidentale du plateau ; à cet endroit une piste de moto-cross est entaillée dans des pépérites finement stratifiées, à intercalations de fragments calcaires, visibles sur environ 4 m de puissance et recouvertes par un poudingue à éléments arrondis de taille  $\leq 10$  cm, de 1 à 1,5 m d'épaisseur, appartenant à la formation sédimentaire détritique de Gergovie (**m2S**). Ce poudingue est lui-même recouvert par une zone altérée et rubéfiée de 5 à 6 m d'épaisseur, située à la base de la coulée de basalte *s.l.*

**Maar-diatrème de Jussat.** À l'Est du bourg de Jussat, sur le flanc sud du Puy éponyme, se trouve un maar-diatrème d'allongement N145°E, qui perce les sédiments oligocènes à Cypris (**g2M**) et le faciès de bordure (**g2CS**). La structure a une forme elliptique dans sa partie nord, où elle atteint 250 m de largeur et affleure remarquablement bien. Elle se rétrécit vers le SSE, où elle est recoupée par un filon de basalte *s.l.* de direction NW-SE. Une description détaillée figure dans le DES de J.-C. Pinto (1968). La partie la plus occidentale du maar consiste en un faciès massif avec des fragments de basalte *s.l.* plus ou moins altérés, arrondis ou anguleux, non classés et hétérométriques : lapilli prédominants et petits blocs de taille  $\leq 10$  cm. Plus à l'Est, la piste du Puy de Jussat traverse un faciès à litage fruste, à pendage de l'ordre de 45° vers le NE, constituant la partie centrale du maar-diatrème. L'étude d'une lame mince du

faciès massif montre que l'hétérogénéité macroscopique de ce faciès se retrouve à l'échelle microscopique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**Maar-diatrème du Puy Giroux.** Cette structure a une forme subcirculaire de 750 m de diamètre. Des dépôts de pente masquent ses contacts avec l'encaissant sédimentaire. Un dyke ou un lac de lave « basaltique » affleure au sommet du Puy ( $z = 838$  m). De bons affleurements rocheux, situés immédiatement au Nord du sanatorium, montrent des pépérites à blocs hétérométriques de « basalte » recoupées du côté ouest par un filon de basalte *s.l.* de direction N145°E. Au Sud du réservoir d'eau, des pépérites litées renferment de petits blocs de leucogranite rose à grain fin ainsi que des tablettes d'orthose, de teinte blanc-laiteux, provenant d'un granite porphyroïde (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**Autres maars-diatrèmes pépéritiques du quart nord-est de la carte.** En dehors des cinq maars-diatrèmes décrits ci-dessus, le quart nord-est de la carte renferme d'autres structures pépéritiques, que R. Bouiller et J.-C. Besson ont cartographiées mais non décrites. Quatre de ces structures se trouvent autour de la ville de Monton, la principale étant celle du Puy de Marmant, à l'Est, qui a une forme elliptique (grand axe NW-SE de 500 m, petit axe de 300 m), et sur le flanc duquel le Conservatoire des Espaces et Paysages d'Auvergne (CEPA) a implanté un circuit de découverte axé sur la géologie. La nature des roches volcaniques – pépérites et basalte *s.l.* – leur répartition, leurs structures et leurs relations mutuelles peuvent y être appréciées. La datation radiométrique d'un filon de basalte *s.l.* du Puy de Marmant donne un âge de 14,9 Ma par la méthode K/Ar (Bellon *in* Bout, 1971). Il est à noter que le panneau explicatif du CEPA montre la présence d'un affleurement de calcaire à récifs de Phryganes du Chattien (**g2R**) à la base occidentale du Puy, et d'un petit lambeau d'alluvions anciennes de l'Allier sur la partie sommitale du Puy, lambeau figuré sur la présente carte à 1/50 000.

Deux autres structures pépéritiques se situent à l'Est d'Orcet et au Sud du Cendre : la première au circuit de moto-cross d'Orcet, et la deuxième à 800 m plus au NNE, à un autre Puy de Marmant, autour du point coté<sup>4</sup>  $z = 435$  m. Au SE de Monton se trouve l'entité volcanique du Puy de Corent (datée à 3 Ma et décrite plus loin, cf. **p2β** et **p2Sβc**), qui est bordée à son extrémité SW par un croissant de pépérites, que nous attribuons au volcanisme du Miocène inférieur à moyen (m1-2) par analogie avec les autres pépérites de la région. Le petit croissant pépéritique situé au SE du plateau de Corent (cartographié par J.-C. Besson au 1/25 000), et qui correspond probablement à un panneau glissé, est aussi rattaché à cette même formation (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

---

<sup>4</sup> Cote indiquée sur la carte 1/50 000. Le Puy de Marmant d'Orcet ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

## Maars-diatrèmes pépéritiques du quart sud-est de la carte.

Dans le quart SE de la carte (VM 7-8) et sur ses marges nord et ouest, M.-H. Ly a cartographié de nombreuses structures pépéritiques et a décrit les principales de ces structures dans sa thèse de 1982. Nous reprenons ici des données de cette thèse, en décrivant les structures d'Ouest en Est.

**Puys d'Auzelle et de Gourdon.** Les trois entités pépéritiques les plus occidentales sont celles du Puy d'Auzelle<sup>5</sup> (z = 914 m) au NW d'Olloix, celle du Puy de Gourdon, situé entre Olloix et Montaigut-le-Blanc, et celle qui se trouve à 4,5 km au Sud de ce Puy, à l'Ouest de Reignat. Ces trois entités présentent la singularité de se trouver à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne et de percer des sédiments rupéliens reposant sur des granitoïdes du plateau des Dômes. Les deux puys sont constitués essentiellement de basaltes *s.l.* et les pépérites n'affleurent que sur leurs flancs SE. Les pépérites du Puy d'Auzelle affleurent autour de 900 m d'altitude, sous forme d'une roche grise à brun clair, très altérée à pulvérulente, renfermant de petits blocs arrondis de longueur  $\leq 30$  cm, constitués de granite à grain moyen, et de petits blocs de « basalte » très altéré.

L'appareil volcanique du Puy de Gourdon recoupe un panneau de sédiments détritiques du Rupélien (**g1Ka**) qui repose sur un granite orienté ( $\sigma\gamma^2$ ) du plateau des Dômes. Des éboulis masquent le contact avec les sédiments encaissants. Les pépérites contiennent des éléments de granite et d'arkose argilo-marneuse à Potamides lamarcki (**g1Kb**). Rappelons que le basalte *s.l.* du Puy de Gourdon est daté à  $20 \pm 1$  Ma par la méthode K/Ar (Baubron, BRGM, *in Ly*, 1982).

**Puys d'Aoust et de Roudadou.** Ces deux puys se trouvent immédiatement à l'Est de la faille bordière de la Limagne. Le Puy d'Aoust (z = 734 m), situé à 1,5 km à l'Ouest de Ludesse, est un tout petit diatrème pépéritique d'allongement N-S, et recoupant les sédiments à Potamides lamarcki (**g1Kb**) du Rupélien. Le Puy de Roudadou (z = 618 m) se trouve à 1 km plus au Sud, et a fait l'objet d'une petite exploitation en carrière. Il s'agit d'un petit pipe hectométrique entouré de marnes vertes du Rupélien (**g1Kb**), et constitué de pépérites, massives ou localement litées, et de brèche « basaltique », renfermant des débris de granite, lithiques ou monominéraux (quartz, feldspaths), des fragments de marne et de calcaire marneux, ainsi que des éléments juvéniles : blocs de basalte *s.l.* massif, nodules de péridotite et cristaux de kaersutite. La datation de cristaux de kaersutite par la méthode K/Ar donne un âge de 18,3 Ma (Baubron, *in Ly*, 1982, p. 27), considéré comme l'âge de mise en place du diatrème.

---

<sup>5</sup> Le Puy d'Auzelle n'est indiqué que sur la carte topographique à 1/25 000, mais sa cote z=914 figure sur le 1/50 000

**Puy de Saint-Sandoux.** Ce puy se situe au Sud de St-Saindoux et forme le plus haut sommet de la Limagne méridionale (z = 848 m). Des éboulis masquent le contact avec les formations sédimentaires environnantes, attribuées à l'Oligocène inférieur. Les pépérites, qui constituent l'auréole externe du diatrème, sont coiffées par un lac de lave de 80 m d'épaisseur, formé de néphéline à olivine et analcime, surmontée de pegmatoïde à rhönite (cf. plus loin **m3-4**).

**Puy de Lavelle.** Ce puy (z = 783 m) se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte, à 7,5 km au Sud du Puy de St-Saindoux et à l'Est de Clémensat. La structure volcanique a une forme elliptique N-S de 1,25 km par 0,7 km de dimension. Elle recoupe au Sud des Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (**g1C**), tandis que les contacts sur le reste de son pourtour sont masqués par des dépôts de pente. Cette structure complexe comprend deux diatrèmes pépéritiques dissymétriques, recoupés par des filons et sills de basalte *s.l.*, et couronnés par un épais lac de lave « basaltique » scoriacée. Les pépérites du versant ouest renferment de gros panneaux de calcaires à Limnées.

**Puy d'Écouyat.** Le Puy d'Écouyat se situe en Limagne, en limite orientale de la carte Veyre-Monton, au NE de Parent. Il consiste en un diatrème pépéritique dissymétrique couronné par un lac de lave « basaltique », lui-même recoupé par un filon de basalte *s.l.* Des dépôts de pente masquent les contacts avec les sédiments oligocènes environnants, sauf du côté oriental (feuille Issoire) où le basalte *s.l.* est en contact direct avec les Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (**g1C**). Les pépérites, à dominante sédimentaire, atteignent une épaisseur de l'ordre de 30 mètres sur les flancs ouest et sud du Puy. Sur leur bordure se trouve une bande de roches carbonatées silicifiées, fortement inclinée vers l'Est, cartographiées en « travertins » silicifiés par R. Bouiller sur sa maquette de Veyre-Monton 7-8 à 1/25 000, alors que M.-H. Ly (1982, p. 25) considère qu'elles constituent des bancs de calcaires silicifiés, basculés dans le diatrème.

**Puy Neyrand.** Ce puy (z = 597 m) se situe entre Sauvagnat-Ste-Marthe et le Pougelet (commune de St-Yvoine), dans le coin SE de la carte. Des éboulis masquent ses contacts avec les sédiments rupéliens environnants. Il s'agit d'un exemple de diatrème dont le niveau d'érosion atteint la partie interne de la structure. D'épais filons de basalte *s.l.* recourent les pépérites.

**Puy de Mercœur.** Le petit pipe de pépérites du Puy de Mercœur<sup>6</sup> se trouve dans l'angle SE de la carte, immédiatement au Nord des réservoirs d'eau de la ville d'Issoire. Il s'agit d'une cheminée fortement décapée, sans lac de lave ni filon de basalte *s.l.* associé.

---

<sup>6</sup> Toponyme ne figurant pas sur les cartes topographiques de l'IGN

m1-4β. **Basaltes s.l. de la Limagne et du plateau des Dômes.** Les diverses entités « basaltiques » du Miocène inférieur à moyen sont dispersées sur une très grande partie du territoire de la feuille Veyre-Monton. Les entités les plus volumineuses se trouvent au sein de la Limagne d'Allier, le long d'un axe N-S allant du plateau de Gergovie au Nord jusqu'au Puy de Lavelle au Sud. À l'Ouest de la grande faille bordière, de nombreuses entités, de taille également variable, sont dispersées au sein d'une vaste partie du plateau des Dômes, depuis Fallateuf au Nord jusqu'à Murol au Sud. Par commodité, ces deux entités géographiques et géomorphologiques seront dissociées dans les descriptions ci-dessous.

Les datations radiométriques par la méthode K/Ar donnent des âges allant de 15 à 21 Ma pour les basaltes s.l. associés à des pépérites de la Limagne (cf. supra m1-2brβ). Pour les basaltes s.l. du plateau des Dômes, la thèse de L. Cheguer (1996) mentionne les datations K/Ar suivantes :  $12,5 \pm 0,3$  Ma pour la hawaiiite de Fallateuf ;  $16 \pm 0,3$  Ma pour le basalte du mont Redon ;  $17,9 \pm 0,8$  Ma pour le filon INRA de Theix, non figuré sur la présente carte ; 16,2 Ma (Dumesnil, in Aubouin *et al.*, 1967) et 18,8 Ma pour le piton du château de Murol.

**Basaltes s.l. de la Limagne.** Ils forment des coulées, des lacs de lave et/ou des filons ou sills associés à des maars-diatrèmes pépéritiques, des réseaux filoniens et des culots ou des cheminées.

« **Basaltes** » du plateau de Gergovie, du plateau des Rizolles et du Puy de Cimard. La partie sommitale du plateau de Gergovie consiste en une table « basaltique » Ouest-Est de 1500 m de long, de 500 m de large et d'une trentaine de m d'épaisseur, située de part et d'autre de la limite entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand et de Veyre-Monton. Le plateau « basaltique » des Rizolles<sup>7</sup> se situe immédiatement au Sud de celui de Gergovie, à l'Est d'Opme et au NW de Jussat. Il a une longueur de 1,5 km dans la direction Nord-Sud pour une largeur de 0,6 km. D'après les données géochimiques de la thèse de L. Cheguer (1996) ces deux entités, très proches spatialement, ont en commun la coexistence de trois types de « basaltes » : basanite, hawaiiite et trachybasalte potassique. C'est pourquoi nous les avons cartographiées toutes les deux en basaltes s.l., bien que le plateau de Gergovie soit cartographié en basanite à analcime sur la feuille Clermont-Ferrand (e'βm ; Jeambrun *et al.* 1973).

*Plateau de Gergovie.* Différents auteurs y ont distingué deux coulées : une coulée inférieure, datée à  $19 \pm 1$  Ma et une coulée supérieure d'âge compris entre 15 et 18 Ma. Cependant, des forages pour le chauffage géothermique de la nouvelle Maison de Site (bord oriental du plateau) n'ont traversé qu'une seule coulée, épaisse de 22 m (Boivin, com. pers. 2016). En outre la base de la table « basaltique » repose sur des sédiments attribués au Burdigalien (m2).

---

<sup>7</sup> Le toponyme les Rizolles ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

En conséquence, nous retenons ici un âge de l'ordre de 16 Ma pour la coulée de Gergovie.

De bons affleurements sont visibles sur le flanc sud du plateau, sur une piste de motocross (cote  $z = 745$  m) où affleure la partie basale, altérée et rubéfiée, de la table (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Plus à l'Est, une petite carrière en bordure nord de la route qui mène au sommet du plateau présente une lave à débit en dalles subhorizontales, de 10 à 30 cm d'épaisseur, avec un pendage d'environ  $10^\circ$  vers le Nord. Il s'agit d'une roche massive de teinte gris très sombre, à phénocristaux de clinopyroxène noir et d'olivine verte, difficiles à distinguer macroscopiquement en raison de leur petite taille. L'étude en lame mince montre une texture microlitique porphyrique : de petits phénocristaux – de taille inférieure à 2 mm – d'olivine et de clinopyroxène zoné sont sertis dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase (andésine), d'abondant verre riche en minuscules aiguilles de clinopyroxène, de paillettes de biotite et de plages d'analcime (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

*Plateau des Rizolles.* La base de cette entité « basaltique » est visible en périphérie du plateau (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). À son extrémité NE, on observe – le long d'un chemin – des boules avec une desquamation en pelures d'oignon, situées au-dessus de calcaires à Phryganes du Chattien (**g2R**). Un peu plus à l'Ouest, en bordure sud de la route de Gergovie, apparaît un faciès basal frais tout à fait analogue macroscopiquement à celui du plateau de Gergovie. À son extrémité sud, à l'Ouest du bourg de Jussat, une petite carrière abandonnée expose un faciès brunâtre, altéré, présentant un débit en prismes caractéristique d'un sill. La partie supérieure des affleurements est fréquemment transformée en une isaltérite à boules résiduelles, souvent dispersées dans les champs.

L'étude pétrographique (Pinto, 1968) montre une texture microlitique porphyrique : environ 25 % de petits phénocristaux – de taille inférieure à 2 mm – de clinopyroxène (17 %) et d'olivine (8 %) sont sertis dans une mésostase ayant la composition suivante : microlites de plagioclase à composition de labrador ; clinopyroxène ; analcime ; feldspaths alcalins ; biotite ; magnétite ; apatite aciculaire ; verre incolore. Une étude par diffractométrie X confirme la présence d'analcime.

*Dyke du Puy de Cimard.* Ce puy se trouve à 1,5 km au SSW d'Opme et à 1 km WNW de Chanonat. À son sommet ( $z = 683$  m), se trouve un dyke de « basalte » de direction NW-SE, cartographié par R. Bouiller et J.-C. Besson sur leurs maquettes à 1/25 000 (VM 3-4). D'après J.-C. Pinto (1968), ce dyke a une longueur de 30 à 40 m, une puissance de 10 m, et est constitué d'une roche très sombre, à texture microlitique porphyrique, à olivine dominante (iddingsitisée) et clinopyroxène zoné (fréquemment maclé en sablier). La mésostase présente des microlites de labrador, augite, granules d'olivine, analcime, et du verre incolore (8 à 10 %). Cette roche a une composition de basanite d'après L. Cheguer (1996).

L'étude géochimique comparative des « basaltes » des plateaux de Gergovie et des Rizolles et du dyke de Cimard réalisée par J.-C. Pinto (1968) révèle des pertes au feu élevées, traduisant une forte altération des roches, souvent saprolitisées en surface (voir Chèvremont *et al.*, 2022 pour un tableau récapitulatif). Dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986) les « basaltes » de Gergovie et du Puy de Cimard se situent dans le domaine de la basanite, alors que celui des Rizolles se trouve près de la limite entre basanite et trachybasalte.

*Puy de Peyronère.* Cette table « basaltique » située entre St-Amand-Tallende et St-Sandoux a une longueur de 1,2 km dans la direction SW-NE et une largeur de 0,5 km au maximum, pour une épaisseur estimée par différence d'altitude de 66 m. Des éboulis masquent le contact avec les sédiments rupéliens environnants. Une analyse chimique de L. Cheguer (1996) montre une composition de basanite.

*Lacs de lave, filons et sills de basaltes s.l. associés à des maars-diatrèmes pépéritiques.* Comme signalé *supra* (cf. **m1-2brβ**), des masses de basaltes *s.l.* couronnent en Limagne les maars-diatrèmes pépéritiques du Puy de Lavelle, du Puy d'Écouyat et du Puy Giroux, tandis que de fréquents filons ou de rares sills de basaltes *s.l.* recourent certaines structures.

*Le lac de lave du Puy de Lavelle* a un allongement subméridien avec une longueur de 850 m pour une largeur maximale de 400 m et une épaisseur estimée à près de 100 m. Cet épais lac de lave est constitué d'un basalte *s.l.* scoriacé, associé à des produits stromboliens comportant des bombes de grande dimension (Ly, 1982). Ce basalte *s.l.* a une composition moyenne de basanite (Cheguer, 1996).

*Le lac de lave du Puy d'Écouyat*, au NE de Parent, en limite orientale de la présente carte, est allongé NNW-SSE, pour une dimension maximale de 450 m par 250 m. Il a une composition de basanite (Ly, 1982 ; Cheguer, 1996). Il est recoupé sur son flanc oriental par un gros dyke W-E de même composition, qui se poursuit légèrement vers l'Est sur le territoire de la carte Issoire à 1/50 000 (Saint-Joanis *et al.*, 1982) où il est cartographié en basalte alcalin à olivine avec la notation **mβ2α**.

*Puy Giroux.* Au sommet boisé de ce puy ( $z = 838$  m) se trouve un corps « basaltique », orienté N110°E et d'une longueur de l'ordre de 200 m. Il présente un débit en prismes et alimente des éboulis et des dépôts de pente qui masquent le contact avec la ou les formation(s) sous-jacente(s) de sorte qu'il est difficile de savoir s'il s'agit d'un dyke (Pinto, 1968) ou d'un lac de lave. Plus bas, sur le flanc sud du Puy, un filon de « basalte » recoupe clairement les pépérites au Nord du sanatorium.

Des études microscopiques (Pinto, 1968) montrent que les « basaltes » de ces différentes entités ont une texture microlitique porphyrique à petits phénocristaux millimétriques d'olivine (plus ou moins iddingsitisée) et d'augite, sertis dans du verre incolore. La mésostase est constituée de microlites

de plagioclase (labrador), de feldspath alcalin, d'analcime et de rare biotite. Le verre renferme des oxydes de Fe-Ti, de l'apatite aciculaire, de rares zéolites de type phillipsite et de la calcite secondaire. Trois analyses chimiques de L. Cheguer (1996) donnent des compositions de trachybasalte et de basanite, tandis que trois autres analyses de J.-C. Pinto (1968) placent ces laves dans le champ des basanites du diagramme TAS (voir Chèvremont *et al.*, 2022 pour un tableau récapitulatif).

*Le grand sill et le réseau de filons de Gergovie et du Puy de Mardoux.* Le grand sill de Gergovie se suit sur 1 500 m de longueur, avec une seule interruption due au fait qu'il est recoupé par le maar-diatrème du Puy de Mardoux. Son épaisseur, variable, peut dépasser 10 m. Il suit de près la limite orientale du maar-diatrème central G1, se trouvant tantôt dans les calcaires marneux oligocènes (**g2M**), tantôt dans les pépérites (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il a un faible pendage vers l'intérieur du cratère. Le sill a plusieurs apophyses à bordure figée ; la prismation par « cuisson » du calcaire marneux atteste qu'il s'agit bien d'une intrusion. Il peut présenter à son toit un mélange de blocs de basalte *s.l.* (plus ou moins figé) avec du calcaire oligocène, formant une brèche de progression, interprétée à tort par les anciens auteurs comme un stade précoce de la formation de « pépérites intrusives ».

Les pépérites du Puy de Mardoux et du maar central de Gergovie sont recoupées par un réseau de filons de basalte *s.l.* d'autant plus spectaculaire que les conditions d'affleurement y sont exceptionnelles. La principale structure filonienne est un dyke de direction générale N135°E d'une puissance atteignant plusieurs mètres. Elle constitue l'épine dorsale du Puy de Mardoux, constituée d'un mélange d'un basalte *s.l.*, d'un âge de 15 à 18,2 Ma, et d'un magma possiblement carbonaté (*cf.* discussion *supra* : **m1-2brβ** et Chèvremont *et al.*, 2022). Deux analyses chimiques de L. Cheguer (1996) donnent une composition de basanite pour la partie occidentale de ce filon et de trachybasalte pour sa partie orientale. L'étude pétrographique d'un échantillon de basalte *s.l.* du Puy de Mardoux montre une texture microlitique porphyrique avec de petits phénocristaux d'olivine et d'augite dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase (andésine-labrador), d'augite, d'olivine et de verre.

*Filon de Jussat.* Au SE du bourg de Jussat affleure un petit filon de basalte *s.l.*, de direction NNW-SSE, qui recoupe la partie sud-est du maar pépéritique de Jussat.

*Réseaux de filons du Puy de Lavelle et du Puy Neyrand.* Les pépérites de ces deux puys, situés dans l'angle SE de la feuille, sont recoupées par des filons « basaltiques » : au Puy de Lavelle, la lave massive constitue soit des dykes verticaux, soit des sills à disposition centripète, tandis qu'au Puy Neyrand les pépérites sont bordées à l'Ouest et au Nord par un dyke à disposition centripète (Ly, 1982). Dans les deux cas, la lave a une composition de basalte alcalin à olivine. Les analyses chimiques révèlent qu'il s'agit de basanite (Cheguer, 1996).

**Autres entités de basalte s.l.** Des culots basaltiques dispersés, de petite dimension (métriques à décamétriques) se trouvent dans le quart S-E de la feuille (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) : à l'Est et au SE de Plauzat, aux lieux-dits la Rochette<sup>8</sup> et les Roches, où les « chicots » sont constitués de basanite à analcime (Ly, 1982) ; autour de Clémensat, au Nord du mont Rose où il s'agit de basalte alcalin (Ly, 1982 ; Cheguer, 1996) et au Puy du Marquoi (z = 582 m), entre Lavelle et Chidrac ; au Montel, à l'WSW de Sauvagnat-Ste-Marthe, où il s'agit de basanite (Cheguer, 1996).

**Basaltes s.l. du plateau des Dômes.** A. de Goër de Herve a cartographié ceux situés dans le quart nord-ouest de la carte (VM 1-2), sans les décrire. J.-C. Besson a cartographié ceux qui se trouvent dans le quart sud-ouest (VM 5-6) et les a décrits dans sa thèse (1978), que nous reprenons en partie ici. Nous avons en outre cartographié trois entités « basaltiques » près du hameau de Randols.

*Immédiatement à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne*, au centre de la carte, se trouvent les trois petites entités du secteur de Randols, encaissées dans le granitoïde de Cournols aux alentours du monastère bénédictin de Notre-Dame de Randols : deux pointements subcirculaires constitués d'un basalte s.l. légèrement vacuolaire (au Nord) à fluidal (au Sud), à olivine et clinopyroxène (Cheguer, 1996) ; et un mince filon (N050°-70°NW) à texture microlitique à tendance doléritique, à microlites de plagioclase, granules de clinopyroxène, microcristaux d'olivine iddingsitisés et oxydes de Fe-Ti (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Les vacuoles sont fréquemment remplies de calcite. Ce basalte s.l. renferme des xénoctaux de quartz de taille variable (0,1 à 5 mm) à texture soit lamellaire, soit engrenée.

Plus au Sud, on trouve des basaltes s.l. spatialement associés à des sédiments détritiques du Rupélien (**g1Ka**). Trois petits « chicots » situés au Nord du village d'Olloix sont constitués de basalte ankaramitique (Besson, 1978). Encore plus au Sud, vers Fontenille, le Puy des Plates (z = 774 m) forme une colline subcirculaire ennoyée par un dépôt d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**), le contact étant masqué par des éboulis. Il est formé de basanite à leucite d'après D. Tourmon et D. Velde (*in* Besson, 1978) et L. Cheguer (1996).

*En s'éloignant de la faille bordière de la Limagne vers l'Ouest, dans la moitié orientale du quart NW de la carte (VM 2)*, se trouvent les petites entités subcirculaires du mont Redon (z = 872 m) et du NW de la Cassière (z = 957 m), sur le massif de granitoïde de Cournols ; et de celle de Fallateuf (z = 1016 m), ennoyée par un faciès de saupoudrage basaltique de la Chaîne des Puy. Trois analyses chimiques (Cheguer, 1996) donnent une composition de basanite pour

---

<sup>8</sup> le toponyme la Rochette ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

le mont Redon et la Cassière, et de hawaïite pour la lave de Fallateuf, datée à  $12,5 \pm 0,3$  Ma par la méthode K/Ar (Chantepie, 1990).

Plus au Sud, dix petites entités « basaltiques » sont disséminées dans un secteur situé à l'Est d'Aydat et autour de Fohet. Le pointement de Poudure, situé immédiatement au Sud du lac d'Aydat, au sein de la « diorite » éponyme, est constitué de téphrite d'après L. Cheguer (1996). D'autres pointements se situent dans le massif de granitoïde de Cournols : autour du mont Amant et entre Fohet (dont un petit au Sud, à  $z = 939$  m) et Cournols. Les derniers sont encaissés dans les formations dévono-dinantiennes : autour du village de Fohet, à Fourchat, Montaillou SW, et autour du Puy de Fan. Les analyses chimiques de L. Cheguer (1996) donnent les compositions suivantes : basanite pour les sites de Fourchat et du Puy de Fan, basalte alcalin pour celui de la cote  $z = 939$  m, téphrite pour celui de Montaillou SW.

*Dans la moitié occidentale du quart SW de la carte (VM 5-6), des entités de basaltes s.l. se trouvent au Nord de Murol, entre Murol et St-Nectaire et au Sud de St-Nectaire. Le gisement le plus célèbre est celui du piton du château de Murol (cf. Chèvremont et al., 2022), constitué d'une coulée de basanite dont le sommet est daté à  $17 \pm 1$  Ma par la méthode K/Ar (Cheguer, 1996). Entre Murol et St-Nectaire deux vestiges de coulée « basaltique » se trouvent à l'Est de la D996, l'un au sommet de la colline de Bouche ( $z = 880$  m) et l'autre un peu plus à l'Ouest. Ils reposent sur des sédiments détritiques rupéliens (g1Ka), situés en bordure occidentale du horst granitique de St-Nectaire. Les deux gisements consistent en des blocs épars de « basalte » à olivine et clinopyroxène, parfois prismés. Au Sud de St-Nectaire, le Puy d'Eraigne ( $z = 925$  m), est couronné par un lambeau de coulée de basanite à néphéline (Besson, 1978), reposant sur un mince niveau de sédiments détritiques rupéliens (g1Ka), affleurant sporadiquement sur les flancs du puy et reposant eux-mêmes sur le horst granitique de St-Nectaire. Des formations de versant à blocs de basanite masquent les contacts.*

m1-4β. **Basaltes s.l. riches en olivine et/ou à nodules de péridotite, du plateau des Dômes.** Ces basaltes, cantonnés au plateau des Dômes, sont faciles à distinguer sur le terrain des autres basaltes s.l. du Miocène inférieur à moyen, et ont été décrits en tant que tels par différents auteurs tels que J.-C. Besson (1978), M.-H. Ly (1982), P. Labazuy et al. (2004), ce pourquoi ils sont distingués ici.

*Puy de Gourdon.* Entité la plus orientale, ce puy est constitué principalement d'un culot de basalte s.l. porphyrique, à grosses plages d'olivine (Ly, 1982). La lave est une basanite (Cheguer, 1996). Trois petites intrusions isolées se trouvent en périphérie. Trois échantillons ont fait l'objet de datations radiométriques par la méthode K/Ar avec les résultats suivants :  $20 \pm 1$  Ma pour les deux échantillons du culot et  $19 \pm 1$  Ma pour l'échantillon du dyke situé au nord (Baubron, in Ly, 1982, p. 25).

*Puys d'Olloix et d'Auzelle.* La zone sommitale du Puy d'Olloix est constituée d'une épaisse masse de basalte *s.l.* à prismation subverticale grossière, porphyrique, riche en phénocristaux d'olivine (Besson, 1978). Le Puy d'Auzelle, à 1 km au NNE du Puy d'Olloix, est constitué essentiellement d'un « basalte » à nodules de péridotite, peu abondants et de taille relativement petite (2 à 3 cm). Une brèche d'une dizaine de mètres de puissance occupe son flanc sud (Besson, 1978). Ces deux entités basanitiques (Cheguer, 1996) sont entourées d'éboulis qui masquent leurs relations avec l'encaissant sédimentaire.

*Point coté z = 921 m à l'Est du Puy de Choveix.* Autour de ce point se trouve un pointement subcirculaire de basalte *s.l.* riche en olivine (Besson, 1978 ; Labazuy *et al.*, 2004), ennoyé par un dépôt d'avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**).

*Puys de Mazeyres, de Pisuissy, des Parots et de Conche.* Ces quatre puys se situent au SE de St-Nectaire, au sein d'un petit bassin de sédiments rupéliens, limité du côté ouest par le horst granitique de St-Nectaire. Ils culminent aux points cotés z = 912, 910, 841 et 841 m, respectivement, et sont constitués de lambeaux de coulées de basaltes *s.l.*, riches en olivine (Besson, 1978) et/ou à nodules de péridotite (Labazuy *et al.*, 2004). Aucun de ces lambeaux n'a fait l'objet d'analyse chimique.

**m3-4т. Néphéline à olivine et analcime, pegmatitoïde à rhönite locale, basanite du Puy de St-Sandoux, en Limagne.** La structure volcanique du Puy de Saint-Sandoux *s.l.* a été cartographiée à 1/25 000 et décrite par M.-H. Ly (1982) dont nous reprenons ici les contours et les descriptions.

Le Puy de Saint-Sandoux *s.s.* (z = 848 m), situé au Sud de la localité éponyme, constitue le plus haut relief de la Limagne méridionale. Il a une forme allongée N-S de 1,2 km par 1 km au maximum. Il est formé d'un anneau de pépérites (*cf. supra m1-2brβ*) coiffé par un lac de lave de 80 m d'épaisseur, constitué essentiellement de néphéline à olivine et analcime, avec une importante masse de pegmatitoïde à rhönite en son sein et à son sommet. Des passages de basanite à néphéline sont aussi présents, notamment dans la carrière abandonnée qui se trouve à la base NNW du puy. Un échantillon de néphéline, prélevé à la cote z = 835 m, a été daté à 14 Ma par la méthode K/Ar (Baubron *in Ly*, 1982, p. 25), soit du Miocène moyen. La rhönite est un silicate de formule  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_6[\text{O}_2(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{18}]$  rare et de teinte brune tellement sombre qu'elle apparaît comme quasiment opaque en lame mince. A. Lacroix a découvert la rhönite au Puy de St-Sandoux (1909) et y a défini (1928) un pegmatitoïde comme « une roche grenue, de nature basaltique, disposée en veines dans une masse lavique bien individualisée, comme une pegmatite dans un massif de granite ». L'étude microscopique réalisée par P. Boivin sur une lame mince d'un échantillon de la thèse de M.-H. Ly (1982) montre une texture grenue à grain moyen et la composition minéralogique suivante : clinopyroxènes de deux types : augite titanifère et aegyryne ; rhönite ; olivine altérée en iddingsite ; néphéline et zéolites ; produits d'altération (*cf. Fig. 7* en

Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). À cela s'ajoute un système de dykes de basanite à néphéline constituant d'une part le Puy des Fourches ( $z = 798$  m) ou Puy de Barneyre (barre noire) situé immédiatement à l'Est du Puy de St-Sandoux *s.s.*, et d'autre part la colline des Sarrêtes au Sud. L. Cheguer (1996) donne une composition de basanite aux six échantillons analysés : trois du Puy de St-Sandoux *s.s.*, deux du Puy des Fourches et un des Sarrêtes.

### **Volcanisme miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma)**

Des entités volcaniques mafiques du Miocène supérieur sont présentes au sein du plateau des Dômes, d'une part dans la partie la plus occidentale du quart NW de la carte (VM1), où A. de Goër de Herve les a cartographiées à 1/25 000 sans les décrire, et, d'autre part dans le quart SW (VM5-6), où J.-L. Besson et *pro parte* A. de Goër de Herve les ont cartographiées à 1/25 000, J.-L. Besson les ayant décrites dans sa thèse (1978) où figurent deux datations radiométriques de basalte ankaramitique par la méthode K/Ar, qui donnent les âges suivants : 8,3 à 7,5 Ma pour la coulée basale du Puy de Bessolles, 5,9 Ma pour la coulée sommitale du Puy de Roussat (Santoire, 1976). En dehors de ces deux basaltes ankaramitiques, le volcanisme basique du Miocène supérieur est représenté, au sein de la planèze inférieure d'Aurières (VM1), par des mélanéphélinites et des basaltes.

m5 $\beta$ <sup>8</sup>. **Basalte ankaramitique de type Puy de Murat.** Cette entité est cantonnée dans l'angle SW de la carte. Située entre St-Victor-la-Rivière et St-Diéry, le Puy de Murat ou Coste Aider ( $z = 952$  m) elle consiste en un épais empilement de coulées de basalte ankaramitique, d'une épaisseur totale de 90 à 100 m voire 150 m si on y ajoute la coulée se trouvant plus à l'Ouest, au Nord du hameau de Roussat. Un basalte ankaramitique macroscopiquement analogue apparaît plus au Nord, à la base du Puy de Bessolles ( $z = 1057$  m), qui consiste en un empilement complexe de formations volcaniques miocènes à pliocènes. De petits lambeaux de basalte analogue se trouvent au Nord du hameau de Bessolles, à l'Est de la Borie (au Sud du Puy de Murat) et à l'Ouest du château de Murol. Enfin, entre Chambon-sur-Lac et Varennes, deux dykes de basalte ankaramitique, attribués au Miocène supérieur, recourent le massif granitique ( $\text{O}\gamma^2$ ) de Chambon-sur-Lac, et sont visibles, notamment dans une petite carrière abandonnée située au Nord de la D996, à l'Est du Chambon-sur-Lac oùaffleure un dyke prismé de direction N60°E.

À la base du versant sud du Puy de Murat, un bon affleurement, situé en bordure nord de la D619 à l'ESE de Roussat, montre une coulée de basalte *s.l.* à olivine, à débit en prismes, renfermant dans sa partie basale de petites enclaves sub-décimétriques, anguleuses à sub-arrondies, de granite à grain moyen ou d'argiles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Le basalte a une teinte gris sombre et une texture porphyrique à petits ( $\leq 1$  mm) phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine. L'étude pétrographique montre une mésostase constituée d'abondants granules de clinopyroxène et d'oxydes métalliques, qui lui confèrent une teinte très sombre, et de microlites de plagioclase. Une analyse

chimique du basalte ankaramitique basal du Puy de Bessolles (*in* Santoire, 1976 et Besson, 1978, p. 138) donne une composition de basanite dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986), avec une perte au feu élevée.

**m5-6β. Basaltes de type planèze inférieure 1 d'Aurières.** Définis et cartographiés par A. de Goër de Herve sur sa maquette à 1/25 000 du quart NW (VM1-2), complétée par le BRGM dans le secteur de Saulzet-le-Froid, ces basaltes constituent la planèze inférieure 1 d'Aurières *s.s.*, de direction Sud-Nord, située à l'Ouest et au Nord du village d'Aurières, ainsi que des lambeaux de coulée(s) situés au SSE d'Aurières, dans un secteur allant de Saulzet-le-Froid à la Garandie. Cette entité apparaît de façon morcelée par suite de son recouvrement par des formations volcaniques pliocènes ou superficielles et de son érosion. Son antériorité par rapport à l'ankaratriite apparaît en deux endroits (*cf. infra* **m5-6α<sup>1</sup>**).

*Planèze d'Aurières s.s.* Sa partie basale affleure bien dans les talus de la N 89 à l'Ouest de Nébouzat, dans le coin NW de la carte (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Plus au Nord, en limite septentrionale, le talus NE de la N89 est entaillé dans des argiles gris vert, surmontées d'une formation à galets de quartz blanc, puis de basalte altéré. À environ 1 km au SSW de Nébouzat, à l'Est du réservoir d'eau du lieu-dit Chanteau, des blocs de basalte se trouvent le long du chemin W-E et dans le bois ; à cet endroit la limite orientale de la planèze se trouve sur la courbe de niveau  $z = 900$  m, ce qui permet d'estimer à environ 25 m la puissance résiduelle de la partie nord de la planèze basaltique 1 d'Aurières.

L'observation macroscopique d'un échantillon de Nébouzat W montre une roche noire renfermant des phénocristaux gris-clair de taille  $\leq 5$  mm ne faisant pas effervescence à l'acide. L'étude pétrographique en lame mince (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre que ces phénocristaux sont constitués de carbonates, autres que de la calcite, pseudomorphosant complètement des silicates ferromagnésiens de deux types : olivine et clinopyroxène (d'après leurs formes). Ces mêmes carbonates sont également présents en remplissage de vacuoles et de microfissures, ainsi que dans une mésostase formée de microlites de plagioclase et de granules d'oxydes de Fe-Ti opaques. On y observe aussi de rares xénocristaux de quartz, de taille  $\leq 200$   $\mu\text{m}$ , entourés d'amas constitués d'innombrables microcristaux de clinopyroxène frais.

*Lambeaux de coulée(s) du secteur de Saulzet-le-Froid – la Garandie.* Dans ce secteur, les ruisseaux du Labadeau et de la Narse convergent au sein d'un quadrilatère Saulzet-le-Froid – Espinasse – la Garandie – Zanières pour former la Veyre où les basaltes du Miocène supérieur affleurent au fond des vallées. Au cœur de ce quadrilatère, au Sud de Montcharlet, en contrebas d'une piste, des affleurements rocheux montrent un basalte à débit en dalles, constitué d'un faciès gris sombre à vacuoles millimétriques à centimétriques tapissées ou remplies d'un minéral blanc, et riche en phénocristaux millimétriques d'olivine, fréquemment iddingsitisée, et de clinopyroxène subordonné. L'étude microscopique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre une teneur modale de

l'ordre de 25 % en phénocristaux d'olivine plus clinopyroxène zoné. La mésostase, altérée, est formée de microcristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxydes métalliques, et renferme des vacuoles tapissées à complètement remplies d'un minéral blanc en cocardes, à faible biréfringence, probablement une zéolite.

Les basaltes de type planèze inférieure 1 d'Aurières affleurent aussi abondamment en rive gauche du Labadeau, dans et autour du village de Saulzet-le-Froid. Ces basaltes présentent souvent un débit en billes, de taille centimétrique, comme par exemple dans une petite carrière abandonnée située à l'extrémité ouest du hameau de Souverand où le basalte montre un faciès porphyrique, à phénocristaux de clinopyroxène. Un basalte analogue, vacuolaire et surmonté d'un faciès altéré violacé, affleure sous une coulée de trachyandésite (« sancyite ») immédiatement au Nord du bourg de Saulzet-le-Froid. Un basalte similaire affleure à 600 m à l'Ouest du hameau d'Espinasse, au lieu-dit le Couleix.

**m5-6 $\omega$ <sup>1</sup>. Mélanéphélinite (ankaratrite) de la planèze inférieure 2 d'Aurières ; m5-6br $\omega$ <sup>1</sup>. Tufs et brèches phréato-magmatiques du diatrème de Montcharlet.** La coulée d'ankaratrite, qui se trouve au Sud et à l'Est du village d'Aurières, est issue du diatrème de la colline de Montcharlet, à 2 km au SE d'Aurières (z = 1032 m). Ce diatrème, de forme elliptique, est associé à un anneau de tufs et brèches phréatomagmatiques (**m5-6br $\omega$ <sup>1</sup>**) qui apparaît sous forme de deux croissants sur les flancs de la colline. Les roches y sont probablement très altérées et les affleurements correspondants ont disparu par suite du développement de la végétation. Immédiatement au Nord du point z = 1032 m, l'ankaratrite se trouve sous forme de blocs épars, constitués d'un faciès porphyrique avec des vacuoles ovoïdes millimétriques à centimétriques. Au sein d'une mésostase gris clair se détachent d'abondants phénocristaux de clinopyroxène noir, en prismes millimétriques, et d'olivine millimétrique plus ou moins arrondie altérée en iddingsite. Plus à l'Est affleure un faciès porphyrique non vacuolaire, de teinte gris sombre, riche en phénocristaux de clinopyroxène millimétrique, et d'olivine généralement plus fraîche que dans le faciès vacuolaire.

Au Nord de Montcharlet subsiste un grand lambeau d'ankaratrite, discontinu par suite des recouvrements superficiels, et qui s'élargit vers le NNW pour atteindre son maximum à l'Est d'Aurières. Immédiatement à l'Ouest de la Garandie, la coulée d'ankaratrite a été exploitée dans une carrière abandonnée se trouvant autour de z = 1012 m, alors qu'un basalte de la planèze inférieure 1 d'Aurières se trouve une vingtaine de mètres plus bas, ce qui constitue un argument en faveur de la postériorité de l'ankaratrite par rapport au basalte (**m5-6 $\beta$** ). L'ankaratrite de cette carrière est une roche très faiblement porphyrique avec quelques petits phénocristaux millimétriques d'olivine, sertis dans une mésostase gris sombre, riche en microcristaux rougeâtres, constitués d'olivine pseudomorphosée en iddingsite.

Deux petits vestiges de la coulée se trouvent également au Sud et au Nord du hameau de Fonsalive où ils sont cartographiquement séparés par un dépôt d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**). Par ailleurs, un petit pointement d'ankaratrite se retrouve dans une carrière abandonnée en bordure SW de la déviation de la N89, immédiatement au Sud de Nébouzat. L'ankaratrite y présente un débit en prismes qui convergent vers le haut (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**m6β<sup>8</sup>. Basalte ankaramitique de type sommet du Puy de Roussat (5,9 Ma).** À l'Est de St-Victor-la-Rivière, dans la partie la plus méridionale de la carte, J.-C. Besson a distingué sur sa maquette à 1/25 000 (VM5-6) un grand lambeau d'ankaramite, situé au-dessus de ceux du Puy de Murat et daté à 5,9 Ma (Santoire, 1976, *in* Besson, 1978, p. 118) c'est à dire du Messinien (**m6**). Le flanc du puy situé au NW du hameau de Roussat possède un relief est très abrupt donnant lieu à un paysage spectaculaire montrant un impressionnant empilement de coulées d'ankaramite (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Les coulées supérieures, prismées, sont celles du Puy de Roussat, tandis que les coulées inférieures font partie du système du Puy de Murat.

Au SE de St-Victor-la-Rivière, une piste partant de la D5 vers l'Est permet d'accéder au plateau de la Chaux<sup>9</sup> sur lequel se trouve la partie sommitale de l'ankaramite du Puy de Roussat. La lave y apparaît sous forme de blocs dispersés de taille variable jusqu'à la courbe de niveau z = 1020 m, où la coulée prismée est en place. Elle est formée d'un basalte légèrement porphyrique avec de petits phénocristaux millimétriques d'olivine iddingsitisée et de plus rares clinopyroxènes, dispersés dans une mésostase riche en microcristaux rougeâtres d'iddingsite, dans un fond sombre. La mésostase (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) renferme quelques petits xénocristaux de quartz à couronne réactionnelle constituée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène, et/ou criblés de fines aiguilles d'amphibole vert pâle.

### **Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes**

Sur le plateau des Dômes se trouvent quelques formations sédimentaires et/ou volcaniques dont l'âge est supposé se situer autour de la limite de 5,3 Ma entre le Miocène et le Pliocène, et qui sont corrélativement qualifiées de mio-pliocènes avec la notation **m6-p1**. Ces formations et les formations volcaniques pliocènes (**p1** à **p2**) du plateau des Dômes, décrites dans le chapitre suivant, ont été cartographiées à 1/25 000 par les auteurs suivants : A. de Goër de Herve et P. Chèvremont pour le quart NW (VM1-2) ; J.-C. Besson pour le quart SW (VM5-6), révisé au Nord de St-Nectaire par P. Labazuy *et al.* (2004). Pour la rédaction de la présente notice, nous avons emprunté des éléments de description aux thèses de J.-C. Besson (1978) et de M.-H. Ly (1982), ainsi qu'à

---

<sup>9</sup> Toponyme indiqué uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

la synthèse de P. Labazuy *et al.* (2004), et nous avons complété avec nos propres observations, le cas échéant.

Les formations mio-pliocènes du plateau des Dômes sont peu développées sur la feuille Veyre-Monton, et comportent :

- 1) de petits pointements de basaltes *s.l.* ou de leucobasalte, cartographiés par A. de Goër de Herve à l'Ouest du hameau de Saignes, dans le quart SW de la carte (VM5) ;
- 2) le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid (VM1) ; et
- 3) des alluvions fluviales situées sous des coulées de basaltes *s.l.* de type série supérieure des plateaux, dans le quart SW (VM5-6).

### **m6-p1βs. Basaltes *s.l.* des sucus situés à l'Ouest de Saignes ; m6-p1<sup>1</sup>β. Trachybasalte à nodules de péridotite du suc de Teirilloux.**

À l'Ouest du hameau de Saignes (commune du Vernet-Ste-Marguerite), trois pointements basaltiques *s.l.* « émergent » au sein d'éboulis et de colluvions (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) : le suc de Teirilloux ( $z = 1109$  m) et deux petits sucus satellites situés l'un à 400 m au NW ( $z = 1119$  m), et l'autre à 800 m plus à l'Ouest ( $z = 1152$  m) : le rocher de Peyrouve<sup>10</sup>. A. de Goër de Herve leur avait attribué un âge mio-pliocène et une lithologie différente : basalte *s.l.* pour le Rocher de Peyrouve, basalte *s.l.* à olivine pour le suc de la cote 1119 et leucobasalte pour le suc de Teirilloux.

**Le petit suc de la cote  $z = 1119$  m** a une forme conique avec un diamètre de l'ordre de 50 m à la base affleurante et présente un débit en prismes plus ou moins fracturés qui convergent vers le haut. Il est constitué d'un basalte *s.l.* à mésostase gris sombre, renfermant environ 10 % de phénocristaux millimétriques d'olivine et de clinopyroxène, et de rares petits nodules de péridotite de taille infracentimétrique.

**Le suc de Teirilloux** a une forme subelliptique de 250 m par 175 m environ. Il est recouvert en grande partie par de la végétation et a fait l'objet d'une petite exploitation dans une carrière abandonnée située sur son flanc sud, et permettant d'observer un débit en prismes relativement grossiers. Il est constitué d'une roche de teinte gris clair, avec des plaquages brun-rouille sur des plans de fissuration. Dans une abondante mésostase subaphyrique, on distingue difficilement quelques petits phénocristaux – de taille  $\leq 1$  mm – d'olivine altérée et de clinopyroxène, ainsi que de rares petits nodules millimétriques de péridotite. En outre, l'échantillon prélevé dans la carrière se singularise par la présence d'une petite enclave de roche plutonique hololeucocrate à grain fin, et de forme anguleuse (section carrée de 2 cm de côté).

---

<sup>10</sup> Ce toponyme et les cotes citées ne figurent pas sur la carte à 1/50 000, uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

L'étude en lame mince montre que cette enclave consiste en un cumulat d'orthose perthitique, en lattes orientées de longueur  $\leq 1$  mm, avec du zircon accessoire, et présente une bordure réactionnelle riche en microlites feldspathiques. La lave présente près de 10 % en volume de phénocristaux : olivine iddingsitisée, clinopyroxène vert et parfois zoné, microlattes de plagioclase. La mésostase est riche en microlites de plagioclase, granules de clinopyroxène, oxydes métalliques et renferme un petit xénoctistal de quartz.

**m6-p1 $\beta$ . Basaltes s.l. de type série inférieure des plateaux.** Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, P. Labazuy *et al.* (2004) attribue à la série inférieure des plateaux les laves sombres, à probable composition de basanite : de la coulée inférieure qui apparaît de part et d'autre du Puy de Châteauneuf (vers 900 m d'altitude à l'Ouest de ce puy et vers 850 m à l'Est) ; des coulées inférieure et supérieure du ruisseau de Sozède<sup>11</sup>, qui affleurent dans ce petit cours d'eau, à l'Ouest et au NW du hameau de Lenteuge, au NE de St-Nectaire. Les affleurements de Sozède consistent en de petits escarpements rocheux constitués d'un basalte s.l. à altération en boules ou à débit en plaquettes subhorizontales. La coulée inférieure repose sur le granitoïde de type Cournols–St-Nectaire ( $\gamma^{3-4}$ ). Les deux coulées sont constituées d'un basalte s.l. analogue, à rares petits cristaux d'olivine altérés dans une mésostase gris sombre.

**m6-p1VS. Complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid.** A. de Goër de Herve a défini et cartographié ce complexe, qui se situe géographiquement au Nord du bourg de Saulzet-le-Froid, au sein d'un secteur compris entre Espinasse et Montcharlet, au Sud, et allant jusqu'au hameau du Couhalion. Ce complexe est postérieur aux basaltes s.l. et à la mélanéphéline des planèzes inférieures 1 et 2 d'Aurières, attribuées au Miocène supérieur (**m5-6**), et antérieur aux basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux, d'âge pliocène (**p1-2**) et *a fortiori* aux dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**), qui le recouvrent localement. Ce même auteur précise que le complexe est composé d'argiles rouges, alluvions sablo-argileuses, tufs de maar, retombées pyroclastiques diverses, cinérites argileuses à débris végétaux. Depuis ces observations, les conditions d'affleurement se sont fortement dégradées et les terrains ne sont plus visibles.

**m-pF. Alluvions fluviales, sablo-argileuses, sous des coulées de basaltes s.l. pliocènes.** Ces alluvions se trouvent uniquement dans le quart SW de la carte (VM5-6), à deux endroits : au Puy de Bessolles, où J.-C. Besson les a cartographiées à 1/25 000 et décrites dans sa thèse (1978) ; au Nord de St-Nectaire, où P. Labazuy *et al.* (2004) les ont cartographiées à 1/25 000 et décrites.

Au Puy de Bessolles, situé au SE de Murol, « une couche de sables fluviales à galets » se trouve entre la coulée de basalte ankaramitique basale,

---

<sup>11</sup> Ce toponyme ne figure pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

datée à 8,3 Ma (partie inférieure du Miocène supérieur m5 ; *in* Besson, 1978), et une coulée de basalte doléritique de type Roca Neyra, rattachée au volcanisme du Cézallier (3,9 à 3,1 Ma ; **p1-2**). Cette « couche alluvionnaire » affleure notamment sur le flanc occidental du Puy de Bessolles, à une altitude d'environ 1010 m (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Elle a une puissance visible de 2 à 3 m et un pendage est de 25° au 75, et est constitué d'une alternance de minces lits, de 1 à 10 cm d'épaisseur, soit argileux, soit argilo-sableux, avec de fréquents galets de quartz.

Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, des lentilles d'alluvions fluviatiles se trouvent sous des coulées basaltiques attribuées à la série supérieure des plateaux, d'âge pliocène (**p1-2**) : d'une part, sous la coulée supérieure du plateau des Arnats–Chabareau, et, d'autre part, sous la coulée inférieure de Laval. Au NE du hameau de Laval, la lentille sablo-argileuse repose sur des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**). Aux Arnats, la formation sablo-argileuse, de 4 m d'épaisseur, repose sur le granitoïde de type Courmols–St-Nectaire ( $\gamma^{3-4}$ ) et contient de nombreux produits basaltiques détritiques de toutes sortes, ainsi que des éléments du socle varisque. À la sortie NW du hameau, ces alluvions ont subi – au contact de la coulée basaltique – un recuit thermique se traduisant par une teinte rougeâtre (Labazuy *et al.*, 2004). Au Nord du hameau de Lenteuge, la formation repose sur une coulée de basalte *s.l.* de la série inférieure des plateaux, et ne montre qu'une épaisseur d'un mètre environ.

### **Volcanisme pliocène « prémondorien » du plateau des Dômes (5,3-3,4 Ma)**

Sur le plateau des Dômes, le volcanisme du Pliocène est représenté par l'écoulement cendro-ponceux trachytique de Farges, des tufs et brèches phréatomagmatiques, les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie, des vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées associées, des coulées de divers basaltes *s.l.*, ainsi qu'un dôme et une coulée de trachybasalte.

Les éléments de chronologie relative permettent de diviser les basaltes *s.l.* mio-pliocènes des plateaux en trois séries successives :

- 1) inférieure, considérée comme mio-pliocène et de ce fait décrite ci-dessus (**m6-p1 $\beta$** ) ;
- 2) intermédiaire, datée en deux points à 3,8 Ma et donc pliocène inférieure (**p1 $\beta$** ) ; et
- 3) supérieure des plateaux (**p1-2 $\beta$** ). À cela s'ajoutent trois cas particuliers :
  - le dôme de trachybasalte du Puy d'Alou, entouré d'un dépôt d'avalanche de débris de type Perrier ;
  - la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, qui est issue du cône strombolien du Puy de la Vigeral, sur le plateau des Dômes, et s'étend vers l'Est jusqu'au bourg du Crest en Limagne, en faisant l'objet d'un spectaculaire phénomène d'inversion de relief ;

– le petit lambeau isolé de basalte doléritique du plateau de la Pinière (VM 6-7), qui se trouve au-dessus des coulées de basalte de Chazous qui font partie de la série supérieure des plateaux.

Sept datations radiométriques par la méthode K-Ar donnent les âges suivants : 4 Ma pour l'écoulement cendro-ponceux trachytique des Farges ; 3,8 Ma pour les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie, ainsi que pour un mélabasalte et un basalte doléritique du Puy de Bessolles (*in* Besson, 1978), que nous rattachons à la série intermédiaire des plateaux comme la coulée inférieure de Laval, datée à  $4,25 \pm 0,15$  Ma (Cantagrel et Baubron, 1983) ;  $3,8 \pm 1$  Ma pour le trachybasalte du Puy d'Alou et  $3,37 \pm 0,26$  Ma pour celui de la montagne de la Serre (Cantagrel et Baubron, 1983). Par ailleurs, au Nord de St-Nectaire, des coulées de la série supérieure des plateaux sont recouvertes par des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type « Grande Nappe », datés à  $3,07 \pm 0,01$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Nomade *et al.*, 2012).

Parmi les vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées, autres que ceux du Puy de la Vigeral, certains sont associés à des coulées basaltiques de la série supérieure des plateaux, d'autres se superposent aux dépôts phréatomagmatiques de Farges et d'autres enfin n'ont pas de relation visible avec les entités pliocènes précitées, mais par souci de simplification nous mettons pendant tous ces produits stromboliens dans la même formation : **p1-2Sβc**.

**p1τF. Écoulement cendro-ponceux trachytique de type Farges (4 Ma).** Le hameau des Farges se trouve à 1,5 km à l'Est de St-Nectaire-le-Haut. L'écoulement cendro-ponceux affleure à l'Est de ce hameau, sur la bordure orientale du maar (*cf.* plus loin **p1phβ**), à deux endroits se situant à une altitude similaire (~ 860 m) : à la lisière ouest du petit bois du point coté  $z = 888$  m, et à 300 m plus au SE.

Il s'agit d'une roche beige compacte, mais relativement friable, renfermant de nombreuses ponces arrondies centimétriques à pluri-centimétriques, vacuolaires et bulleuses, de nature trachytique, dans lesquelles on peut observer de nombreux cristaux de feldspaths. Ces ponces ainsi que des fragments basaltiques et des cristaux libres de quartz et de biotite, de taille millimétrique, sont sertis dans une matrice cendreuse fine et compacte. À la lisière du petit bois, un affleurement remarquable – d'allongement N-S, d'environ 100 m de long et 2 m de haut – permet d'observer à la base un niveau d'une trentaine de centimètres de puissance avec une matrice cendreuse plus fine, correspondant à un « basal layer » (surge ?).

**p1phβ. Tufs et brèches phréatomagmatiques de type maar de Farges.** La structure phréatomagmatique des Farges recoupe des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**), affectés par une faille de direction N170°E figurée sur la carte. Elle comprend deux entités morphologiques bien distinctes :

- 1) un diatrème subcirculaire de 800 m par 600 m, situé autour du hameau des Farges et constitué de brèches polyolithologiques et de tufs lités ; et
- 2) les vestiges d'un anneau de tufs, situé au Nord et NE du diatrème, et constitué par une puissante masse de tufs basaltiques lités, d'allongement WNW-ESE.

De bons affleurements de brèches du diatrème se trouvent le long de la piste qui va de la ferme des Farges vers l'ESE et de la piste N-S qui suit le ruisseau des Farges sur sa rive gauche (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Ils montrent des brèches dont les éléments sont hétérométriques – de 1 à 20 cm – et polyolithologiques, constitués d'une part de scories basaltiques vésiculées, plus ou moins vitreuses et/ou fortement palagonitisées par endroits, et, d'autre part, de fragments xénolitiques : blocs de granite, paquets d'argiles oligocènes, blocs basaltiques de nature et de taille variables, galets et petits débris de quartz. La matrice est un tuf volcanique de teinte jaunâtre et très friable, plus ou moins lité selon les endroits. Sous les plus gros fragments apparaissent fréquemment des figures d'impact de type « bomb-sag » et des antidunes. Les valeurs du pendage des bancs bréchiques sont assez dispersées, en dehors de la partie la plus orientale du diatrème, où les bancs ont un pendage centripète de 20 à 30° environ. Les tufs du maar, généralement bien lités et plus fins, montrent des pendages faibles (5 à 10°) disposés de façon centrifuge par rapport au diatrème.

**p1τ. Trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie (3,8 Ma).** Dans l'angle SW de la carte de Veyre-Monton, se trouvent deux dômes subcirculaires de composition trachytique : le dôme situé au Sud du hameau de Voissière, intrusif dans le massif granitique de Chambon-sur-Lac et daté à 3,8 Ma ; et le petit dôme satellite situé à 800 m au SW, au SSE du hameau de Montmie, exploité dans une petite carrière abandonnée située en bordure sud de la route D36. Le dôme de Voissière, de forme elliptique (de 450 m par 300 m environ), affleure de façon spectaculaire du côté NW, dans le bois de Voissière (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

Les deux dômes sont constitués d'une roche hololeucocrate et porphyrique avec des phénocristaux de feldspaths de 1 à 5 mm de longueur, sertis dans une mésostase claire dans laquelle on distingue à la loupe des paillettes de biotite ferruginisée et des cristaux d'oxydes métalliques. Cette roche hololeucocrate facile à tailler a été largement employée pour la confection des moellons et linteaux des maisons du hameau de Voissière. L'observation microscopique en lame mince montre que les phénocristaux constituent 15 à 20 % de la composition modale de la lave, et sont formés essentiellement de deux types de feldspaths de taille variable, isolés ou en petits amas : un feldspath composite à cœur d'oligoclase (An12) potassique et bordure de sanidine sodique ; et de la sanidine Or60 à bordure d'anorthose-sanidine sodique (Batard, 1974, *in* Besson, 1978), et accessoirement de microcline quadrillé. La mésostase est constituée de microlites de sanidine sodique Or37-49, de biotite ferruginisée, de quartz tardif et des minéraux accessoires suivants : oxydes de Fe-Ti, zircon, sphène plus ou moins altéré en leucoxène (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Une analyse chimique

de cette roche montre une composition de trachyte très sodi-potassique (Besson, 1978 ; p. 150).

**p1<sup>2</sup>β. Basaltes de type série intermédiaire des plateaux. p1<sup>2</sup>mβ. Mélabasalte.** Dans le secteur situé au Nord St-Nectaire, P. Labazuy *et al.* (2004) attribuent à la série intermédiaire des plateaux les laves sombres suivantes : les deux coulées du Vernet-Ste-Marguerite – Cluchat (reposant sur le granitoïde de type Cournoles - St-Nectaire  $\gamma^{3-4}$ ) ; celles du Crapoux (un basalte *s.l.* prismé à olivine exploité dans une petite carrière abandonnée) – la Pinarde, et inférieure du Breuil, toutes à probable composition de basanite ; et la coulée d'ankaramite du plateau des Arnats. Nous y ajoutons la coulée inférieure de Laval, datée à  $4,25 \pm 0,15$  Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983), qui repose à son extrémité occidentale sur une mince lentille d'alluvions mio-pliocènes puis sur des sédiments rupéliens (**g1ka**), et, dans sa partie orientale, sur le horst granitique de St-Nectaire.

Dans le reste du quart SW de la carte (VM5-6) nous attribuons en outre à cette même série intermédiaire les entités suivantes cartographiées par J.-C. Besson ou A. de Goër de Herve : la coulée de mélabasalte du Puy de Bessolles ; des vestiges de coulée situés au fond de la vallée de la Monne en amont et en aval de Mareuge (un basalte *s.l.* à débit en billes à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine iddingsitisée ; *cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) ; la coulée du Puy de Saint-Roch, au Nord du Vernet-Ste-Marguerite ; et deux lambeaux de coulée qui se trouvent au-dessus du cône strombolien pliocène de Beaune-le-Froid.

**Mélabasalte.** Le faciès de mélabasalte est distingué cartographiquement à l'aide d'une surcharge et de la notation **p1<sup>2</sup>mβ**, à deux endroits de la carte : à 600 m à l'ESE du hameau des Arnats (au Nord de St-Nectaire), où il s'agit d'une ankaramite constituant un petit lambeau qui se trouve à l'altitude  $z = 860$  m environ ; au Puy de Bessolles, au SE de Murol, où il s'agit d'un mélabasalte riche en olivine.

La coulée de mélabasalte du Puy de Bessolles, datée à 3,8 Ma (*in* Besson, 1978), affleure sur les flancs ouest, sud et est du puy, à une altitude comprise entre 980 et 1020 m environ (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), ce qui donne une épaisseur de l'ordre de 40 m si l'on admet qu'il s'agit d'une coulée horizontale. Elle surmonte une coulée de basalte doléritique, attribuée au volcanisme du Cézallier nord, et est recouverte par des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type « Grande Nappe » datés à  $3,07 \pm 0,01$  Ma (Nomade *et al.*, 2012). L'observation macroscopique montre une mésostase relativement altérée, de teinte grisâtre à brunâtre, renfermant des phénocristaux millimétriques d'olivine verte à brunâtre et de clinopyroxène noir, de petits cristaux d'iddingsite, et quelques petits nodules de péridotite de taille infracentimétrique ; la teneur modale en phénocristaux est de l'ordre de 10 à 15 %, confirmée en lame (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

p1-2S $\beta$ c. **Scories, projections scoriacées, restes de cônes très démantelés ou argilisés, centres d'émission certains ou supposés.**

\* **cône de scories, spatter cone.** Ces entités sont présentes un peu partout dans la moitié occidentale de la carte. Comme pour les coulées de basaltes *s.l.* de type « série supérieure des plateaux » localement associées, leur âge n'est pas connu avec précision et se situe probablement autour de la limite de 3,6 Ma, entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur, d'où la notation **p1-2**.

**Quart nord-ouest de la carte (VM1-2).** Sur sa maquette à 1/25 000 du quart NW (VM1-2) et dans la légende jointe, A. de Goër de Herve a distingué neuf vestiges scoriacés associés à la coulée de basalte de la Montagne (**p1-2 $\beta$** ), au Sud d'Aurières (VM1), ainsi que le cône du Puy de la Vigerol (VM2) dont est issue la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, décrite plus loin (*cf.* **p1-2 $\beta$** ).

**Quart sud-ouest de la carte (VM5-6) et angle sud-ouest du quart sud-est (VM7).** Dans cette partie de la carte se trouvent les produits d'activité stromboliennne pliocène des localités suivantes :

– dans un secteur centre-nord : une ligne Ouest-Est passant par Beaune-le-Froid et St-Nectaire, le site de Rajat au NE du hameau de Chautignat (Nord de Murol), le Puy de Châteauneuf et le site du hameau des Farges, tous deux au Nord de St-Nectaire-le-Haut. Les vestiges stromboliens y sont associés à des coulées de basaltes la série supérieure des plateaux (**p1 $^3\beta$** ) ;

– dans la partie la plus méridionale, entre St-Victor-la-Rivière et St-Diéry, d'Ouest en Est : les sites du hameau de Maisse, les lambeaux situés à l'Est de ce hameau et les grottes de Jonas, sans lien visible avec des coulées de basaltes pliocènes.

**Site de Beaune-le-Froid.** J.-C. Besson (1978) y a observé une masse stratifiée de lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseaux.

**Grottes de Rajat.** La colline de Rajat (z = 1039 m) renferme des grottes troglodytes sur ses flancs sud et est (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit de la partie centrale d'un cône strombolien (faciès cœur de cône) où les produits conservés montrent notamment des bombes en fuseau (~ 40 cm de long), ainsi que de nombreux cristaux de clinopyroxène trapus. Comme dans le cas des grottes de Jonas (*cf. infra*), les scories n'ont probablement pas été soudées à chaud mais ont été cimentées par des cristallisations de zéolites d'origine fumerolienne (P. Boivin, *com. pers.*, 2016).

**Puy de Châteauneuf.** Au SE du puy, qui culmine à la cote z = 939 m, se trouve une protubérance autour du point coté z = 904 m, dans laquelle sont implantées des grottes troglodytes. Cette protubérance est constituée d'une brèche basaltique scoriacée de teinte rougeâtre, à bombes en fuseau et lapilli, le tout étant recoupé par un dyke de basalte massif, de direction Ouest-Est et de puissance plurimétrique.

**Site du hameau des Farges.** À l'Est du hameau des Farges, deux petites entités stromboliennes se superposent aux tufs et brèches phréatomagmatiques décrits *supra* (**p1ph $\beta$** ), parfois de manière discordante. Des scories soudées rougeâtres, typiquement stromboliennes, sont présentes au sommet de la structure, tandis que des bombes en « bouse de vache » métriques apparaissent sur le flanc ouest. La coexistence de ces types de projections marque l'emplacement d'un petit « spatter cône ».

**Sites du secteur de Maisse.** À 2 km à l'Est de St-Victor-la-Rivière, dans le hameau de Maisse, on trouve un cône strombolien sur le flanc sud de la coulée de basalte ankaramitique à olivine de type sommet du Puy de Roussat, datée à 5,9 Ma et décrite *supra* (**m6 $\beta$ <sup>8</sup>**). La falaise située en bordure nord du hameau est constituée de scories, de lapilli et de bombes ayant fréquemment une forme en « bouse de vache ». Des caves sont creusées dans les dépôts stromboliens situés à l'Ouest du hameau (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Grottes de Jonas.** Les grottes troglodytes de Jonas se trouvent dans la partie la plus méridionale de la carte, au Sud de la route D978 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). On y accède par une petite route sinueuse partant du hameau du Cheix. La formation strombolienne a une cinquantaine de mètres d'épaisseur et consiste en des projections scoriacées de teinte rougeâtre et de granulométrie relativement grossière. Les scories sont cimentées par des cristallisations de zéolites d'origine fumerolienne (Boivin, com. pers., 2016).

**p1-2 $\beta$ . Paléosol ferrugineux anté-planèze supérieure d'Aurières.** Sur sa maquette à 1/25 000 du quart NW de la carte Veyre-Monton (VM1-2), A. de Goër de Herve a figuré deux petits corps lenticulaires de paléosol ferrugineux, d'environ 150 m de longueur, situés l'un à 900 m à l'Ouest du centre du bourg d'Aurières, l'autre à 1 km au SW de ce dernier. Ces corps ne sont plus visibles sur le terrain en raison du développement de la végétation, mais nous les avons représentés sur la présente carte car ils se trouvent entre les deux planèzes basaltiques, inférieure et supérieure, d'Aurières et sont donc antérieurs à la planèze supérieure (elle-même rattachée à la série supérieure des plateaux).

**p1-2 $\beta$ . Basaltes *s.l.* de type série supérieure des plateaux.** Ces basaltes sont présents un peu partout dans la moitié occidentale de la carte. Cependant, ils sont plus abondants dans le quart SW (VM5-6) que dans le quart NW où ils sont cantonnés pour l'essentiel à l'Ouest de la Chaîne des Puy (VM1) et sont attribués à la planèze supérieure d'Aurières par A. de Goër de Herve.

**Quart nord-ouest de la carte (VM1-2).** Les coulées de basaltes *s.l.* de la planèze supérieure d'Aurières reposent soit directement sur le socle varisque, soit sur des coulées de la planèze inférieure, et sont localement recouvertes par des dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) ou par des formations superficielles. Dans le secteur d'Aurières, elles ont une

direction générale Sud-Nord et s'étendent vers le Nord jusqu'au niveau du hameau de Recoleine, au Sud de Nébouzat.

Dans le talus d'un ancien chemin situé en rive droite de la Gorce à 900 m à l'WSW d'Aurières, au niveau du paléosol cartographié par A. de Goër de Herve,affleure un basalte *s.l.* porphyrique à olivine et clinopyroxène appartenant vraisemblablement à la partie basale de la planèze supérieure d'Aurières. L'étude pétrographique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) permet de préciser que la proportion de phénocristaux est d'environ 30 % en volume, avec une nette prédominance de l'olivine sur le clinopyroxène. L'olivine, plus ou moins iddingsitisée, apparaît sous deux habitus : en phénocristaux millimétriques, et en petits cristaux dans une mésostase de teinte gris-sombre, parfois recoupés par des fissures à remplissage de chlorite et/ou de talc. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase et de granules de clinopyroxène et d'oxydes de Fe-Ti. Elle renferme de rares xénocristaux de quartz craquelés avec une couronne réactionnelle formée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène.

Plus au Sud, la planèze la plus importante est celle du plateau de Chay, situé à l'Est du hameau de Zanières, qui est probablement constituée d'au moins deux coulées de basaltes *s.l.* reposant sur le massif « dioritique » d'Aydat ( $\eta^2$ ). Une piste (créée en 2013), qui part de la D5 à 1 km au NE de Zanières, expose de manière exceptionnelle (*cf.* **Fig. 8** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) le contact entre les isaltérites ( $\eta^2$ ) surmontées de 70 cm d'allotérites rubéfiées, et la coulée. Un peu plus au Sud, le même talus montre la relation entre le basalte *s.l.* et un dépôt d'avalanche de débris de type Perrier (**p2-q1Av1**). Le basalte *s.l.* est à débit en dalles, vacuolaire (de diamètre < 1 mm) et zéolitisé, à mésostase grise renfermant des phénocristaux millimétriques d'olivine (plus ou moins iddingsitisée) et de clinopyroxène de taille  $\leq 1$  mm. L'étude pétrographique d'une lame mince montre que la proportion de phénocristaux est de 30 à 35 %, avec à peu près autant de clinopyroxène, très frais, que d'olivine, altérée en iddingsite. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de petits cristaux d'olivine altérée en iddingsite, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de Fe-Ti. La zéolite est fibroradiée (*cf.* **Fig. 9** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022).

Un cas particulier est celui de la colline de la Tourette (z = 1022 m), à 1,3 km au NE du bourg de Saulzet-le-Froid. Au sommet de cette colline se trouve une petite dépression circulaire, avec une tourbière figurée sur la carte, entourée d'un basalte *s.l.* analogue aux précédent en dehors de la teinte gris-violacé de la mésostase et d'une plus grande taille des phénocristaux de clinopyroxène (jusqu'à 5 mm). L'étude microscopique révèle une autre différence : la mésostase présente une texture doléritique divergente avec des lattes de plagioclase de 0,2 à 1 mm de longueur (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Quart sud-ouest de la carte (VM5-6).** Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, nous attribuons à la série supérieure des plateaux les laves sombres des entités suivantes, du Nord au Sud et d'Ouest en Est :

- la coulée supérieure du plateau des Arnats–Chabareau, culminant au point coté  $z = 896$  m à l’Est du hameau des Arnats ;
- la coulée supérieure de Solignat–Chanteflotte, au SE du Vernet-Ste-Marguerite, culminant au point coté  $z = 998$  m ;
- la coulée supérieure du plateau de Campille (ou Champille), située entre les hameaux de Lambre, à l’Ouest, et de Lenteuge, à l’Est et culminant au point coté  $z = 938$  m (carte IGN à 1/25 000) ;
- la coulée supérieure du moulin de Laval, qui apparaît au Nord et au Sud du ruisseau du Fredet et repose sur des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**) ;
- les coulées autour de Beaune-le-Froid, issues du cône strombolien (**p1Sβc**) de Beaune-le-Froid ;
- la coulée supérieure du plateau de Rajat, issue du cône strombolien (**p1Sβc**) des Grottes de Rajat, situé à l’Est de la coulée ;
- les trois coulées du secteur de Sauvagnat, Treizanches–Quinsat, Thones-le-Vieux, à l’Ouest du ruisseau de Quinsat ; les coulées de Chazous–la Pinière à l’Est de ce ruisseau, qui vers l’Est s’étendent jusque dans le quart SE de la carte (VM7).
- la coulée de Conche, située en rive gauche du ruisseau du Treuil, au Sud de Saillant, dans la partie méridionale de la carte. Cette coulée est recouverte, du côté SW, par des dépôts d’avalanche de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**).

Certaines de ces coulées sont partiellement recouvertes par les tufs cendronceux de la « Grande Nappe » (**p2-q1tp**) et/ou par des dépôts d’avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**).

Les coulées supérieures des plateaux des Arnats–Chabareau et de Champille sont en forte inversion de relief et se situent plus haut que les coulées des ruisseaux de Sozède et de Lenteuge, considérées comme mio-pliocènes (**m6-p1β**). Elles reposent en majeure partie directement sur un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire ( $\gamma^{3-4}$ ), sauf pour la partie orientale du plateau de Chabareau, qui repose sur des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**). En outre, la coulée des Arnats–Chabareau repose sur deux lentilles d’alluvions mio-pliocènes (**m-pF**) présentant localement un recuit thermique de contact. Ces coulées sont probablement contemporaines mais leurs directions d’écoulement convergent vers le hameau de Lenteuge, ce qui prouve que leur origine est différente et qu’elles se sont épanchées dans deux paléovallées distinctes. Dans les deux cas, la lave est un basalte *s.l.*, irrégulièrement prismé, très sombre, quasi aphyrique avec de rares phénocristaux d’olivine et de clinopyroxène.

La coulée supérieure du moulin de Laval affleure bien à l’Ouest du moulin, en rive nord du ruisseau de Fredet, où elle est prismée de façon spectaculaire sur une dizaine de mètres de hauteur (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Cette coulée prismée est constituée d’un basalte *s.l.* légèrement porphyrique avec de petits

cristaux d'olivine apparemment fraîche, de clinopyroxène noir de taille  $\leq 3$  mm, et de petits nodules de péridotite de longueur  $\leq 1$  cm, dans une mésostase noire.

Située dans la partie la plus orientale du plateau des Dômes, à l'Ouest de Montaigut-le-Blanc, la méso de Chazous est constituée de deux ensembles de coulées superposées mis en place dans des vallées appartenant à deux réseaux hydrographiques différents d'après G. Kieffer (1961) *in* M.-H. Ly (1982) qui précise (analyses géochimiques à l'appui) que la coulée inférieure est constituée de basanites noires porphyriques (15 à 20 % de phénocristaux d'olivine plus ou moins altérée et de rare augite), tandis que la coulée supérieure (prismée), dont la base se trouve à une altitude de 790-800 m et qui a une épaisseur de 25 à 30 m, est constituée d'une basanite grise à petits phénocristaux d'olivine et d'augite, dans une mésostase formée de microlites de plagioclase, d'apatite, de minéraux opaques, de feldspath potassique et de zéolites fibreuses.

**p1-2d $\beta_0$ . Basalte doléritique riche en phénocristaux d'olivine et d'augite, du plateau de la Pinière.** Ce faciès constitue un petit lambeau orienté Ouest-Est de faible épaisseur situé au-dessus de l'ensemble des coulées de basaltes *s.l.* de Chazous, attribué à la série supérieure des plateaux. M.-H. Ly (1982, p. 31) décrit ce faciès comme un basalte porphyrique riche en phénocristaux d'olivine iddingtonisée et d'augite, dans une mésostase doléritique.

**p1-2 $\tau\beta$ . Trachybasalte du dôme du Puy d'Alou (3,8  $\pm$  1 Ma).** Le dôme trachybasaltique du Puy d'Alou ( $z = 1098$  m) se trouve dans le quart SW de la carte, au SSW du Vernet-Ste-Marguerite. Entouré d'éboulis, il a une forme subcirculaire de 250 à 300 m de diamètre et constitue un îlot au sein d'une avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**). Il est formé d'une roche gris-clair, très légèrement porphyrique avec de petits phénocristaux de clinopyroxène de taille  $\leq 1$  mm, de teinte noire. L'étude pétrographique confirme le caractère très peu porphyrique ( $\sim 5$  % de phénocristaux) : le rare clinopyroxène est dispersé dans une mésostase constituée d'abondants microlites de plagioclase à orientation planaire, de granules de clinopyroxène et d'oxydes Fe-Ti. Elle révèle par ailleurs la présence de quelques petits xénocristaux de quartz, de forme elliptique, avec une double couronne réactionnelle à clinopyroxène, plagioclase et biotite (*cf.* **Fig. 10** en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022).

**p2 $\tau\beta$ . Trachybasalte de la montagne de la Serre (3,4 Ma) ; p2S $\tau\beta$ c. vestige de cône strombolien du Puy de la Vigerol.** Datée à  $3,37 \pm 0,26$  Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983), la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre se situe au centre-nord de la carte, où elle s'étend sur 9,6 km de longueur d'Ouest en Est. Elle prend naissance au niveau du cône strombolien du Puy de la Vigerol (1040 m) sur le plateau des Dômes et se poursuit vers l'Est jusqu'au bourg du Crest en Limagne, à une altitude proche de 600 m. Elle constitue un spectaculaire exemple de coulée en inversion de relief. L'image cartographique est renforcée par la présence de deux coulées quaternaires de la Chaîne des Puys qui se sont mises en place de

part et d'autre de la montagne de la Serre, dans la même direction Ouest-Est, mais au fond des vallées actuelles. L'extrémité orientale de la coulée forme une imposante butte témoin, dominant le village du Crest, et constituée par une falaise – d'une vingtaine de mètres de hauteur – de trachybasalte à débit en dalles horizontales.

Pour cartographier à 1/50 000 cette entité, nous avons utilisé deux documents à 1/25 000 : la maquette inédite d'Alain de Goër de Herve pour la partie occidentale (VM2) et la cinquième édition de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009) pour la partie orientale (VM3). Immédiatement au Nord du hameau de Chagourdat, un lambeau de coulée repose sur le monzogranite porphyroïde de type Royat–Theix (**py<sup>3</sup>**) et/ou sur ses altérites. La lave présente un débit horizontal et un faciès de type « Sonnenbrennen » caractérisé par des taches rosâtres de taille plurimillimétriques dans un fond gris clair, dans lequel on distingue de petits phénocristaux de clinopyroxène noir de longueur  $\leq 3$  mm et quelques vacuoles. L'observation microscopique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre une texture porphyrique avec 40 à 45 % de phénocristaux de taille généralement  $\leq 0,5$  mm, constitués de minéraux suivants : clinopyroxène frais, parfois zoné et fréquemment maclé ; olivine, altérée en iddingsite ; plagioclase, relativement abondant, en lattes à orientation planaire fruste. La mésostase est formée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène et d'olivine iddingsitisée, et d'oxydes de Fe-Ti relativement abondants.

### **Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviales pliocènes « prémondoriens » du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma)**

Le Cézallier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre le Mont Dore–Sancy et le Cantal. Il s'agit pour l'essentiel d'un empilement de coulées, associées localement à des cônes de scories et des ensembles phréatomagmatiques de types maars. S'y ajoute un ensemble d'édifices trachyphonolitiques. La phase paroxysmale du volcanisme se situe entre 5,3 et 3 Ma. Elle débute par des coulées de basalte suivies par la mise en place de pointements phonolitiques et trachytiques, avant que de nouvelles coulées basaltiques ne viennent terminer ce cycle.

L'extrémité Nord de cette entité se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte Veyre-Monton, dans un secteur allant du Puy de Bessolles à l'Ouest jusqu'à Sauvagnat-Ste-Marthe et Roca Neyra à l'Est, en passant par Creste. Dans ce secteur le volcanisme du Cézallier est représenté par des coulées de basaltes *s.l.*, comportant des basanites – avec ou sans nodules de péridotite – et des basaltes doléritiques, ainsi que par le maar de Prady. Ces entités ont été cartographiées à 1/25 000 et décrites par J.-C. Besson (1978) pour le Puy de Bessolles et par M.-H. Ly (1982) pour les autres.

Trois datations radiométriques par la méthode K/Ar (*in* Bout, 1970) donnent les âges suivants :  $4,2 \pm 0,3$  Ma pour la basanite de Pardines d'après

H. Lippolt ; 3,1 et 3,9 Ma d'après G.-H. Curtis et H. Lippolt pour le basalte doléritique de Roca Neyra. Ces datations permettent de supposer que le volcanisme du Cézalier septentrional est essentiellement d'âge pliocène inférieur (**p1**). Cependant, les dernières coulées basaltiques pourraient dater du Pliocène supérieur, qui se termine à 2,6 Ma. Dans le cas exceptionnel du plateau de Perrier, J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations alluviales successives, numérotées de F1 à F10. Les deux premières sont prémondoriennes et sous-jacentes aux coulées volcaniques de Pardines pour F1 et de Roca Neyra pour F2 ; elles sont corrélativement décrites dans le présent chapitre avec les notations **p1F1** et **p1-2F2**, respectivement.

**p1β<sup>7</sup>π. Basanite à nodules de péridotite d'Orphange.** Au Sud de Saint-Floret, dans la partie la plus méridionale de la carte, affleure de manière marginale l'extrémité Nord de la coulée de basanite d'Orphange. Cette coulée est issue du volcan strombolien du Malnon, situé sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître) où elle est décrite comme une basanite porphyrique à nodules pluri-centimétriques de péridotite (lherzolite à picotite) et phénocristaux d'olivine, pyroxène, titanomagnétite et rare plagioclase de type labrador, dans une pâte constituée de feldspaths alcalins, néphéline, analcime et leucite.

**p1β<sup>7</sup>πC. Basanite à nodules de péridotite de la coulée inférieure de Creste.** Le hameau de Creste occupe une crête de la partie la plus méridionale de la carte, où une coulée de basanite, en forte inversion de relief, dessine un arc de cercle de 3,8 km de longueur. Elle s'est épanchée dans une vallée étroite, parallèle aux vallées actuelles de la Ribeyre au Nord et de la couze Pavin au Sud. La coulée est épaisse de 25 m au voisinage du Puy de la Roche Courbière, tandis qu'elle n'a plus que 10 m d'épaisseur au Sud du plateau de la Chaux. Elle repose sur des sédiments détritiques, en majorité rupéliens (**g1ka**), bien que le contact soit largement masqué par des formations de versant. Un affleurement exceptionnel se situe néanmoins au pied de la butte sur laquelle est construite l'église de Creste (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) : il montre des sédiments détritiques – vraisemblablement des alluvions fluviales – recuits au contact de la coulée. La lave y présente un débit en petits blocs vacuolaires (tapissées d'un minéral bleu ardoise) et un faciès submassif, à vacuoles allongées, petits nodules de péridotite de taille  $\leq 1$  cm et phénocristaux d'olivine.

Le sommet de la coulée est constitué de basalte *s.l.* prismatique à mésostase noire subaphyrique, renfermant de petits phénocristaux (~ 20 % en volume ; Ly, 1982) de clinopyroxène noir et d'olivine ; des nodules de péridotite de taille  $\leq 1$  cm, et des xénocristaux sporadiques de quartz. La mésostase est formée d'abondants minéraux mafiques – clinopyroxène + minéraux opaques – et de microlites de plagioclase, dans un fond constitué de verre, de néphéline et d'apatite. L'étude d'une autre lame mince révèle la présence de deux petites enclaves – de 2 à 3 mm de longueur – constituées l'une de wehrlite, l'autre d'un

schiste très sombre ; de vacuoles à remplissage de calcite ; et de petits xénocristaux de quartz réactionnel.

**p1F1. Alluvions fluviales sous la basanite de Pardines.** Sous la coulée de basanite de Pardines (*cf. supra p1β<sup>7</sup>*) se trouve un mince niveau d'alluvions fluviales, que R. Bouiller a délimité sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8, et qu'ont décrit M.-H. Ly (1982) et J.-F. Pastre (1987, 2004), avec les notations **Asβ1** et **F1** respectivement. Les dépôts fluviaux sont constitués de galets de quartz et de cherts de couleur rouge sang, dans une matrice pauvre en contenu volcanique et caractérisée par des minéraux lourds tels que grenats, tourmaline et zircon, provenant du socle varisque (Pastre, 2004). Ils renferment en outre des spinelles chromifères et des traces d'amphibole, sphène et zircon, attribués à des émissions antérieures du Cantal et/ou du Cézallier (Pastre, 1987).

Ces dépôts fluviaux se trouvent à une altitude de ~ 600 m et marquent le premier stage d'incision de l'Allier, à 235 m au-dessus du cours actuel. La présence de cherts rouge sang typiques de lits de calcaires jurassiques de l'Est des Causses indique un transport vers le Nord depuis une zone proche de la source actuelle de l'Allier (Pastre, 2004). À l'Ouest de Pardines, ces dépôts fluviaux sont fortement remaniés dans les formations de versant.

**p1β<sup>7</sup>. Basanite de type Pardines (4,2 ± 0,3 Ma).** Dans l'extrême SE de la carte, immédiatement à l'Est du hameau de Pardines, se trouve une coulée de basanite allongée SW-NE, en inversion de relief, séparée en trois lambeaux distincts, et qui s'étend sur près de 3,2 km. Une coulée basanitique analogue se trouve plus à l'Ouest, au Sud de Champeix, au niveau du plateau de la Croix du Bonhomme.

**Mésa de Pardines.** Une grande carrière, encore en activité en 2010, se trouve immédiatement au NE de Pardines : on y voit une basanite à débit en dalles subhorizontales sur 2 m d'épaisseur, passant vers le haut à un faciès à débit en prismes subverticaux (*cf. Chèvremont et al., 2022*). La lave est noire et renferme de la calcite en remplissage de profissures diffuses et de vacuoles, ainsi que quelques petits phénocristaux d'olivine iddingsitisée et de clinopyroxène. L'étude d'une lame mince montre des plages xénomorphes de quartz en plus des phénocristaux cités précédemment. La mésostase est très sombre, riche en minéraux mafiques (clinopyroxène et oxydes de Fe-Ti), à microlites de plagioclase divergents.

M.-H. Ly (1982, p. 72) a par ailleurs observé un faciès de basanite noire, à verre brun, contenant des phénocristaux d'augite de taille atteignant 2 cm, des inclusions de quartz et de grands xénocristaux d'orthose provenant d'une pegmatite du socle varisque. Il donne en outre l'analyse chimique d'un échantillon du lambeau central, qui se situe dans le champ « basanite » du diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

**Plateau de la Croix du Bonhomme.** La table basanitique se trouve dans le secteur le plus haut du plateau, autour du point coté  $z = 674$  m, sa base se situant vers 650 m d'altitude. D'après M.-H. Ly (1982), elle est constituée d'une roche gris-sombre, assez altérée, comportant deux faciès porphyriques à phénocristaux d'olivine : un faciès à texture franchement doléritique, dans lequel l'olivine est altérée en produits chloriteux verts, et qui contient des vacuoles tapissées de minéraux verdâtres ; un faciès à texture plus fine et à fond vitreux, dans lequel l'olivine est parfois pseudomorphosée en calcite.

Le faciès doléritique se rapproche du basalte doléritique de Roca Neyra (cf. plus loin), tandis que l'autre faciès présente des analogies avec la basanite de Pardines. Deux analyses chimiques révèlent une perte au feu assez élevée (3,6 à 4 %), compatible avec l'altération, et une composition de basanite.

**p1phβP. Brèche hyaloclastique du maar de Prady.** La structure phréatomagmatique de Prady, à l'Ouest de Saint-Floret et au Sud de Reignat, recoupe des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**) et la coulée inférieure basanitique de Creste (**p1β<sup>7</sup>πC**, cf. *supra*). La coulée de basalte doléritique de Prady a plongé dans le maar rempli d'eau en s'y fragmentant pour engendrer une brèche hyaloclastique très particulière, renfermant des éléments de lave en coussins (*pillow-lava*).

La carrière abandonnée située à l'Ouest des ruines de Prady<sup>12</sup> est un lieu d'observation exceptionnel, qui expose (cf. Fig. 11 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) – sur une quinzaine de mètres de hauteur – la brèche sous-jacente à la coulée de basalte doléritique de Prady. Cette brèche est constituée d'une matrice jaune-pâle, en partie au moins hyaloclastique (et palagonitisée ?), emballant des éléments comprenant d'une part des fragments de sédiments rupéliens (de teinte jaune-pâle également), et, d'autre part des blocs de lave noire de forme plus ou moins arrondie et de taille variable, parfois métrique. Ces blocs, répartis de façon aléatoire et plus ou moins craquelés, sont des « coussins » de lave doléritique qui « présentent fréquemment en leur centre un méat ovoïde dont l'allongement peut permettre de reconstituer le bourgeonnement de la lave » (Ly *et al.*, 1979). D'après M.-H. Ly (1982, p. 30 et 32), la brèche repose sur un mince niveau de produits de maar à lapilli de « basalte » et rares fragments de granite (non représenté sur la présente carte à 1/50 000).

**p1-2F2. Alluvions fluviales sous le basalte doléritique de Roca Neyra.** La coulée de basalte doléritique de Roca Neyra (**p1-2dβ** *infra*) repose, vers 535 m d'altitude, sur une mince lentille d'alluvions fluviales, décrite par M.-H. Ly (1982) et J.-F. Pastre (1987, 2004). M.-H. Ly (1982, p. 74) y décrit la présence de galets de socle, de quartz, de roches volcaniques et de rares chailles, ainsi que de sables argileux et micacés. Parmi les « galets » de roches

---

<sup>12</sup> Ce toponyme ne figure pas sur la carte à 1/50 000 mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

volcaniques, certains atteignent plusieurs décimètres et comprennent un basalte légèrement porphyrique à zéolites fibreuses, et un trachyte porphyrique gris à phénocristaux de hornblende brune et d'augite. J.-F. Pastre (2004) précise que les sables renferment un cortège de minéraux lourds riche en amphiboles brunes et clinopyroxènes bruns provenant de roches volcaniques du Cézallier, ainsi que des minéraux lourds – sphène, zircon... – provenant du stratovolcan du Cantal. L'arrondi des galets de quartz, la présence de galets de chert et le fait que les assemblages de minéraux lourds comprennent des grenats (Pastre, 1987) impliquent un rôle majeur de l'Allier. En revanche, les blocs de basalte et le cortège des minéraux lourds d'origine volcanique sont à relier à l'action d'une paléocouze.

**p1-2dβ. Basalte doléritique de Roca Neyra, Prady et Roche Romaine (3,9-3,1 Ma).** Trois coulées de basalte doléritique pliocène apparaissent dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton ; d'Ouest en Est, ce sont les coulées du Puy de Bessolles-Roche Romaine (VM5-6), de Prady (VM7) et de Roca Neyra (VM8). Des datations radiométriques par la méthode K/Ar donnent un âge de 3,8 Ma pour la dolérite du Puy de Bessolles (*in* Besson, 1978, p. 119), et de 3,1 ou 3,9 Ma pour la dolérite de Roca Neyra (*in* Bout, 1970). Par ailleurs, ce basalte doléritique s'apparente à celui de Leiranoux, qui a une extension importante dans la partie NE de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître).

**Basalte doléritique du Puy de Bessolles – Roche Romaine.** Dans le complexe empilement de roches sédimentaires et volcaniques du Puy de Bessolles, la coulée de basalte doléritique se trouve entre des alluvions fluviales mio-pliocènes (**m-pF**) et une coulée de mélabasalte, attribuée à la série intermédiaire des plateaux (**p1<sup>2</sup>mβ**). Le fait que ce mélabasalte soit également daté à 3,8 Ma (*in* Besson, 1978) suggère que les deux coulées sont subcontemporaines et qu'il y a, ici du moins, une continuité entre le volcanisme attribué au Cézallier et celui attribué à la série intermédiaire du plateau des Dômes. Un bon affleurement de basalte doléritique se trouve sur le côté oriental du puy : à Roche Romaine, où il présente un débit en prismes.

**Basalte doléritique de Roca Neyra.** Le gisement de Roca Neyra (« la Roche Noire<sup>13</sup> ») se situe sur le flanc SW du plateau de Perrier, à 1 km au SE du hameau de Pardines, où le talus nord d'une piste montre de bons affleurements à débit en prismes se disloquant vers le haut. La coulée de Roca Neyra recouvre une lentille d'alluvions fluviales (*cf. supra* **p1-2F2**) et est recouverte par les dépôts d'avalanche de débris du plateau de Perrier (**p1-2Av1**). Elle est constituée d'une roche de teinte gris bleu sombre, dans laquelle on distingue à l'œil nu des phénocristaux d'olivine millimétriques remarquablement fraîche, de rares xénocristaux de quartz et des vacuoles à remplissage de calcite ; à la loupe on peut voir les plus grandes lattes de plagioclase, de taille millimétrique.

---

<sup>13</sup> La Roche Noire et le point coté z = 546 m figurent uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

En lame mince (*cf. Chèvremont et al., 2022*), les phénocristaux représentent 20 à 25% de la composition modale et sont uniquement constitués d'olivine, en cristaux plus ou moins craquelés, isolés ou en petits amas. La mésostase a une texture franchement doléritique, marquée par la présence d'abondantes lattes de plagioclase à composition de labrador, divergentes dans le détail, mais ayant globalement une orientation planaire fruste. Des minéraux mafiques, clinopyroxène et oxydes Fe-Ti, ainsi qu'un petit xénocrystal de quartz à texture engrenée, complètent la paragenèse. Signalons que A. Michel-Lévy (1887) a décrit de la chabasie, une zéolite, dans un échantillon de dolérite de Roca Neyra. M.-H. Ly (1982) donne deux analyses chimiques de cette lave, qui révèlent des compositions moins basiques et moins alcalines mais un peu plus calciques (CaO = 9,1-9,6 % contre 7,35-8,4 %) que les basanites de Pardines et de la Croix du Bonhomme. Dans le diagramme TAS les échantillons de la dolérite de Roca Neyra se situent entre les champs de la basanite et du basalte.

**Basalte doléritique de Prady.** À l'Ouest de Saint-Floret et au Sud de Reignat, ce gisement de 1,2 km par 400 m se situe au Nord du plateau de la Chaux, où il alimente vers le Nord des formations de pente qui masquent ses relations avec les sédiments rupéliens. Il est recouvert au SW par la coulée supérieure de Creste, constituée de leucobasalte quaternaire ( $q2^{L\beta}$ ). Il recouvre au SE la coulée inférieure basanitique de Creste ( $p1\beta^7\pi C$ ) et se fragmente en coussins de lave dans la brèche hyaloclastique formée dans le maar de Prady ( $p1ph\beta P$ ), alors rempli d'eau.

Les relations de la coulée de basalte doléritique avec cette brèche sont bien exposées dans la carrière abandonnée située à l'Ouest des ruines de Prady (*cf. Chèvremont et al., 2022*). M.-H. Ly *et al.* (1979) considèrent que le magma basaltique doléritique n'a pas de relation génétique avec le maar de Prady et est issu des éruptions terminales des Ranoux (ou Leiranoux). L'étude d'une lame mince montre une texture et une composition minéralogique analogues à celles du basalte doléritique de Roca Neyra, à l'exception de l'absence de xénocristaux de quartz. Une analyse chimique (Ly, 1982) révèle une composition basaltique, proche de celle de l'échantillon le moins basique de Roca Neyra.

### **Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (5,3 à 2,6 Ma)**

Dans la partie orientale de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, se trouve – en inversion de relief – une entité volcanique particulière : celle du Puy de Corent (*cf. Chèvremont et al., 2022*). Cette entité, d'allongement SW-NE, a une longueur de 1,8 km et une largeur maximale de 0,8 km. Elle comprend un cône strombolien, situé dans sa partie SW et constituant le Puy de Corent *s.s.*, qui culmine au point coté  $z = 621$  m ; et une coulée de basalte, issue de ce cône et s'étendant pour l'essentiel vers le NE en direction du bourg de Corent, sa base se trouvant vers 550 m d'altitude. Cette dernière est bordée du côté SW par un petit croissant de pépérites à l'âge incertain : s'agit-il d'un diatrème contemporain du Puy de Corent ou plus ancien ?

Au Sud de Corent, en bordure ouest de l'épingle à cheveu de la route D786, autour du point coté z = 401 m, on retrouve un lambeau de basalte qui est bordé au NE par un petit croissant de pépérites, et dont la nature fait l'objet de trois hypothèses :

- 1) un sill (Bouchard, 1954) ;
- 2) un panneau détaché du flanc sud de la coulée sommitale et ayant glissé sur les Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (**g1C**), qui constituent le substrat de l'appareil volcanique, comme le suggèrent R. Bouiller (1976) sur sa maquette à 1/25 000 de VM-4 et J.-C. Besson pour le complément apporté à cette maquette sur le volcanisme ;
- 3) une coulée plus récente que celle du plateau (Firmat et Pareilh-Peyrou, 2012). Il existe des arguments en faveur de chacune de ces trois hypothèses, mais celle d'un glissement de terrain nous paraît être la plus satisfaisante en raison notamment de la morphologie du site, et de la présence d'un croissant de pépérites sous le panneau glissé qui semble être analogue à celui sous la coulée au niveau de la bordure SW du plateau.

Trois datations radiométriques par la méthode K-Ar (Baubron et Cantagrel, 1983) donnent les âges suivants :  $2,9 \pm 0,4$  Ma pour une coulée de basalte *s.l.* du plateau ;  $3,06 \pm 0,6$  Ma et  $3,09 \pm 0,6$  Ma sur amphibole pour des scories. Cela nous amène à retenir un âge pliocène supérieur de l'ordre de 3 Ma pour l'appareil volcanique du Puy de Corent. Pour les pépérites, un âge plus ancien semble être à privilégier : A. Bouchard (1954) les attribue au Stampien supérieur et dans la présente notice nous retenons l'hypothèse d'un âge analogue à celui des autres pépérites du secteur, c'est-à-dire miocène inférieur à moyen (23 à 16 Ma), de sorte que les pépérites du Puy de Corent sont décrites *supra* (**m1-2brβ**).

**p2β. Basalte *s.l.* du Puy de Corent (3 Ma) ; p2Sβc. Cône strombolien associé.** P. Glangeaud (1909) a distingué une coulée supérieure de basalte et une coulée inférieure de téphrite. R. Michel (1953, *in* Bouchard, 1954) décrit un basalte *s.l.* porphyrique, constitué de phénocristaux d'olivine ( $\leq 4$  mm) et d'augite ( $\leq 8$  mm), dans une mésostase constituée d'abondants microlites de plagioclase de type labrador, microlites et granules d'augite ; de rares granules d'olivine ; de plages xénomorphes de néphéline ; et de punctuations de magnétite. J.-M. Liotard *et al.* (1988) donne une composition modale pour « la lave issue du cône » de 12 % de phénocristaux d'olivine et 3 % de clinopyroxène, une mésostase microlitique (25 % clinopyroxène, 20 % plagioclase, 15 % oxydes Fe-Ti, 5 % olivine) et un fond à analcime et néphéline (20 %).

Pour le petit lambeau de basalte situé à l'ouest du point coté z = 401 m, A. Bouchard (1954) décrit une roche tout à fait analogue à celle du plateau, en dehors d'un plagioclase plus basique, et précise que les phénocristaux d'augite sont parfois zonés, tandis que les phénocristaux d'olivine sont serpentinisés le long de fissures et parfois pseudomorphosés en calcite. En revanche, M. Firmat et M. Pareilh-Peyrou (2012) décrivent un « basalte » qui diffère de celui du

plateau par un caractère moins porphyrique et par une mésostase microlitique fluidale, plus riche en plagioclase (~30 %). L'étude de deux lames minces n'est cependant pas suffisante pour conclure, d'autant que la coulée du plateau n'est probablement pas homogène sur toute son épaisseur, conformément aux observations de P. Glangeaud (1909) citées *supra*.

Les basaltes *s.l.* ont fait l'objet de trois analyses chimiques d'éléments majeurs : l'une d'A. Bouchard (1954) pour le petit lambeau et les deux autres (Liotard *et al.*, 1988 ; Cheguer, 1996) pour la coulée principale (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), qui placent ces laves dans les champs des basanites et/ou trachybasaltes du diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

Le **cône strombolien associé** se situe dans la partie sommitale de l'appareil volcanique du Puy de Corent et a été exploité en carrière de « pouzzolanes » sur son flanc SE, au lieu-dit Roc Rouge<sup>14</sup> (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Les descriptions de ce cône sont très succinctes. J.-P. Carroué (2003) signale « des dykes de lave qui traversent la masse des projections ». Ces projections présentent fréquemment des morphologies de bombes réparties dans des lits scoriacés rouges bien marqués, plus ou moins soudés, et sans doute fortement fumerolisés par endroit. Les scories renferment de grands cristaux de clinopyroxène et d'amphibole ; l'analyse chimique d'un clinopyroxène indique une cristallisation en équilibre avec la lave dans un réservoir vers 35 km de profondeur, puis une remontée rapide sans contamination notable par la croûte (Liotard *et al.*, 1988). Les datations de cristaux d'amphibole par la méthode K-Ar donnent un âge compris entre 3 et 3,15 Ma (Baubron et Cantagrel, 1983).

### **Volcanisme pliocène supérieur à pléistocène inférieur du Mont-Dore *s.s.* (3,1 à 1,8 Ma) et dépôts alluviaux ou fluvio-lacustres associés**

Le massif volcanique du Mont-Dore *s.l.*, qui représente le « second plus grand massif volcanique différencié d'Europe » (Nomade *et al.*, 2017), se divise en deux édifices (Baubron et Cantagrel, 1980) : au Nord, l'édifice du **Mont-Dore *s.s.*** (ou de Guéry), actif de ~3,1 à 1,8 Ma (Nomade *et al.*, 2012 ; 2014b) ; au Sud, l'édifice du **Sancy**, plus jeune actif de ~1,1 à 0,24 Ma (Nomade *et al.*, 2012 ; 2014a).

Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se trouvent de nombreuses formations volcaniques rattachées – spatialement et génétiquement – à l'édifice du Mont-Dore *s.s.*, ainsi que des dépôts alluviaux fluviaux, parfois fossilifères, qui se trouvent localement sous ou au sein de certaines des formations volcaniques, comme c'est notamment le cas dans l'angle SE de la carte où se trouve l'extraordinaire site du plateau de Perrier, qui a fait l'objet de nombreuses études (*cf. infra*). Le volcanisme y a permis non seulement de préserver les dépôts fluviaux, mais encore de les caler dans le temps grâce à

---

<sup>14</sup> Ce lieu-dit ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

des datations radiométriques par les méthodes K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Pastre, 2004, 2005 ; Nomade *et al.*, 2014a-b, 2017).

J.-F. Pastre (2004, 2005) y a distingué 10 formations alluviales successives, numérotées de F1 à F10. Les deux premières – les formations F1 et F2 – sont prémondoriennes et sous-jacentes à des coulées volcaniques du Cézallier nord et sont de ce fait décrites *supra* avec les notations **p1F1** et **p1-2F2** respectivement. En revanche les formations F3 à F10 sont liées à l'édifice volcanique du Mont-Dore *s.s.*, avec la succession et les notations suivantes (Pastre, 2004) (*tabl. 1*) :

Notation		Pastre, 2004
<b>p2-q1Av1</b>	Dépôts d'avalanches de débris, de la génération de Perrier (2,6 Ma)	E1, F10
<b>p2FB</b>	Alluvions fluviatiles à débris de plantes et retombée plinienne de Boissac	RP3, FB
<b>p2F9</b>	Alluvions fluviatiles à ossements de mammifères de la bordure orientale du plateau de Perrier (2,78 Ma)	F9
<b>p2FL8</b>	Alluvions fluvio-lacustres et tuffites de la Grand'Combe	F8, F8
<b>p2rpτ</b>	Retombée plinienne trachytique de type plateau de Perrier	RP2
<b>p2F7</b>	Alluvions fluviatiles et dépôts fluvio-lacustres des Pics	F7
<b>p2F6</b>	Alluvions fluviatiles et cinérites trachytiques à plantes du versant nord du plateau de Perrier (2,69 Ma)	F6
<b>p2F5</b>	Alluvions fluviatiles grossières de type versant sud du plateau de Perrier	F5
<b>p2tp</b>	Tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" (2,77 Ma)	MDI
<b>p2F4</b>	Alluvions fluviatiles à quartz rhyolitique et ponces fibreuses (2,77 Ma) du versant nord du plateau de Perrier	F4b+MDI/F4a
<b>p2F3tp</b>	Alluvions fluviatiles avec intercalations de téphras rhyolitiques (3,11 Ma) du versant sud du plateau de Perrier	F3b/CP1/RP1/F3a

**Tableau 1 - Succession des dépôts volcaniques et/ou alluviaux montdoriens du plateau de Perrier.**

Bien que rassemblant nombre des formations associées au volcanisme du Mont-Dore *s.s.* présentes sur la carte Veyre-Monton, le plateau de Perrier ne peut prétendre à les accueillir toutes. Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier et les tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type « Grande Nappe » (**p2tp**) affleurent sur des surfaces beaucoup plus grandes. De petits lambeaux de tufs cendro-ponceux porphyriques (**p2pt**), probablement rhyolitiques et analogues à CP1, se trouvent dans le secteur de Mareuge–Leyrenoux, à l'Ouest de la carte. De plus, des tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe » sont associés – aux Farges uniquement – à une unité indurée et zéolitisée, cartographiée avec la notation **p2tpF**. Enfin, pour faciliter la lecture de la carte et de la notice, nous avons séparé les autres formations montdorienne d'après les éléments actuels de datation, relative ou radiométrique, selon le découpage suivant (*tabl. 2*) :

<b>q1brβ</b>	Brèches et tufs basaltiques de type diatrème de la Dent du Marais
<b>q1τβO</b>	Trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine, de type Olmont (2 à 1,8 Ma)
<b>q1cα</b>	Cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques, diatomifères, de Varennes et du lac Chambon (2,4 à 1,8 Ma)
<b>p2-q1α.</b>	Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite et clinopyroxène
<b>p2-q1α p2-q1brα</b>	Trachyandésite différenciée (sancyite), porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine ; p2-q1brα - faciès autobréchique
<b>p2-q1αβ.</b>	Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, amphibole brune, plagioclase et sanidine
<b>p2-q1αβ p2-q1brαβ</b>	Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase ; p2-q1brαβ - faciès autobréchique
<b>p2-q1dβ</b>	Basalte demi-deuil, légèrement vacuolaire, à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine (2,6 à 2,4 Ma)
<b>p2-q1β<sup>s</sup>.</b>	Ankaramite à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine (2,7 Ma ?)
<b>p2-q1εθ</b>	Téphriphonolite à phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole (ordanchite) de Fontmarcel (3 à 2,6 Ma)

**Tableau 2 - Autres formations volcaniques montdorienne.**

Les auteurs ayant cartographié les formations volcaniques et/ou fluviales du Mont-Dore *s.s.*, sur des maquettes inédites à 1/25 000 remises au BRGM, sont les suivants : A. de Goër de Herve pour la moitié ouest du quart NE de la carte (VM1) et une partie du quart SW (VM5-6) ; J.-C. Besson pour le quart SW (VM5-6), P. Labazuy *et al.* (2004) et P. Marteau pour deux secteurs situés dans ce même quart : ceux de St-Nectaire et de Mareuge, respectivement ; R. Bouiller et J.-C. Besson pour le quart NE (VM3-4) ; R. Bouiller et M.-H. Ly pour le quart SE (VM7-8). En outre, dans la moitié orientale de la carte, se trouvent des alluvions spatialement associées à des avalanches de débris de la génération de Perrier et cartographiées par R. Bouiller (VM3-4 et 7-8) et M.-H. Ly (VM7-8) ; celles du plateau de Perrier, localement fossilifères, ont fait l'objet d'études détaillées dans la thèse J.-F. Pastre (1987) et dans des publications de ce même auteur, seul (1982, 2004) ou associé à d'autres (Nomade *et al.*, 2014a-b). Pour la rédaction de la présente notice nous avons

pris en compte les descriptions des thèses de J.-C. Besson (1979) et de M.-H. Ly (1982), ainsi que celles du rapport de P. Labazuy *et al.* (2004) et des publications de J. F. Pastre (1982, 2004), de B. Bernard *et al.* (2009) et de S. Nomade *et al.* (2012, 2014a-b).

**p2F3tp. Alluvions fluviales avec intercalations de téphras rhyolitiques (3,11 Ma) du versant sud du plateau de Perrier.** Cette formation, localisée sur le versant sud du plateau de Perrier où elle recouvre des sédiments oligocènes, est incisée du côté ouest dans des alluvions **F2** et la coulée de basalte doléritique de Roca Neyra (**p1-2dβ**). Cet ensemble est décrit par J.-F. Pastre (2004) dont nous reprenons ici les principales données et la coupe détaillée (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

La formation débute par l'entité F3a, un conglomérat fluviale grossier contenant de nombreux blocs de basalte *s.l.* provenant du Cézallier et peut-être aussi de coulées anté-3 Ma du voisinage de St-Nectaire (Besson, 1978). L'assemblage de minéraux lourds comprend beaucoup d'amphibole brune et de clinopyroxène, mais peu de staurotite et de corindon provenant du socle varisque, ce qui corrobore l'hypothèse d'une influence majeure d'une paléocouze par rapport à celle de l'Allier. F3a renferme en outre un mince niveau – de 8 cm – contenant du quartz magmatique issu d'un téphra rhyolitique précoce dont la source n'est pas encore connue. F3a est suivi du dépôt de deux téphras : une retombée plinienne rhyolitique (RP1) puis des tufs cendro-ponceux rhyolitiques porphyriques (CP1). La retombée plinienne rhyolitique, découverte par J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel (2001), a une épaisseur de 75 cm et est datée à  $3,11 \pm 0,01$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (échantillon PER128, Nomade *et al.*, 2014a). Au-dessus, les tufs cendro-ponceux porphyriques rhyolitiques que M.-H. Ly (1982) a découverts sont à lapilli, et constitués de débris de ponces blanches, porphyriques – avec des phénocristaux de feldspaths et de quartz – dans un ciment gris ou ocre. La puissance atteint une dizaine de mètres près de Roca Neyra, mais décroît rapidement vers l'Est en raison d'une érosion ultérieure. Ces tufs contiennent également de nombreux cristaux de quartz automorphe et de feldspaths alcalins, ainsi que d'autres minéraux, notamment une amphibole verte de type édenite (Pastre, 2004). Ce dépôt de tufs est recouvert par un mince niveau d'alluvions à ponces rhyolitiques porphyriques (F3b1), érodé par un conglomérat (F3b2) analogue à F3a par sa richesse en blocs de basalte *s.l.* mais renfermant d'abondants petits cristaux de quartz provenant des téphras rhyolitiques. Le tout est sous-jacent à un mince dépôt de ponces fibreuses de type « Grande Nappe », datée récemment à  $2,77 \pm 0,02$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Nomade *et al.*, 2017). Ce dépôt est lui-même recouvert par la formation volcano-sédimentaire F5 (*cf. infra*) et la première avalanche de débris du plateau de Perrier (**p2-q1Av1**). Si l'on se fie aux dernières datations radiométriques, **p2F3tp** aurait un âge compris entre 3,11 et 2,77 Ma.

**p2pt. Tufs cendro-ponceux porphyriques du secteur de Mareuge-Leyrenoux.** Dans la partie la plus occidentale de la carte, A. de Goër de Herve a figuré sur sa maquette inédite à 1/25 000, de petits corps lenticulaires de tufs

condro-ponceux porphyriques situés sous d'autres formations issues du Mont-Dore *s.s.* : aux environs de Mareuge (dans le hameau, sous une avalanche de débris ; à l'Ouest, dans la vallée du ruisseau de la Védrine en amont de son confluent avec la Monne, sous des coulées de trachyandésite « sancyite » ; au fond de la vallée de la Monne, au Creux de Fontbonne, sous une coulée de trachyandésite « doréite ») ; et au lieu-dit Leyrenoux, au Nord de la montagne de Pouly (vers 1150 m d'altitude en rive gauche du ruisseau le Fredet, dans une zone de prairies de colluvions hétérométriques alimentées principalement par des « sancyites »). Ces tufs condro-ponceux porphyriques sont probablement analogues à ceux, de composition rhyolitique, du flanc sud du plateau de Perrier, décrits ci-dessus (CP1).

**p2tp. Tufs condro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" (2,77 Ma). p2tpF. unité indurée et zéolitisée associée, de type Farges.** La mise en place de la formation condro-ponceuse de la « Grande Nappe » (Vincent, 1979) est un événement majeur de l'histoire du stratovolcan du Mont-Dore. On en trouve des témoins dans toutes les directions, surtout vers l'Est et le Nord, jusqu'à plus de 30 km de la zone d'émission, située sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981). Cette formation condro-ponceuse aurait un volume estimé à plusieurs km<sup>3</sup> et recouvre une surface de plus de 100 km<sup>2</sup>. L'origine et l'architecture précis de cette « Grande Nappe » doivent cependant être prises avec précaution : comme le soulignent S. Nomade *et al.* dans leurs travaux récents (2017) :

- 1 - Le terme « Grande Nappe » intègre différentes formations ignimbriques rhyolitiques, qui varient selon les auteurs et ;
- 2 - Bien que l'hypothèse selon laquelle la mise en place de la « Grande Nappe » serait contemporaine de la formation d'une importante caldeira – aux limites imprécises –, un dynamisme de type « blast latéral » n'est pas à exclure. De plus amples travaux radiochronologiques, pétrographiques et géophysiques devront ainsi être menés sur cet événement-clé du volcanisme du Mont-Dore. Les datations radiométriques par la méthode <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ont donné un âge de mise en place de 3,07 ± 0,04 Ma à Sailles (Féraud *et al.*, 1990), puis de 2,77 ± 0,02 Ma à Rochefort-Montagne<sup>15</sup> et à Ludières (Nomade *et al.*, 2017) ; nous retenons ici ce dernier âge.

Sur la présente carte, la « Grande Nappe » affleure de façon très dispersée, dans les mêmes secteurs que les avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**), qui la recouvrent et l'ont préservée : dans la partie la plus occidentale du quart NW (VM1) ; dans le quart SW (VM5-6) au sein d'une bande W-E allant de Mareuge (épaisseur de 20 m d'après forages) jusqu'à l'Est des Arnats, en passant par Ludières (épaisseur ≥ 15 m d'après forages) ; et sur les deux flancs, nord et sud, du plateau de Perrier dans le coin SE. De petites carrières abandonnées – indiquées sur la carte – au Nord de Mareuge, au NW de Sailles et au SSW des Farges, ainsi que les caves d'affinage du fromage de

---

<sup>15</sup> Sur la carte de Bourg-Lastic (716) à 1/50 000

St-Nectaire des hameaux des Farges et de Ludières (pour l'unité meuble) et à l'Ouest des Farges (pour l'unité indurée), permettent une bonne observation des dépôts (cf. Fig. 12 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). Dans la carrière située à 1 km au NNW de St-Nectaire, l'épaisseur de la nappe meuble est d'une quinzaine de mètres. Une remarquable succession comprenant un niveau basal de déferlantes pyroclastiques d'environ 3 m de puissance, surmonté par le corps même de l'ignimbrite et un niveau de retombées aériennes y sont décrits (Dufresne et Pitois, 1998, *in* Labazuy *et al.*, 2004 ; cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

La formation meuble renferme d'abondantes ponces fibreuses centimétriques qui représentent le matériel juvénile rhyolitique. Ces ponces de teinte blanchâtre sont emballées dans une matrice cendreuse fine, meuble, beige à jaunâtre, constituée de débris vitreux de ponces et de minéraux libres (quartz, feldspath et biotite). La formation renferme en outre du quartz bipyramidé (Besson, 1978), ainsi que des xénolites de taille généralement réduite et de nature variée : basalte, trachyandésite, roches du socle cristallin. La partie supérieure des tufs, ravinée et recouverte de dépôts alluviaux, peut être observée dans une ancienne cave à fromage située en bordure nord de la D74, au poteau de Ludières.

L'unité **p2tpF** de **type Farges**, associée à la « Grande Nappe » mais indurée et zéolitisée, ne s'observe qu'à l'Ouest du hameau des Farges. Elle est caractérisée par une roche pétrographiquement identique à celle de la « Grande Nappe » de ponces, sur laquelle elle repose. Elle est riche en ponces fibreuses ( $\leq 4$  cm), xénolites granitiques et quartz libres, pris dans une matrice cendreuse fine, blanchâtre à jaunâtre. Sa spécificité est de posséder une matrice bien indurée, dans laquelle on note une disparition des ponces dont ne restent visibles que les empreintes des fibres au sein de cavités laissées libres. Ce dernier fait est vraisemblablement à imputer à un phénomène de dissolution pour lequel il conviendrait de déterminer s'il est dû à une altération secondaire ou au mode même de mise en place de cette formation (cf. *infra*). Cette roche, très facile à tailler et durcissant à l'air, a été largement utilisée comme pierre de construction pour de nombreux édifices de la ville de Saint-Nectaire.

Le meilleur lieu d'observation de ce faciès induré est la carrière abandonnée située à 250 m à l'WNW du hameau de Farges, qui présente un front de taille d'une dizaine de mètres de hauteur. Le faciès induré y est disposé en bancs subhorizontaux (fracturation), et présente un aspect bréchique franchement vacuolaire consécutif à la disparition des ponces (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le ciment, de teinte jaunâtre, renferme quelques rares granules allogènes et des minéraux isolés (feldspath, biotite). Une variation latérale du faciès montre, sur quelques mètres, le passage d'un faciès vacuolaire induré à un faciès meuble riche en ponces fibreuses, illustrant sans doute une évolution locale particulière. La surface couverte par les tufs ponceux indurés est plus importante que ce qui avait été décrit jusqu'alors, et ces tufs ont pu être suivis depuis la carrière précitée jusqu'au plateau de Sailles où ils affleurent tout d'abord au niveau du GR30, à l'Ouest, dans un creux relique d'une ancienne exploitation, puis dans

des champs labourés – sans aucun mélange avec d'autres formations – en continuant vers l'Ouest jusqu'au-dessus du village de Sailles. L'ignimbrite indurée couvre une surface allongée W-E de 150 m de largeur environ, sur au minimum 800 m de longueur.

D'après un forage effectué par le BRGM, les tufs ponceux présentent une épaisseur d'au moins 40 m (limite du forage) à l'aplomb de la carrière de Farges. Le passage des ponces meubles aux tufs s'effectue quant à lui en 2 à 3 m, par induration progressive s'accompagnant d'une altération corrélative des ponces pouvant aller jusqu'à leur destruction complète. Les tufs sont localement recoupés par une structure d'aspect filonien de 40 cm de large, qui semble liée à une possible condition de mise en place de l'unité des Farges : le comblement d'une zone marécageuse par une coulée pyroclastique aurait entraîné la vaporisation instantanée de l'eau présente. Une fois recondensée dans la partie supérieure de la coulée, plus rapidement refroidie, elle hydrolyse le verre volcanique.

L'examen microscopique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) révèle une structure vitroclastique où la matrice est constituée par un agrégat d'échardes vitreuses extrêmement ténues, visibles seulement aux plus forts grossissements. Elles sont généralement très allongées, légèrement curvilignes, les formes typiques en X ou en Y étant très rares. Localement, la granulométrie est plus grossière et on peut alors observer des fragments de ponces jointifs, aux contours anguleux et aux vésicules non déformées. L'observation en LPA permet de constater une transformation quasi complète des fragments vitreux en agrégats zéolitiques, qui conservent la structure des échardes et des fragments ponceux. Les zéolites cristallisent en fines tablettes allongées, s'orientant selon l'allongement des échardes et des parois intervésiculaires des ponces ou perpendiculairement aux parois des cavités. Par endroits le ciment semble partiellement argileux. L'étude radiocristallographique (Besson, 1978) a confirmé la présence de zéolites du type phillipsite :  $K_2(Ca_{0,5}, Na)_4[Al_6Si_{10}O_{32}].12H_2O$ . Un apport d'eau au sein de l'écoulement est donc nécessaire : venue tardive supergène ou vaporisation lors de la mise en place de l'écoulement encore chaud ? Les minéraux disséminés dans la matrice sont de rares cristaux de quartz généralement brisés ; du plagioclase (oligoclase) automorphe très frais ; du feldspath alcalin (sanidine sodique :  $Or_{40}$  par diffractométrie X) en cristaux automorphes ; des biotites en lamelles flexueuses légèrement décolorées ; de l'amphibole brune, rare ; et des accessoires : magnétite, sphène. Cette paragenèse dénote de la composition rhyolitique initiale du magma.

**p2F4. Alluvions fluviales à quartz rhyolitique et ponces fibreuses (2,77 Ma) du versant nord du plateau de Perrier.** La formation F4 se trouve sur le flanc nord du plateau de Perrier. Elle affleure notamment à la faveur du ravin de Sablou de Loussa, où M.-H. Ly (1982) a levé une coupe (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), et d'après qui ce niveau provient du remaniement – par éluvionnement – de la nappe de ponces fibreuses préexistante dans le ravin de Boissac. Le cortège minéral y est le suivant : quartz bipyramidé, feldspaths, magnétite, hornblendes verte et brune, augite verte, apatite, staurotide. D'après

J.-F. Pastre (2004) la formation F4 avait une puissance initiale de 50 m. Elle est constituée d'un conglomérat basal à galets de quartz (F4a) provenant du socle varisque et de basalte *s.l.* ; d'alluvions à ponces rhyolitiques fibreuses peu remaniées de type « Grande Nappe », dont elles constituent corrélativement un lambeau (MDI) ; et d'un niveau intermédiaire argileux fin (F4b) correspondant à la partie cendreuse de la « Grande Nappe », remaniée dans des dépôts fluviatiles. Il est donc raisonnable d'attribuer à la formation F4 le même âge de 2,77 Ma que celui de la « Grande Nappe ».

À l'ENE de Fournet, un autre dépôt conglomératique est surmonté de sables à grain fin à grossier dont le cortège de minéraux lourds provenant du socle et les grenats indiquent que l'Allier a été le principal contributeur de ces sédiments, qui sont par ailleurs riches en quartz rhyolitique, d'origine montdorienne.

**p2F5. Alluvions fluviatiles grossières de type versant sud du plateau de Perrier.** La formation **F5**-type apparaît sur le flanc sud du plateau de Perrier, de part et d'autre du petit paléorelief de Roca Neyra (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Le lambeau SE se trouve au lieu-dit le Château, où la séquence commence par un conglomérat fluviatile grossier (F5a) ravinant des sédiments **g1C** du Rupélien. Ce conglomérat est surmonté par 25 à 30 m de galets et de graviers, recouverts par des niveaux plus minces de sables à stratifications entrecroisées, dans lesquels s'intercalent des lits de cendres et de ponces fibreuses (F5b). Dans le lambeau NW, dit du Rif du Creux, la formation F5a consiste en un conglomérat fluviatile surmonté par un conglomérat à blocs arrondis de basalte *s.l.* et de téphrite ; la formation F5b y consiste en plusieurs unités de galets grossiers et de sables silteux. Dans le lambeau du Château plusieurs lits renferment des galets de quartz ainsi que de la sillimanite et des grenats, qui témoignent d'un apport venant de la vallée supérieure de l'Allier. La contribution de la Couze y est soulignée par la présence de minéraux lourds et galets volcaniques montdoriens. En plus des ponces fibreuses rhyolitiques – de type « Grande Nappe » –, il convient de noter la présence de ponces trachytiques arrondies à feldspaths alcalins Na-K, liées à des événements volcaniques plus tardifs.

Nous rattachons à cette formation F5 les vestiges d'alluvions fluviatiles situées sous des lambeaux d'avalanches de débris de la génération de Perrier, à deux endroits du quart NE de la feuille : au pied NE de la colline qui culmine au point coté z = 534 m à Monton, et au Puy de la Chèvre au SE d'Orcet.

**p2F6. Alluvions fluviatiles et cinérites trachytiques à plantes du versant nord du plateau de Perrier.** La formation F6, dont M.-H. Ly (1982) donne une coupe détaillée, se trouve sur le flanc nord du plateau de Perrier, directement au-dessus de la formation F4 avec laquelle elle est concordante (*cf.* **p2F4** ; Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit de sables micacés riches en ponces fibreuses et contenant : biotite, augite denticulée, hornblendes verte et brune, tourmaline, magnétite, sphène, apatite, sillimanite de type fibrolite, grenat rose, staurotide, oxydes de fer. Pour J.-F. Pastre (1987, 2004) ces niveaux

sont des cinérites/tuffites contenant des ponces trachytiques à feldspaths alcalins, clinopyroxènes brun et vert, biotite, apatite oxydes de Fe-Ti.

Des débris de plantes se trouvent dans deux minces niveaux de cinérites blanches du vallon de Sablou de Loussa (Ly, 1982), où la flore comprend (Bout, 1933 ; Bout et Marty, 1936) des fagaceae (*Fagus* et *Quercus*) associés avec des espèces de zone humide (*Populus canescens*, *Alnus orbicularis*, *Alnus stenophylla*) et à la présence *Zelkova crenata* confirmant le caractère tempéré (in Pastre, 2004). À Fournet (Ly, 1982 ; Pastre, 1987, 2004) la succession, de haut en bas, est constituée de : retombées aériennes (niveau RP3 de J.-F. Pastre, 2004) ; cinérites gris-brun à empreintes de feuilles ; galets de basalte *s.l.* et de socle, ponces trachytiques ; soubassement marno-calcaire en plaquettes du Rupélien (**g1C**). La flore y est principalement constituée de *Fagus*, *Quercus* et *Carpinus*. Le spectre des pollens comprend des conifères européens (*Haploxyton* type *Pinus*) et de rares séquoias (in Pastre, 2004).

#### p2F7. Alluvions fluviales et dépôts fluvio-lacustres des Pics.

La formation F7 se trouve uniquement sur le flanc nord du plateau de Perrier, au lieu-dit les Pics, au sein d'un paléochenal incisé dans les formations F4 et F6. M.-H. Ly (1982, p. 89-90) donne pour le ravin de Sablou de Loussa la stratigraphie suivante (de haut en bas) : sables roux à ponces fibreuses et trachytiques ; alluvions à ponces trachytiques ; galets de socle et quartz abondants ; argile jaune, lacustre. J.-F. Pastre (2004) donne une séquence quelque peu différente constituée de : sables grossiers (F7d) ; galets de basalte *s.l.* (F7c) ; argiles sableuses vertes (F7b) ; remaniant des argiles oligocènes, galets de quartz et de basalte *s.l.* (F7a). Pour cet auteur les argiles sableuses (F7b) et les sables grossiers (F7d) sont particulièrement riches en amphibole brune et contiennent un sphène jaune clair en forme de diamant, tous deux probablement issus de retombées pyroclastiques montdorienne phonolitiques.

#### p2rpt. Retombée plinienne trachytique de type plateau de Perrier

**(2,7 Ma).** Un mince niveau pyroclastique, que M.-H. Ly a cartographié en « Retombées aériennes de ponces trachytiques » (« Rat »), affleure sporadiquement sous la base des deux principaux lambeaux d'avalanches de débris de la génération de Perrier : d'une part sur les deux flancs, sud et nord, du plateau de Perrier, et, d'autre part, plus au NW, sur les flancs ouest et SE du plateau de la Croix du Bonhomme. Il correspond au niveau RP2 de J.-F. Pastre (2004, *cf. supra*).

**Plateau de Perrier.** Ce plateau se situe dans l'angle SE de la carte de Veyre-Monton, au Nord du bourg de Perrier et immédiatement à l'Ouest de la ville d'Issoire où la Couze Pavin se jette dans l'Allier.

L'affleurement-type de retombée plinienne trachytique se trouve au Nord du chemin des Grottes, à environ 400 m au NW du centre de Perrier et à l'Est du ravin du Château ; dans la partie basale de la « falaise de Peiny » (*cf. Fig. 13 en Annexes et Chèvremont et al., 2022*). La retombée plinienne consiste en une masse tuffacée blanchâtre, homogène, non stratifiée, de 35 cm de puissance à l'endroit de la coupe, et atteignant 1,20 m à l'Ouest du ravin du Château (Ly,

1982 ; Pastre, 2004). Elle est constituée de 2/3 d'éléments graveleux anguleux, qui sont pour l'essentiel :

- 1 - Des lapilli juvéniles, porphyriques à phénocristaux de sanidine, de biotite et d'augite, dans une mésostase de teinte claire, à porosité variable, et ;
- 2 - De rares granules énallogènes de laves plus foncées ; 1/3 d'éléments sableux, qui sont des minéraux volcaniques libres : feldspaths alcalins prédominants à composition de sanidine sodique, plagioclase, un peu de magnétite, biotite, clinopyroxène vert ou brun, amphibole brune, sphène, zircon. L'absence totale de quartz implique une composition trachytique.

À 100 m à l'Ouest du basalte de Roca Neyra, se trouve une coupe analogue, à l'exception du fait que la retombée plinienne y présente un granoclassement inverse. Sur le flanc nord du plateau de Perrier M.-H. Ly (1982) a cartographié des retombées pliniennes trachytiques à deux endroits : l'une au NNE des Pics et l'autre au Sud la ferme de Boissac. D'après J.-F. Pastre (2004), la première repose sur des argilites vertes de la formation fluviatile F7b, tandis que, plus à l'Ouest, une retombée analogue (RP2) se trouve au Fournet où elle recouvre des alluvions F6 ; la seconde correspond au niveau RP3 et recouvre les alluvions fluviatiles de la formation de Boissac (décrite plus loin, cf. **p2FB**). Les retombées **p2rpr** sont ainsi :

- 1) antérieures aux formations F8 et F9 ;
- 2) postérieures à la retombée plinienne rhyolitique (RP1) datée à 3,11 Ma, et aux tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" datés à 2,77 Ma (cf. *supra*) ;
- 3) antérieures à la première avalanche de débris de la génération de Perrier, datée à 2,6 Ma (cf. *infra*). Nous leur attribuons donc un âge de l'ordre de 2,7 Ma.

**Plateau de la Croix du Bonhomme.** Ce plateau, situé entre Champeix et Chidrac, expose sur son flanc SW, vers le réservoir d'eau de la Chaux de Chaugeat, une retombée plinienne trachytique de 80 cm de puissance et de couleur rousse, reposant sur des alluvions fluviatiles à débris de ponces fibreuses de quelques mètres d'épaisseur, qui recouvrent des marnes et calcaires dolomitiques rupéliens. Sur le flanc SE du plateau, près de la grotte de Chaugeat, à 580 m d'altitude, affleure une retombée analogue, reposant sur un paléosol brunâtre, probablement sus-jacent à des alluvions ponceuses.

**p2FL8. Dépôts fluvio-lacustres et tuffites de la Grand'Combe.** Sur le versant sud du plateau de Perrier, à l'Est de la coulée de basalte doléritique de Roca Neyra, J.-F. Pastre (1987, 2004) a individualisé une formation F18, déposée dans un paléochenal incisé dans les argiles rupéliennes et dans la formation F5. Cette formation, de puissance supérieure à 25 m, est constituée de haut en bas de : minces lits de graviers fluviatiles (F18e) ; tuffites argileuses finement litées (F18d) ; sables et argiles silteux (F18c) ; argilites fluvio-lacustres (F18b) ; et alluvions grossières à sable et galets (F18a).

La séquence basale (F18a) renferme des galets de basalte *s.l.* et des minéraux volcaniques apportés par une paléocouze, ainsi que des galets de quartz et du grenat, témoins d'une contribution de l'Allier, qui a atteint à cette époque sa position la plus occidentale. Les argilites silteuses (F18b) contiennent des phyllites provenant du socle varisque et quelques débris de plantes, mais affleurent mal. Les sables et argiles (F18c) affleurent dans le ravin de la Grand'Combe : ces dépôts sont finement lités avec une alternance de lits de 5 à 20 cm de puissance (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), les uns constitués de sables silteux brun-orangé et les autres d'argiles silteuses blanches.

**p2F9. Alluvions fluviales à ossements de mammifères de la bordure orientale du plateau de Perrier (2,77 à 2,60 Ma).** Sur le versant oriental du plateau de Perrier, à une altitude d'environ 480 m, J.-F. Pastre (1987, 2004) a individualisé une formation fluviale F9, qui apparaît aussi au Nord de la Belle Estrenne. Cette formation renferme des gisements paléontologiques – à ossements de mammifères – dont le plus célèbre est celui des Étouaires–côte d'Ardé.

La séquence la plus typique se trouve dans le ravin du ruisseau de Boulade, en aval du lieu-dit les Étouaires<sup>16</sup> où M.-H. Ly (1982) a levé une coupe (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Par comparaison aux formations précédentes, le conglomérat basal F9a, fossilifère, est enrichi en augite verte du Mont-Dore. Le niveau supérieur sablo-argileux F9b contient :

- 1) dans sa partie inférieure, à la Côte d'Ardé, de nombreux cristaux de feldspaths et d'amphibole brune, ainsi que des ponces altérées, que l'on peut attribuer à une émission montdorienne contemporaine ;
- 2) dans sa partie intermédiaire, des lits à augite verte et sphène, provenant d'émissions montdoriennes ultérieures ; et
- 3) dans la partie supérieure, de nombreux cristaux d'orthopyroxène, de diopside chromifère et d'olivine, typiques de lherzolites, corrélables au volcanisme du Devès. La présence de ces minéraux mafiques et la fréquence des galets de quartz et des grenats au sommet de F9b témoignent d'une contribution importante du haut Allier.

Le gisement d'ossements mammaliens des Étouaires–côte d'Ardé a été découvert par A. Bravard (1828) et décrit en détail par P. Bout (1960) ; il s'agit d'une faune riche en rongeurs et en cervidés : *Cervus cusanus*, *C. perrieri* ; *C. pardinensis*... (*in* Pastre, 2004). Pour l'ensemble que constituent ce gisement et ceux de la Belle Estrenne et de Bourbon, des études plus récentes montrent la présence des mammifères suivants : *Zygodon borsoni*, un mastodonte (Heintz, 1969) ; *Anancus arvernensis*, un autre mastodonte, et divers carnivores (Heintz *et al.*, 1974) ; *Dicerorhinus jeanvireti*, un rhinocéros (Palombo et Valli, 2004) ; *Gazella borbonica*, *Leptobos elatus* et *Leptobos bravardi*, deux bovidés, et un autre cervidé : *Pseudodama* (Kahlke *et al.*, 2011).

---

<sup>16</sup> Ce lieu-dit ne figure pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

La formation est datée à  $2,77 \pm 0,02$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur un échantillon de ponce trachytique riche en amphibole, légèrement remaniée, intercalée dans la partie basale de la formation (échantillon PER105, Nomade *et al.*, 2014a). Cette datation radiométrique permet d'attribuer au gisement de faune des Étouaires–côte d'Ardé un âge plus ancien que celui de 2 Ma admis jusqu'alors (*in* Pastre, 2004).

**p2FB. Alluvions fluviales et cinérites à empreintes de plantes (2,69 Ma) de Boissac.** Comme son nom l'indique, cette formation se trouve près de la ferme de Boissac, dans la partie occidentale du versant nord du plateau de Perrier. P. Bout (1960) a découvert le gisement de plantes fossiles et y a levé une coupe (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). M.-H. Ly (1982, p. 93) donne pour les cinérites sommitales une succession constituée, de haut en bas, par : un « grès » cinéritique ; une cinérite blanche ; un « grès » cinéritiques gris, constitués de cendres, de minéraux et débris de ponces fibreuses ; et une cinérite varvée, blanche et brune, très fine, avec des empreintes de feuilles de bambou et de plantes dicotylédones (« niveau 5 » de P. Bout, 1960).

Cette cinérite est datée à  $2,69 \pm 0,01$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (échantillon PER 142, Nomade *et al.*, 2014b). Pour J.-F. Pastre (2004), la partie sommitale de cette séquence (« niveau 6 » de Bout) correspond à une retombée plinienne (RP3) de 40 cm de puissance, contenant des ponces altérées de 2 à 3 mm. Son cortège minéral – à feldspaths, biotite, amphibole brune, sphène, zircon de type D – diffère de celui de la retombée RP2 et provient probablement d'émissions montdorienne sous-saturées, (trachy)phonolitiques. Cette séquence est recouverte par la première avalanche de débris du plateau de Perrier.

**p2-q1Av1. Dépôts d'avalanches de débris, de la génération de Perrier (2,6 Ma). 1- résiduels.** Le stratovolcan du Mont-Dore *s.s.* a généré plusieurs avalanches de débris dont la première est datée à  $2,60 \pm 0,02$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Nomade *et al.* 2014a). Les produits de ces avalanches sont particulièrement bien préservés sur le plateau de Perrier, situé dans la partie la plus orientale de l'édifice volcanique du Mont-Dore. En dehors de ce plateau, les dépôts de cette génération constituent des lambeaux, d'extension et d'orientation variables, répartis sur une grande partie de la présente carte, comme le montre le schéma structural. Ces dépôts ont été cantonnés aux paléovallées ayant canalisé les avalanches, tantôt grossièrement parallèles, tantôt franchement obliques aux vallées actuelles. Ils sont aujourd'hui en inversion de relief plus ou moins prononcée.

Dans la partie la plus méridionale de la carte, les célèbres dépôts du plateau de Perrier se situent en rive nord de la Couze Pavin, immédiatement au Nord de Perrier, près d'Issoire. Des dépôts analogues se trouvent sur la rive opposée, sur le plateau de Malbattu, situé pour l'essentiel sur la feuille Besse-en-Chandesse (à paraître). Des brèches polyolithologiques se retrouvent également : au plateau de la Croix du Bonhomme, au NW de Perrier ; dans le secteur de Grandeyrolles, plus à l'Ouest ; au sommet du Puy de Bessolles, au SE de Murol ; dans le secteur Nord de St-Nectaire (couvert par Labazuy *et al.*, 2004), où affleurent de

grands lambeaux (plateau de Sailles, Freydefont, Saignes...). Ce grand lambeau, situé en rive sud de la Monne, se connecte à ceux du secteur de Veyre-Monton–Orcet via une paléovallée dont le tracé suit, d'amont en aval, la rive droite de la Monne, puis passe au Sud du Puy de Peyronère avant de passer en rive gauche de la Veyre au niveau du bourg de Monton. Enfin, encore plus au Nord, des lambeaux de direction générale SW-NE se trouvent de part et d'autre des vallées du Labadeau et de la partie la plus amont de la Veyre, dans le secteur de Zanières–Saulzet-le-Froid. Des lambeaux de direction générale S-N (cartographiés pour l'essentiel – à 1/25 000 – par de Goër de Herve), se situent dans le coin NW de la feuille (VM1), de part et d'autre des vallées du Chevalard et de la Gorce, dans un secteur allant – du Sud au Nord – de Vernines et Fonsalive jusqu'à Nébouzat, en passant par Aurières.

**Dépôts d'avalanches méridionaux.** Les dépôts d'avalanches de débris du plateau de Perrier ont fait l'objet de nombreux travaux et publications (*cf. supra*). Ces dépôts résultent de l'effondrement de la partie NE du stratovolcan du Mont-Dore (Besson *et al.*, 1979 ; Morel, 1987 ; Pastre, 2004), et ont été canalisés vers le bas dans une paléovallée globalement W-E. Certains de ces dépôts d'avalanches ont été largement remaniés sous forme de lahars après leur mise en place (Bernard *et al.*, 2009).

**Plateau de Perrier.** Une superposition de quatre imposants niveaux bréchiques a été mise en évidence au plateau de Perrier (Pastre, 2004). La base de la séquence est datée à  $2,60 \pm 0,02$  Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (échantillon PER51, Nomade *et al.*, 2014a), et les différents événements enregistrés se suivent en quelques dizaines de milliers d'années. La discordance observée entre le troisième et le quatrième niveau suggère une période d'incision fluviale. Ces puissants niveaux bréchiques étaient communément interprétés par le passé comme ceux de quatre avalanches de débris (Pastre, 2004 ; Nomade *et al.*, 2014a). B. Bernard *et al.* (2009) montrent cependant que seuls le premier (U1, avalanche faiblement remaniée) et le dernier (U4, avalanche primaire) des niveaux possèdent des caractéristiques adéquates pour les interpréter comme étant des dépôts d'avalanches de débris *s.s.* (blocs en « jigsaw cracks », injection de matrice, sédiments déformés...). Les dépôts bréchiques intermédiaires (niveaux U2 et U3) ne présentant « que » des critères de coulées de débris ou « lahars » (blocs intacts, clastes arrondis). Cette interprétation en deux avalanches séparées par d'importantes remobilisations épicalastiques fluviales, qui expliquerait la succession rapide des événements ainsi que les périodes d'érosion fluviale, semble être celle actuellement acceptée (Nomade *et al.*, 2017). L'épaisseur totale des produits volcaniques trouvés au plateau de Perrier atteint 120 m localement. Sur la partie supérieure du plateau les produits de la dernière avalanche sont en grande partie résiduels, par suite de leur altération et de leur démantèlement par l'érosion, alimentant des formations superficielles de versant (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

La première avalanche – plus ou moins remaniée – atteint 45 m d'épaisseur dans la partie orientale du plateau. Elle est caractérisée par sa richesse en ponces trachytiques à sanidine sodique, plagioclase, un peu de biotite et d'oxydes de

Fe-Ti, et contient de nombreux blocs de latite grise porphyrique à phénocristaux d'andésine. Dans le secteur de Roca Neyra elle renferme dans sa partie basale – au-dessus de la coulée de basalte doléritique (**p1-2dβ**) – une grosse lentille de sables à ponces trachyandésitiques (Ly, 1982) dans laquelle P. Bout (1960) avait découvert un gisement d'ossements de mammifères. Dans cette paléofaune coexistent *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros etruscus*, *Hipparion sp.* et *Equus stenonis* (in de Goër de Herve, 1974). La datation radiométrique de la base de la séquence à  $2,60 \pm 0,02$  Ma (cf. *supra*) situe cette paléofaune à la limite entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur, c'est à dire à la limite entre le Tertiaire et le Quaternaire.

Dans ce même secteur de Roca Neyra la première avalanche (E1a ou U1) est recouverte par un lit d'alluvions fluviales à galets, qui la sépare du second niveau bréchique (E1b ou U2) de seulement 5 m d'épaisseur, surmonté par un dépôt de sables fossilifères. Ce dépôt est sous-jacent au troisième niveau bréchique (E1c ou U3), défini entre Roca Neyra et la Grand'Combe où il atteint 20 m d'épaisseur, et où il est riche en éléments de latite, et contient de nombreux blocs de téphrite provenant de la partie NW du volcan du Mont-Dore. Le quatrième et dernier niveau bréchique (E1d ou U4 ; seconde ou quatrième avalanche selon les interprétations, cf. *supra*) est le plus étendu. Il affleure bien dans le secteur des Grottes, au Nord du bourg de Perrier, et plus à l'Est, où les mégablocs de téphrite coiffant des cheminées de fée (cf. Fig. 13 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) donnent un paysage typique.

D'après l'inventaire global de M.-H. Ly (1982) et les travaux de B. Bernard *et al.* (2009), les brèches du plateau de Perrier sont formées d'éléments polyolithologiques très hétérométriques, sertis dans une abondante matrice blanchâtre indurée, dont la proportion varie selon les niveaux mais qui constitue 70 à 80 % de l'ensemble. Les éléments sont essentiellement divers types de roches volcaniques montdorienne : basaltes, rhyolites, phonolites, téphrites (ordanchites), trachytes, beaucoup de trachyandésites basaltiques (doréites) ou non (sancyites), ponces fibreuses... Les éléments comprennent également des roches du socle varisque, des sédiments tertiaires et parfois des galets fluviaux. La matrice est constituée de cendres, de lapilli, d'échardes vitreuses, de débris de ponces et de minéraux pyroclastiques ; les ponces trachytiques sont plus fréquentes que les ponces fibreuses rhyolitiques. Les blocs sont répartis de façon chaotique avec des ébauches locales de classement ; certains montrent des fractures en « jigsaw » et sont injectés de matrice. Les textures internes de l'avalanche sommitale sont complexes. Il existe en outre quelques niveaux cendreuseux dépourvus de blocs, de 60 à 80 cm d'épaisseur, comme sur une des cheminées de fée.

Enfin, d'après M.-H. Ly (1982, p. 94), la dernière avalanche de débris du plateau de Perrier est suivie par le dépôt d'une formation lacustre, renfermant une paléofaune de mammifères et se situant aux Combelles<sup>17</sup> en tête du ruisseau

---

<sup>17</sup> Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/50 000

de Boissac, au Nord du plateau de Perrier, dans un secteur recouvert par des éboulis de basanite provenant de la mésa de Pardines.

**Plateau de Malbattu.** Seule la partie la plus septentrionale du plateau de Malbattu se trouve sur le territoire de la présente carte : au Puy de Mercœur, situé en limite sud de la carte. Ce puy est constitué d'une brèche polyolithologique, reposant sur un lambeau d'alluvions fluviales ponçues de quelques mètres d'épaisseur, le tout étant masqué par des colluvions sur le flanc nord.

**Plateau de la Croix du Bonhomme.** Les brèches ne sont visibles en place que sur le flanc SW du plateau, où elles reposent sur une retombée plinienne trachytique (*cf. supra*), sus-jacente à un lambeau d'alluvions anciennes ponçues ; ailleurs elles sont résiduelles et/ou couvertes de formations de versant. À l'extrémité NW du plateau, les brèches résiduelles recouvrent un lambeau de coulée de basanite de type Pardines (**p1β<sup>7</sup>**). L'épaisseur totale des brèches est de 40 à 50 m ; 20 à 30 m sur le versant nord où le dépôt englobe d'importants panneaux bréchiques de basanite (Pastre, 1982).

**Collines du secteur de Grandeyrolles.** Au Nord de la Couze Chambon, des brèches polyolithologiques forment trois petits lambeaux couronnant des collines situées à l'Ouest, au Sud et à l'Est du hameau de Grandeyrolles. Ces brèches, qui renferment de gros blocs de basaltes *s.l.* et de trachyandésites, semblent reposer directement sur des sédiments rupéliens (**g1ka**) ; cependant, à l'Est du Puy de Grandeyrolles<sup>18</sup> (la colline orientale), M.-H. Ly (1982, p. 100) a observé dans un champ des débris d'une retombée plinienne trachytique avec des ponces atteignant 2 à 3 cm de longueur.

**Partie sommitale du Puy de Bessolles.** Un lambeau de brèches polyolithologiques de la génération de Perrier constitue la partie sommitale du Puy de Bessolles (z = 1057 m) où elles ne subsistent que de façon résiduelle, sous forme de blocs dispersés de trachyandésites. Sur le flanc sud du puy, cette formation repose sur des tufs cendro-ponçoux de type « Grande Nappe » (**p2tp**), ce qui permet de rattacher le lambeau de brèches à la génération de Perrier (Besson, 1978 ; Ly, 1982).

**Dépôts d'avalanches du secteur situé au Nord de St-Nectaire.** Dans ce secteur, un ensemble de grands lambeaux de direction générale W-E, se suit de façon plus ou moins continue sur près de 9 km. En dehors de sa partie la plus occidentale, ce secteur fait l'objet du rapport de P. Labazuy *et al.* (2004), repris ici. Il s'agit d'une brèche chaotique polyolithologique et hétérométrique, riche en blocs de toutes tailles de socle cristallin, paquets d'argiles oligocènes, fragments basaltiques et tout le cortège de roches trachyandésitiques (*cf. Chèvremont et al., 2022*). La matrice est terreuse, grise à ocre, relativement indurée, et renferme de nombreux minéraux libres (quartz, feldspaths,

---

<sup>18</sup> Ce puy et la cote de son sommet ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

micas...), ainsi que des fragments de ponces rhyolitiques fibreuses type « Grande Nappe » (**p2tp**). La morphologie de surface des dépôts présente parfois des *hummocks* caractéristiques : voisinage du Puy d'Alou, massif de la Garde, Serre de Fontmarcel... Cette brèche d'avalanche de débris est très souvent en contact direct avec la « Grande Nappe » de ponces sous-jacente, ce qui semble indiquer que ces deux formations ont emprunté les mêmes paléovallées lors de leur mise en place.

**Dépôts d'avalanches du secteur Monton–Orcet.** Dans le coin NE de la carte (VM4), R. Bouiller et J.-C. Besson ont cartographié à 1/25 000 des lambeaux de « lahars » mais ne les ont pas décrits. Ces lambeaux se trouvent en inversion de relief en rive gauche de la vallée de Veyre, et forment la partie sommitale du Puy des Redadoux ( $z = 490$  m), la colline située au nord du bourg de Monton ( $z = 584$  m), la partie sommitale du Puy de Tobize ( $z = 491$  m) ; puis quatre petites entités autour du sommet des Puys de la Pierre ( $z = 477$  m), et de la Chèvre<sup>19</sup> ( $z = 434$  m), entre les Martres-de-Veyre et Orcet.

**Dépôts d'avalanches du secteur de Zanières–Saulzet-le-Froid–Montcharlet.** Le lambeau de brèches polyolithologiques de Zanières, orienté SW-NE, se situe entre la vallée de la Monne, au Sud, et les vallées du Labadeau et de la Veyre, au Nord. Sa partie sud repose sur les tufs cendro-ponceux fibreux de Mareuge, du type « Grande Nappe » (**p2tp**), tandis que sa partie nord est sus-jacente à une coulée de basalte de type planèze inférieure d'Aurières (**m5-6β**) et que sa partie orientale ravine une coulée de basalte *s.l.* de type série supérieure des plateaux (**p1-2β**). Une coulée de trachyandésite différenciée (« sancyite ») montdorienne recouvre les parties occidentales des lambeaux de Zanières et du Nord de Saulzet-le-Froid. Nombre de lambeaux sont recouverts par des formations glaciaires.

Les brèches du lambeau de Zanières *s.s.* et des autres lambeaux du secteur n'apparaissent que sous forme de blocs épars en dehors d'un petit lambeau satellite, à 1 km au NE du hameau de Zanières, entaillé par l'homme en 2013 pour la création d'une piste, en partie décrite *supra* (**p1-2β**), qui expose une coupe continue d'une bonne centaine de mètres de longueur, à travers une brèche polyolithologique très hétérométrique à bocs plurimétriques (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Les éléments de la brèche sont constitués pour l'essentiel de roches volcaniques, avec prédominance d'une trachyandésite porphyrique à phénocristaux millimétrique de clinopyroxène noir bien visibles, de roches sédimentaires détritiques, d'allotérites rubéfiées, et de rares granitoïdes en voie d'arénisation. La matrice est sableuse à silteuse. En outre, le talus oriental a permis de faire deux autres observations intéressantes (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) :

1) dans la partie nord la brèche est recoupée par un filon basique très altéré (isaltérite de teinte brune), subvertical, de direction N90°E et de puissance ne dépassant pas 70 cm ; et

---

<sup>19</sup> le Puy de la Chèvre et la cote  $z = 434$  m ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

2) dans la partie sud elle est recouverte par une formation silto-argileuse brunâtre, à stratification subhorizontale, d'environ 1 m d'épaisseur. Ce filon et ces sédiments ne sont visibles qu'à la faveur de cette entaille anthropique, de sorte qu'il est impossible de les cartographier.

**Dépôts d'avalanches du secteur de Vernines–Fontsalive–Aurières–Nébouzat.** Dans ce secteur, situé dans le coin NW de la feuille, des lambeaux de dépôts d'avalanches de débris, de direction générale S-N, se trouvent de part et d'autre des vallées du Chevalard et de la Gorce. Sous la bordure septentrionale du lambeau de Vernines affleurent localement des tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe » (**p2tp**) ; à l'Est du hameau la brèche polyolithologique est recouverte par un vestige d'une coulée de trachyandésite (« sancyite ») porphyrique à phénocristaux de sanidine bien visibles.

Les conditions d'affleurement sont médiocres, de sorte que seuls des travaux anthropiques permettent de faire de bonnes observations, comme ce fut le cas en mars 2012 à 500 m au SSW d'Aurières dans le virage de la route D 561. Le talus montrait une brèche polygénique hétérométrique à blocs de trachyandésites (« doréites » et « sancyites ») et de sédiments détritiques plus ou moins altérés, dans une matrice sableuse à silteuse. À 1,5-2 km au Nord du village d'Aurières, deux buttes naturelles (d'ancien « hummocks » ?), situées de part et d'autre de la petite route qui mène à Nébouzat, sont constituées d'amas de gros blocs de trachyandésite porphyrique à phénocristaux de sanidine (butte sud) et de basalte vacuolaire ou massif (butte nord).

**p2-q1εθ. Téphriphonolite à phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole (ordanchite) de Fontmarcel (3 à 2,6 Ma).** Les « ordanchites » appartiennent à la « série moyenne » du Mont-Dore, d'âge compris entre 1,5 et 3 Ma, et se divisent en trois types pétrographiques (Brousse *et al.*, 1989). Ces mêmes auteurs donnent deux analyses chimiques d'éléments majeurs (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) qui placent ces laves, parfois décrites comme des « téphrites à hauÿne », dans les champs de la téphrite phonolitique pour l'une et de la phono-téphrite pour l'autre dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

Au centre-ouest de la coupure, au Sud de la vallée de la Monne et à l'Est du hameau de Fontmarcel, A. de Goër de Herve a délimité une coulée de « téphrite » de direction W-E. Cette coulée affleure sur une longueur de 1,5 km et une largeur maximale de 400 m, et forme un petit relief couronné – à la cote  $z = 984 \text{ m}^{20}$  – par un lambeau résiduel d'avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**). La coulée semble en revanche être postérieure au dépôt des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de la « Grande Nappe » (**p2tp**), qui affleurent en contrebas sur ses bordures SW et est. Ces considérations suggèrent que la coulée de Fontmarcel a un âge compris entre 2,6 et 3 Ma, compatible avec les données de la notice de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989). La coulée

---

<sup>20</sup> Cette cote figure uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

de Fontmarcel affleure sous forme de chaos de blocs plus ou moins arrondis et dispersés, de taille variable (parfois de plusieurs m<sup>3</sup>), qui apparaissent immédiatement à l'Est du hameau éponyme et montrent une fracturation subhorizontale prédominante (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). La roche est microcristalline porphyrique, formée d'une pâte gris clair, enserrant des phénocristaux de clinopyroxène noir, relativement abondant et bien visible ; d'amphibole et de plagioclase, difficiles à distinguer à l'œil nu ; et d'oxydes de Fe-Ti, à éclat métallique. De rares enclaves grises pluricentimétrique à grain fin sont visibles.

L'observation microscopique montre 25 à 30 % de phénocristaux pris dans une mésostase à texture microlitique. Les plus grands phénocristaux de clinopyroxène (de teinte rosée) et de plagioclase sont zonés, indépendants ou rarement groupés en petits amas (cf. Fig. 14 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2021). L'amphibole est très opacifiée, par suite de sa pseudomorphose en oxydes de Fe-Ti. La téphrite de Fontmarcel ne semble contenir ni olivine, ni haüyne ; sa mésostase renferme probablement de l'anorthose et de l'analcime, comme c'est le cas sur des laves similaires de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989), d'où pourrait provenir cette coulée (du Puy de l'Aiguiller, à ~10 km plein Ouest ?).

**p2-q1β<sup>o</sup>. Ankaramite à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine (2,7 Ma ?)** Cette roche basaltique très sombre constitue un petit lambeau situé à l'Ouest du buron de Leyrenoux en limite occidentale de la carte, et se poursuit vers l'Ouest sur le territoire de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), où il est figuré avec la notation **A<sup>β</sup>**. Sur ce même territoire, l'ankaramite, analogue, du plateau de Charlannes est datée à 2,70 ± 0,13 Ma (Bellon, 1979, *in* Brousse *et al.*, 1989). Un grattage situé dans la coulée à l'Ouest du buron de Leyrenoux permet d'observer des faciès fracturés, plus ou moins altérés, gris à violacés (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), à petits phénocristaux millimétriques sertis dans une pâte gris sombre, et à interstices à remplissage de calcite.

L'étude pétrographique du faciès le plus frais permet d'estimer à environ 30 % la teneur modale en phénocristaux : clinopyroxène largement prédominant, olivine fraîche en cristaux craquelés, plagioclase. La mésostase, très sombre et microcristalline, est formée de microlites de plagioclase et de microgranules de clinopyroxène, d'olivine et d'oxydes de Fe-Ti. Dans le remplissage des interstices, la calcite est fréquemment accompagnée d'oxyhydroxydes de fer en petits sphérolites de diamètre ≤ 200 μm, à structure concentrique et fibroradiée (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**p2-q1δβ. Basalte demi-deuil, légèrement vacuolaire, à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine (2,6 à 2,4 Ma ?)**. Un basalte « demi-deuil » est constitué d'une pâte grise dans laquelle sont sertis d'abondants phénocristaux de plagioclase en baguettes, et de silicates ferromagnésiens : clinopyroxène noir prismatiques et olivine. Le mode d'occurrence du plagioclase confère à la roche une texture particulière, que l'on peut qualifier

de « trachydoétritique ». Deux coulées de basalte demi-deuil, de direction WSW-ENE, apparaissent au centre de la partie la plus occidentale de la carte : l'une, à l'Ouest de Saulzet-le-Froid, surmonte une coulée de basalte de type planète inférieure d'Aurières et est recouverte par une coulée de trachyandésite montdorienne différenciée (« sancyite ») ; l'autre, plus au Sud, dans les bois entre Mareuge et Saignes, recouvre probablement une avalanche de débris de la génération de Perrier, bien que ses relations avec les formations volcaniques montdorienne voisines soient masquées.

La coulée du bois de Saignes a une longueur d'environ 3,7 km et n'apparaît que sous forme de blocs épars, généralement  $< 1 \text{ m}^3$ , en contexte périglaciaire. Les surfaces patinées des blocs montrent des prismes de clinopyroxène légèrement en relief et des baguettes de plagioclase plus ou moins visibles (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Sur des cassures fraîches la texture « trachydoétritique » est bien nette et quelques vacuoles ( $\leq 5 \text{ mm}$ ) de forme subsphérique sont visibles. La mésostase a une teinte gris violacé, et il est assez facile de distinguer des phénocristaux prismatiques de clinopyroxène ( $\leq 7 \text{ mm}$ ), d'abondantes baguettes fines de plagioclase ( $\leq 2$  à  $5 \text{ mm}$ ), et de petits cristaux d'olivine iddingsitisée. La coulée de Saulzet-le-Froid, affleure sur 2,5 km de longueur sous forme de blocs épars. Son extrémité orientale forme le soubassement rocheux à structure bréchique de la croix de St-Roch. Le basalte demi-deuil y est analogue à celui du bois de Saignes.

L'étude microscopique d'un échantillon du bois de Saignes montre une superbe roche à texture microcristalline porphyrique, légèrement vacuolaire. Elle permet de préciser que les phénocristaux constituent 35 à 40 % de la lave ; le clinopyroxène se présente en cristaux automorphes trapus, de teinte brun rosé, fréquemment zonés, avec parfois une macle par accolement ou en sablier ; le plagioclase, frais, abondant, forme des lattes divergentes, non jointives, encadrant des prismes de clinopyroxène ; l'olivine, fortement à complètement pseudomorphosée en iddingsite, constitue de petits cristaux, parfois inclus dans du clinopyroxène ou du plagioclase, ce qui témoigne de sa cristallisation précoce (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). La mésostase, très sombre, est riche en granules de clinopyroxène et d'oxydes de Fe-Ti, et renferme des microlites de plagioclase et de rares olivines. D'après J.-L. Besson (1978) le plagioclase a une composition de labrador An55-60 autant pour les phénocristaux que pour les microlites.

Les basaltes demi-deuil de la carte de Bourg-Lastic sont considérés comme appartenant à la série moyenne du Mont-Dore, avec un âge de 2,6 à 2,4 Ma (Brousse *et al.*, 1989, p. 23) que nous retenons pour ceux de la présente carte, et qui sont ainsi – en partie du moins – postérieurs à une avalanche de débris de la génération de Perrier, datée à 2,6 Ma (cf. **p2-q1Av1**).

**p2-q1 $\alpha\beta$ . Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase. 1- p2-q1br $\alpha\beta$  - faciès autobréchique.** Cette lave, issue du volcan du Mont-Dore *s.s.*, apparaît au fond de la vallée de la Monne, à l'Ouest du hameau

de Mareuge, où elle constitue une coulée WSW-ENE, cartographiée par A. de Goër de Herve, qui affleure de façon discontinue par suite de son recouvrement local par des alluvions fluvio-glaciaires. Un faciès autobréchique lui est associé. En outre, plus au Nord, un faciès vacuolaire très fracturé, affleure de manière isolée en rive gauche de la vallée de la Narse, à 1 km à l'WNW du bourg de Saulzet-le-Froid, et à 400 m au SSW du hameau de la Martre.

Le meilleur lieu d'observation du faciès commun est la carrière abandonnée située à 1,5 km à l'Ouest de Mareuge, au Sud du point coté  $z = 1053$  m. La trachyandésite basaltique y présente un débit en dalles subhorizontales, et forme une roche sombre, porphyrique, dans laquelle se distinguent à l'œil nu des phénocristaux millimétriques de clinopyroxène noir et, à la loupe, de petites lattes de plagioclase. L'étude d'une lame mince montre que les phénocristaux constituent environ 30 % de la roche et comprennent non seulement du clinopyroxène zoné – avec un cœur vert pâle et une bordure rosée –, et un peu de plagioclase – également zoné avec une bordure d'anorthose –, mais encore des oxydes de Fe-Ti et, surtout, une amphibole brune, de type kaersutite (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), en majeure partie opacifiée par suite de sa pseudomorphose en oxydes de Fe-Ti, parfois accompagnés de leucoxène. Les plus grands phénocristaux de clinopyroxène peuvent englober du clinopyroxène plus précoce, de l'amphibole brune, des oxydes de Fe-Ti, et de l'apatite en petits prismes ou en aiguilles. La mésostase est formée de microlites de feldspaths, de granules de clinopyroxène, et de minéraux opaques. En outre, la roche renferme une petite enclave de 6 mm de roche grenue hololeucocrate, à grain millimétrique, constituée essentiellement de feldspath et de quartz (*cf.* Fig. 15 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). Des fissures à remplissage de calcite sont présentes.

L'absence de phénocristaux de sanidine apparente cette « doréite » au faciès **Da** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), dont la notice (Brousse *et al.*, 1989) précise que : le clinopyroxène est une salite, le plagioclase a une composition de labrador-bytownite (An50-84) et de l'anorthose se trouve également dans la mésostase. Cette lave ferait partie de la série saturée de la deuxième phase volcanique du Mont-Dore.

**brταβ faciès autobréchique.** Ce faciès, distingué sur la carte, se singularise par sa structure bréchique constituée d'un assemblage compact de blocs de taille  $\leq 10$  cm (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Faciès vacuolaire.** Ce faciès ne se trouve que sur un site isolé (*cf. supra*), et n'est pas distingué du faciès commun sur la carte. Il s'agit d'une roche gris sombre, très fracturée, se distinguant du faciès commun par la présence d'abondantes vacuoles millimétriques. Les observations macro- et microscopiques (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) rapprochent cependant cette lave de la trachyandésite basaltique décrite *supra*.

**p2-q1 $\tau\alpha\beta$ s. Trachyandésite basaltique (doréite) porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, amphibole brune, plagioclase et sanidine.** Cette lave apparaît en deux endroits de la carte : en rive gauche du Labadeau, au SE de Saulzet-le-Froid, où elle constitue un vestige de coulée qui repose sur les basaltes avoisinants de type planèze inférieure d'Aurières (**m5-6 $\beta$** ), et qui est largement recouvert par des formations superficielles ; plus au NW, le long du ruisseau de Chevalard, en aval du pont de la D983, où elle forme une coulée S-N recouverte du côté oriental par une trachyandésite différenciée.

Une petite carrière abandonnée située à l'extrémité SE du hameau de Souverand expose une lave à débit en petits blocs, qui se distingue macroscopiquement de celle de la vallée de la Monne par la teinte gris clair de sa mésostase, par une plus faible teneur modale en clinopyroxène noir millimétrique, et par la présence d'olivine iddingsitisée  $\leq 2$  mm. Elle renferme de petits phénocristaux de feldspaths millimétriques dont l'étude en lame mince révèle qu'ils sont de deux types : plagioclase prédominant, à macles polysynthétiques et sanidine, à macle de Carlsbad (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). L'étude pétrographique montre en outre que les phénocristaux (20 à 25 % de la composition modale) comprennent de l'amphibole brune, en majeure partie opacifiée, et analogue (tout comme le clinopyroxène) à celle de la « doréite de la Monne ». La mésostase est riche en microlites d'anorthose et contient des granules de clinopyroxène et d'oxydes de Fe-Ti. La coulée du ruisseau de Chevalard affleure très mal : nous ne l'avons observée qu'en contrebas de la D74, au Nord du pont de Chevalard, où des débris d'une roche friable présentent une composition proche de celle de la trachyandésite basaltique de Souverand (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

La présence d'olivine et de sanidine apparente cette « doréite » au faciès **Do-a** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), du second groupe de la série saturée du Mont-Dore (Brousse *et al.*, 1989).

**p2-q1 $\tau\alpha$ . Trachyandésite différenciée (sancyite), porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine. 1- p2-q1b $\tau\alpha$  - faciès autobréchique.** Cette lave à rares phénocristaux de sanidine s'apparente au faciès **Sb** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), appartenant à la série saturée de la deuxième phase du Mont-Dore (Brousse *et al.*, 1989).

Ces laves se situent dans la partie la plus occidentale de la carte de Veyre-Monton, dans un secteur allant de la forêt de Peyre Levade – à l'Ouest de Beaune-le-Froid – au Sud, jusqu'à l'Ouest du hameau de Fontsalive au Nord, où un lambeau de direction subméridienne, comportant un faciès autobréchique, affleure de façon discontinue dans la vallée du ruisseau de Chevalard, au Nord du pont de la D983. Les coulées situées entre la forêt de Peyre Levade et Saulzet-le-Froid ont une direction globalement Ouest-Est, et sont dans le prolongement oriental des coulées **Sb** de la carte adjacente de Bourg-Lastic, où

se trouvent les centres d'émission : Puy Rouge (1324 m) pour la coulée de Peyre Levade ; Puy Chambon (1460 m) pour celle de la montagne de Pouly-bois des Bruyères, datée à  $2,17 \pm 0,09$  Ma au bois des Bruyères par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) ; Puy de Baladou (1455 m) pour celles du Puy de la Védrine et du bois de Pessade (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). En dehors des barres rocheuses sommitales – comme celle de la montagne de Pouly – et de quelques affleurements rocheux de fond de vallée, la lave **p2-q1 $\tau\alpha$**  apparaît sous forme de blocs hétérométriques épars (parfois de plusieurs dizaines de m<sup>3</sup> et figurés sur la carte IGN à 1/25 000) dans des zones boisées, comme celle du bois des Bruyères ou de Maugue. Une petite carrière abandonnée, située sur le versant sud du relief du bois des Bruyères, montre une trachyandésite très fracturée, à débit en blocs métriques, à mésostase gris bleu<sup>21</sup> renfermant des phénocristaux constitués de plagioclase millimétrique à centimétrique, prédominant, et de minéraux colorés, plus abondants que dans le type précédent (**p2-q1 $\tau\alpha_s$** ) : clinopyroxène en petits prismes, biotite en lamelles et oxydes de Fe-Ti.

L'étude microscopique montre une mésostase à texture microlitique et une proportion modale de 20 à 25 % de phénocristaux, constitués de : feldspaths, presque exclusivement plagioclase, isolé ou en petits amas, la sanidine étant rare, mais constituant cependant la bordure de certains phénocristaux de plagioclase et des microlites de la mésostase ; clinopyroxène de teinte vert pâle ; biotite globalement moins opacifiée que dans le faciès **p2-q1 $\tau\alpha_s$** . On note également la présence de petites enclaves grenues – de taille infracentimétrique – similaires à celles décrites *supra* (*cf.* Fig. 16 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). J.-C. Besson (1978) donne la composition chimique d'un échantillon du bois des Bruyères, et précise que le plagioclase a une composition d'oligoclase (An20-25) et que la mésostase contient de la tridymite relativement abondante (4,9 % du mode global) et de l'apatite.

**p2-q1 $\tau\alpha_s$ . Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite et clinopyroxène.** Ce faciès, qui s'apparente au faciès **Sb-s** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), forme sur la feuille Veyre-Monton trois petits lambeaux isolés orientés Sud-Nord : à l'Est du cimetière de Vernines, à l'Est du Puy de la Garde et plus au Sud en limite de carte.

Le lambeau de Vernines apparaît sous forme de blocs épars gris clair à phénocristaux parfois centimétriques composés de feldspath fortement dominant, biotite et clinopyroxène. Sont présentes également de petites enclaves de 1 à 5 cm de deux types : les unes microgrenues, de teinte grise, les autres de grain fin à moyen. L'étude d'une lame mince montre une mésostase à texture microlitique et 20 à 25 % (mode) de phénocristaux, parmi lesquels les feldspaths sont de deux types : plagioclase prédominant et sanidine (*cf.* Fig. 17 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2021). La biotite, brune, en lamelles isolées ou en petits

---

<sup>21</sup> Cette teinte vaut à la roche son appellation locale de « pierre bleue »

amas, est en général fortement opacifiée par suite d'une pseudomorphose en oxydes de Fe-Ti. Le clinopyroxène a une teinte vert pâle. La sanidine constitue par ailleurs les microlites de la mésostase. L'étude microscopique confirme en outre la texture microgrenue des enclaves, qui sont toutes constituées d'un assemblage de plagioclase et de biotite opacifiée, ce qui leur donne une composition de microdiorite mésocrate à biotite.

Ce faciès, caractéristique du cycle terminal du Mont-Dore *s.s.* d'après R. Brousse *et al.* (1989), se retrouve en gros blocs au sein d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) au sommet d'une petite butte située à 1,5 km au Nord d'Aurières, à l'Est de la route de Nébouzat (*cf. supra*), ce qui implique que ce faciès est au moins en partie antérieur à une des avalanches de ce type.

**q1Cτα. Cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques, diatomifères, de Varennes et du lac Chambon (2,4 à 1,8 Ma).** Une cinérite<sup>22</sup> au sens large est une roche de type tuf, composée de matériel volcanique cendreuse fin (< 2 mm). On en retrouve dans l'angle SW de la carte Veyre-Monton, au Nord du hameau de Varennes et au NNE du lac Chambon. Le gisement de Varennes, en rive gauche du ruisseau de Quancouve, est actuellement fortement dégradé et masqué par la végétation. À l'Est de Varennes, les cinérites sont prises dans une avalanche de débris rattachée à la génération de Fontenille (**q1-2Av2**) par N. Vidal *et al.* (1996), et n'apparaissent que sporadiquement à la faveur de travaux de terrassement. Cette situation perdure sur toute la rive nord du lac Chambon. Plus à l'Est les cinérites se trouvent sous forme de paquets remaniés dans l'éboulement en masse du diatrème de la Dent du Marais (*cf. plus loin dans le chapitre « formations superficielles »*).

J.-C. Besson (1978) donne des descriptions détaillées de ces cinérites, que nous reprenons ici en partie. Ces formations ont livré quelques insectes et surtout une abondante flore, qui a fait l'objet de plusieurs études. En 1892 l'abbé Boulay a attribué un âge mio-pliocène au gisement de Varennes. En 1934, L. Piton a découvert un coléoptère fossile : *Hipporhinus superbus*, dont l'homologue actuel est un insecte tropical, vivant notamment en Afrique du Sud. En 1959, P. Grangeon et A. Rudel ont attribué – aux plantes découvertes sur la rive NE du lac Chambon – un âge villafranchien, c'est-à-dire à cheval sur la limite de 2,6 Ma entre le Tertiaire et le Quaternaire ; en 1961 cet âge est confirmé par une étude palynologique de H. Elhai et A. Rudel sur des cinérites d'un parking proche du lac. En 1971, A. Brun a réalisé une étude palynologique qui lui a permis de donner à l'ensemble des cinérites de Varennes et du lac Chambon **un âge tiglien** c'est à dire de 2,4 à 1,8 Ma environ, âge retenu ici. Enfin, les cinérites renferment deux indices de diatomite recensés dans la BSS : les indices 07175x4002 et 07175x4003 (*cf. plus loin, dans le chapitre « gîtes et indices minéraux »*).

---

<sup>22</sup> Du latin cinis, cineris = cendre

**Gisement de Varennes.** J.-C. Besson (1978) y a décrit une coupe d'une quarantaine de mètres de puissance où les formations volcaniques sont constituées de roches meubles, brunâtres à légèrement grisâtres, en bancs centimétriques à décimétriques avec un pendage d'environ 20° vers le Nord, et présentant une alternance de niveaux cendreux très fins et de niveaux ponceux plus grossiers à éléments centimétriques. Les empreintes foliaires sont rares au niveau de cette coupe, mais sont très abondantes au sommet du gisement, vers 950 m d'altitude, où les roches sont très diatomifères. Les niveaux de base présentent de nombreux fragments de ponces non fibreuses, et quelques minéraux isolés, sertis dans une matrice cendreuse légèrement indurée. L'examen à la loupe binoculaire montre la paragenèse minérale suivante : feldspaths volcaniques très abondants (> 60 %), biotite, sphène, magnétite, rare augite ; rares grains de quartz et de feldspaths provenant du socle varisque. Le cortège des minéraux volcaniques est analogue à celui de trachyandésites type « sancyite ». Pour les niveaux supérieurs, l'étude microscopique montre la présence de nombreuses *frustules* (coques siliceuses de diatomées) dans une pâte argileuse brunâtre piquetée de rares grains de feldspaths et de biotite.

**Gisement(s) du lac Chambon.** Un talus situé derrière l'hôtel « Beau Site », à 100 m au NE du parking de la base nautique du lac Chambon, permet d'observer une coupe de 5 à 6 m de puissance montrant une alternance de niveaux de cinérites diatomifères très fines et de bancs de tufs ponceux (Besson, 1978, p. 161). Un peu plus à l'ENE, et plus haut, un arrachement montre une formation détritique grossière, stratifiée (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Plus à l'Est, vers le milieu de la limite nord du lac Chambon, des travaux de terrassement effectués en 2011 ont permis d'observer une coupe montrant – sur environ 2 m de puissance – des tufs ponceux blanchâtres surmontés par une alternance de fins niveaux de cinérites brunâtres et de tufs ponceux blanchâtres, ainsi que, un peu plus à l'Est, des amas lenticulaires de cinérites et/ou de tufs ponceux à empreintes de plantes (*cf.* Fig. 18 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) intercalés dans des basaltes bréchiques. Cet ensemble chaotique est considéré comme typique d'une avalanche de débris de la génération de Fontenille (Vidal *et al.*, 1996).

L'étude pétrographique de J.-C. Besson (1978, p. 161-162) montre que les différents niveaux de l'affleurement situé derrière l'hôtel Beau Site ont un contenu minéralogique homogène, avec une présence systématique de feldspaths volcaniques, de biotite et de magnétite, et la présence sporadique de sphène et d'amphibole brune. Un examen microscopique des bancs cendreux révèle que la matrice est constituée d'échardes vitreuses et de débris ponceux à vésicules subsphériques. La nature très anguleuse de tous les éléments traduit l'absence de remaniement fluvial ; il s'agit de retombées aériennes de cendres éruptives, accumulées en milieu lacustre, comme l'indique la présence de diatomées.

**q1Ft. Alluvions fluviales de la paléovallée Champeix–Pardines (2 à 1,8 Ma).** Ces alluvions correspondent aux très hautes terrasses du Pléistocène inférieur (**Ft**) de J.-F. Pastre (1982, 2005) et marquent, d'après cet

auteur, le premier stade de réincision post-avalanches de Perrier (**p2-q1Av1**) de la région des Couzes. Son jalonnement par des alluvions et des lahars à trachyphonolites abondantes coïncide avec la période d'émission majeure de ces laves dans la zone N-E du volcan du Mont-Dore vers 2 à 1,8 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983). Ces alluvions forment cinq lambeaux discontinus dans le quart SE de la carte, selon un alignement de direction NW-SE entre la Chauz d'Aubary – au NNW de Champeix – et Pardines. J.-F. Pastre en donne des descriptions détaillées dans sa thèse de 1982, dont nous reprenons ici les principaux éléments.

La partie sommitale de la butte de la Chauz d'Aubary, qui culmine à 115 m au-dessus du cours actuel de la Couze Chambon, consiste en une formation alluviale d'environ 3 m d'épaisseur qui se caractérise par son caractère extrêmement grossier. Elle contient des blocs émoussés de trachyandésite sodique (benmoréite) et de basalte à augite pouvant atteindre 5 m<sup>3</sup>, et associés à des lahars. Les galets comportent une majorité de basaltes *s.l.*, mais livrent aussi des trachytes gris-verdâtre spécifiques, certainement subcontemporains du dépôt, mais qui n'ont pas été reconnus à l'affleurement dans le Mont-Dore. La matrice argilo-sableuse contient des feldspaths volcaniques, des oxydes de Fe-Ti et des granules de lave. L'association de minéraux lourds est dominée par du clinopyroxène vert (~75 %) contenant de fréquentes inclusions de sphène.

Les quatre autres lambeaux se trouvent en rive droite (sud) de la Couze Chambon, entre Champeix et Pardines, à proximité de la D996. Ils jalonnent une paléovallée qui correspond à l'ancien cours aval de la Couze Chambon. Les alluvions peuvent être observées dans le secteur des ravins au SE de Champeix : à leur base se trouvent 2 à 3 m d'alluvions grossières ravinant des marnes oligocènes et constituées d'une matrice sablo-argileuse à abondants galets et blocs hétérométriques de roches volcaniques variées (basaltes *s.l.* divers, trachyandésites, trachytes analogues à ceux de la Chauz d'Aubary). Ces alluvions grossières sont surmontées de sables lités à graviers, contenant plus de 80 % de feldspaths éruptifs, d'aspect très frais, associés à de la magnétite et à de la biotite abondante. Plus au Sud, de petites carrières artisanales abandonnées situées aux abords de l'intersection D996 - D23 (cote 510) à l'Ouest de Pardines montrent, de haut en bas, une succession composée de : 0,6 m de terre végétale et colluvions à galets de quartz et chailles dérivées des alluvions sous-basaltiques pliocènes de Pardines ; 1,5 m de sable conglomératique graveleux, à matrice cendreuse, incluant de très nombreux galets et graviers de roches volcaniques < 5 cm ; 1,8 m de sable gris-beige à stratifications entrecroisées et lits enrichis en oxydes de Fe et en lits dispersés à graviers et galets ; ≥ 1,5 m de sable rubéfié et lité (atteint en sondage). Ces alluvions contiennent de nombreux feldspaths volcaniques (sanidine, plagioclase), de rares quartz magmatiques allochtones, de la magnétite et de la biotite, mais pas de ponces. Comme au Nord, les cortèges de minéraux lourds sont dominés par des clinopyroxènes verts. Toutefois, la kaersutite est plus abondante ici et croît nettement dans les niveaux supérieurs, traduisant peut-être le remaniement de produits sous-saturés. Des apatites de la Groulas (cote 510) ont donné un âge par traces de

fission de  $2,03 \pm 0,24$  Ma (Chambaudet et Couthures, 1980, *in* Pastre, 1982). Ces données permettent de situer les alluvions entre 2 et 1,8 Ma.

**q1 $\tau$  $\beta$ O. Trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine de type Olmont (2 à 1,8 Ma).** Dans la partie la plus occidentale de sa maquette inédite à 1/25 000 du quart NW de la carte (VM1-2), A. de Goër de Herve a délimité des lambeaux de coulées de leucobasalte, auxquels il attribue – dans sa légende – un âge « plio-villafranchien » de 2 à 1,8 Ma. Ces lambeaux se rencontrent le long d'une bande S-N de 1,5 km de largeur, commençant à l'Ouest de Pessade et passant par Vernines, Olmont, et les Eaux – en limite nord de la carte –, avant de se poursuivre sur la carte voisine de Clermont-Ferrand, où ils sont cartographiés en basaltes plio-villafranchiens (notés  **$\beta p$**  ; Jeambrun *et al.*, 1973). Certains des lambeaux se poursuivent également vers l'Ouest, sur la carte de Bourg-Lastic, où ils sont cartographiés en « labradorites aphyriques ou à rares phénocristaux d'olivine + pyroxène + plagioclase » du groupe des hawaiiites (notés **H $\beta$**  ; Brousse *et al.*, 1981). Le terme de labradorite a été abandonné au profit de celui de leucobasalte puis de trachybasalte. Les coulées de trachybasalte représentent les manifestations volcaniques les plus récentes du coin NW de la carte Veyre-Monton ; elles surmontent notamment des avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) et, plus rarement, des lambeaux de coulées de trachyandésites montdorienne.

Le meilleur lieu d'observation est la carrière abandonnée située sur le flanc sud du Puy de la Garde ( $z = 1094$  m), au Sud de Vernines. Le trachybasalte y présente un débit en prismes subverticaux auquel se superpose une fracturation subhorizontale (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). La lave, légèrement porphyrique, y possède une mésostase gris clair avec moins de 10 % de petits phénocristaux millimétriques de plagioclase, clinopyroxène et olivine. Un autre affleurement se trouve dans le talus ouest de la route D983, au Nord du pont de Chevalard, en rive gauche du ruisseau éponyme ; il montre un trachybasalte légèrement porphyrique, à débit en gros prismes frustes et disloqués par l'altération supergène. L'étude d'une lame mince d'un échantillon du Puy de la Garde confirme le caractère peu porphyrique de la lave, révèle la présence de petits phénocristaux de titanomagnétite, et montre l'abondance et l'orientation planaire des microlites de plagioclase dans la mésostase, qui contient aussi de petits granules de clinopyroxène rosé, d'olivine fraîche et d'oxydes de Fe-Ti (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). L'étude microscopique d'un échantillon du Chevalard montre un trachybasalte dans lequel les phénocristaux sont un peu plus abondants (~15 % en volume) mais de plus petite taille (< 1 mm) et constitués de clinopyroxène rosé prédominant, d'olivine fraîche, *pro parte* de forme amiboïde, d'oxydes de Fe-Ti et de rare plagioclase (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2021).

D'après les données de la notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989), qui contient en outre deux analyses chimiques, le clinopyroxène de ces trachybasaltes est une titano-salite, le plagioclase a une composition d'andésine-labrador (An47-66), l'olivine a une composition Fo72-81, et la

mésostase renferme des plages de feldspaths de type sanidine-anorthose, associées ou non à de l'analcime.

q1br $\beta$ . **Brèches et tufs basaltiques de type diatrème de la Dent du Marais.** Au Nord du lac Chambon, dans l'angle SW de la carte, se dresse une spectaculaire muraille de 90 m de hauteur : la Dent du Marais ou Saut de la Pucelle (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), qui constitue la niche d'arrachement d'un éboulement en masse Quaternaire dirigé vers le Sud (*cf.* description des formations superficielles). Cette falaise, recouverte par endroits de placages de travertin subverticaux clairs (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), tronque le rebord oriental d'un diatrème de forme subcirculaire et de ~450 m diamètre.

Dans sa thèse, J.-C. Besson (1978) donne une description lithologique et structurale détaillée des brèches de la Dent du Marais. Ces brèches sont litées, avec un pendage statistiquement centripète, et viennent buter au Nord sur un éperon de sancyite, selon un plan incliné d'environ 50° vers le Sud. Les brèches sont très hétérogènes, assez grossières en général (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), et montrent une alternance de lits centimétriques à décimétriques, granoclassés. Elles sont constituées d'un ciment grisâtre et d'éléments dont la taille et la nature varient selon les lits. Le faciès le plus grossier renferme d'abondants fragments lithiques, plus ou moins arrondis, dont la taille varie de quelques mm à 30 cm et dont la nature est variée : basaltes et autres roches volcaniques, argiles oligocènes, granite... Les niveaux plus fins renferment environ 40 % de granules de lave vésiculée, juvénile, de forme arrondie, dont la taille varie de quelques mm à 2-3 cm, ainsi que des débris lithiques arrachés aux roches encaissantes. Le ciment grisâtre contient des débris monominéraux de quartz et de feldspaths. Un lambeau de tufs lités, présentant des analogies pétrographiques avec les brèches, repose sur les coulées basaltiques du rebord septentrional du cirque ; il présente un pendage centrifuge par rapport au diatrème et peut être interprété comme un vestige d'anneau de tuf (Besson, 1978, p. 97). Par ailleurs, un lambeau de tufs lités analogues se trouve à environ 2,5 km au SE de la Dent du Marais, sur le flanc occidental du Puy de Bessolles, vers 1010 m d'altitude.

L'étude pétrographique (Besson, 1978, p. 100-102) montre que les granules sont formés d'un basalte à texture microlitique porphyrique, fortement hyalopilitique. Les phénocristaux sont : de l'olivine, généralement fraîche ; du clinopyroxène vert pâle, zoné ou non ; de l'amphibole brune et de la biotite brun rouge. La mésostase est à : plagioclase (labrador) en microlites ; clinopyroxène brun vert en granules ou en bâtonnets ; oxydes de Fe-Ti ; et abondant verre soit brun jaunâtre à composition de sidéromélane, rarement transformé en palagonite jaune doré, soit brun foncé à opaque. L'étude d'une lame mince confectionnée dans un échantillon de microbrèche – à éléments  $\leq 1$  cm – montre l'extraordinaire variété lithologique de ce faciès (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), qui contient des débris, lithiques ou monominéraux, de nombreuses roches volcaniques (basaltes variés, dolérites porphyriques ou non, trachyandésites de type sancyite ou doréite...), ainsi que de roches du socle (granite, gneiss...).

## Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne

Dans la partie la plus NE de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, se trouvent trois lambeaux volcaniques en inversion de relief : d'une part le lambeau d'ankaramite de La Roche Noire, qui se ferme vers l'Est sur la carte d'Issoire à 1/50 000, et qui a un âge de 1,2 à 0,8 Ma d'après des datations radiométriques ; d'autre part, un peu plus au Sud, les deux lambeaux de Mirefleurs dont la composition va du trachybasalte à la téphrite (Cheguer, 1996), et d'âge probablement analogue à celui de l'ankaramite de La Roche Noire.

**q1τβ-ε. Trachybasalte à téphrite porphyrique de Mirefleurs (1,2 à 0,8 Ma ?).** La majeure partie du bourg de Mirefleurs est bâti sur une coulée volcanique de forme subcirculaire de 400 m de diamètre, qui repose sur des Marnes et calcaires argileux à Cypris du Rupélien (**g2M**), visibles sous le rebord SW de la coulée. Au Nord du bourg se trouve un petit lambeau de roche analogue, que J.-C. Besson a délimité sur sa maquette à 1/25 000 (VM3-4), complétant celle de R. Bouiller. Des moellons de cette roche volcanique grise ont été utilisés pour la construction, notamment du mur d'enceinte du château.

L. Cheguer (1996) a étudié plusieurs échantillons de la coulée de Mirefleurs et donne notamment deux analyses chimiques en éléments majeurs (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Malgré des pertes au feu élevées de près de 5 %, ces analyses tombent dans le champ téphrite – basanite du diagramme TAS (Le Bas *et al.* 1986). Le même auteur précise la composition minéralogique de la lave, à phénocristaux d'olivine millimétrique (< 10 %), fréquemment altérée en chlorite ou en iddingsite ; clinopyroxène et amphibole partiellement à complètement résorbée. Il s'agit donc d'une téphrite. La mésostase contient des microlites de plagioclase, des granules de clinopyroxène et des oxydes de Fe-Ti, avec apatite et biotite accessoires. La coulée de Mirefleurs n'a fait l'objet d'aucune datation radiométrique. Plus à l'Est, sur le territoire de la carte d'Issoire à 1/50 000, se trouve la coulée du Puy de Montmol, cartographiée en « basalte alcalin à olivine » avec la notation β<sup>2</sup><sub>oi</sub> (Saint-Joanis *et al.*, 1982) et attribuée au même « épisode tardif » que l'ankaramite de La Roche-Noire. L'analyse chimique de cette lave est très proche de celle de Mirefleurs (Cheguer, 1996), que nous attribuons au même épisode volcanique tardif, et rattachons donc au Pléistocène inférieur.

**q1β<sup>8</sup>. Ankaramite de La Roche Noire (1,2 à 0,8 Ma).** Le lambeau d'ankaramite de La Roche-Noire repose sur des sédiments détritiques de la Limagne, mais les contacts sont masqués par des formations superficielles. La planèze de La Roche Noire est allongée dans la direction W-E et culmine au point coté z = 546 m, tandis que sa base nord se trouve sur la courbe de niveau z = 460 m, ce qui fait donc une épaisseur de 86 m. Sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4, R. Bouiller y a distingué deux coulées superposées. L'extrémité orientale de la planèze se trouve sur le territoire de la feuille voisine d'Issoire, où elle est cartographiée – sans description pétrographique – en

« ankaramite » avec la notation  $\beta^4$  (Saint-Joanis *et al.*, 1982) et où se trouve le point d'émission, constitué par le cône strombolien situé au Sud de St-Georges-sur-Allier ( $z = 605$  m ; Aubert *et al.* 1982, p. 34). Dans la thèse de L. Cheguer (1996) figurent une analyse chimique en éléments majeurs et deux datations radiométriques par la méthode K-Ar :  $0,8 \pm 0,1$  Ma (Lippolt, *in* Bout *et al.*, 1966) et  $1,2 \pm 0,3$  Ma (Fouris, 1989) de ces ankaramites. L'analyse chimique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) est celle d'une basanite dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.* 1986) ; la teneur en néphéline normative est de 16,73 %.

Le 22 mai 2005, suite à de fortes pluies, la falaise rocheuse surplombant le bourg de La Roche-Noire a subi un éboulement de plusieurs dizaines de mètres cubes, qui a principalement affecté une bande de terrain d'une largeur de 20 m en pied de paroi, mais qui a également touché une habitation, comme décrit dans l'expertise réalisée par le BRGM (rapport BRGM/RP-53980-FR ; Nedellec *et al.*, 2005).

### **Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées**

Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton se trouvent de nombreuses formations rattachées à l'activité volcanique du Sancy. Ces formations comprennent d'une part divers types de trachyandésites porphyriques mises en place entre 0,90 et 0,24 Ma d'après de nombreuses datations radiométriques K/Ar (en particulier Cantagrel et Baubron, 1983), et, d'autre part, les entités suivantes, classées par âge globalement décroissant en fonction des éléments de géochronologie relative et de quelques datations radiométriques :

- basalte peu porphyrique à olivine, plagioclase et clinopyroxène, de type Courbanges (1 Ma ?) ;
- ponces trachyandésitiques à biotite, remaniées, de Coudes (environ 1 Ma) ;
- dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma) ;
- trachybasalte de type coulée inférieure de la carrière du Cheix (0,9 Ma K/Ar) ;
- ponces et cendres trachytiques de type Cheix - Neschers (0,8 Ma K/Ar ; 0,6 Ma  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) ;
- trachybasalte de type coulées supérieures de la carrière du Cheix et de Creste (0,6 Ma K/Ar) ;
- dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest (< 0,58 Ma ?) ;
- dépôts d'avalanche de débris de type Coudes Ouest ;
- basaltes *s.l.* porphyriques à olivine et clinopyroxène de type chapelle d'Anciat (0,5 Ma K/Ar).

Des datations par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  donnent une fourchette d'âge s'étalant entre 1,1 à 0,4 Ma environ (Nomade *et al.*, 2012). En tenant compte des datations K/Ar (0,9 à 0,24 Ma, *cf. supra*), nous retenons – dans l'état actuel des connaissances – une fourchette de 1,1 à 0,24 Ma pour l'activité volcanique

du massif du Sancy. Ces produits du Sancy occupent une surface bien plus importante que la seule emprise de la carte Veyre-Monton, et s'étendent notamment sur les cartes à 1/50 000 voisines de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981) et de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990). Une nomenclature actualisée des trachyandésites basaltiques (« doréites ») et différenciées (« sancyites ») du massif du Sancy est ainsi adoptée ici :

	Veyre-Monton 717	Bourg-Lastic 716	La Tour-d'Auvergne 740
Doréite à amphibole	<b>q1-2<math>\tau\alpha\beta_a</math></b>	<b>Da</b>	<b><sup>3</sup>Da</b>
Doréite à olivine	<b>q1-2<math>\tau\alpha\beta_o</math></b>	<b>Do</b>	<b><sup>3</sup>Do</b>
Doréite à biotite	<b>q1-2<math>\tau\alpha\beta_b</math></b>	<b>Dp-b</b>	<b><sup>3</sup>Dp-b</b>
Sancyite à biotite et rare amphibole	<b>q1-2<math>\tau\alpha</math></b>	<b>Sb</b>	<b><sup>3</sup>Sb</b>
Sancyite à biotite et sanidine	<b>q1-2<math>\tau\alpha_s</math></b>	<b>Sb-s</b>	<b><sup>3</sup>Sb-s</b>

Sur la carte de La Tour-d'Auvergne à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1990), l'exposant 3 signifie que l'âge est de 1,2 à 0,3 Ma, c'est-à-dire celui de la génération du Sancy. Sur la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), il n'y a pas d'exposant précisant l'âge, de sorte que les laves appartiennent soit à la génération du Mont-Dore, soit à celle du Sancy, selon leur localisation géographique.

La nappe de ponces trachytiques livre des âges à la limite entre Pléistocène inférieur (**q1**) et moyen (**q2**) :  $0,75 \pm 0,05$  Ma au Cheix ;  $0,83 \pm 0,04$  Ma à Neschers (K/Ar, *in* Besson *et al.*, 1977) pour Veyre-Monton ; entre  $0,79 \pm 0,07$  Ma (K/Ar, Cantagrel et Baubron, 1983) et  $0,85 \pm 0,03$  Ma (K/Ar, Bourdier, 1980), âges respectifs des coulées de trachyandésite et d'ankaramite encadrant la nappe de Super-Besse, sur la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) ;  $0,72 \pm 0,01$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Féraud *et al.*, 1990) pour la nappe de Rioubes-Haut, sur la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître). L'âge des ponces de Neschers est en outre cohérent avec des datations moins précises, par la méthode des traces de fission, qui donnent  $0,77 \pm 0,28$  Ma sur sphène et  $0,90 \pm 0,22$  Ma sur apatite (Chambaudet et Couthures, 1981, *in* Pastre, 1982). Cependant, une datation de ces ponces par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  donne un âge de  $0,58 \pm 0,02$  Ma (Lo Bello *et al.*, 1987), ce qui pose le problème de l'âge des dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux et de Coudes, qui leur sont postérieurs. Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille sont :

1) subcontemporains des ponces trachyandésitiques remaniées de Coudes, dont la biotite est datée de façon peu précise à  $1,06 \pm 0,30$  Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel *in* Ly, 1982) ; en partie au moins postérieurs au trachybasalte de la coulée inférieure de la carrière du Cheix, datée par la méthode K/Ar à  $0,92 \pm 0,05$  Ma (*in* Besson *et al.*, 1977), corrigée à  $0,91 \pm 0,07$  Ma (Cantagrel et Baubron, 1983) ;

2) antérieurs aux ponces trachytiques.

Aussi est-il préférable de mettre la notation **q1-2** à la plupart des formations volcaniques du Sancy présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, notamment pour les diverses entités de trachyandésites dont l'âge radiométrique n'est pas connu ou déterminé de façon précise.

**q1β. Basalte peu porphyrique à petits phénocristaux d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène, de la planèze de Courbanges.**

La planèze de Courbanges, située dans l'angle SW de la carte, est en partie recouverte par des coulées ultérieures et des formations superficielles : moraines et tourbières. Ce type de basalte constitue l'une des formations les plus précoces du volcan du Sancy. Il affleure bien, en particulier : au Rocher de l'Aigle ; à la faveur des cascades du Cheix et de Courbanges ; à la Roche des Jardins, à 1,5 km au NE de Courbanges ; et au NW de cette Roche. Il présente un débit en prismes à la cascade du Cheix et une altération en boules métriques à desquamation en pelures d'oignon à la Roche des Jardins (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Plus au NW, le talus d'un chemin situé en rive gauche du ruisseau du Cheix montre un basalte fracturé et altéré surmontant une altérite de diatexite **M<sup>2</sup>** rubéfiée.

La roche est noire, peu porphyrique, renfermant de petits phénocristaux millimétriques de clinopyroxène noir et d'olivine vert pâle de taille variable, atteignant parfois 1 cm (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). L'étude d'une lame mince (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) confirme la texture faiblement porphyrique et révèle la présence de feldspath interstitiel criblé de fines aiguilles d'apatite, et de vacuoles à remplissage de zéolite fibroradiée, le tout dans une mésostase microlitique très sombre. Les petits phénocristaux sont constitués d'olivine prédominante, plagioclase (zoné ou non), clinopyroxène verdâtre (parfois en agrégats) et rares oxydes de Fe-Ti parfois entourés de microlites de plagioclase. Ce type de basalte *s.l.* n'a fait l'objet d'aucune analyse chimique.

**q1-2ταβa. Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune, plagioclase et sanidine sporadique.**

Cette « doréite » à amphibole ne contient ni biotite ni olivine, et la sanidine n'y est que sporadique. Elle apparaît sous forme de petits lambeaux de coulées, dans l'angle SW de la carte, autour du Chambon-sur-Lac :

1) à l'Ouest du hameau des Angles, en limite occidentale de la carte, où elle forme l'extrémité orientale d'une coulée de direction W-E, venant du territoire de la carte de Bourg-Lastic, où elle est cartographiée avec la notation **Da** et recouverte par une coulée de trachyandésite basaltique à olivine (Brousse *et al.*, 1981). Cette coulée repose directement sur le granite orienté du massif du Chambon-sur-Lac (**ογ<sup>2</sup>**) ;

2) au Nord du lac Chambon, où se trouvent deux lambeaux de coulée, situés l'un au Nord du hameau de Varennes, où il repose en partie sur les gneiss mylonitiques, et l'autre à l'Est de ce hameau ; ces deux lambeaux sont postérieurs au dépôt des cinérites et tufs **q1brβ**. Le lambeau oriental est pris

dans une avalanche de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**). Cette trachyandésite basaltique correspond à la notation <sup>3</sup>**Da** de la carte de La Tour-d'Auvergne à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1990). Une datation K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) donne pour la « trachyandésite de Varennes » un âge de  $0,83 \pm 0,30$  Ma, mais cette datation est assortie d'une marge d'erreur élevée et d'une incertitude sur la localisation de l'échantillon : coulée de « doréite » ou dôme de « sancyite » (**q1-2 $\alpha$ s**) ?

La coulée des Angles, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, présente dans sa partie basale un débit en prismes frustes auquel se superpose une fracturation subhorizontale. L'observation macroscopique montre une mésostase gris clair enserrant des phénocristaux millimétriques de plagioclase et de clinopyroxène ou amphibole (difficiles à distinguer l'un de l'autre). Dans sa partie sommitale, elle est plus riche en phénocristaux et légèrement vacuolaire. Le lambeau de lave située au Nord de Varennes n'est bien visible qu'à son extrémité méridionale, tandis que celui qui se trouve plus à l'Est affleure à la faveur de pistes et de terrassements. Dans les deux cas il s'agit d'un faciès fracturé et altéré de couleur rouille, se débitant en petits blocs de teinte gris-verdâtre. Le caractère porphyrique n'est bien visible que sur des plans de coupe ; les phénocristaux sont analogues à ceux de la doréite des Angles.

L'étude microscopique d'un échantillon de la partie basale de la coulée des Angles montre une teneur modale en phénocristaux, en majorité automorphes, de l'ordre de 30 % (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) et constitués de : plagioclase, fréquemment zoné ; clinopyroxène vert pâle ; amphibole brun orangé, avec un liseré opaque ; oxydes de Fe-Ti ; sanidine sporadique ; apatite accessoire (en inclusion dans les amphiboles ou les plagioclases). La mésostase est formée de microlites feldspathiques, dans un fond sombre constitué de granules de clinopyroxène et d'oxydes de Fe-Ti. L'échantillon contient également des enclaves millimétriques d'une roche hypidiomorphe finement grenue, à composition basique : plagioclase  $\pm$  oxydes Fe-Ti  $\pm$  clinopyroxène. L'étude microscopique de la lave du Nord du lac Chambon montre une roche un peu moins porphyrique, avec 20 à 25 % de phénocristaux (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022), de même composition qu'aux Angles mais avec

- 1) une nette prédominance du clinopyroxène vert-pâle, qui présente parfois une macle en sablier et peut contenir de petits prismes d'apatite ;
- 2) une plus forte opacification de l'amphibole brune ;
- 3) la présence de petits amas de phénocristaux ;
- 4) une mésostase nettement plus riche en microlites de plagioclase, à orientation planaire nette. Par ailleurs, cette lave est recoupée par un réseau de microfissures à remplissage d'oxy-hydroxydes de fer.

Les données concernant le faciès **Da** de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989) permettent de préciser que le clinopyroxène est une salite, l'amphibole brune est une kaersutite, le plagioclase a une composition de

labrador-bytownite (An50-84) et que de l'anorthose est présente en petites plages interstitielles dans la mésostase.

q1-2 $\tau\alpha\beta_0$ . **Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, plagioclase, sanidine et parfois feldspath potassique.** Cette lave à olivine apparaît de manière marginale dans l'angle SW de la carte, où elle est en continuité avec les laves cartographiées en **Do** ou **<sup>3</sup>Do** sur les cartes voisines de Bourg-Lastic et de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1981 et 1990, respectivement) ; à l'WNW du hameau de Voissière, où elle forme l'extrémité orientale de la coulée de la Guièze, notée **Do** sur la carte de Bourg-Lastic ; au Sud du lac Chambon et au SW du cône strombolien quaternaire du Tartaret, où elle constitue un petit vestige de coulée reposant sur des gneiss mylonitiques, et affleurant sous forme de blocs épars ( $\geq 1 \text{ m}^3$ ).

Un échantillon de la coulée de Guièze prélevé en limite orientale de la carte de Bourg-Lastic, et contenant une enclave centimétrique de basalte, est décrit en détail par P. Chèvremont *et al.* (2022). Les blocs épars situés au Sud du lac Chambon sont constitués d'une lave gris clair, légèrement vacuolaire, à phénocristaux millimétriques à centimétriques de sanidine de teinte nacré (abondante), de clinopyroxène noir, de plagioclase blanc, et plus difficilement visible d'olivine en partie iddingsitisée. L'étude d'une lame mince montre que la lave contient environ 20 % de phénocristaux, sertis dans une mésostase finement grenue et riche en olivine. Les phénocristaux de sanidine sont arrondis en bordure et englobent parfois de petits cristaux de plagioclase (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). L'olivine se présente parfois en cristaux « squelettiques » englobant pœcilitiquement une partie de la mésostase. De l'apatite est parfois visible dans certains phénocristaux de clinopyroxène ou de plagioclase. En outre, la lave contient une mini-enclave de schiste très sombre, de 1,5 mm de longueur.

Les données du faciès **Do** de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989) permettent de préciser que le clinopyroxène est une salite, l'olivine a une composition Fo80-84, le plagioclase est de l'andésine, le feldspath potassique a une composition An20-Or25, de l'anorthose est présente en petites plages interstitielles dans la mésostase. Deux analyses chimiques de « doréites » de la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) montrent des trachyandésites basaltiques dans le diagramme TAS.

q1-2 $\tau\alpha\beta_b$ . **Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, biotite, plagioclase et sanidine.** Ce faciès se distingue du précédent par l'absence d'olivine, la présence de biotite et par un développement spectaculaire des phénocristaux de sanidine, bien visibles à l'œil nu, comme par exemple dans le coin SW de la carte, au niveau du buron de la Plate, construit sur une coulée de « doréite à phénocristaux de pyroxène + biotite + plagioclase + sanidine » venant de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981) où elle figure avec la notation **Dp-b**.

Cette lave a une patine brun-rouille, est légèrement vacuolaire et se distingue des faciès précédents (**Da et Do**) par une mésostase d'une teinte gris-souris et par une plus grande abondance et une plus grande taille moyenne des phénocristaux, notamment de sanidine, dont la longueur atteint 2,5 cm. La biotite est très difficile à distinguer, même à l'aide d'une loupe. L'étude microscopique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) montre 30 à 35 % de phénocristaux de taille hétérogène (mm à cm) constitués de : sanidine en plages microfissurées, aux bords arrondis, dont les plus grandes englobent de petits cristaux de plagioclase et de biotite ; plagioclase, plus ou moins zoné, isolé ou en petits amas, englobant parfois de petits cristaux de clinopyroxène, biotite, oxydes de Fe-Ti, apatite ; clinopyroxène vert pâle, fréquemment associé à de la biotite et/ou des oxydes de Fe-Ti ; biotite brun orangé, fréquemment altérée en hydroxydes de fer ; oxydes de Fe-Ti. Les minéraux accessoires sont de petits prismes d'apatite et du rare zircon. La mésostase est très finement cristallisée, à microlites de plagioclase, granules de clinopyroxène et oxydes de Fe-Ti. Cet échantillon contient également une petite enclave millimétrique (plutonique ?) microgrenue, à grain fin-moyen et à texture hypidiomorphe, contenant : plagioclase automorphe ; clinopyroxène vert xénomorphe à subautomorphe ; feldspath potassique xénomorphe interstitiel ; oxydes de Fe-Ti.

**q1-2τα. Trachyandésite différenciée (sancyite) porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare amphibole brune.** Ce type de lave, sans sanidine macroscopiquement visible, constitue trois lambeaux de coulées dans l'angle SW de la carte de Veyre-Monton : le *lambeau de Montaleix*, le plus occidental, qui va du Nord de ce hameau jusqu'à la carrière du lieu-dit Coudert Grand<sup>23</sup> à l'Est, de direction W-E, il recouvre une coulée de basalte du Sancy, au Sud, et est surmonté par un lambeau de coulée de « sancyite » à sanidine au Nord ; le *lambeau de Bessolles*, le plus important, va du Nord du hameau du Breuil à l'Ouest jusqu'à Saint-Victor-la-Rivière puis Bessolles à l'Est, il est recouvert au SW par une coulée de trachybasalte du Sancy ; enfin, au SW de Bessolles, un petit lambeau couronne la colline du Suquet (z = 1028 m) au pied sud de laquelle se trouvent des fibres de ponces trachytiques. En dehors de l'absence de sanidine, ces trachyandésites différenciées, légèrement vacuolaires, se distinguent macroscopiquement des trachyandésites basaltiques du massif du Sancy par l'abondance des phénocristaux de plagioclase, dont la longueur varie entre 1 et 8 mm. Elles seraient les équivalents des « sancyites » de type **Sb** la notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989, p. 29).

**Lambeau de Montaleix.** Ce lambeau affleure bien dans un talus au Nord du hameau, et à son extrémité orientale, où la trachyandésite repose sur une altérite de basalte du Sancy (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). La lave y présente un débit subhorizontal auquel se superpose une fracturation verticale. Le caractère porphyrique est peu marqué dans la partie basale de la coulée, mais ce caractère augmente rapidement vers le haut. De petites enclaves centimétriques

---

<sup>23</sup> Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

d'amphibolite plagioclasique sont parfois observées. Au microscope, cette lave (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) montre ~25 % de phénocristaux de plagioclase, fréquemment zonés, isolés ou parfois en petits amas, et à orientation planaire fruste. Parmi les minéraux ferromagnésiens (~20 % au total), on note une très nette prédominance de la biotite, fortement opacifiée, ainsi que : du clinopyroxène vert, de l'amphibole brun-orangé opacifiée en bordure, et des oxydes de Fe-Ti. La mésostase est constituée de microlites feldspathiques, dans un fond microcristallin. En outre, cette trachyandésite renferme deux petites enclaves microgrenues, à plagioclase à inclusions de fines aiguilles d'apatite, biotite ferruginisée, clinopyroxène vert et oxydes de Fe-Ti.

**Lambeau de Bessolles.** C'est sur la butte éponyme que ce lambeau affleure le mieux. Un échantillon s'y singularise par la présence d'une petite enclave centimétrique grise à grain fin à très fin. L'étude de ce dernier en lame mince montre des caractères pétrographiques analogues à ceux de l'échantillon de Montaleix décrit ci-dessus pour la texture et la composition modale de la lave. En revanche, l'enclave grise a une texture et une composition minéralogique originales : elle est constituée d'un assemblage de cristaux xénomorphes de taille variable, à plagioclase ; oxydes de Fe-Ti, fortement concentrés dans certaines zones ; biotite ferruginisée ; un minéral en baguettes à forte réfringence et biréfringence assez élevée, qui est probablement du corindon à biréfringence anormale (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**q1-2 $\tau$ <sub>s</sub>.** **Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite, clinopyroxène et parfois amphibole.** Ce type de lave se distingue par le fait que la sanidine y est bien visible, en phénocristaux dont la longueur peut atteindre localement 2 cm. Sur la carte de Veyre-Monton, il ne constitue que trois petites entités, situées dans le coin SW : au NE du hameau de Varennes, où deux petits dômes, l'un circulaire avec un diamètre d'environ 250 m, l'autre elliptique avec un grand axe N75°E de 250 m ont été cartographiés par J-C. Besson ; à l'Est de Montaleix, où un lambeau de coulée surmontant la lave **q1-2 $\tau$**  décrite *supra* et limité du côté oriental par l'avalanche de débris de type Fontenille affleure dans la carrière du Coudert Grand (*cf. supra*).

Les affleurements situés immédiatement à l'Ouest de la carrière du Coudert Grand permettent d'observer la coulée **q1-2 $\tau$**  et la coulée **q1-2 $\tau$ <sub>s</sub>** qui la surmonte. Cette dernière présente un débit en blocs de taille variable et comprend, à son extrémité orientale, un faciès bréchiq ue à patine rousse, au contact de l'avalanche de débris exploitée dans la carrière (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Les phénocristaux de sanidine sont bien visibles - au sein d'une mésostase gris beige - en raison de leur éclat vitreux, de leur teinte nacré e et de leur forme en tablettes de 1 à 2 cm de longueur pour 1 à 5 mm d'épaisseur. Ils présentent une orientation planaire fruste. Les autres phénocristaux (millimétriques) sont : plagioclase, clinopyroxène noir en prismes et biotite en petites lamelles.

Le dôme elliptique du Nord du hameau de Varennes (z = 966 m) se situe dans un secteur boisé et affleure au pied des ruines du château de Varennes, sur une dizaine de mètres de hauteur, où il présente un débit en dalles. La lave est de teinte grise, enserrant des phénocristaux dont la longueur ne dépasse pas 1 cm, et qui sont moins abondants que dans la trachyandésite **q1-2τa**. L'observation macroscopique permet de distinguer les mêmes silicates que dans la lave du Coudert Grand décrite ci-dessus, la sanidine étant inégalement répartie. D'après J.-C. Besson (1978, p. 158), le dôme circulaire situé un peu plus au Nord, dans un secteur difficile d'accès, est formé d'une trachyandésite plus claire et plus riche en phénocristaux, comprenant une hornblende brune. L'étude microscopique d'un échantillon du château de Varennes permet d'estimer à environ 40 % la teneur modale en phénocristaux de la lave avec une nette prépondérance du plagioclase, isolé ou en petits amas, sur la sanidine, rare dans la lame étudiée, et sur les minéraux colorés : clinopyroxène vert, biotite brune, rare hornblende brune et oxydes de Fe-Ti (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Elle révèle, en outre, la présence de plusieurs mini-enclaves millimétriques de roche microgrenue, mésocrate ou mélanocrate, à plagioclase et ferromagnésiens. Les phénocristaux de plagioclase présentent fréquemment un zonage, parfois très finement oscillatoire ou rarement souligné par des zones opacifiées (cf. Fig. 19 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). La biotite est soit fraîche, fortement pléochroïque avec une teinte allant du brun orangé au marron très foncé, soit partiellement à complètement opacifiée. L'amphibole brune est présente, mais en rares petits cristaux, à gaine opaque. L'apatite est un minéral accessoire relativement abondant, en particulier au sein des mini-enclaves ; le zircon est très accessoire, inclus dans le plagioclase ou la biotite. La mésostase est constituée de microlites de feldspath alcalin dans un fond microcristallin.

D'après les données de la thèse de J.-C. Besson (1978) la « sancyite » porphyrique du dôme circulaire se distingue par la rareté du clinopyroxène – de type augite – et la relative abondance de hornblende brune. Dans les deux dômes le plagioclase a une composition d'oligoclase et de la tridymite est présente dans la mésostase. D'après la notice de la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) la tridymite et la cristobalite sont abondantes dans les sancyites de type **Sb-s**. Les cinq analyses chimiques en éléments majeurs (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) disponibles (carte de Bourg-Lastic, Brousse *et al.*, 1989 ; de La Tour-d'Auvergne, Brousse *et al.*, 1990 ; et château de Varennes, Besson, 1978) situent ces laves dans le domaine des trachyandésites et des trachytes du diagramme TAS.

**q1pτa. Ponces trachyandésitiques à biotite, remaniées, de Coudes (environ 1 Ma).** Sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8, M.-H. Ly a cartographié cette formation en **Cpt'** : « coulée pyroclastique remaniée à ponces trachyandésitiques de Coudes », qu'il a étudiée dans sa thèse (1982, p. 46-47) à l'aide de tranchées de reconnaissance réalisées à la pelle mécanique dans un champ situé à 1 km au SW du bourg de Coudes, au lieu-dit Témat<sup>24</sup>.

---

<sup>24</sup> Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

La coupe principale (cf. Ly, 1982 ; Chèvremont *et al.*, 2022) montre des lits de ponces de 20 à 30 cm de puissance, formés de fragments anguleux décimétriques, entourés de petits fragments (mm à cm) roulés, englobés dans une matrice sablo-cendreuse blanc crème. L'observation à la loupe binoculaire et les tris minéralogiques montrent que l'ensemble de la formation est homogène et riche en échardes vitreuses, cendres, minéraux volcaniques, débris de ponces roulés et lapilli trachyandésitiques. Les ponces ont parfois un aspect rubané, ne contiennent pas de sanidine visible et ont une composition chimique de trachyandésite.

D'après J.-F. Pastre (1982, p. 17) : les minéraux volcaniques des ponces sont : plagioclase, clinopyroxène et biotite/phlogopite ; et les ponces de Coudes se distinguent de celles de Neschers (cf. *infra*) par l'absence de sanidine microlitique en rosettes. De plus, la matrice cendreuse contient de la biotite et des feldspaths, ainsi qu'un cortège de minéraux lourds nettement différent de celui de Neschers : il est principalement constitué, en dehors des oxydes de Fe-Ti, par de l'augite verte – à inclusions de magnétite – et de l'apatite, tandis que le sphène est peu abondant (< 3 %). Enfin, toujours pour le même auteur, cette formation ponceuse de Coudes est subcontemporaine du « lahar » adjacent de Beauvezeix. Ce faciès ponceux se retrouve aussi dans les « lahars » de Chadeleuf et de Lachaux (cf. ci-dessous, **q1Av2**). Une datation de la biotite par la méthode K/Ar (Cantagrel, in Ly, 1982, p. 119) donne un âge de 1 Ma, assorti d'une marge d'erreur élevée : 0,3 Ma.

**q1Av2. Dépôts d'avalanche de débris, de la génération de Fontenille (environ 1 Ma). 1- résiduels. q1F. Alluvions fluviales sous-jacentes.** Cette formation bréchique, polyolithologique et très hétérométrique, a probablement été générée par un effondrement de flanc du Puy de Sancy, dont les dépôts ont été plus ou moins remaniés selon les sites sous la forme de lahars. Elle est en inversion de relief, et constitue pour l'essentiel une vaste guirlande de lambeaux de taille variable, longue de quelque 35 km, qui démarre à l'Ouest de Besse-en-Chandesse et s'étend jusqu'à l'Est de Longues (cf. schéma structural), après avoir traversé une grande partie de la présente carte, depuis les environs de Saint-Diéry au SW, en passant par ceux de Montaigut-le-Blanc, Neschers, Coudes et Montpeyroux vers le NE. De minces niveaux lenticulaires d'alluvions fluviales localement sous-jacents aux dépôts sont décrits dans les paragraphes consacrés aux lambeaux concernés. Accessoirement, deux petits lambeaux rattachés à cette génération sont situés dans l'angle SW de la carte, sur la commune de Chambon-sur-Lac, à l'Est du hameau de Montaleix et au Nord du lac Chambon.

**Lambeau situé au Nord du lac Chambon.** Comme décrit *supra* (cf. **q1cra**), ce lambeau a été rattaché à l'avalanche de débris de la génération Fontenille par N. Vidal *et al.* (1996). Il se singularise par le fait que la brèche renferme de petits panneaux de cinérites trachyandésitiques en plus des autres éléments.

**Lambeau du Coudert Grand.** Découvert en 2012 à l'Est du hameau de Montaleix lors de vérifications de terrain pour la réalisation de la présente carte et de sa notice, il affleure de façon exceptionnelle à la faveur de la carrière située à 500 m WSW de la ferme du GAEC de l'Oiseau, au lieu-dit Coudert Grand<sup>25</sup>. En limite SW de la carrière, une faille – de direction N80°E, pendage de 60° vers le Nord – sépare un compartiment nord, correspondant à la brèche polyolithologique, d'un compartiment sud, constitué d'une brèche monolithologique, développée aux dépens d'une sancyite à phénocristaux de sanidine décrite *supra* (q1-2r<sub>as</sub>). Un front de taille orienté SW-NE permet d'observer, sur une hauteur de 5 à 6 m, la très grande hétérogénéité des éléments de la brèche, que ce soit du point de vue de leur taille ou de leur nature lithologique (cf. Fig. 20 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). Les blocs et panneaux sont en majorité arrondis et leur taille varie entre quelques cm et 1 m. Il s'agit de basaltes, de trachyandésites basaltiques et différenciées (porphyriques ou non), d'altérites silto-argileuses brunâtres à rougeâtres, et de fragments granitiques ou gneissiques du socle varisque... emballés dans une matrice cendreuse ocre formée de fins débris et poussières de roches et de minéraux.

***La longue guirlande de lambeaux, d'orientation générale SW-NE.***

La formation bréchique démarre vers 1260 m d'altitude, à l'Ouest de Besse-en-Chandesse puis traverse la carte éponyme (à paraître) en rive gauche de la Couze Pavin, selon une direction WSW-ENE. Elle arrive sur le territoire de la présente carte au SW de la Borie, puis constitue le lambeau de la partie inférieure de la carrière du Cheix, avant de former le vaste lambeau qui s'étend vers le NE jusqu'au hameau de Fontenille, situé en limite orientale de la maquette à 1/25 000 de J.-C. Besson (VM-6). Au NW de Fontenille, la guirlande est interrompue par l'érosion jusqu'au niveau de la faille de la Limagne à Montaigut-le-Blanc. À partir de cette localité, l'avalanche de débris du Sancy se retrouve sous forme d'une série de lambeaux, de taille variable, résiduels ou non, situés sur les deux rives de la Couze Chambon jusqu'à son confluent avec l'Allier, à Coudes. Au Nord de ce confluent, des lambeaux – en majeure partie résiduels – de l'avalanche se retrouvent en rive droite de l'Allier jusqu'à l'Est de Longues.

Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille sont majoritairement décrits en tant que « lahars », d'abord dans une publication de J.-C. Besson *et al.* (1977), puis, en détail, dans les thèses de J.-C. Besson (1978) et surtout de M.-H. Ly (1982), et, plus succinctement, dans une publication de J.-F. Pastre (1982). Ces dépôts sont probablement associés à la première phase explosive du Sancy, d'âge compris entre 1,1 et 1 Ma environ (Nomade *et al.*, 2012).

***Lambeau de Fontenille–St-Diéry.*** J.-C. Besson (1978) le décrit comme une masse chaotique non classée, à ciment cendreuse grisâtre relativement induré et blocs hétérométriques, de nature lithologique variée, avec cependant une

---

<sup>25</sup> Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

prédominance de trachyandésites de type « sancyites » ; cette masse atteint 80 m d'épaisseur, mais il n'est pas possible de préciser s'il s'agit d'une avalanche unique ou d'un empilement de plusieurs venues comme c'est le cas au plateau de Perrier. M.-H. Ly (1982) décrit un affleurement situé à St-Diéry, le long de la descente vers le hameau de la Bataille, qui montre un « lahar » riche en matrice cendreuse plus ou moins argilisée, contenant beaucoup de blocs de « sancyite » porphyrique et se singularisant par la présence de panneaux décimétriques à métriques à ponces fibreuses.

***Lambeaux situés sur les deux rives de la Couze Chambon, de Montaigut-le-Blanc à Coudes.*** Ils sont décrits en détail par M.-H. Ly (1982), dont nous reprenons ici les principaux éléments.

*Lambeau de Montaigut-le-Blanc.* Il affleure dans la partie occidentale de la localité, où la formation atteint une quinzaine de mètres de puissance. Elle repose sur un cordon alluvial recouvrant un massif de granite du plateau des Dômes, et est recouverte, du côté nord, par un autre niveau alluvial. Elle est constituée de blocs de « sancyite » porphyrique, à mésostase grise ou rouge, dans une matrice cendreuse assez abondante.

*Lambeau de St-Julien.* C'est celui qui présente la plus grande richesse d'informations, à la faveur de l'échine rocheuse du « moulin de la Serre », de direction W-E, en rive gauche de la Couze Chambon. La formation y a une vingtaine de mètres d'épaisseur et M.-H. Ly (1982, p. 106) en a levé une coupe montrant une pile composée d'un lahar sommital riche en blocs de trachyandésite de type « sancyite » reposant sur deux mètres d'alluvions grossières, puis sur un second niveau de brèches à « sancyite » de deux mètres de puissance, et enfin sur les sédiments argilo-gréseux du Rupélien (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). D'après J.-F. Pastre (1982), la « brèche sancyitique » est un poudingue à éléments de trachyandésite qui découle du remaniement d'un « lahar » de type Fontenille, ce qui pose le problème de la pluralité des avalanches venant du Sancy. La matrice contient de la sanidine, associée à des oxydes de Fe-Ti et à de l'augite verte en baguettes. Cette dernière est absente du niveau alluvial sus-jacent, dont les galets sont constitués de basaltes divers, phonolites, granites, leptynites et de très rares trachyandésites. Le lahar sommital contient de gros blocs de trachyandésites et de basaltes, dans une matrice blanchâtre riche en ponces fibreuses ou peu moussues (probablement analogues aux ponces trachyandésitiques de Coudes ; Ly, 1982), et de lapilli de laves diverses.

*Lambeaux en rive droite de la Couze Chambon entre Montaigut-le-Blanc et Champeix.* Sur des sédiments argilo-gréseux rupéliens reposent trois petits lambeaux, en majeure partie résiduels, à blocs erratiques de trachyandésite, qui sont d'Ouest en Est ceux des buttes de Crouzille, de Coudoux et la Peyrouse<sup>26</sup>.

---

<sup>26</sup> Ces trois toponymes ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

*Petits lambeaux en rive gauche de la Couze Chambon à Champeix et à l'ESE de la Chapelle d'Anciat.* Un vestige de « lahar » de quelques mètres de puissance à l'ESE de la Chapelle d'Anciat est discordant sur le contact entre des sédiments gréso-argileux rupéliens et le horst granitique (Ly, 1982). Il est constitué de blocs de roches volcaniques du Sancy, dans une abondante matrice cendreuse indurée de teinte blanchâtre. Il est surmonté par des alluvions à ponces trachytiques de type Neschers, le tout étant recouvert par un lambeau de basalte *s.l.* riche en olivine de type la Chapelle d'Anciat (0,5 Ma).

*Lambeaux de Chadeuleuf, en rive droite de la Couze Chambon.* Il s'agit d'un ensemble de lambeaux qui se situent à l'Ouest et au Nord du hameau de Chadeuleuf et affleurent par exemple le long du chemin qui mène de Chadeuleuf à Neschers, où M.-H. Ly (1982) a levé une coupe. Le lahar, de 7 à 8 m d'épaisseur, repose sur une dizaine de mètres d'alluvions fluviatiles (**q1F**) sus-jacentes à l'arkose de Montpeyroux. La partie supérieure des alluvions est sableuse, à feldspaths (du socle varisque et éruptifs), débris de ponces rhyolitiques altérées et rares quartz bipyramidés (Pastre, 1982). Vers le SW, l'arkose passe latéralement à la formation argilo-gréseuse **g1ka** sur laquelle repose en général directement le lahar, dont l'épaisseur augmente jusqu'à 20 voire 30 m, même si sa limite sud est difficile à cerner. Globalement, le lambeau de Chadeuleuf se singularise par la présence de blocs de trachyandésite (« sancyite ») porphyrique à mésostase brun rouge à tendance scoriacée, et par une plus grande abondance de débris de ponces trachyandésitiques de type Coudes.

*Lambeau de Beauvezeix, en rive gauche de la Couze Chambon.* Ce lambeau d'allongement SW-NE se situe au SW de Coudes et est en contact avec les ponces trachyandésitiques de Coudes à son extrémité NE. Il repose du côté SE sur 8 à 10 m d'alluvions fluviatiles (**q1F**), qui le séparent de l'arkose rupélienne de Montpeyroux (**g1kM**). Il a une dizaine de mètres d'épaisseur, et consiste en de très gros blocs de roches volcaniques diverses, « clast-supported », et très peu de matrice cendreuse indurée à débris de ponces trachyandésitiques analogues à celles, remaniées, de la coulée de Coudes.

*Lambeau de Montpeyroux, en rive gauche de l'Allier.* Au NE de Montpeyroux se trouve un « lahar » en majeure partie résiduel, qui repose du côté oriental sur des alluvions fluviatiles (**q1F**), sus-jacentes à la formation argilo-gréseuse rupélienne (**g1ka**), qui recouvre ici le horst granitique de St-Yvoine. Sur le plateau qui se trouve du côté ouest, la limite du « lahar » est difficile à cerner.

**q1τβ. Trachybasalte de type coulée inférieure de la carrière du Cheix (0,9 Ma).** Dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton se trouvent des lambeaux d'une coulée de trachybasalte qui est issue du Puy de Serveix, culminant à 1328 m d'altitude dans l'angle NW de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître), et qui recouvre une avalanche de débris de la génération de Fontenille. Ces lambeaux se trouvent en rive droite de la Couze

Pavin, au Sud de Chomeilles et de la Borie, puis en rive gauche dans la partie inférieure de la carrière du Cheix et au Sud de St-Diéry.

Ce trachybasalte est très bien exposé dans la carrière du Cheix, où il est emboîté dans une avalanche de débris de type Fontenille, sous-jacent aux ponces trachytiques **q1-2pct** (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), et où il constitue, d'après J.-C. Besson (1978), une coulée de 30 à 40 m de puissance « à la prismation extrêmement confuse ». Plus à l'ESE, il apparaît dans la carrière abandonnée située en bordure ouest de la D622, au SE du bourg de St-Diéry. Ce type de roche est décrit sur la feuille Besse-en-Chandesse (à paraître) comme une lave de teinte gris-bleuâtre, généralement très compacte, avec un débit en dalles épaisses, à texture microlitique fluidale très faiblement porphyrique avec quelques petits phénocristaux de clinopyroxène, oxydes métalliques, plagioclase, amphibole brune et apatite, mais pas d'olivine. La mésostase est constituée essentiellement de microlites de plagioclase à composition de labrador, de clinopyroxène, d'oxydes métalliques et de rare olivine ; du feldspath alcalin est toujours présent, en liseré de microlites de plagioclase ou en plages subautomorphes indépendantes ; les feldspathoïdes sont très fréquents : néphéline, interstitielle, et parfois leucite associée.

Les datations radiométriques par la méthode K/Ar sur des échantillons de la carrière du Cheix (*in* Besson *et al.*, 1977, et *in* Ly, 1982) donnent des âges de  $0,58 \pm 0,04$  et  $0,62 \pm 0,04$  Ma pour le trachybasalte supérieur ;  $0,75 \pm 0,05$  Ma pour les ponces trachytiques ;  $0,92 \pm 0,05$  Ma pour le trachybasalte inférieur. Deux analyses chimiques en éléments majeurs (Besson, 1978) placent cette lave entre les champs téphrite et trachybasalte du diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

**q1-2pct. Ponces et cendres trachytiques de type carrières du Cheix et de Neschers (0,8 à 0,6 Ma).** D'après les éléments de chronologie relative, ces dépôts se mettent en place entre deux générations d'avalanches de débris du massif du Sancy : ils sont postérieurs à la génération de Fontenille (**q1Av2**) et antérieurs à celle de Montpeyroux Ouest (**q2Av3**). Ils se trouvent dans deux secteurs de la carte : dans la partie la plus méridionale de son quart SW (VM5-6), où J.-C. Besson les a délimités sur sa maquette à 1/25 000, et où se trouve la carrière du Cheix ; et dans la partie centrale de son quart SE (VM7-8) où M.-H. Ly les a délimités sur sa maquette à 1/25 000, et où se trouve la carrière de Neschers.

**Dans la partie la plus méridionale du quart sud-ouest de la carte,** des dépôts de ponces et de cendres trachytiques ont été observés et délimités à six endroits, qui se situent – d'Ouest en Est – : en rive gauche (nord) du ruisseau de Malvoissière, à l'Ouest et à l'Est du hameau de Chomeilles ; au SE du hameau de Bessolles, sous un vestige de coulée de trachyandésite ; de part et d'autre du hameau de la Borie, en bordure de la route D621 ; dans la carrière du Cheix ; dans la partie orientale de St-Diéry-Bas, sous une coulée de basalte *s.l.* à olivine de type chapelle d'Anciat. Ces entités trachytiques sont en général

très altérées et affleurent mal. L'entité de Chomeilles-Est est décrite de façon assez sommaire par J.-P. Santoire (1976). La carrière du Cheix permet en revanche d'observer de façon exceptionnelle une lentille de ponces trachytiques (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), qui a fait l'objet d'une étude très détaillée dans la thèse J.-C. Besson (1978, p. 53-68), que nous reprenons ici.

Les ponces de la carrière du Cheix ont une teinte blanchâtre et sont dispersées au milieu des cendres. Leur taille varie de quelques mm à une dizaine de cm, leur forme est subsphérique et elles montrent – sur des cassures fraîches – un aspect soyeux et une tendance fibreuse, le dessin des fibres étant toujours très contourné, contrairement à ce que l'on observe pour les ponces rhyolitiques de la « Grande Nappe ». L'étude microscopique montre une texture hyaloporphyrique et une paragenèse minérale composée de : feldspaths (oligoclase et sanidine) ; clinopyroxène prismatique brun-vert pâle, zoné, à composition de salite ; biotite toujours très fraîche, mais parfois tordue voire brisée ; minéraux accessoires : sphène, magnétite et rare apatite ; verre incolore. Deux analyses chimiques de ces ponces (*in* Besson, 1978) donnent des teneurs en éléments majeurs plaçant de manière surprenante (et erronée ?) ces laves dans le champ du trachybasalte du diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

**Dans la partie centrale du quart sud-est de la carte**, des dépôts de ponces et de cendres trachytiques se trouvent en rive gauche de la Couze Chambon, dans le prolongement de ceux du quart SW : à l'Est de Montaigut-le-Blanc, au Sud de St-Julien, où d'après J.-C. Besson *et al.* (1977) ils ont envahi un thalweg creusé dans une avalanche de débris de la génération de Fontenille (**q1Av2**) ; au NE de Neschers, où ils ont fait l'objet d'une exploitation en carrière, et sont intercalés entre des sédiments oligocènes sous-jacents et des alluvions fluviales à ponces trachytiques (**Fv2τ**) sus-jacents ; à l'WSW de Montpeyroux, où ils se trouvent – sous forme de petits lambeaux – dans une situation géologique analogue à la précédente, mais où les alluvions à ponces trachytiques sont recouvertes par l'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest (**q2Av3**), en majeure partie résiduelle.

La carrière de Neschers a fait l'objet d'une description détaillée (Besson *et al.*, 1977) montrant la présence d'un niveau basal, de 6 à 7 m de puissance, constitué d'un tuf chaotique blanchâtre à matrice cendreuse prédominante. Il contient quelques granules allogènes, des minéraux libres tels que feldspaths, magnétite et augite, et surtout 20 à 30 % de débris ponceux de 2 à 3 cm en moyenne, mais pouvant atteindre 10 à 20 cm au toit de la formation. Ce niveau tuffacé est surmonté par un niveau de 4 à 6 m de puissance, de couleur grisâtre, constituant la partie inférieure des alluvions fluviales à ponces trachytiques. La formation de la carrière de Neschers est datée à  $583 \pm 20$  ka par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Lo Bello *et al.*, 1987).

**q1-2Fτ. Alluvions fluviales à ponces trachytiques de Champeix–Neschers–Montpeyroux.** Ces alluvions forment un alignement de lambeaux en rive gauche de la Couze Chambon, entre les localités de Champeix et de Montpeyroux. Elles se singularisent par deux faits :

- 1) elles renferment des débris de ponces trachytiques (Besson *et al.*, 1977) et ;
- 2) elles ont fourni une rare faune de mammifères pléistocènes, associant *Equus caballus*, *Cervus elaphus* et *Rhinoceros etruscus* (Bout *et al.*, 1966).

Dans la carrière de Neschers, elles forment d'après J.-C. Besson *et al.* (1977) un niveau de 4 à 6 m de puissance, hétérogène et de teinte grisâtre, au-dessus des ponces **q1-2pct**. Ce niveau est constitué de lits – parfois entrecroisés – de sables et de graviers, plus ou moins anguleux et de nature lithologique variée (roches du socle varisque, basaltes, trachyandésites...), avec des intercalations lenticulaires de ponces roulées, provenant de la formation sous-jacente. Par endroits, les strates sont ravinées par un matériau chaotique grossier, de type microconglomérat, à matrice boueuse ou graveleuse, considéré comme étant dû à des débâcles boueuses en contexte torrentiel (Besson *et al.*, 1977). D'après une étude détaillée de J.-F. Pastre (1982), la puissance de ces alluvions peut dépasser 10 m, et les sables feldspathiques renferment des granules allogènes et des oxydes de Fe-Ti. La composition de la fraction lourde des sables est proche de celle de la nappe de ponces **q1-2pct** : augite 85 %, hornblende brune 7 %, apatite 5 %, zircon 3 %. Les éléments centimétriques des microconglomérats ont une composition lithologique relativement homogène avec en moyenne : « doréite » 75 %, « sancyite » 10 %, granite 10 %, basaltes *s.l.* 5 %. À Neschers cet ensemble se termine par un 1 m de sables lités, traduisant un retour à un écoulement plus calme.

**q2τβ. Trachybasalte de type coulées supérieures de la carrière du Cheix et de Creste (0,6 Ma).** Ce trachybasalte constitue, dans la partie la plus méridionale de la carte, des lambeaux d'une coulée d'orientation générale W-E, en inversion de relief. Le lambeau le plus occidental et le plus important est celui qui s'étend du SE de Courbanges jusqu'au Sud de St-Victor-la-Rivière en passant par le hameau du Breuil, soit entre 1163 et 1027 m d'altitude. Plus à l'Est, trois petits lambeaux se trouvent au-dessus de la coulée trachybasaltique inférieure du Cheix et de St-Diéry. Enfin, encore plus à l'Est, trois autres petits lambeaux se situent au-dessus de la coulée inférieure de Creste, formée d'une basanite à nodules de péridotite attribuée au Pliocène inférieur, entre le Puy de Roche Courbière et le plateau de la Chaux.

La partie supérieure de la carrière du Cheix est un lieu d'observation exceptionnel, montrant une coulée bien prismée surmontée d'une coulée disloquée en blocs de taille variable et en grande partie transformée en une isaltérite brunâtre (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Les prismes sont constitués d'une roche gris clair faiblement porphyrique, analogue à celle à débit en plaquettes que l'on peut observer sur le lambeau du Breuil, dans le talus de la D635 au SE de Courbanges. Les datations par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) donnent un âge de  $0,56 \pm 0,06$  Ma pour la coulée du Breuil (Courbanges) et de  $0,57 \pm 0,06$  Ma pour la coulée supérieure de la carrière du Cheix.

Le lambeau trachybasaltique du Puy de Roche Courbière repose sur une couche de scories rouges soudées de 5 m d'épaisseur, qui le sépare de la basanite de la coulée inférieure de Creste. Il s'agit d'une roche gris-bleu, à tendance aphyrique, qui se débite en dalles. Ce trachybasalte est pauvre en phénocristaux et riche en microlites de plagioclase, soulignant une texture fluidale, dans un fond constitué de verre et de feldspath potassique (Ly, 1982). Le lambeau trachybasaltique du plateau de la Chaux recouvre le basalte doléritique pliocène de Prady dont l'âge est estimé à 3,9-3,1 Ma.

**q2Av3. Dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest (< 0,58 Ma ?). 1- résiduels.** À l'WSW du village de Montpeyroux, en rive gauche de la Couze Chambon, se trouve un lambeau de dépôts d'avalanche de débris, en majeure partie résiduels, de direction WSW-ENE, qui s'étend sur une longueur de quelque 2 km entre le blockhaus de la Laigue et le Sud de Montpeyroux. Ces dépôts recouvrent des ponces trachytiques et des alluvions renfermant de telles ponces, de sorte qu'ils appartiennent à une génération plus récente que ceux de type Fontenille et sont, corrélativement, attribués à une troisième génération, cartographiée avec la notation **q2Av3**.

Le « lahar » était bien visible dans la tranchée de la RN9 au moment de la réalisation de cette route à 2x2 voies, au début des années 1980, et cela a permis à M.-H. Ly d'établir une coupe complète (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) qui décrit une lentille de lahar de 4 à 5 m de puissance, emboîtée dans des alluvions à ponces trachytiques, et recouverte par des formations superficielles. Cet affleurement a depuis disparu sous un recouvrement anthropique destiné à stabiliser les talus. D'après J.-F. Pastre (1982) le lahar résiduel est peu épais et parmi ses éléments, fréquemment roulés, prédominent des trachybasaltes, associés à des trachyandésites de type « doréites » et « sancyites ».

**q2Av4. Dépôts d'avalanche de débris de type Coudes Ouest.** À l'Ouest et au Sud de Coudes, se trouvent trois petits lambeaux de dépôts d'avalanche de débris, attribués à une quatrième génération de « lahars » (Ly, 1982 ; Pastre, 1982) et cartographiés à 1/25 000 par M.-H. Ly. Le principal lambeau se situe à l'Ouest du bourg de Coudes, à une quarantaine de mètres au-dessus du cours actuel de la Couze Chambon. Il affleure en bordure de la route D797, près d'une maison, où il consiste en une matrice cendreuse indurée englobant de gros blocs constitués de trachyandésites basaltiques et différenciées porphyriques, à grands phénocristaux de plagioclase et de sanidine, respectivement (Ly, 1982, p. 116). Une variété de trachyandésite différenciée à pâte vitreuse grise, à biotite abondante et à nombreux phénocristaux de sanidine de longueur pluricentimétrique se détache notamment bien dans le dépôt (Pastre, 1982, p. 21). Tout comme **q2Av3**, l'origine de ces dépôts reste à préciser.

**q3βo. Basalte s.l. porphyrique à petits phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, de type Chapelle d'Anciat (0,5 Ma).** Ce basalte s'apparente pétrographiquement à celui de l'angle NE de la carte de La Tour-d'Auvergne,

sur le flanc oriental du Puy de Sancy, où il est cartographié avec la notation **<sup>3</sup>βo-p** (Brousse *et al.*, 1990). Sur la présente carte, il constitue pour l'essentiel un ensemble très discontinu de lambeaux qui s'étendent depuis la forêt de Courbanges, dans l'angle SW de la carte, jusqu'à La Chapelle d'Anciat, à l'Est de Champeix, où M.-H. Ly (1982) a défini le faciès-type, daté à 0,50 Ma (Lippolt, 1966, *in* Ly, 1982).

En dehors de la datation radiométrique à 0,50 Ma, le caractère récent de ce basalte est attesté par le fait que plusieurs lambeaux se trouvent au-dessus de ponces et cendres trachytiques du type « carrières du Cheix et de Neschers » dont l'âge oscille autour de 0,80 Ma (*cf.* **q1-2pct**). C'est notamment le cas pour : le lambeau le plus occidental – le plus grand – qui s'étend de la forêt de Courbanges jusqu'à Chomeilles ; les lambeaux de Chomeilles et Chatelguizon ; le lambeau de St-Diéry-Bas ; le lambeau de la partie nord de Champeix, qui recouvre des alluvions à ponces trachytiques de type Neschers, elles-mêmes sus-jacentes à un « lahar » de la génération de Fontenille (*cf. supra*, Ly, 1982). S'ajoutent aussi trois petits lambeaux en limite méridionale de la feuille, au NE de Saurier et au Sud du plateau de la Chaux, de part et d'autre de la Couze Pavin.

**Lambeaux du quart sud-ouest de la carte (VM5-6)**, délimités par J.-C. Besson sur sa maquette à 1/25 000. En limite méridionale de la carte, entre les hameaux de Courbanges et de Chatelguizon, le basalte *s.l.* apparaît sous forme de quatre lambeaux, en inversion de relief, alignés sur un axe W-E, en rive nord du ruisseau de Malvoissière. Le lambeau le plus occidental s'étend de la forêt de Courbanges jusqu'à la Croix de la Miette, entre 1200 et 1029 m d'altitude. Il affleure bien à l'Ouest du hameau de Chomeilles, dans le talus occidental de la route D5, sous la croix de la Miette, où la coulée repose sur une altérite de diatexite M<sup>2</sup> rubéfiée (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il est relayé vers l'Est par les petits lambeaux de Chomeilles et de Chatelguizon. Ce dernier culmine en un point relativement haut, coté z = 1032 m, ce qui peut s'expliquer par le fait qu'il couronne un petit horst de mylonites du socle varisque.

Plus à l'ENE, en rive gauche de la Ribeyre se trouve le gisement de basalte *s.l.* de St-Diéry-Bas, situé topographiquement entre 780 et 680 m d'altitude environ, et géologiquement encastré entre le « lahar » de Fontenille et des sédiments argilo-gréseux rupéliens (**g1ka**).

Le basalte *s.l.* de Chatelguizon consiste en une roche très sombre dans laquelle on distingue de petits phénocristaux millimétriques d'olivine verte et de clinopyroxène noir. Son étude pétrographique montre une texture microlitique légèrement porphyrique, avec environ 15 % de phénocristaux de clinopyroxène (dominant) et d'olivine, en cristaux isolés ou parfois groupés en petits amas, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase à orientation planaire fruste.

**Lambeaux du quart sud-est de carte (VM7-8).** Sur sa maquette à 1/25 000, M.-H. Ly a délimité des basaltes porphyriques à petits phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène *s.l.* au niveau de trois lambeaux de direction générale W-E au Nord de Champeix, en rive gauche de la Couze Chambon (dont celui de la Chapelle d'Anciat, le plus oriental) ; ainsi que les petits lambeaux situés au NE de Saurier.

***Lambeaux au Nord de Champeix, en rive gauche de la Couze Chambon.***

Les deux lambeaux « basaltiques » les plus occidentaux, situés autour de la cote 500 m, se trouvent de part et d'autre de la route D28 qui mène à Ludesse. Celui de la Chapelle d'Anciat se trouve entre 490 et 500 m d'altitude environ. Ces lambeaux reposent sur le granite-granodiorite du horst de Champeix du côté sud et sur des sédiments argilo-gréseux rupéliens (**g1Ka**) du côté nord. Dans sa thèse M.-H. Ly (1982) décrit la coulée de la Chapelle d'Anciat comme étant constituée d'un « basalte » porphyrique, formé de phénocristaux d'augite automorphe et d'olivine, dans une mésostase à texture à tendance doléritique, consistant en d'abondants microlites de plagioclase et quelques cristaux d'apatite dans un verre brunâtre. En outre, le même auteur donne deux analyses chimiques de ces basaltes porphyriques qui placent les laves entre les champs de la basanite (ou téphrite) et du basalte du diagramme TAS, avec un caractère plus sodique que potassique (Le Bas *et al.*, 1986).

***Lambeaux à l'ENE de Saurier.*** Sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître) ce type de basalte *s.l.* constitue pour l'essentiel un lambeau, de direction générale SSW-NNE, situé au Sud et à l'Est du bourg de Saurier, auquel nous rattachons les lambeaux les plus méridionaux de Veyre-Monton, qui n'affleurent qu'en blocs épars. Un peu plus à l'Est, toujours en rive droite de la Couze Pavin, se trouve un petit lambeau circulaire de basalte analogue situé à une altitude plus élevée : autour du point coté z = 701 m, au sommet d'une petite colline dont le soubassement est constitué de granite-granodiorite du horst de St-Floret ; du côté oriental ce lambeau alimente une langue d'éboulis de direction W-E. Enfin, à environ 1 km au NE de ce point, en rive gauche de la Couze Pavin cette fois, un autre petit lambeau de basalte se trouve autour du point coté z = 684 m<sup>27</sup> au-dessus de bancs de calcaires à Striatelles du Rupélien (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

## **Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (< 0,1 Ma)**

La Chaîne des Puys s'étend sur quelque 70 km de longueur dans une direction Nord-Sud, entre les maars de Tazenat et de la Godivelle. La plupart des appareils s'alignent au sein d'un horst cristallin : le Plateau des Dômes, selon une traînée N-S d'une trentaine de kilomètres de longueur pour trois à quatre kilomètres de largeur, allant du maar de Beaunit au Nord au maar de la Narse d'Espinasse au Sud. Cet ensemble principal possède une carte détaillée à

---

<sup>27</sup> cette cote ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

1/25 000 : la carte volcanologique de Chaîne des Puys, qui a fait l'objet de 6 éditions par le Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne, la 6<sup>e</sup> étant celle de P. Boivin *et al.* (2017).

Sur le territoire de la carte à 1/50 000 de Veyre-Monton se trouvent :

- 1) la partie méridionale de l'ensemble principal, depuis le Puy de Mercœur au Nord jusqu'à la Narse d'Espinasse au Sud, et ;
- 2) deux volcans isolés plus au Sud : le Puy de Monténard et le Tartaret, qui ne figurent pas sur la carte volcanologique à 1/25 000 de la Chaîne des Puys, mais sont décrits dans sa notice. Il n'y a pas de dôme trachytique sur l'emprise de la présente carte, mais des cônes stromboliens avec des coulées de laves et des saupoudrages de lapilli associés, ainsi que des cratères de maar avec un croissant ou un anneau pyroclastique associé. Pour la rédaction du présent chapitre nous avons repris des éléments de la notice de la 6<sup>e</sup> édition de la carte à 1/25 000 de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2017) et – pour le quart SW (VM5-6) – de la thèse de J.-L. Besson (1978), et y avons ajouté de nouvelles observations.

La plupart des entités de la Chaîne des Puys datent du Pléistocène supérieur (q3), mais certaines – y compris sur le territoire de la présente carte – ont un âge < 11 700 ans et datent corrélativement de l'Holocène (q4) ; aussi par souci de simplification attribuons nous la notation q3-4 à toutes les entités.

### ***Cônes stromboliens***

Pour les cônes stromboliens et les coulées associées, qualifiés précédemment de « basaltiques », les analyses chimiques compilées dans le cadre du DEA de J.-B. Rosseel (1996) ont permis de distinguer trois classes pétrochimiques : basalte, trachybasalte et trachyandésite, et de cartographier les entités en fonction de ces trois classes. D'une façon générale, les cônes stromboliens de la Chaîne des Puys ont une hauteur de 100 à 200 m et leurs pentes sont de 20 à 30°, la plus forte déclivité se trouvant au Puy de la Vache. En fonction de la granulométrie, la nomenclature internationale (Schmid, 1981) permet de subdiviser les projections stromboliennes en cendres (< 2 mm), lapilli (2 à 64 mm) et blocs et bombes (> 64 mm). Les scories désignent les éléments vacuolaires dont la densité est supérieure à 1. Les bombes – en fuseau, bouse de vache ou croûte de pain – sont des projections bien caractérisées morphologiquement et parfois plurimétriques.

Les faciès « cœur de cône » et « bas de cône » se singularisent par leur teinte rouge ou noire, qui traduisent l'état d'oxydation du fer dans les dépôts (*cf.* Fig. 21 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022). Le premier comprend généralement des fragments de toutes tailles, localement soudés, et ne montre pas ou peu de litage et de granoclassement. Le second est constitué des mêmes éléments, mais avec une nette diminution de la granulométrie moyenne, une stratification généralement bien marquée et un granoclassement faible à bon.

q3-4Sβc. **Cônes stromboliens basaltiques.** Du Nord au Sud, les cônes de composition basaltique sont les Puys de Monteillet, de Montchal, de la Toupe, de Boursoux, de Combegrasse 1 et 2, de la Rodde 1 et 2, ainsi que les deux petits cônes du Puy de l'Enfer, associés à la Narse d'Espinasse, tous situés dans le quart NW de la feuille Veyre-Monton.

Le **Puy de Monteillet** (z = 1086 m) se trouve dans la partie la plus septentrionale de la feuille et correspond à un cône égueulé vers le Sud. Les autres principaux cônes stromboliens basaltiques forment une petite chaîne de direction générale N160°E et d'environ 8 km de longueur, qui comprend : le **Puy de Montchal**<sup>28</sup> (z = 1094 m), ouvert vers le NW et situé à l'Ouest de la Maison du Parc des Volcans de Montlosier ; le **Puy de la Toupe**<sup>29</sup> (z = 1074 m), égueulé vers l'WNW, largement exploité en carrière pour la « pouzzolane », et dont la coulée est datée à 45 500 ans (cf. plus loin q3-4β) ; le **Puy de Boursoux** (z = 1024 m) égueulé vers le NW ; le **Puy de Combegrasse** (z = 1120 m), formé de deux cônes accolés aux cuvettes émoussées, égueulés respectivement vers le SW pour le plus grand et le NW pour le plus petit, plus récent et dans le flanc duquel une petite carrière a exploité des scories grossières à usages locaux ; le **Puy de la Rodde** (z = 1127 m), qui correspond à un cône égueulé vers le Sud, installé dans un maar (dont il reste des vestiges à ses pieds nord et est), et qui recoupe sur son flanc SE un cône plus ancien ; le **Puy de l'Enfer** (z = 1086 m), situé à 2 km à l'Ouest du Puy de la Rodde, et qui correspond à un cône mixte, résultant de l'activité simultanée du maar de la Narse d'Espinasse (cf. *infra*) et d'un volcan strombolien dont la cheminée scoriacée, recoupe – sur la paroi nord de la Narse – le substratum constitué ici par des basaltes prémondoriens – miocènes à pliocènes – et par le complexe volcano-sédimentaire de Saulzet-le-Froid, intercalé dans ces basaltes. Une carrière y est en cours de mise en valeur à des fins pédagogiques : elle montre des projections mixtes, où des strates franchement stromboliennes s'intercalent entre les produits de maar, parfois avec des discordances syn-éruptives (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Un petit cône de scories soudées (spatter-cone) contemporain de cette activité mixte apparaît également sur le flanc nord du Puy de l'Enfer.

q3-4Sτβc. **Cônes stromboliens trachybasaltiques.** Du Nord au Sud, les cônes de composition trachybasaltique sont les Puys de Mercœur, de Pourcharet, de Lassolas, de la Vache, de Montgy, de Charmont, Nain, et de Monténard, dans la moitié nord de la feuille Veyre-Monton ; et le Tartaret 1 et 2 près de Murol dans la moitié sud.

Les puys jumeaux de **la Vache** et de **Lassolas** sont de célèbres exemples de cratères égueulés, bien documentés (Jordan *et al.*, 2016), qui ont donné naissance à une coulée d'une quinzaine de kilomètres de longueur, qui s'étend jusqu'à St-Amant-Tallende dans la Limagne, en suivant la vallée de la Veyre. Le **Puy de Charmont** consiste en un cône égueulé vers le Sud, mis en

---

<sup>28</sup> À ne pas confondre avec son homonyme qui se situe sur le territoire de la carte Besse-en-Chandesse à 1/50 000

<sup>29</sup> « la Taupe » sur la carte IGN à 1/50 000 et donc sur la présente carte géologique

place dans un maar, et sur le flanc SE duquel se trouve un petit cône annexe allongé NW-SE, dit « du *Puy Nain* », à l'Ouest de Verneuge. Le *Puy de Monténard* ( $z = 1173$  m) correspond à un appareil strombolien classique à cratère principal fermé, installé dans un maar encastré dans une avalanche de débris montdorienne de la génération de Perrier (**p2-q1Av1** ; 2,6 Ma), et accolé au Sud à un cône adventif égueulé vers l'Ouest.

Situé à l'Ouest du bourg de Murol, le *Tartaret* forme une colline boisée subcirculaire kilométrique (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) qui consiste en deux cônes stromboliens successifs : du côté ouest, l'*ancien Tartaret* ( $z = 943$  m<sup>30</sup>) forme une échine allongée N-S de 250 m de largeur maximale, qui est recoupée sur sa bordure orientale par le *nouveau Tartaret* ( $z = 957$  m), de forme subelliptique avec un grand axe N-S de 1,5 km et un petit axe de 800 m. Une piste emprunte le vallon qui suit le contact entre les deux entités. Une carrière abandonnée implantée à l'extrémité nord de l'ancien Tartaret montre (Besson, 1978 ; p. 126-128) un amas d'énormes blocs de lave vésiculée, sombres dans la masse et rubéfiés en surface, disposés de façon anarchique et fortement fumerolisés, qui passent latéralement à des projections plus ou moins bien stratifiées, constituées de cendres, lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseau ; puis, dans sa partie orientale, à un ensemble de tufs bien lités, en bancs centimétriques granoclassés, à fort pendage vers l'Est et bombes en chou-fleur. Le nouveau Tartaret présente deux cratères et recoupe au Sud un maar de tufs basaltiques, décrit plus loin (**q3-4Bβc**). Il a alimenté du côté oriental une longue coulée de trachybasalte (**q3-4τβ**) de près de 22 km, surmontée dans sa partie la plus amont d'une quarantaine de cônelets non enracinés (ou « hornitos »), et qui s'étend jusqu'à Neschers vers l'Est ; l'âge de cette coulée est discuté plus loin. Le cône du nouveau Tartaret est également associé à un faciès de saupoudrage (**q3-4Sβ**).

**q3-4SταC. Cônes stromboliens trachyandésitiques.** Du Nord au Sud, les cônes de composition trachyandésitique sont les Puys de la Mey, de Montjugeat (ou Montjuger) et de Vichatel.

Le *Puy de la Mey* ( $z = 1136$  m) est égueulé du côté oriental, où il a alimenté la coulée trachyandésitique de la cheire dite de Mercœur, qui s'étend jusqu'à Fontfreyde vers le SE. Les produits stromboliens sont datés à  $9\,690 \pm 2\,000$  ans par thermoluminescence du plagioclase (Guérin, 1983). Le *Puy de Montjugeat*<sup>31</sup> ( $z = 1142$  m) possède un cratère bien exprimé (de près de 50 m de profondeur) associé à un nouveau cône, qui en recoupe un ancien dont des vestiges affleurent sur les flancs SW et nord. Les coulées trachyandésitiques issues de ces deux cônes ont une géométrie relativement complexe (cf. *infra* **q4α**). Des cônelets non enracinés, figurés sur la carte, se trouvent sur la coulée à l'Est de Recoleine. Le *Puy de Vichatel* ( $z = 1094$  m) possède également un

---

<sup>30</sup> Sur la carte IGN à 1/25 000 uniquement

<sup>31</sup> Montjugeat sur la carte à 1/50 000, Montjuger sur la carte IGN à 1/25 000 et corrélativement sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000

cratère bien exprimé (de près de 90 m de profondeur) correspondant là aussi à celui d'un nouveau cône strombolien recoupant un ancien édifice, dont les vestiges sont visibles sur son flanc SW. Ce cône s'est installé dans un maar initial dont les produits apparaissent sous les scories aux pieds ouest et est de l'édifice. Un petit cône satellite se trouve à l'Est du Puy de Vichatel, au sein de la coulée trachybasaltique des Cheires Hautes.

### *Coulées de laves*

D'une façon générale les coulées de la Chaîne des Puys ont une épaisseur comprise entre un et vingt mètres. Des sondages ont parfois recoupé 150 m de lave, mais il s'agit généralement d'empilements de coulées, séparées par des niveaux scoriacés et/ou émises au cours d'éruptions distinctes.

**q3-4β. Coulées de laves basaltiques.** Les coulées basaltiques sont cantonnées au tiers nord de la carte, pour la plupart au voisinage immédiat des appareils stromboliens basaltiques dont elles sont issues, à savoir les cônes des puys de Monteillet, de Montchal, de la Toupe, de Boursoux, de la Combegrasse 1 et 2, et de la Rodde 1 et 2.

Dans la partie la plus septentrionale de la carte, la coulée qui suit la vallée de l'Auzon jusqu'à l'Est de Chanonat, présente une double singularité : sur le territoire de la présente carte, elle est la seule – de nature basaltique – à s'être épanchée jusqu'en Limagne, et à ne pas être clairement reliée à un cône car recouverte par des formations ultérieures ; son point d'émission pourrait être le cône du Puy Pelat, situé sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973). La thermoluminescence sur feldspaths a permis de dater cette coulée en deux points : à l'Est de Theix et à Chanonat, en donnant des âges de 60 000 et 61 000 ans, respectivement (Boivin *et al.*, 2009).

Toutes les coulées basaltiques sont partiellement recouvertes par des formations volcaniques ultérieures de la Chaîne des Puys et/ou par des alluvions fluviales récentes. De nombreuses intumescences sont présentes sur ces coulées, notamment dans le cas de la coulée issue du cône du Puy de Combegrasse (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit de bourgeonnements (sans racines, connus sous le nom de « hornitos ») de lave compacte, qui percent, en la rebrousant, la croûte superficielle en voie de solidification et acquièrent, par refroidissement, un débit polyédrique.

Les basaltes de la Chaîne des Puys sont des laves massives, noires à gris foncé, présentant une texture plus ou moins porphyrique, caractérisée par la présence de phénocristaux de clinopyroxène (augite), d'olivine Fo85-60, et de plagioclase de type labrador (An60-70), souvent visibles macroscopiquement, dans une mésostase microlitique et plus ou moins vacuolaire, renfermant des oxydes de Fe-Ti : titano-magnétite prédominante et rare ilménite (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Le basalte porphyrique de la coulée du Puy de la Toupe est daté à 45 500 ans par thermoluminescence sur des phénocristaux de feldspaths (Boivin *et al.*, 2009). La mésostase de ce basalte contient de faibles quantités

de feldspathoïdes (néphéline, sodalite) et de sanidine (Havette *et al.*, 1977, in Boivin *et al.*, 2009).

q3-4τβ. **Coulées de laves trachybasaltiques (hawaïites).** Parmi les coulées de lave de la Chaîne des Puys présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, les coulées trachybasaltiques sont de loin les plus représentées.

La grande coulée de trachybasalte de type aa (en gratons) issue des célèbres puys jumeaux de la Vache et de Lassolas mesure près de 15 km de long pour une largeur maximale de 1,4 km. Cette coulée a globalement une direction NW-SE jusqu'à Rouillat-Bas, où elle forme un barrage naturel ayant donné naissance aux lacs d'Aydat et de la Cassière. La coulée suit ensuite la vallée de la Veyre en prenant une direction W-E pour atteindre la Limagne à St-Saturnin, où la coulée est prismée, et se terminer à St-Amand-Tallende. Dans l'état actuel des connaissances cette coulée est la plus jeune de la Chaîne des Puys (in Boivin *et al.*, 2009) : six datations par thermoluminescence sur feldspaths, réalisées entre 1978 et 2007, donnent les résultats suivants :  $8\ 100 \pm 800$ ,  $9\ 150 \pm 550$ ,  $8\ 820 \pm 870$ ,  $9\ 130 \pm 720$ ,  $8\ 400 \pm 800$ ,  $9\ 200 \pm 1\ 000$  ans, soit une moyenne pondérée de  $8\ 340 \pm 120$  ans. Par ailleurs, deux datations au  $^{14}\text{C}$  réalisées en 1999 et 2004 sur des bois carbonisés de St-Saturnin donnent  $8\ 120 \pm 40$  et  $8\ 900 \pm 120$  ans. Selon les derniers calculs, son âge serait de  $8660 \pm 320$  ans (Miallier, 2012).

La coulée issue du Puy de Charmont montre des intumescences dans sa partie amont, et est recouverte vers l'Est (au Nord du lac d'Aydat) par la coulée des puys de la Vache et de Lassolas, ce qui est compatible avec un âge de 29 900 ans obtenu par thermoluminescence sur feldspaths (Boivin *et al.*, 2009). Une belle coupe de la coulée est visible le long de la D90 à Sauteyras, en bordure Nord du lac d'Aydat (*cf.* Boivin *et al.*, 2009).

Vers le Sud, trois autres entités de laves trachybasaltiques sont visibles sur la présente carte :

- 1) la coulée issue du Puy de Monténard, longue de 3 km, qui s'étend vers le SE jusqu'en rive droite de la Monne, rivière dont elle suit la vallée jusqu'au Nord du hameau de Fontmarcel ;
- 2) la très longue coulée de 22 km qui part du cône strombolien du nouveau Tartaret, s'étale entre la Couze Chambon au Nord et le ruisseau de Courbanges au Sud, puis, en aval du confluent entre ces deux cours d'eau, suit la vallée de la Couze Chambon jusqu'à Neschers (le « nez de la cheire ») en Limagne ;
- 3) au Cheix, en limite méridionale de la carte, où un petit tronçon arqué suit un virage de la vallée de la Couze Pavin ; comme le montre le schéma structural, cette coulée provient du cône strombolien du Puy de Montchal, situé sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître).

La coulée du nouveau Tartaret présente de fortes variations morphologiques, liées aux différents contextes géologiques qu'elle rencontre le long de son parcours (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Elle alterne entre zones d'étalement (de

1 km au maximum) en contexte de substratum sédimentaire Rupélien **g1Ka** (comme par exemple dans sa partie la plus amont entre Murol et Sapchat, ou plus à l'Est vers Saillant), et zones étroites et fortement encaissées en contexte de horst granitique, notamment le long de la Couze Chambon, par exemple au niveau des Granges, puis à l'Est de Verrières jusqu'à la confluence entre la Couze et le ruisseau de Quinsat, qu'un bras de la coulée remonte même sur une centaine de mètres. Entre Montaigut-le-Blanc et Champeix, une importante pile d'alluvions fluviales récentes recouvre la coulée, qui devient de nouveau bien visible à l'Est de Champeix, avant de s'étaler à la sortie du horst pour atteindre une largeur de 400 m juste avant sa terminaison dans le bourg de Neschers. Le secteur amont de la coulée est riche en cônelets non enracinés (hornitos), parfois exploités jadis en petites carrière, par exemple en bordure orientale de la route D5, à 600 m au SE du centre du bourg de Murol (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

Sur le plan pétrographique, le passage des basaltes aux trachybasaltes se fait progressivement par diminution de la teneur modale en minéraux ferromagnésiens et augmentation de la teneur modale en plagioclase. Les trachybasaltes sont des laves grises finement vacuolaires, aphyriques ou porphyriques. Le plagioclase est du labrador de composition An66-69. Les silicates ferromagnésiens sont du clinopyroxène (diopside-augite) et/ou de l'amphibole brune de type kaersutite, ainsi que de l'olivine Fo67-68, peu abondante, mais toujours présente dans la mésostase. Les minéraux colorés comprennent en outre de la titano-magnétite. Un échantillon prélevé dans la coulée au SE du nouveau Tartaret se singularise par la présence d'une petite enclave et montre des vacuoles millimétriques (15 % de la roche en volume) aplaties parallèlement à une fluidalité d'écoulement, soulignée également par l'orientation des baguettes de plagioclase. L'étude pétrographique d'une lame mince (*cf. Fig. 22 en Annexes et Chèvremont et al., 2022*) montre une lave à texture microlitique porphyrique avec 25 à 30 % de petits ( $\leq 0,6$  mm) phénocristaux : plagioclase en lattes, clinopyroxène zoné ou non, et olivine en cristaux plus ou moins arrondis et parfois iddingsitisés le long de fissures. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène, olivine et titano-magnétite, dans un fond cryptocristallin très sombre. En outre, la lame mince révèle la présence d'un xénocristal de feldspath avec une couronne réactionnelle constituée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène. L'enclave magmatique (*cf. Chèvremont et al., 2022*) a une texture hypidiomorphe grenue, de grain fin à moyen, de l'ordre de 1 mm en moyenne, et une composition de syénite ou de diorite en fonction de la nature du feldspath, à clinopyroxène vert, avec oxydes de Fe-Ti et apatite accessoires. Au contact de la lave, l'enclave présente une bordure réactionnelle sombre de 1 à 2 mm de largeur, riche en oxydes de Fe-Ti et en petits cristaux d'olivine plus ou moins iddingsitisés. Des prismes millimétriques d'apatite sont également présents.

**Datations de la coulée du Tartaret** (*in Boivin et al., 2009*). Deux datations par thermoluminescence des plagioclases (Guérin, 1983) à Murol et Sapchat, ont donné un âge de  $28\ 000 \pm 6\ 000$  ans. Cependant, cet âge est infirmé par la thermoluminescence de quartz chauffés par la lave à Neschers :

13 700 ± 1 500 ans (Pilleyre *et al.*, 1992). Ce dernier âge est compatible avec celui proposé pour l'apparition du lac Chambon à partir d'une datation radiocarbone (Macaire *et al.*, 1992).

**q3-4 $\alpha$ . Coulées de laves trachyandésitiques.** Les coulées trachyandésitiques sont cantonnées dans l'angle NW de la feuille Veyre-Monton, à proximité des cônes stromboliens auxquelles elles sont associées : puy de la Mey, de Montjugeat (ou Montjuger) et de Vichatel.

La coulée issue du cône strombolien du Puy de la Mey s'est épanchée vers l'Est, direction dans laquelle le cratère est égueulé. Elle est scoriacée, et datée par thermoluminescence sur feldspaths entre 9 700 ans et 18 100 ans (Boivin *et al.*, 2009). Le cône du Puy de Montjugeat a engendré des coulées de trachyandésite qui se sont épanchées vers le Sud et surtout vers l'WNW, jusqu'à Nébouzat et Recoleine. Le cône du Puy de Vichatel a alimenté une coulée trachyandésitique largement recouverte par les venues ultérieures, et dont il ne reste que trois petits lambeaux affleurants. Sur le plan pétrographique le faciès-type des trachyandésites de la Chaîne des Puys est la lave de Volvic, issue du Puy de la Nugère sur la feuille Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973). La lave, généralement pauvre en phénocristaux (plagioclase et amphibole), a une teinte gris souris quand elle est sèche, et possède une mésostase à microlites de plagioclase (An22), feldspath alcalin (anorthose Or26 à sanidine Or41), amphibole, clinopyroxène (augite en général) et rare olivine (Fo52-68 ; Boivin *et al.*, 2009).

### *Projections phréatomagmatiques*

**q3-4B $\beta$ c. Croissant ou anneau pyroclastique basaltique.** Des projections phréatomagmatiques sont associées à des cratères de maar basaltique, recoupés par des cônes – comme dans le cas du Puy de la Rodde ou de la Narse d'Espinasse – ou non, comme dans le cas de la Narse d'Amboise et/ou du maar de Saulzet-le-Froid. Plus au Sud, le maar des Luges, situé au SE de Beaune-le-Froid, est masqué par des formations superficielles. Le diamètre de ces maars varie entre 120 et 600 m.

Un cas particulier est celui du **Puy de Vichatel**. D'après la 5<sup>e</sup> édition de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009), ce puy correspond à un cône trachyandésitique, qui recoupe un maar trachyandésitique, et qui est flanqué du côté SE par un dépôt pyroclastique basaltique. La composition « basaltique » de ce dépôt doit être vérifiée : le Puy de Vichatel et sa coulée étaient antérieurement (3<sup>e</sup> édition) considérés comme basaltiques ; plusieurs nouvelles analyses ont montré qu'il s'agit en fait d'une trachyandésite (mugéarite), mais l'anneau de tuf n'a pas été ré-échantillonné.

**Puy de la Rodde.** Au NE de ce Puy se trouvent des vestiges d'un maar et des dépôts pyroclastiques associés, qui s'étendent vers le NE jusqu'au hameau de Fonclairant.

**Narse d'Ampoix.** Elle correspond à un cratère de 120 m de diamètre dont le remplissage tourbeux, épais de 10 m, a enregistré sous forme de fins lits cendreux (téphras) quelques-unes des éruptions qui ont marqué l'histoire de la Chaîne des Puys depuis au moins 12 000 ans, âge supposé du maar (Juvigné et Gewalt, 1987 ; Beaulieu et Goeury, 1987, *in* Boivin *et al.*, 2009), qui a percé des ankaratrites miocènes (**m5-6ω<sup>1</sup>**). La narse d'Ampoix est un site de référence en matière de téphrostratigraphie. Les produits de projections phréatomagmatiques sont disséminés sur la colline du Suquet Borne, située en bordure nord du maar.

**Narse d'Espinasse et Puy de l'Enfer.** La Narse d'Espinasse correspond à un maar de 600 m de diamètre, qui a percé des basaltes prémondoriens d'âge miocène. Il s'agit d'un appareil complexe ayant fonctionné de manière contemporaine avec les édifices stromboliens situés à proximité (dont le Puy de l'Enfer), et dont les produits se retrouvent intimement liés et/ou intercalés dans les dépôts du maar (Boivin *et al.*, 2009). Ces derniers, anormalement riches en scories et lapilli scoriacés, émoussés et de teintes variées sont visibles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) dans une carrière abandonnée située en bordure ouest du Puy de l'Enfer. Une série de sondages a, en outre, révélé la présence d'un cône strombolien au cœur du maar, caché sous la tourbière et les dépôts lacustres.

**Maar de Saulzet-le-Froid.** Le bourg de Saulzet-le-Froid se trouve dans la partie orientale d'une petite cuvette elliptique, d'environ 300 m, entourée de basaltes miocènes de type planèze inférieure 1 d'Aurières (**m5-6β**). Des formations de versant masquent le substratum de cette cuvette, sauf au Sud de l'église où un petit arrachement, situé dans le talus nord d'une route, montre des tufs renfermant des fragments de basalte, et dont la nature (brèche phréatomagmatique ou cheminée d'un appareil ancien ?) est à éclaircir.

**Maar des Luges.** Situé à 1 km au SE de Beaune-le-Froid, ce maar de 400 m de diamètre est fortement oblitéré par des formations superficielles et n'a pu être mis en évidence que grâce aux projections associées, visibles au SE, dans une petite carrière à l'Est de la D5 le long de la route menant au hameau de Chautignat. J.-C. Besson (1978, p. 112) y décrit des projections de teinte noire, bien litées, de 7 à 8 m de puissance, à pendage de 10° vers le SE. Les bancs, centimétriques à décimétriques, granoclassés, ont une granulométrie relativement fine à l'exception de deux niveaux riches en blocs pouvant atteindre 30 cm ; le matériel juvénile est représenté par des bombes en chou-fleur et des lapilli globuleux peu vésiculés ; la lave est un basalte porphyrique, subdoléritique, à phénocristaux d'olivine et d'augite.

**q3-4Bτβc. Croissant ou anneau pyroclastique trachybasaltique.** Des projections phréatomagmatiques sont associées à des cratères de maars trachybasaltiques recoupés par des cônes stromboliens de même composition. Ces dépôts pourraient correspondre à une phase d'initiation et/ou de « débouillage » de l'activité volcanique ayant construit les cônes.

**Maar du Puy de Charmont.** Le cône strombolien recoupe à l'emporte-pièce un maar dont des vestiges de dépôts pyroclastiques subsistent à la base du flanc ouest, et s'étendent légèrement vers l'Est.

**Maar de l'ancien Tartaret.** Ce maar ne subsiste que sous forme d'un croissant situé à la périphérie sud du cône strombolien du nouveau Tartaret, qui le recoupe. Les tufs de ce maar sont visibles dans deux petites carrières abandonnées situées en bordure SE du cône du nouveau Tartaret, et au Sud du hameau de Fougeoles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Ces sites montrent des dépôts finement lités, disposés en bancs centimétriques à décimétriques, granoclassés, avec un pendage d'environ 10° vers le SE dans le cas de la carrière de Fougeoles, où le front de taille avait une hauteur de 15 m d'après J.-L. Besson (1978). Cet auteur y a observé des lapilli basaltiques juvéniles légèrement arrondis, associés à une grande quantité de cendres, et à des éléments allogènes : monominéraux de quartz et feldspaths des formations détritiques oligocènes sous-jacentes et lapilli basaltiques rougeâtres provenant des dépôts stromboliens de l'ancien Tartaret.

### ***Pyroclastites en recouvrement***

q3-4Sβ. **Faciès de saupoudrage**, indifférencié. De teinte noire et constitué à plus de 95 % par des lapilli centimétriques scoriacés, d'aspect squelettique, il recouvre le substratum sur des surfaces plus ou moins importantes aux abords des cônes stromboliens dont il est issu. Les surfaces les plus importantes sont associées aux cônes stromboliens trachybasaltiques des puys de la Vache et de Lassolas (plusieurs km<sup>2</sup>) au Nord (Jordan *et al.*, 2016), et du Tartaret au Sud où ce faciès a près de 2 m d'épaisseur en moyenne et recouvre, entre autres, la bande de gneiss mylonitiques à cataclastiques (**ζ**<sup>4</sup>). Le saupoudrage est bien visible dans le talus ouest de la D618 à l'Est du suc du Coq, et au Sud du hameau de Jassat où de petits lambeaux recouvrent des diatexités **M**<sup>2</sup>, en deux endroits : à l'Est du Pic Chauvet et dans une petite carrière abandonnée en bordure ouest du vallon situé à l'Est de ce pic (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

## ***FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES***

### **Dépôts gravitaires**

Les dépôts gravitaires (ou dépôts de pente) au sens large se forment par mouvement gravitaire plus ou moins rapide de terrains influencés principalement par la pente locale, la lithologie, et par des facteurs extérieurs (climatiques ou anthropiques). Sur la feuille Veyre-Monton, il a été différencié dans ces dépôts :

- 1) les glissements de terrains et éboulements en masse ;
- 2) les éboulis ;
- 3) les zones à forte solifluxion et ;

4) les colluvions. De rares affleurements – notamment en périphérie des massifs du Sancy et du Mont-Dore – laissent aussi apercevoir des dépôts gravitaires lités à clastes subanguleux mis en place en contexte périglaciaire : ces « grèzes » sont cependant trop réduites pour être représentées sur la carte.

Si les épaisseurs des dépôts de pente sont généralement faibles, ces formations sont néanmoins des témoins privilégiés du façonnement de la région depuis la fin du Tertiaire, et représentent un enjeu important pour l'aménagement du territoire. La rareté des affleurements, l'absence de données sur leurs épaisseurs (coupes) ou sur leur chronologie, ainsi que la nature même des formations de pente (parfois caractérisées par des transitions progressives) rendent cependant très délicate une délimitation précise de leurs contours, et conduisent à une certaine prudence dans les interprétations. Aussi, les unités cartographiques correspondent-elles plutôt à des ensembles définis par leur faciès, leur composition lithologique et leur morphologie de surface.

R. Bouiller a délimité de nombreux polygones de dépôts de pente sur les cartes géologiques à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973), d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982), de St-Germain-Lembron (Prognon *et al.* 2012) et de Besse-en-Chandesse (à paraître), ainsi que sur ses maquettes à 1/25 000 inédites de Veyre-Monton 3-4 et 7-8, réalisées en 1976 et amendées en 1979. Ces dernières concernent la Limagne d'Allier et la partie la plus orientale du plateau des Dômes, et sont largement reprises ici, avec les éléments du texte que R. Bouiller a communiqué au BRGM en 2005.

### *Glissements de terrain et éboulements en masse*

**Sm. Glissements de terrain et éboulements en masse.** L'instabilité de certains versants, sur de fortes pentes ou dans des contextes géologiques particuliers (présence de lithologies propices, de discontinuités importantes, *etc.*) peut provoquer des glissements ou des éboulements en masse importants le long d'une surface de rupture. La morphologie typique de terrains glissés comprend une ou plusieurs niches (ou loupes) d'arrachement en amont, un corps de glissement où la surface est généralement chaotique avec de possibles dépressions pouvant retenir l'eau, et enfin un lobe (ou bourrelet) frontal plus ou moins bien marqué.

Les petits glissements sont difficilement identifiables et ont principalement été reconnus et cartographiés sur des critères morphologiques. R. Bouiller a délimité de nombreuses loupes de glissement sur les versants argilo-calcaires de coulées volcaniques en inversion de relief : plateau de la Serre ; secteur au Sud de Pardines, intégrant l'accident historique (*cf. infra*) ; flanc nord de la coulée « basaltique » des Reusses au SW de Saint-Floret ; *etc.* Dans la moitié occidentale de la carte, différents cartographes ont également délimité et parfois décrit des glissements, notamment celui de la Dent du Marais (Besson, 1978). Les dépôts peuvent, selon leur source et leur nature, avoir une composition proche de colluvions.

Les évènements les plus importants et/ou récents ont fait l'objet de descriptions très détaillées de la part de différents auteurs. Les larges vallées glaciaires des massifs du Sancy et du Mont-Dore présentent des caractéristiques propices aux glissements, de par leurs fortes pentes, la nature souvent très hétérogène des terrains qui les composent (empilements de niveaux volcaniques variés reposant sur un substrat sédimentaire argilo-graveleux, Vidal *et al.*, 1996), et des circulations importantes d'eau au niveau des contacts lithologiques. C'est notamment le cas dans la vallée de la Couze Chambon, où un glissement s'est produit en 1976 à l'Est de Farges (Besson, 1978). Parmi les glissements les plus marquants, nous retenons et décrivons ci-dessous ceux de Pardines, de la Dent du Marais, de la colline du château de Murol, et de Champsiaux.

L'intérêt de ces zones est à la fois géotechnique et pour l'aléa qu'elles représentent. L'échelle de la carte ne permet pas de les représenter au mieux : l'accent a été mis sur les zones de glissement historiques, d'une part, et celles présentant des morphologies typiques de zones glissées, d'autre part.

**Glissement de Pardines.** Le plus célèbre de ces glissements, abondamment cité et commenté dans la littérature locale, est celui qui a enseveli en 1733 l'ancien village de Pardines, situé 5 km à l'Ouest d'Issoire (Vidal *et al.*, 1996 ; arch. dép. Puy-de-Dôme C 7691). Cet évènement, interprété dans un premier temps comme lié à un tremblement de terre dans le catalogue de Perrey (Vogt, 1988), reprend en fait une discontinuité géologique majeure entre les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) et la coulée de basanite de Pardines (4,2 Ma). Cette dernière, saturée en eau par de violents orages, a joué le rôle de couche savon et provoqué la désolidarisation du paquet d'avalanche de débris, qui a glissé en contrebas du plateau (Vidal *et al.*, 1996). L'abbé Croizet mentionne cependant la fragmentation d'un "gros bloc de tuf ponçoux" à Pardines lors de secousses telluriques en octobre 1833, ce qui indique qu'il est possible que des glissements ou éboulis aient été causés par des séismes.

**Glissement de la Dent du Marais.** Un autre exemple de glissement spectaculaire se situe au NE du lac Chambon, où se dresse une imposante muraille de 90 m de hauteur : la Dent du Marais ou Saut de la Pucelle. Cette falaise constitue la niche d'arrachement d'un éboulement en masse, qui s'est propagé vers le Sud jusqu'à la bordure orientale du lac Chambon et qui est postérieur à la mise en place du volcan quaternaire du Tartaret (Besson, 1978), dont l'âge le plus probable est de l'ordre de 14 000 ans (*cf. supra*). Cet éboulement possède une morphologie en « *hummocks* » typique (*cf. Chèvremont et al.*, 2022) et est caractérisé par la présence de nombreux mégablocs. Cet évènement, daté à 2 600 ans BP<sup>32</sup> (Vidal *et al.*, 1996) correspond à la mise en place instantanée de 7.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> de matériaux (Macaire *et al.*, 1994). Ce volume considérable a eu pour conséquence de barrer la vallée de la Couze – une deuxième fois après le volcan du Tartaret – créant ainsi l'actuel lac Chambon (Vidal *et al.*, 1996).

---

<sup>32</sup> BP = Before Present en anglais (c'est-à-dire avant 1950)

**Glissement de la colline du château de Murol.** Le château de Murol est construit sur un piton rocheux coiffé de basanite miocène reposant sur des sédiments oligocènes (*cf. supra*). Le versant oriental du piton présente une surface très irrégulière parsemée de lambeaux de lave, qui serait le vestige d'un vaste glissement en masse de panneaux entiers du culot basanitique d'après N. Vidal *et al.* (1996), qui notent aussi des contacts subverticaux entre des lambeaux laviques et des sédiments argilo-calcaires oligocènes parfois très perturbés et déformés (car sans doute eux aussi impliqués dans le glissement). La nature argileuse des sédiments pourrait avoir facilité le mouvement, qui n'a cependant pas permis un mélange efficace du matériel (Besson, 1978 ; Vidal *et al.*, 1996). L'absence de niche d'arrachement et d'affleurement permettant d'observer la base de la masse glissée ne permet pas de déterminer de relations chronologiques entre cet événement et l'évolution de la plaine alluviale de la couze Chambon.

**Glissement de Champsiaux.** Dans la partie SW de la carte, un glissement de terrain affecte le dépôt morainique de la montagne de la Garde. La niche d'arrachement se situe immédiatement au Nord de la ferme Berlaire et est bien visible sur la carte topographique à 1/25 000<sup>33</sup>. L'abondante matrice argilo-sableuse de la moraine (*cf. Chèvremont et al.*, 2022) a sans doute favorisé le glissement.

**Glissement de la montagne de la Plate.** Ce glissement démarre à la niche d'arrachement de l'amphithéâtre de la Plate, à la base de coulées de basaltes *s.l.* pléistocènes appartenant au massif du Sancy et situés sur la feuille 740 – La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) et se poursuit sur la feuille 716 – Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), le tout en rive droite de la Couze de Chaudefour pour l'essentiel. E. de Goër de Herve (1992) a mis en évidence deux écroulements successifs, dans le temps et dans l'espace, qu'il désigne sous les noms de « paléo-Plate » et de « néo-Plate ». Plus en aval, dans l'angle SW de la présente carte, à l'Ouest du hameau de Voissière se trouve une surface à *hummocks*, témoin du premier glissement dit de la « paléo-Plate ». Plus en aval, à 900 m au NE de Voissière, se trouve une petite butte, constituée d'une autobèche basaltique que nous considérons également comme un *hummock* de la « paléo-Plate ».

### *Éboulis*

Les éboulis se forment par accumulations successives de fragments rocheux aux pieds des escarpements dont ils se sont détachés. Le transport des clastes est limité à leur simple chute et/ou saltation dans la pente directement en contrebas, où les blocs les plus gros, possédant une inertie plus importante, auront tendance à se concentrer. Les dépôts sont généralement composés d'une même lithologie qui reflète directement la composition de la source. Les éboulis récents comportent

---

<sup>33</sup> Le toponyme Berlaire figure sur cette carte mais pas sur la carte à 1/50 000, alors que Champsiaux figure sur les deux

généralement peu de matrice, à l'inverse de certains éboulis anciens, parfois riches en matrice brune. La granulométrie de l'ensemble est généralement grossière et ces dépôts évoluent classiquement en colluvions vers l'aval.

Leur mise en place est favorisée par des phénomènes de gélifraction, l'alternance de gel/dégel, et des précipitations importantes, entraînant des sursaturations dans les fractures. Les coulées massives et autres appareils volcaniques en inversion de relief sont propices à la mise en place de champs d'éboulis de tailles variables, parfois importants, et cartographiés seulement là où leur dimension le permet.

**Chutes de blocs.** Lorsque des falaises (naturelles ou anthropiques) sont présentes, des chutes de blocs de taille variée sont aussi possibles. À l'époque des levés de 1972-1973, un bloc de basalte de plusieurs m<sup>3</sup> détaché de la falaise de Perrier a éventré une maison en construction. Plus récemment, des chutes de blocs ont provoqué quelques dégâts superficiels sur une habitation en contrebas de la falaise de la Roche-Noire (Nédellec *et al.*, 2005). Les zones de chutes de blocs, généralement réduites, ne sont pas représentées sur la carte.

**Eβ. Éboulis, anciens ou récents, au pied de corps basaltiques.** Des amas de blocs généralement laviques sont abondants au pied des corniches, des pointements et des coulées de roches volcaniques basiques, quel que soit leur âge. Ils occupent les premières dizaines de mètres des versants sous les escarpements dont ils sont issus, que ce soit en Limagne (e.g. autour du plateau de Corent, du Puy Giroux ou de Saint Sandoux) ou sur le plateau des Dômes (e.g. du Nord au Sud : sur les flancs des puys d'Olloix, de Gourdon, de Bessoles, d'Éraigne, de Conche, entre la Borie et le Cheix).

**Eτα. Éboulis au pied d'un corps de trachyandésite type « sancyite ».** Un spectaculaire éboulis se trouve en limite occidentale de la carte, à l'Ouest de Beaune-le-Froid, au pied NE de la montagne de Pouly. Les blocs sont constitués de trachyandésite différenciée (« sancyite ») porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine (**p2-q1α**), issue du volcan du Mont-Dore. Vers le NW, cet éboulis se poursuit sur le territoire de la carte Bourg-Lastic à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1981), où il est figuré avec une surcharge et la notation **ESb**.

**Es. Éboulis alimentés par des cônes de scories de la Chaîne des Puys.** Ce type d'éboulis a été distingué par G. Camus lors de ses levés de 1971-1974 et figure sur les différentes éditions de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000, ainsi que sur la maquette à 1/25 000 VM1-2 que A. de Goër de Herve a remise au BRGM en 1983 et dont nous reprenons ici les contours. Ces dépôts ne varient des précédents que par leur nature lithologique : les blocs sont ici scoriacés et directement issus des cônes stromboliens voisins : puys de Mercœur, de Mey, de la Vache et de Lassolas.

**S. Solifluxion intense.** La solifluxion est un mouvement lent et diffus, vers l'aval, de terrains généralement argilo-sableux, gorgés d'eau, et caractérisés par des pentes intermédiaires. Ce mouvement, parfois imperceptible, affecte les premiers mètres du sol et a tendance à être favorisé par une absence de réseaux racinaires importants. Des arguments morphologiques (modèle en lobes elliptiques décimétriques allongés dans le sens de la pente) ont principalement été utilisés pour délimiter les zones à forte solifluxion sur la présente carte. Typiques de climats froids, ces zones de solifluxion pourraient être des vestiges des dernières conditions (péri)glaciaires ayant affecté la région.

### *Colluvions*

Les colluvions se forment par fluage gravitaire progressif de matériaux situés sur les points hauts des reliefs vers le bas des versants. Le transport est faible et les clastes conservent souvent une angularité bien marquée, à la différence des alluvions. Il en résulte des assemblages meubles à clastes hétérométriques, peu ou pas triés, parfois polyolithologiques, emballés dans une matrice fine généralement brune et parfois pédogénisée.

L'altération et le démantèlement des reliefs présents sur la feuille Veyre-Monton alimentent parfois des nappes extensives de blocs anguleux à émoussés de tailles diverses, noyés dans une matrice sablo-argileuse, et de nature variée en fonction des reliefs impliqués : pointement volcanique, pente sédimentaire, proéminence de socle. L'absence de coupes ne permet généralement pas d'observer l'organisation de ces colluvions, qui peuvent cependant dépasser 2 à 3 mètres de puissance, avec parfois de brusques variations latérales de faciès et d'épaisseur (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Elles se terminent généralement en biseau dans les parties basses, ou alimentent les fonds de vallons. Seules les principales nappes sont figurées sur la présente carte, où la définition de leurs contours est limitée par le caractère progressif et souvent flou de la transition entre les colluvions et leur substrat. Du point de vue de l'occupation des sols, les nappes de colluvions à blocs les plus importantes sont généralement peu propices à l'agriculture, et sont ainsi consacrées aux vignes en Limagne, aux pâturages sur le plateau des Dômes, ou sont occupées par des bois ou des bosquets.

### *Colluvions hétérométriques principalement alimentées par :*

Des colluvions hétérométriques inondent la plupart des versants autour des principaux reliefs de la carte. La majorité des auteurs ayant contribué aux levés se sont cependant évertués à différencier les colluvions en fonction de la lithologie des clastes qu'elles remanient, de manière à les associer à leurs sources respectives. Les colluvions seront ainsi décrites par la suite dans l'ordre de mise en place des formations-sources, et cela sans considérations sur la chronologie de mise en place des colluvions en elles-mêmes, impossible d'établir dans l'état actuel des connaissances.

**Cdh. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des formations dévono-dinantiennes.** Ces formations apparaissent dans le quart NW de la feuille, notamment autour du Puy de Fan, au SW de Fohet, où elles forment de petits dépôts à clastes de roches métamorphiques dans des fonds de vallon et/ou en bas de certains versants. Les clastes ont généralement des morphologies en dalles, plaquettes et débris fins, souvent altérés (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

**Cγ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des granitoïdes varisques.** Les granitoïdes varisques ont des lithologies variées – à nette prédominance de granites-granodiorites – et affleurent en de nombreux endroits de la carte, y compris – à la faveur de petits horsts – au sein de la Limagne d'Allier. La principale zone d'affleurement reste cependant la partie la plus orientale du plateau des Dômes, au sein d'une bande d'orientation subméridienne limitée à l'Est par la faille bordière de la Limagne. C'est le long de cet escarpement majeur que se trouvent les principales masses de colluvions de type **Cγ**, que l'on retrouve ailleurs pour l'essentiel au fond de vallons. Elles sont alimentées par des éboulis, des escarpements rocheux et/ou par des arènes argilo-sableuses. Certaines colluvions de l'angle SW de la carte sont en partie sous-jacentes à des dépôts morainiques (**Gy**). Les colluvions de granitoïdes de la Limagne sont généralement aussi alimentées par diverses formations cénozoïques sus-jacentes, de sorte que ces colluvions sont indifférenciées, et donc cartographiées en **C** ou **C-F**.

**Cg. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des sédiments tertiaires de la Limagne. 1- zone à matériaux siliceux disséminés sur les versants de la méssa de Pardines.** Au sein de la Limagne d'Allier, R. Bouiller a délimité de nombreux polygones de ces colluvions, auxquelles il a attribué la même notation **Cg** que sur les cartes adjacentes d'Issoire (718), de Besse-en-Chandesse (741, en préparation) et de St-Germain-Lembron (742), notation que nous reprenons ici.

La situation topographique et la nature même des formations sédimentaires tertiaires les prédisposaient à subir une érosion intense. Lorsque la pente est suffisante, ces dernières sont ainsi le plus souvent recouvertes de colluvions à matrice marno-calcaire ou sablo-argileuse de teinte généralement beige à brune (*cf. Chèvremont et al., 2022*), et dans lesquelles des cryoclastes calcaires – et parfois des concrétions néoformées – peuvent aussi être observés. À cela s'ajoutent fréquemment des blocs et des granules de basaltes *s.l.*, pépérites, *etc.* provenant des entités volcaniques cénozoïques proches, et pour la plupart en inversion de relief. Ces emprunts de matériaux volcaniques sont souvent progressifs, de sorte que les limites cartographiques sont en général quelque peu arbitraires. Des colluvions de basaltes *s.l.* pouvant parfois complètement recouvrir les formations de type **Cg** comme c'est le cas dans le talus sud de la route D120 à l'Est de Saulzet-le-Chaud (*cf. Fig. 23 en Annexes et Chèvremont et al., 2022*). Dans la vallée de l'Allier, les colluvions **Cg** peuvent également se mélanger avec des résidus alluviaux, notamment autour des terrasses les plus hautes.

L'épaisseur des colluvions de type **Cg**, qui augmente globalement vers le bas des versants, est difficile à définir avec précision. Une dissymétrie générale est perceptible, même si elle est contrariée par les accidents du relief : les longues pentes vers le Nord, souvent riches en colluvions, contrastent avec des adrets où les sédiments affleurent : vallée de la Monne, de la Couze Chambon en aval de Champeix. Cette particularité met l'accent sur la part des processus de gel et de reptation durant les dernières phases climatiques du Quaternaire.

Trois petites zones à **matériaux siliceux disséminés** au sein de l'entité **Cg** ont été déterminées par R. Bouiller dans l'angle SE de la feuille. Ces zones se trouvent sur les versants de la méso-basaltique de Pardines (**p1β7**), où une coulée recouvre des alluvions fluviales pliocènes (**p1F1**), à galets de quartz du socle varisque et galets de cherts (*cf.* **p1F1** ; Pastre, 2004). Il est donc probable que les matériaux siliceux observés par R. Bouiller proviennent du remaniement de ces alluvions fluviales (**p1F1**) sous-jacentes à la méso-basaltique de Pardines, actuellement en inversion de relief.

**CAv1. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier.** Dans l'angle SE de la carte, les différents faciès, résiduels ou non, de dépôts d'avalanches de débris alimentent des colluvions sur le flanc oriental du plateau de la Croix du Bonhomme, et sur les flancs nord et est du plateau de Perrier, tous deux en inversion de relief. Au Sud de ce plateau, en rive droite de la Couze Pavin, des colluvions de type **CAv1** se trouvent sur le flanc nord de la petite colline du Puy de Mercœur, en limite sud de la feuille. Ces colluvions reposent soit directement sur des formations sédimentaires rupéliennes (**g1Ka, g1Kb, g1C**), soit sur des colluvions de type **Cg** qu'elles alimentent. La forte composante argilo-marneuse des **Cg** peut favoriser le fluage des éléments, polyolithologiques et très hétérométriques, des dépôts d'avalanches de débris.

**Cβ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des basaltes s.l.** De très nombreux édifices et/ou épanchements volcaniques basiques – d'âge miocène à holocène – se trouvent un peu partout sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton, tant au sein de la Limagne d'Allier que sur le plateau des Dômes. Ces entités basaltiques *s.l.*, mises en place sur des points hauts et/ou mises en relief par l'érosion, présentent une configuration propice au colluvionnement. Leur démantèlement entraîne ainsi la mise en place d'un nombre important de nappes à blocs basaltiques, anguleux à émoussés ou parfois en « boules », emballés dans une matrice grise à brune caractéristique (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Il s'agit sans aucun doute des colluvions les plus représentées sur la carte.

**Cφ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des blocs de phonolite leucocrate miaskitique.** Malgré une extension très restreinte, nous accordons une importance particulière à ce faciès pour deux raisons :

1) la phonolite n'apparaît pas en place ailleurs sur la carte, et ;

2) en hommage à feu A. de Goër de Herve, qui a découvert et cartographié ces colluvions dans un endroit reculé, situé en limite occidentale de la carte, en rive gauche en amont de la vallée de la Monne. Ces colluvions se prolongent sur la feuille de Bourg-Lastic (716), où elles ne sont pas représentées.

Il s'agit de blocs hétérométriques (parfois  $\geq 1 \text{ m}^3$ ), à patine brun rouille, éparpillés dans la forêt et constitués d'une roche volcanique gris clair aphyrique se débitant en plaques, et provenant d'un petit dôme de phonolite leucocrate miaskitique situé à l'Ouest, sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), où il est cartographié avec la notation  $\Phi^{1m}$ , et recoupe à l'emporte-pièce des sancyites de type **Sb (p2-q1 $\tau\alpha$**  sur la présente carte). Ce dôme est daté à  $1,90 \pm 0,06 \text{ Ma}$  par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983). Une étude en lame mince montre une texture microlitique fluidale et légèrement porphyrique avec environ 3 % de petits phénocristaux, de taille  $\leq 1,5 \text{ mm}$ , constitués essentiellement de plagioclase – plus ou moins zoné et en lattes –, de rare d'amphibole vert kaki à bordure opacifiée, et de sphère fréquemment altéré en leucoxène (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). La mésostase contient d'abondants microlites d'anorthose à orientation planaire dans un fond microgrenu à microcristaux de minéraux opaques et de feldspathoïdes (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**C $\tau\alpha$ . Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des trachyandésites de type sancyite ou doréite.** Les formations volcaniques du Mont-Dore et du Sancy ont été profondément entaillées lors des dernières glaciations, ce qui a créé un relief favorable à la mise en place de nappes de colluvions sur quasiment tous les flancs des vallées fluvio-glaciaires (**FGy-Fz**). Ces colluvions en reprennent l'ensemble du cortège lavique, notamment au pied des coulées perchées et des divers sommets volcaniques de la zone. Lorsque la source des colluvions est bien définie, celles-ci peuvent être – à la différence des colluvions de la Limagne – monolithologiques, comme par exemple dans un secteur situé entre Pessade et la montagne de Pouly, le long des cours du Labadeau et de la Monne, où les colluvions sont alimentées uniquement par des trachyandésites de type « sancyite ». Les colluvions situées plus en aval dans la vallée de la Monne, à l'Ouest de Mareuge, sont alimentées à la fois par des « sancyites » et par des « doréites ».

**Cs $\beta$ . Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des lapilli et scories de la Chaîne des Puys.** Ce type de colluvions ne correspond qu'à un seul petit polygone, situé au Nord du hameau de Veyréras, au pied SE du cône strombolien basaltique du Puy de la Rodde (**q3-4S $\beta$ c**). Ce polygone a été délimité par G. Camus et reporté par A. de Goër de Herve sur sa maquette à 1/25 000 VM 1-2 remise au BRGM en 1983. Vers l'aval, ces colluvions recouvrent ou passent à des colluvions de type **C $\beta$** , principalement alimentées par la coulée de basalte *s.s.* issue du cône du Puy de la Rodde.

**CF. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des alluvions.** Les terrasses perchées les plus anciennes, ainsi que celles fossilisées par des épanchements volcaniques (*e.g.* au niveau du plateau de Perrier), peuvent alimenter des colluvions à galets épars, sans rattachement direct avec des nappes alluviales individualisées ou des bordures de terrasses dégradées. D'épaisseur souvent négligeable, elles ont été cartographiées en raison de leur intérêt pour la chronologie des remblaiements.

**CG. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des moraines.** Ce type de colluvions n'est figuré que dans la partie la plus occidentale de la carte, au sein du placage morainique (**Gy**) situé au Nord du hameau de Pessade. A. de Goër de Herve a introduit ce type de colluvions sur sa maquette à 1/25 000 VM 1-2 remise au BRGM en 1983, et complétée en 2011 par F. Prognon. Ces colluvions hétérométriques de moraines à gros clastes volcaniques subarrondis traduisent l'évolution quaternaire de la région, et le démantèlement progressif des dépôts glaciaires et périglaciaires.

**C. Colluvions argilo-graveleuses de bas de versants.** Sous cette notation sont regroupés des dépôts résultant de la convergence des colluvions dans le fond des vallons, où elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et masquer ainsi complètement les substrats. Rarement entaillées, ou d'une manière trop superficielle, ces colluvions ont surtout été cartographiées d'après la morphologie des terrains. Dans certains cas, la notation **C** s'applique à un mélange de matériaux d'origines diverses.

**C-F. Colluvions et alluvions indifférenciées.** Sous cette appellation sont groupés les dépôts de bas de pente et de fonds de thalwegs pour lesquels les précisions lithologiques manquent généralement. Les contours résultent essentiellement d'études photo-géologiques et morphologiques, complétées par des observations de terrains.

Un cas particulier est celui de deux polygones situés dans la partie NW de la carte et limités du côté NE par la coulée de trachybasalte (**q3-4τβ**) des Cheires Hautes issue des puys de la Vache et de Lassolas : l'un autour du hameau de Randanne, l'autre plus à l'ESE au Nord du lac d'Aydat. Dans les deux cas, la formation **C-F** recouvre des dépôts lacustres encaissant de petits gîtes de *randannite*, une variété de diatomite : les gîtes 1-4002 et 2-4001 (*cf.* « gîtes et indices minéraux »). Le ruisseau de Randanne présente la singularité de correspondre à une vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) dans sa partie amont et d'être limité en aval par la coulée de trachybasalte des Cheires Hautes, qui a formé un barrage créant le paléolac dans lequel se sont déposés les sédiments lacustres diatomifères.

### Dépôts fluviatiles

Le territoire de la feuille Veyre-Monton est drainé par l'Allier et ses affluents, en rive gauche (ouest) pour l'essentiel, à l'exception de la partie la plus NW de

la carte, drainée par la Sioule, qui n'apparaît que très furtivement dans l'angle de la carte, à l'Ouest de Pont-des-Eaux, et par ses affluents en rive droite dont le principal est la Gorce, de direction Sud-Nord, tout comme l'Allier.

En conséquence, les formations alluviales correspondent très majoritairement aux dépôts de l'Allier et de ses quatre affluents principaux en rive gauche, avec d'amont en aval, c'est-à-dire du Sud au Nord : la Couze Pavin au niveau d'Issoire, la Couze Chambon au niveau de Coudes, la Monne ou la Veyre<sup>34</sup> au niveau des Martres de Veyre et l'Auzon, qui rejoint l'Allier à l'Est du Cendre, sur la feuille Clermont-Ferrand. Les formations alluviales de l'Allier et de ses affluents, principalement présentes dans la partie orientale de la carte, en Limagne, ont été étudiées en détail par J. -F. Pastre (1982, 1986, 2004, 2005 ; Pastre *et al.* 1997) dont nous ne reprendrons ici que les principales descriptions.

Les alluvions fluviales sablo-argileuses les plus anciennes sont attribuées au Mio-pliocène (**m-pF**), du fait qu'elles sont recouvertes par des coulées de basaltes *s.l.* pliocènes. Elles se trouvent uniquement dans le quart SW de la carte à deux endroits : au Puy de Bessolles et au Nord de Saint-Nectaire, et sont décrites dans le chapitre sur les Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes. En amont d'Issoire, ne sont conservés quasiment que les dépôts alluviaux les plus récents (**Fx** à **Fz**) de l'Allier (*cf.* feuille Besse-en-Chandesse, à paraître). À la confluence avec la Couze-Pavin, et sur les tracés actuels et passés des couzes Pavin et Chambon, de nombreuses unités alluviales du Pliocène au Pléistocène inférieur et moyen ont été préservées. Plusieurs d'entre elles sont associées au volcanisme « prémondorien » du Cézallier Nord, au volcanisme du Mont-Dore (séquence du plateau de Perrier *s.l.*), et au volcanisme du Pléistocène inférieur à moyen du Sancy. Toutes ces formations associées au volcanisme sont décrites *supra* dans les sections concernées. Dans le secteur du horst de Saint-Yvoine, la vallée de l'Allier se resserre dans une bande de 1 à 2 km de large qui a favorisé le déblaiement des niveaux alluviaux les plus anciens au profit de dépôts plus récents (**Fx** à **Fz**). On y retrouve toutefois des témoins de nappes alluviales fossiles conservées en aval, au débouché du horst, dans la Limagne des Buttes. J.-F. Pastre (2005) propose une figure synthétique de l'étagement et de l'emboîtement des formations alluviales (et volcaniques) de l'Allier (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Fu. Alluvions fluviales anciennes des très hautes terrasses de Boulade et d'Auby.** Ces alluvions correspondent à la terrasse **Fub** de J.-F. Pastre (2005). Le sommet de la terrasse alluviale est localisé à la confluence entre l'Allier et la Couze Pavin, à une altitude relative de + 85 m environ.

---

<sup>34</sup> La Monne et la Veyre confluent à l'Est de Talende. En aval de ce confluent, le cours d'eau s'appelle selon les cartes la Monne (cas du fond topographique à 1/50 000 de la présente carte) ou la Veyre (carte topo à 1/25 000)

Ces alluvions appartiennent au cycle **Fu** de J.-F. Pastre (2005), dans lequel des alluvions ponceuses feldspathiques à clinopyroxène vert sont associées à des alluvions à galets de basalte, de trachyte et de trachyandésites et remanient une coulée de ponces contemporaine du volcanisme du Mont-Dore. L'âge retenu par J.-F. Pastre (2005) est de  $1,44 \pm 0,04$  Ma ( $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  ; Lo Bello 1988) pour ces alluvions ponceuses dans lesquelles la **terrasse de Boulade**, légèrement postérieure, s'emboîte partiellement. Cette terrasse est constituée d'alluvions grossières à galets de socle et de basalte. La minéralogie du sable de la matrice indique des apports de l'Allier. Les clinopyroxènes bruns, provenant en majorité du Devès, dominent l'association de minéraux lourds. Ils sont associés à une variété de diopside fibreux, spécifique de cette formation. Les minéraux montdoriciens sont similaires à ceux des alluvions ponceuses (Pastre, 1987). **La terrasse d'Auby** forme un net replat au NE de la coupure de Besse-en-Chandesse, et son extrémité nord est visible dans la partie SE de la feuille de Veyre-Monton. Le matériel observé est grossier, les galets sont constitués de basaltes (80%), de granites et de leptynites (~10 %) et de trachyandésites. On dénote la présence de basaltes à phénocristaux de clinopyroxènes bruns non rencontrés dans les formations antérieures du secteur (Pastre, 1987), et probablement issus du Devès.

Le cycle **Fu** est décrit par J.-F. Pastre (2005) comme une phase alluviale sableuse suivie par une phase comprenant un ou plusieurs épisodes grossiers à cailloutis. La première, qui présente une affinité de faciès avec les aggradations sablo-argileuses plus anciennes, pourrait avoir été alimentée principalement, pendant une phase de dégradation climatique, par l'érosion d'une couverture d'altérites générée lors des phases tempérées antérieures. La seconde pourrait marquer une relance (synchrone ou différée) des dynamiques froides de production de débris, la réponse importante observée pour les terrasses d'Auby et de Boulade pouvant avoir été localement amplifiée par l'amont montagnard du bassin-versant. Les faunes à cervidés dominants associées aux alluvions ponceuses de Peyrolles et Malbattu (Heintz, 1970 ; Heintz *et al.*, 1974) qui témoignent de conditions tempérées, se sont indiscutablement mises en place dans un contexte interglaciaire, qui n'est pas contradictoire avec l'intercalation probable de ces dépôts entre les deux phases de sédimentation principales.

**Fv. Alluvions fluviales anciennes des très hautes terrasses - RFv résiduelles.** Le creusement de la fin du Pléistocène inférieur séparant les unités **Fu** et **Fv**, atteint en moyenne une vingtaine de mètres. La nappe **Fv** du hameau de Chambon, immédiatement à l'Est de celle de Boulade, se développe surtout au Nord du ruisseau de Boulade où elle forme un replat vers 430 m d'altitude. Elle se raccorde aux terrasses supérieures et inférieures par un modelé "en glacis", qui n'en permet pas une délimitation rigoureuse. Le cortège minéralogique observé (Pastre, 1987) dénote l'absence probable d'activité volcanique contemporaine. D'après J.-F. Pastre (2005), les alluvions **Fv** présentes sur la

carte de Veyre-Monton ont pu se mettre en place entre les stades isotopiques 22 et 18<sup>35</sup>, soit à la toute fin du Pléistocène inférieur.

Dans le secteur allant de Champeix à Coudes, les alluvions **Fv** sont équivalentes aux Fv3 « alluvions grossières du Mindel » de J.-F. Pastre (1982) et se présentent sous la forme de plusieurs lambeaux d'alluvions fluviales grossières, à ponces trachytiques de Champeix-Neschers-Montpeyroux (**q1-2Fv2τ**), situés vers 60 m d'altitude relative en rive gauche de la Couze Chambon et décrites *supra* dans le chapitre sur le Sancy. Au sein du domaine d'Aubeyrat, au SE de Coudes, en rive droite de l'Allier, une tranchée a permis d'observer vers 410 m d'altitude une coupe exposant 0,5 m de sol sablo-argileux rubéfié reposant sur 1,5 à 2 m d'alluvions à matrice sablo-argileuse, à éléments arrondis hétérométriques ≤ 60 cm non classés et de lithologie variée : roches volcaniques diverses, quartz, granitoïdes, gneiss, *etc.*, les roches du socle varisque sont fréquemment altérées (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

Deux lambeaux résiduels **RFv** sont présents en rive droite vers 490 m d'altitude dans l'angle NE de la carte. Au Sud de Mirefleurs, en direction du vallon des Bouys, le plus septentrional n'est marqué dans le paysage que par la présence d'un replat topographique actuellement cultivé, sans indice à caractère fluvial. On y retrouve des éléments grossiers tels que des basaltes *s.l.* en « boules », des plaquettes de schistes papyracés et des fragments de travertins silicifiés.

**Fw. Alluvions fluviales anciennes des hautes terrasses - RFw résiduelles.** Les alluvions **Fw** cartographiées regroupent différents niveaux de terrasses alluviales (Fwa à Fwd) décrits par J.-F. Pastre (1987, 2005). Ces terrasses sont bien développées en rives droite et gauche de l'Allier en amont de Coudes. On les retrouve très bien définies à Longues, en rive droite, où un lambeau alluvial de 5 m d'épaisseur situé à + 35-40 m d'altitude relative montre une alternance de sables fins à grossiers et de lits de galets (Pastre, 1987), dans laquelle on trouve des minéraux attribuables au début de la phase d'activité terminale du Sancy (émission trachytique à pyroxènes verts ; Pastre, 2005). En contrebas de ce dépôt, à + 30 m d'altitude relative, se trouve un autre témoin au lieu-dit « les Porteaux » constituant une terrasse d'ablation représentée par 2 m d'alluvions grossières (Pastre, 1987). Cette dernière s'intercale entre la terrasse à + 35-40 m et un témoin alluvial à + 25 m, au lieu-dit « les Varennes ». Ce dernier est constitué de 2 à 3 m de d'alluvions grossières mal litées, à galets de socle et de basaltes. Les minéraux lourds de la matrice sont dominés par des fragments de clinopyroxènes verts prismatiques (Sancy) et des olivines xénomorphes issues des basaltes *s.l.* (Pastre, 1987).

Aux Martres de Veyre, un autre lambeau de **Fw** est observable en rive gauche, à une altitude relative de + 35 m. il constitue une terrasse d'ablation résiduelle à éléments grossiers, dominés par les galets de basalte *s.l.* (Pastre, 1987).

---

<sup>35</sup> chronologie basée sur les variations des isotopes de l'oxygène

Au SE de celui-ci et un peu en contrebas, un autre témoin de terrasse est constitué d'une dizaine de mètres d'alluvions grossières, en bancs métriques mal individualisés. La partie sud du lambeau est indurée par des travertins (sources Saint-Jean et des Saladis). Le cortège minéralogique de la matrice comporte plus de 95% de minéraux du socle : cette diminution de la proportion de clinopyroxènes verts est compatible avec un arrêt de l'activité du Sancy (Pastre, 1987). Au niveau du château de Gondole au Cendre, une terrasse occupe une position identique, et présente la même tendance minéralogique.

L'ensemble de ces témoins alluviaux **Fw** pourraient s'être mis en place entre le stade isotopique 12 pour les terrasses les plus élevées, et le stade isotopique 6 pour les plus basses (Pastre, 2005).

**Fx. Alluvions fluviales anciennes des moyennes terrasses.** Cette formation alluviale présente une puissance supérieure à 10 m. À Longues, sa base atteint le lit de l'Allier tandis qu'aux Martres de Veyre, elle repose sur les calcaires oligocènes à + 3 m d'altitude relative (Pastre, 1987). Ces alluvions sont globalement grossières et constituées de galets de basaltes non altérés, de granites et de gneiss. Les minéraux lourds sont dominés par l'olivine, non altérée, issue de basaltes *s.l.* (Pastre, 2005).

À la confluence entre l'Allier et la Couze Chambon, en rive droite de celle-ci, on observe les alluvions **Fx** surmontant le granite, à la faveur du tracé autoroutier de l'A75 (terrasse alluviale Fx1 de Champ Redon dans Pastre, 1982). D'une épaisseur de quelques mètres (*cf.* Fig. 23 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022), les alluvions se présentent sous forme de niveaux à galets (> 10 cm) et de cailloutis (> 1 cm) de lithologie variée empruntée aux substrats traversés (roche volcanique, granite *etc.*), non altérés. La matrice, argilo-sableuse, présente des niveaux très rubéfiés au sommet avec des concrétions et des précipitations ferro-manganiques. Les datations effectuées par J.-F. Pastre (2005) attribuent le dépôt de ces alluvions au Pléniglaciaire supérieur.

**Fy. Alluvions fluviales anciennes des basses terrasses.** La nappe **Fy** est partiellement emboîtée dans l'unité **Fx**. Sa base se situe sous le lit actuel de l'Allier et elle est remaniée par les alluvions actuelles **Fz**. Sa pétrographie et sa minéralogie sont comparables à celles de la nappe **Fx**. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'y mettre en évidence les apports de la Chaîne des Puys dont elle a logiquement bénéficié (Pastre, 1987). Dans les coupes partielles observées par J.-F. Pastre (1987), les galets de taille supérieure à 30 cm sont courants, marquant une macrogélivation et des capacités de transport encore importantes. Les alluvions **Fy** remanient des cendres et des scories fraîches provenant très probablement du cône strombolien de Montcineyre, daté d'environ 6 ka BP (Gewelt et Juvigné, 1988) et situé sur la carte de Besse-en-Chandesse où il est drainé par la Couze de Valbeileix, affluent en rive droite de la Couze Pavin.

**Fz/β. Alluvions fluviales récentes à actuelles sur des coulées de laves de la Chaîne des Puys.** Ce type de formation alluviale a été introduit

sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000, dont nous reprenons ici les contours de la 5<sup>e</sup> édition (Boivin *et al.*, 2009). Ces polygones forment des chapelets de lambeaux discontinus, d'étendue variable, au fond des vallées de trois affluents de l'Allier en rive gauche. Il s'agit du Nord au Sud des vallées : de l'Auzon, qu'a empruntée une coulée de basalte *s.s.* probablement issue du cône strombolien du Puy de Pelat, sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973) ; de la Veyre, qu'a suivie la coulée de trachybasalte issue des puys jumeaux de la Vache et de Lassolas (*cf. supra*) ; de la Couze Chambon qu'a empruntée la longue coulée de trachybasalte issue du cône strombolien du Tartaret (*cf. supra*) pour s'arrêter à 4 km seulement du confluent de la Couze Chambon avec l'Allier ; d'après une datation par la thermoluminescence des quartz chauffés par la lave à Neschers, cette coulée a un âge de  $13\,700 \pm 1\,500$  ans (Pilleyre *et al.*, 1992). Ce type d'alluvions récentes à actuelles ne fait l'objet d'aucune description dans les notices des cartes volcanologiques à 1/25 000 de la Chaîne des Puys : il constitue probablement des placages de faible épaisseur.

**Fz. Alluvions fluviales récentes à actuelles.** Ces alluvions occupent les lits actuels des cours d'eau. Elles sont représentées par une alternance de lits de petits galets, des bancs de limons de débordement liés aux crues, et/ou par des alluvions grossières remaniant la nappe **Fy**.

### Cônes de déjection

**Jy-z. Cônes de déjection.** De petits cônes de déjection se sont formés et continuent à se former en bordure des plaines alluviales au débouché de cours d'eau à régime torrentiel. Ces dépôts, rarement entamés par des coupes, peuvent être partiellement déblayés par les divagations récentes du cours d'eau les alimentant. On les retrouve en bordure des vallées fluvio-glaciaires et alluviales, à l'Ouest de la carte et en Limagne.

Un cas particulier est celui d'un cône de déjection alimenté par des cônes de scories de la Chaîne des Puys, distingué en un seul endroit par A. de Goër de Herve sur sa maquette inédite à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2., au débouché d'un vallon de direction WSW-ENE entre les cônes stromboliens des puys de Mercœur et de la Mey, et alimenté par les éboulis de scories (*cf. supra* formation **Es**) accumulés en tête de vallon. Du côté aval – vers l'Est – ce cône déborde légèrement sur les coulées volcaniques issues des deux puys précités.

### Formations glaciaires

La partie la plus occidentale de la feuille Veyre-Monton présente fréquemment des reliefs supérieurs à 1000 m d'altitude, notamment au Sud de Vernines (1311 m au Puy de la Védrine, sur le versant oriental du massif volcanique du Mont-Dore ; 1357 m au sommet de la montagne de Pouly et 1302 m à la montagne de la Plate, sur le versant NE du massif volcanique du Sancy). Un peu plus à l'Ouest, on retrouve également le Puy de l'Angle

(1738 m) et surtout le Puy de Sancy (1885 m), le toit du Massif central, situé dans l'angle nord-est de la carte à 1/50 000 de la Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990). Ces altitudes relativement élevées ont été favorables au développement de formations glaciaires, notamment au cours de la glaciation du Weichsélien (ou Würm). Plusieurs vallées fluvio-glaciaires, à la morphologie en auge caractéristique, sont bien identifiées et délimitées, sont aujourd'hui empruntées par des cours d'eau y déposant des alluvions fluviales auxquelles nous attribuons la notation **FGy-Fz**. Des vestiges de dépôts glaciaires weichséliens de type moraines (**Gy**) se trouvent sur les plateaux au-dessus de ces vallées, sous forme de lambeaux de taille variable ; ils sont difficiles à mettre en évidence et surtout à cartographier en raison des formations de versant qui les masquent fréquemment, voire les remanient comme c'est le cas du glissement de terrain de Champsiaux (*cf. supra*). Dans l'angle sud-ouest de la présente carte se trouve la partie aval de la célèbre vallée fluvio-glaciaire de la Couze de Chaudefour, classée en Réserve Naturelle Nationale depuis 1991 et étudiée en détail par E. de Goër de Herve (1992) dans le cadre de son DEA.

**Gy. Moraines indifférenciées du Weichsélien.** Ces moraines, se trouvent – sous forme de lambeaux d'extension variable – dans la partie la plus occidentale de la présente carte, où elles sont étroitement liées aux vallées fluvio-glaciaires décrites plus loin (**FGy-Fz**), notamment, du Sud vers le Nord : dans l'angle SW de la carte, sur les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de Chaudefour ; de part et d'autre de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau de Chadeyre, en amont de Beaune-le-Froid ; en tête d'un petit affluent en rive gauche de la vallée fluvio-glaciaire de la Monne, en amont de Mareuge ; au Nord de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau le Labadeau, à l'Ouest de Saulzet-le-Froid, où se situe un vaste lambeau.

**Moraines de l'angle sud-ouest de la carte.** Le cas de ces moraines est particulièrement intéressant, car d'une part elles sont liées spatialement et génétiquement à la plus importante vallée fluvio-glaciaire de la région : celle de la Couze de Chaudefour, et, d'autre part, elles ont fait l'objet d'une étude détaillée par E. de Goër de Herve (1992). Sur le plan cartographique, nous avons repris la plupart des contours de la maquette à 1/25 000 du quart SW de la feuille Veyre-Monton, maquette qu'a établie J.-C. Besson en 1977 dans le cadre de sa thèse (1978).

Les placages morainiques sont situés en rive droite de la Couze de Chaudefour, dans un secteur allant de Montmie au plateau des Saousses<sup>36</sup>, au Nord de Montaleix. Les moraines de Montmie se situent dans un contexte particulier : celui du verrou de Montmie–Monneaux, à cheval entre les cartes de Bourg-Lastic (716) et de Veyre-Monton (717). Ce verrou, allongé SW-NE, est lié à la présence d'un môle de granite mésocrate ( $\sigma\gamma^2$ ), localement armé de filons de leucogranite ( $\iota\gamma$ ). La croupe de Montmie a une longueur de 1,5 km

---

<sup>36</sup> Ce toponyme ne figure pas sur la carte à 1/50 000 mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

pour une largeur maximale de 250 m. Des placages morainiques la recouvrent entièrement à l'exception d'un îlot granitique situé immédiatement au Nord du hameau de Montmie et sur lequel repose un spectaculaire bloc erratique de trachyandésite basaltique (doréite) porphyrique (cf. Fig. 24 en Annexes et Chèvremont *et al.*, 2022) dispersé dans le secteur par les glaces. D'après E. de Goër de Herve (1992), des rainures d'axe SW-NE sont visibles sur un dos rocheux poli, et les indentations situées en bordure nord du verrou seraient dues à des actions de *quarrying* à mettre en rapport avec l'alternance gel/dégel sous le glacier décollé du verrou.

D'après E. de Goër de Herve (1992) la moraine-type est celle du replat granitique de Montmie. D'une épaisseur ne dépassant pas un mètre, elle est constituée d'une matrice sablo-argileuse à sableuse, emballant des éléments grossiers, subanguleux lorsqu'il s'agit de trachyandésites ou arrondis quand ils sont granitiques. La matrice n'est jamais compacte, de sorte qu'il s'agit toujours d'une moraine d'ablation. D'après le même auteur, les moraines du plateau des Saousses, qui forment des placages recouvrant le granite arénisé ( $\rho\sigma^2$ ) au lieu-dit Lachat, ont une épaisseur régulière d'au moins 2 m à la base, et présentent une matrice sableuse ou localement argileuse enserrant de petits blocs anguleux ou arrondis, de taille décimétrique, ainsi que quelques blocs erratiques. Les creux sont des zones d'accumulation d'argiles et localement de matière organique.

**Autres moraines de la partie occidentale de la carte.** Le lambeau de moraines de la montagne de la Garde est affecté, sur son versant SE, par le glissement en masse (**Sm**) de Champsiaux décrit *supra* dans le chapitre « Dépôts de pente ». Le second lambeau, le plus vaste de ceux délimités sur la présente carte, est situé à l'Ouest de Saulzet-le-Froid, et a été cartographié par A. de Goër de Herve pour sa partie septentrionale et par F. Prognon pour les compléments, dans un secteur couvert de bois et de prairies plus ou moins humides ne facilitant pas l'observation géologique. L'existence de moraines se traduit surtout par la présence de gros blocs erratiques, comme par exemple dans une zone de 500 m de diamètre situé à 1,5 km à l'Ouest de Saulzet-le-Froid (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), où les blocs sont constitués de trachyandésite porphyrique de type sancyite provenant de la coulée montdorienne (**p2-q1ra**) du bois de Pessade, située au SW.

**FGy-Fz. Dépôts fluvioglaciers weichséliens et alluvions fluviatiles récentes à actuelles.** Ces formations se trouvent dans la partie la plus occidentale de la carte, au fond de vallées situées sur les versants orientaux des massifs volcaniques du Mont-Dore et du Sancy (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**Vallée glaciaire de Chaudefour, sur le versant nord-est du massif volcanique du Sancy.** Cette célèbre vallée, de direction SW-NE, concerne quatre feuilles de la carte géologique de la France à 1/50 000 : 716, 717, 740 et 741. En tête de la vallée se trouve un cirque glaciaire situé immédiatement à l'Est du sommet du Puy de Sancy au sein de trachyandésites diverses (cf. Chèvremont

*et al.*, 2022). La vallée est ensuite encaissée – sur les cartes 716 et 717 – dans le massif de granite du Chambon-sur-Lac ( $\sigma^2$ ) et cela jusqu'au lac Chambon. Étroite et encaissée au niveau du verrou de Montmie (*cf. supra*), la vallée s'élargit ensuite pour avoir un profil en auge caractéristique et atteindre une largeur de 0,6 km entre Voissière et Chambon-sur-Lac, voire 1 km en amont du lac Chambon, dont l'histoire polyphasée est décrite plus loin. J. Varlet (1976) a démontré qu'au Pléni-Würm les glaces empruntaient la couze Chambon, située dans le prolongement immédiat de la couze de Chaudefour, jusqu'à Sapchat – en plein centre de la feuille Veyre-Monton – en débordant largement sur les plateaux (*in de Goër de Herve*, 1992).

La vallée de Chaudefour est encombrée par de gros blocs de basalte *s.l.* (en amont) et de granite (en aval) pouvant atteindre plusieurs m<sup>3</sup>. En aval du verrou de Montmie le fond plat de la vallée de Chaudefour est cultivé, et les affleurements sont rares en dehors de quelques petites buttes (*cf. Chèvremont et al.*, 2022).

**Histoire polyphasée, tardi- à postglaciaire, du lac Chambon et de ses paléodépôts fluviolacustres.** Le lac Chambon se trouve dans la partie la plus aval de la vallée fluvioglacière de la Couze de Chaudefour, ce pourquoi nous le décrivons ici. Il a fait l'objet d'une étude de J.-J. Macaire *et al.* (1992), qui s'appuie sur 13 forages, dont nous reprenons ici les principaux résultats. Le lac actuel, à la cote  $z = 875$  m au Sud de la localité de Varennes, a une longueur de 1 km, une superficie de 50 ha, une profondeur moyenne de 4 m et un bassin versant de 35 km<sup>2</sup> (*cf. Chèvremont et al.*, 2022).

Les forages, 12 à la tarière (LV1 à 7 et PV 1 à 5) et 1 carotté (LVC), ont été réalisés en 1990-91 entre le lac Chambon et Voissière (Macaire *et al.*, 1992). Ces travaux ont mis en évidence la présence de trois systèmes lacustres successifs dans le bassin du lac Chambon. Le premier lac est lié au barrage formé par la mise en place du cône strombolien du Tartaret et de sa coulée d'âge probable à  $13\,700 \pm 1\,500$  ans (Pilleyre *et al.*, 1992 ; *cf. supra*  $\sigma^4\tau\beta$ ). Il a fonctionné entre 12,4 et 9,3 ka B.P. (Before Present, datations au <sup>14</sup>C). Sa mise en eau fut lente et fluctuante, atteignant au maximum la cote  $z = 890$  m, et sa vidange rapide. Le second lac, situé dans la partie amont du bassin, résulte du glissement de terrain de la montagne de la Plate. Il a fonctionné vers 8,3 ka B.P. et s'est rapidement comblé. Le troisième, le lac Chambon actuel, est barré par le glissement en masse de la Dent du Marais (Vidal *et al.*, 1998 ; *cf. supra* « dépôts gravitaires »), daté au <sup>14</sup>C à 2,58 ka B.P. Son niveau est resté stable depuis sa formation, mais sa superficie s'est réduite de moitié (Macaire *et al.*, 1992).

Les forages ont recoupé jusqu'à 23 m de sédiments fluviolacustres (LV7) présentant 5 faciès principaux :

1) des argiles et silts grisâtres généralement sans lamination, contenant de la matière organique, des diatomées, et de rares passées sableuses turbiditiques ; ils marquent la zone distale, généralement peu profonde, du bassin lacustre ;

- 2) une alternance de couches silto-argileuses, grisâtres à brunâtres, parfois riches en matière organique, et de couches sablo-graveleuses turbiditiques d'épaisseur cm à dm ; elles représentent la zone proximale du bassin lacustre ;
- 3) des sables, graviers et galets à stratification horizontale ou faiblement oblique (visibles dans LVC), pauvres en fractions fines, d'origine deltaïque ou fluviale ;
- 4) des niveaux de tourbe autochtone, épais de 40 à 50 cm dans PV1, LV4 et LVC, marquant un épisode palustre ;
- 5) une argile grisâtre à fraction grossière hétérométrique (sables, graviers, blocs) correspondant à des coulées boueuses.

**Vallées glaciaires sur le versant oriental du massif volcanique du Mont-Dore.** Des dépôts fluvio-glaciaires se trouvent dans les secteurs amont des drains suivants, du Sud au Nord :

- 1) le ruisseau de Chadeyre, le Fredet et la Monne de direction oscillant autour d'W-E, le Labadeau de direction SW-NE et la Veyre, toutes ces rivières appartenant au bassin versant de l'Allier en rive gauche ;
- 2) le ruisseau de Randanne, qui a un cours SW-NE et se termine au pied de la coulée de trachybasalte des Cheires Hautes, issue des puys de la Vache et de Lassolas ;
- 3) le Chevalard, qui se singularise par son cours Sud-Nord et par le fait qu'il appartient au bassin versant de la Sioule en rive droite.

Un cas particulièrement intéressant est celui de la tête de la vallée du Fredet, au lieu-dit Leyrenoux, situé en limite occidentale de la feuille Veyre-Monton. On y observe une vallée à fond plat, couverte de prairies développées sur des **FGy-Fz** (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Plus au Nord la partie amont de la vallée fluvio-glaciaire de la Monne montre un fond plus bosselé, parcouru par une rivière au cours sinueux (cf. Chèvremont *et al.*, 2021). La vallée fluvio-glaciaire la plus septentrionale se situe dans la partie amont du ruisseau de Chevalard, où A. de Goër de Herve l'a cartographiée en tant que telle sur sa maquette inédite, remise au BRGM en 1983. Elle présente un fond plat, mais se singularise par sa direction Sud-Nord et par sa largeur qui ne dépasse pas 100 m (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le ruisseau de Chevalard prend sa source au sein du plus grand lambeau de moraines (**Gy**) délimité sur la carte, dont il draine, avec ses petits affluents, la majeure partie (cf. *supra*).

## Tourbières

**Ty-z. Tourbières. 1 - sur cône strombolien caché.** Plusieurs tourbières sont présentes dans la partie occidentale de la carte. D'une manière générale, il s'agit de tourbières d'altitude, mises en place après la dernière glaciation, au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Les plus méridionales se trouvent entre Montmie et Courbanges, dans l'angle SW. Il s'agit de minces dépôts tourbeux au fond de vallons, situés entre 1 250 et 1 150 m d'altitude, au sein de placages morainiques weichséliens décrits *supra* (**Gy**).

Les trois autres tourbières se trouvent à des altitudes proches de 1 000 m, au sein de structures circulaires, liées à des maars de la Chaîne des Puys, et situées du Sud au Nord : aux Luges, au SE de Beaune-le-Froid en bordure sud de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau de Chadeyre ; à l'Est de Ludières ; et au Nord de Saulzet-le-Froid, où se trouve la célèbre tourbière de la Narse d'Espinasse, à l'histoire volcanique polyphasée (cf. *supra*). Le cœur de cette dernière, situé entre 989 et 992 m d'altitude, est actuellement occupé par un marais en partie asséché et boisé traversé par une rivière : la Veyre (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Le lac initial de la Narse d'Espinasse a été comblé progressivement par des apports de matériaux détritiques et de débris organiques, notamment tourbeux, d'environ 5 m au centre de la Narse (Boivin *et al.*, 2009).

Sur sa maquette inédite à 1/25 000 de VM 1-2, A. de Goër de Herve a distingué, dans la partie méridionale de la Narse d'Espinasse, une petite zone circulaire que nous reportons ici, située à l'aplomb du sommet du cône strombolien découvert par sondage (cf. *supra*).

## Travertins

**Ux-y. Travertins anciens de la vallée de l'Allier.** Ces travertins se situent dans la partie la plus orientale de la carte, aux alentours du confluent de la Couze Chambon avec l'Allier, autour de Coudes. Contrairement aux travertins récents à actuels (**Uy-z**), décrits plus loin, ils ne sont pas associés à des sources actives et se trouvent toujours nettement au-dessus du cours actuel des rivières. R. Bouiller et M.-H. Ly les ont cartographiés sur leurs maquettes inédites à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8, mais sans les décrire.

Le premier, situé en rive gauche de l'Allier entre Coudes et Montpeyroux, est bien stratifié et constitue une barre arquée parallèle au cours actuel de la rivière, de 450 m de longueur et d'une vingtaine de m de hauteur (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Il repose à l'Ouest sur des arkoses oligocènes (**g1KM**), tandis que des alluvions et des formations de versant masquent son contact avec l'entité sous-jacente à l'Est : arkoses ou granitoïde ? Il a fait l'objet d'un échantillonnage et d'une publication de S. Rhis *et al.* (2000). Le second, situé au Sud de Coudes à la confluence entre Couze Chambon et Allier, repose sur un massif de granitoïde  $\gamma^{3-4}$  de type Cournols-Saint-Nectaire. Il a été exploité dans une petite carrière à Champ Redon<sup>37</sup>. Ces travertins ont livré une faune du Pléistocène supérieur à *Rangifer tarandus* (Poxel, 1853 ; Dubois ; *in* Pastre 1987).

Les travertins de Coudes, qui recouvrent et imprègnent les terrasses fluviales de l'Allier, ont fait l'objet d'une étude de A. Vedkamp *et al.* (2004), qui ont notamment réalisé des datations U/Th livrant des âges à  $65 \pm 5$  ka pour le travertin,  $93 \pm 5$  ka pour sa partie supérieure et  $119 \pm 10$  ka pour sa partie inférieure. Ces résultats confirment des travaux antérieurs et montrent que les

---

<sup>37</sup> Toponyme qui ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

travertins ont enregistré l'activité de sources hydrothermales depuis environ 250 ka BP.

**Uy-z. Travertins récents à actuels.** Ces travertins sont liés à des sources qui émergent à la faveur de fractures au sein de massifs de granitoïde  $\gamma^{3-4}$  de type Cournols-Saint-Nectaire, dans les vallées du Fredet, de la Couze Chambon, de la Couze Pavin et de l'Allier.

**Travertins de la vallée de la Couze Pavin.** Au centre-sud de la carte, le spectaculaire travertin de la Tête de Lion (*cf. Chèvremont et al., 2022*), situé en rive droite de la Couze Pavin entre Saurier et Saint-Floret, se singularise par le fait qu'il est « perché » à une hauteur d'environ 25 m au-dessus du cours actuel de la Couze, tandis que tous les autres travertins **Uy-z** se trouvent en bordure immédiate des rivières. La source, gazeuse, ferrugineuse et salée, se trouve immédiatement à l'Ouest de ce travertin, autour duquel un petit parcours de découverte a été aménagé par le « Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne ». Le caractère salé de la source permet d'observer une flore et une faune spécifiques des bords de mer : le Carex à épis distants et l'Agriçon élégant, une espèce de libellule. D'autres travertins affluent en amont, vers la feuille de Besse-en-Chandesse, dont un 900 m à l'Ouest, en rive gauche de la Couze Pavin (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

**Travertins et sinter siliceux des vallées du Fredet et de la Couze Chambon à Saint-Nectaire.** De nombreuses sources salées (2,7g NaCl par litre, en moyenne) et plus ou moins arséniées, se trouvent aux environs des thermes de Saint-Nectaire, autour du confluent entre le Fredet et la Couze Chambon, au sein d'un horst de granitoïde à grain moyen. Des travertins de taille variable, et localement une flore halophile de marais salé (Glaux, Troscart et Plantain maritimes, Puccinelle à épis distants, Jonc de Gérard) leur sont associés. Un site de découverte a été aménagé par le « Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne » à 125 m au NNW des thermes.

Le secteur dans lequel se trouvent les sources et les travertins est limité par deux failles de direction subméridienne, espacées de 1,1 km : à l'Ouest, une faille qui va du hameau des Granges au Sud jusqu'à Saint-Nectaire-le-Haut au Nord, en passant par le Puy d'Éraigne ; à l'Est, la faille de Saint-Nectaire-le-Bas, qui passe à l'Ouest des Puys de Conche et de Mazeyres. P. Glangeaud (1924) a réalisé une description détaillée des sources et des dépôts hydrothermaux de Saint-Nectaire. Il y distingue deux types de dépôts :

- 1) des sinters siliceux, d'âge récent mais indéterminé ;
- 2) des travertins carbonatés, d'âge récent à actuel.

Les sinters, qui correspondent à des précipitations de silice de type opale en relation avec d'anciennes sources chaudes, aujourd'hui inactives, sont composés de dépôts massifs, gris noirâtre, constitués par de l'*opale résinite* renfermant d'abondants fragments de roseaux (*Arundo phragmites*), de noisetiers, *etc.* ainsi que des diatomées et cristaux de quartz et des granules

d'orpiment ( $\text{As}_2\text{S}_3$  ; Lacroix *in* Glangeaud, 1924) ; et de plaquages d'opale de type *forchérite*, englobant quelques diatomées et parfois accompagnée d'aragonite, et d'orpiment orangé dans des diaclases affectant le granite de St-Nectaire autour de la piscine de St-Nectaire. Ces paléodépôts de silice, déjà signalés par Lecoq en 1831, sont quaternaires, et localisés sur des alluvions du Fredet près des sources Papon moyennes. Les paléofluides géothermaux riches en silice sont classiquement interprétés comme des fuites en surface de paléoréservoirs de haute température ( $> 175^\circ\text{C}$ ).

Aux sources bicarbonatées sodiques, les plus fréquentes, sont associés des travertins carbonatés ayant la constitution suivante : calcite prédominante en petits rhomboèdres ; aragonite en petits prismes, aiguilles, fibres ou parfois en pisolites blanches ou jaunâtres (ctypéite) ; chlorures de sodium, magnésium, lithium... De la silice est fréquemment associée aux carbonates. Les « grottes du Cornadore », creusées dans le granite de St-Nectaire à l'époque gallo-romaine pour y aménager des thermes, sont un bon endroit pour observer différents types de concrétions actuelles (stalagmites et stalactites) associées à ces travertins.

**Travertin des Saladis dans la vallée de l'Allier.** Au lieu-dit les Saladis, situé sur la commune des Martres-de-Veyre dans la partie nord-est de la présente carte, affleure un travertin qui entoure une source d'eau gazeuse et salée, qui présente la particularité de se trouver à proximité immédiate d'une dalle de granitoïde  $\gamma^{3-4}$  à grain moyen de type Cournols–Saint-Nectaire (*cf.* illustration dans Chèvremont *et al.*, 2022). Deux datations radiométriques U/Th des travertins donnent des âges Pléistocène supérieur ( $58 \pm 12$  ka et  $51 \pm 14$  ka ; Veldkamp *et al.*, 2004). Là aussi se développent des plantes halophiles comme le Glaux maritime, le Plantain maritime, la Spergulaire marginée ou la Puccinelle à épis distants.

Ce site fait partie d'un ensemble de sources connues et exploitées autour du célèbre site thermo-minéral de **Sainte-Marguerite** (*cf. infra* ressources en eau) situé en rive droite de l'Allier (sources du Héron, Valois, Brissac, de l'île, du Tennis...), classé « Natura 2000 » et aménagé par le « Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne ». De nombreux travertins peuvent y être observés, bien que certains, non figurés sur la présente carte, soient plus ou moins masqués par des formations superficielles voire recouverts par les fluctuations du cours de l'Allier. Un bon exemple se trouve notamment au niveau des travaux récents réalisés sur l'ancien site de l'usine d'embouteillage, où un travertin naturel recommence progressivement à se former. Un « geyser », actif de manière périodique, y est aussi connu depuis la fin du XIX<sup>e</sup> au niveau de la source Brissac.

## Dépôts anthropiques

**X. Dépôts anthropiques.** Dans la partie méridionale de la carte figurent deux dépôts anthropiques, situés au sommet de collines constituées d'un

granitoïde de type Cournols–St-Nectaire ( $\gamma^{3-4}$ ) : l'un en limite orientale de la carte, au Nord du Pougelet ; l'autre en limite nord de la commune de St-Diéry, au Nord du Puy de Murat. Le premier consiste en un dépôt de matériaux divers, le second correspond au dépôt d'ordures ménagères du SICTOM des Couzes. En revanche, les déblais de carrières, comme ceux de la carrière du Cheix – sur la commune de St-Diéry – ne sont pas représentés, soit à cause de leur volume trop faible, soit pour ne pas masquer des contours géologiques.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

*Dans ce chapitre et le suivant, certaines interprétations dépendent des connaissances et des idées actuelles et sont donc susceptibles d'évoluer dans le futur.*

Comme le montre le schéma structural (voir aussi Chèvremont *et al.*, 2022 pour une localisation sur la carte à 1/1M de la France), trois principales entités géologiques affleurent sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton à 1/50 000 :

- des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires cénozoïques, de contenus lithologiques variés et d'âge miocène à quaternaire ;
- des formations sédimentaires, essentiellement oligocènes, de la Limagne d'Allier et de petits bassins annexes encastrés dans le socle varisque du plateau des Dômes ;
- le socle cristallin varisque (hercynien) constituant le substratum du plateau des Dômes et de petits horsts au sein de la Limagne de l'Allier.

Dans le présent chapitre sont décrites les conditions de formation de ces entités, qui sont replacées par la suite dans leur cadre régional dans le chapitre : « synthèse géodynamique régionale ».

### **SOCLE VARISQUE (HERCYNIEN)**

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton, le substratum varisque affleurant est constitué, d'une part, de formations métamorphiques et d'autre part, en majeure partie, de massifs et de filons de roches plutoniques intrusifs dans les formations métamorphiques, et appartenant à trois types d'associations magmatiques. Ce socle renferme par ailleurs des filons de microgranitoïdes divers, et de rares filons de lamprophyres et de quartz.

Les formations métamorphiques se subdivisent en deux principaux types :

- 1) des formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss du Massif central ;
- 2) et des formations sédimentaires et/ou localement volcaniques, d'âge dévonien à dinantien, métamorphisées dans le faciès schiste vert, plissées,

schistosées, et ayant fréquemment subi un métamorphisme thermique de contact.

D'une façon générale les formations métamorphiques méso- à catazonales du Massif central constituent un empilement de plusieurs unités lithostratigraphiques se distinguant par la nature et les âges de leurs protolithes et par leur évolution tectono-métamorphique au cours de l'orogénèse varisque. Ces unités sont soit empilées tectoniquement, soit charriées les unes sur les autres. Elles sont plissées et localement affectées par des failles ductiles ou cassantes, dont les plus récentes sont liées à la tectonique en horsts et grabens du système des Limagnes. Les trois principales unités métamorphiques méso- à catazonales du Massif central sont, de haut en bas, l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) ; l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG) ; et l'Unité Para-autochtone (UPA) ou Unité des Micaschistes. Sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6<sup>e</sup> édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003), ces unités sont distinguées par trois tranches d'âge différentes pour leurs protolithes.

### **Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss**

Comme le montre le schéma structural, seule l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) apparaît à l'affleurement sur le territoire de la carte Veyre-Monton à 1/50 000, dans son coin sud-ouest, où elle est constituée de migmatites et de gneiss leptynitiques se rattachant à la partie la plus septentrionale de la série métamorphique du Cézallier, bien développée plus au Sud, sur les territoires des cartes de Besse-en-Chandesse (à paraître) et de Massiac (Thonat *et al.*, 2006). Cette série est plissée par l'antiforme de Massiac, de sorte que l'UIG et l'USG apparaissent respectivement au cœur et en périphérie de cette structure régionale majeure. En outre, au sein de l'USG, se trouvent localement des zones de cisaillement ductile dextre de direction N100-135°E, la principale zone se trouvant dans la partie SW de la présente carte et se prolongeant sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse vers l'ESE, comme le montre le schéma structural. Enfin, par endroits des cataclasites tardives et froides apparaissent le long de certaines failles.

**Nature et âges des protolithes.** À l'échelle régionale, l'USG comprend les trois entités suivantes :

- Des migmatites paradérivées à biotite, sillimanite, cordiérite, se singularisant par la présence locale de reliques de granulites acides, découvertes par M. Mathonnat (1983).
- Un complexe ou "groupe"<sup>38</sup> leptyno-amphibolique constitué de divers gneiss acides, orthodérivés ou paradérivés, dans lesquels sont intercalées quelques lentilles d'amphibolites, localement à grenat.

---

<sup>38</sup> Le terme de groupe est employé sur la carte géologique de la France à 1/50 000- feuille Massiac (Thonat *et al.*, 2006) mais le terme de complexe est plus approprié.

- Des orthogneiss leucocrates dits « leptynitiques » à grain fin-moyen, à biotite et localement muscovite et/ou cordiérite pinitisée, ne faisant pas partie du complexe leptyno-amphibolique, présentant un faciès mylonitique à ultramylonitique et constituant un massif qui apparaît uniquement dans la partie la plus méridionale de la carte.

Le complexe leptyno-amphibolique n'affleure pas sur la carte de Veyre-Monton. D'après la notice de la carte de Massiac (Thonat *et al.*, 2006), il dérive d'une formation bimodale acide (tufs et laves rhyodacitiques) - basique (laves et tufs basaltiques tholéitiques) dont l'âge de mise en place se situe entre 500 et 480 Ma.

**Les migmatites** résultent de l'anatexie de paragneiss dérivant d'une formation sédimentaire détritique ayant probablement une composante volcanogène : une formation grésopélimitique à intercalations de grauwackes.

**Les orthogneiss leptynitiques à grain fin-moyen, à biotite et localement muscovite et/ou cordiérite pinitisée** de la partie sud-ouest de la carte se trouvent structurellement au-dessus des migmatites et dans une zone de cisaillement dextre, ce qui fait qu'ils sont en grande partie mylonitiques à ultramylonitiques, avec un développement de mica blanc secondaire et, par endroits, de tourmaline. En outre, le long de la faille majeure qui limite le massif du côté sud, une cataclase se surimpose localement à la mylonitisation. Ces gneiss leptynitiques n'ont fait l'objet d'aucune analyse chimique. Par analogie pétrographique avec d'autres gneiss leptynitiques de l'USG du Massif central, ils dérivent probablement de roches magmatiques acides, plus probablement plutoniques que volcaniques.

Aucune datation radiométrique n'a été réalisée sur toutes ces roches métamorphiques attribuées à l'USG. Dans le Limousin, une datation par la méthode  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sur monozircon (Ledru et Calvez, 1988) donne des âges de  $488 \pm 32$  Ma et  $499 \pm 5$  Ma pour des leptynites du complexe leptyno-amphibolique de Tulle-Vergonzac. Un âge similaire, Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur est donc probable pour les protolithes de l'USG de la feuille de Veyre-Monton.

Au Sud, la série métamorphique du Cézallier montre les lithologies suivantes :

- Des reliques

- 1) de leptynite granulitique à disthène que l'on retrouve au sein de migmatites de l'USG ;
- 2) d'éclogite plus ou moins amphibolisée, dite de Pérérol (carte de Besse-en-Chandesse), qui apparaît en petits corps lenticulaires au sein de l'orthogneiss de St-Alyre-ès-Montagne, attribué à l'UIG et à la génération cambro-ordovicienne pour son protolithe. Ces reliques sont des témoins du métamorphisme HP-MT de la période éovarisque (430 à 400 Ma), tandis que l'amphibolitisation, partielle ou

totale, de l'éclogite est due à une rétro-morphose dans le faciès amphibolite lors de la phase D1<sup>39</sup> (400 à 375 Ma).

- Des paragneiss à biotite et sillimanite (UIG et USG) et de plus rares orthogneiss à biotite ± muscovite (UIG), caractéristiques d'un métamorphisme synfolial MP-MT. Cependant, l'âge de  $405 \pm 15$  Ma obtenu pour le métamorphisme de l'orthogneiss de St-Alyre-ès-Montagne (Mathonnat, 1983) est celui de la phase D1 du modèle de M. Faure *et al.* (2005, 2009), alors que ces derniers attribuent le métamorphisme MP-MT à leur phase D2 : *cf.* plus loin « synthèse géodynamique régionale ».
- Des migmatites et divers types de granitoïdes (*cf.* ci-dessous) dus à plusieurs phases d'anatexis. Les migmatites, développées aux dépens de paragneiss de l'USG et localement de divers gneiss de l'UIG, restent non datées pour le moment.

### **Formations dévono-dinantiennes, métamorphosées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique**

Les formations dévono-dinantiennes de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 ne sont pas représentées sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6<sup>e</sup> édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003), bien que le principal massif – celui de la Monne – affleure sur une superficie d'environ 7,5 km<sup>2</sup>.

**Nature et âge des protolithes.** Les formations dévono-dinantiennes du plateau des Dômes dérivent d'un protolithe comprenant :

- 1) des roches sédimentaires gréséo-pélitiques, à intercalations graphiteuses locales, ou plus rarement calcaréo-pélitiques ;
- 2) des roches volcano-détritiques de type grauwackes ;
- 3) et des roches volcaniques (laves et tufs) à chimie intermédiaire (andésite) à acide (rhyolite), plus rarement basique (basalte).

Sur les cartes de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1975) et de Pontgibaud (Hottin *et al.*, 1989), ces formations sont attribuées au Viséen (347 à 331 Ma). Cependant, certaines ont subi un métamorphisme thermique lors de l'intrusion des massifs de roches plutoniques de type Aydat, datée à  $365 \pm 3$  Ma par la méthode <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb sur zircon (Pin, 1989 ; *cf. infra*), ce qui permet de leur attribuer un âge famennien ou antérieur. C'est pourquoi, par souci de simplification, nous attribuons un âge dévono-dinantien aux protolithes des formations métamorphosées dans le faciès schiste vert et fréquemment affectées par un métamorphisme thermique.

---

<sup>39</sup> *cf.* plus loin chapitre « synthèse géodynamique régionale » pour les détails sur les différentes phases.

Les « cornes vertes » sont des cornéennes calciques ou « tactites », considérées comme dérivant de sédiments calcaréo-pélitiques.

Les amphibolites des petits corps lenticulaires de la vallée de la Monne dérivent de roches basiques dont le rapport isotopique initial du strontium varie entre 0,7036 et 0,7057 et de ce fait est plus dispersé que dans le massif plutonique d'Aydat, mais C. Pin (1989) considère que cela est dû à des perturbations locales liées à la petite taille des corps et à leur déformation, et conclut que le massif plutonique d'Aydat peut être considéré comme une racine du volcanisme basique à intermédiaire d'âge dévonien.

Un cas particulièrement intéressant est celui des métavolcanites de Pont-des-Eaux, situées dans l'angle nord-ouest de la carte de Veyre-Monton et se prolongeant vers le Nord sur la carte de Clermont-Ferrand. Des analyses d'éléments en traces et d'isotopes du strontium et du néodyme dans deux échantillons permettent de faire une comparaison avec cinq échantillons représentatifs du massif « dioritique » d'Aydat, comparaison qui montre (Pin et Paquette, 2002) les caractères communs suivants :

- 1) un fort enrichissement en TR légères et plus encore en Th ;
- 2) un fractionnement des TR lourdes ;
- 3) de fortes anomalies négatives en Nb et, à un degré moindre, en Ti et Zr. Ces caractères, résumés par les valeurs très élevées des rapports Th/La (0,19-0,41) et Th/Nb (0,25-1,7), sont typiques des suites calco-alcalines et relient volcanisme et plutonisme. Ces données et l'âge dévonien supérieur du massif « dioritique » d'Aydat permettent de rattacher ce dernier, ainsi que les métavolcanites de Pont-des-Eaux, au magmatisme calco-alcalin d'arc de la formation de Cressy-sur-Somme, située dans le Morvan sur les territoires des cartes 576 et 599 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Évolution tectono-métamorphique.** J.-B. Mboundou-Kongo (1987) propose que ces formations dévono-dinantiennes sont affectées successivement par :

- Une phase de déformation PD1, caractérisée par le développement de plis isoclinaux P1 et d'une « schistosité de flux » S1 parallèle à la stratification S0, contemporaine d'un métamorphisme régional dans le faciès schiste vert, caractérisé par l'association de mica blanc-chlorite-épidote.
- Un métamorphisme thermique se traduisant par une blastèse de cordiérite et/ou d'andalousite, due à la mise en place de dômes thermiques, liés à des intrusions plutoniques.
- Une phase PD2 "d'aplatissement" caractérisée par le développement de plis ptygmiques P2 et d'une schistosité de fracture ou de crénulation S2, contemporaine de la montée de magmas plutoniques induisant un métamorphisme de contact représenté par le développement tout d'abord de biotite, grenat, amphibole, diopside, épidote puis par l'apparition de biotite II dans les conditions suivantes : T = 500-550°C, P = 1,5-2 kb.

## Massifs et filons de roches plutoniques à subvolcaniques

Trois types d'associations plutoniques sont présents sur la carte géologique de Veyre-Monton à 1/50 000 :

- **Une association calco-alkaline *stricto sensu***, mésocrate à mélanocrate, constituée de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, à amphibole et/ou biotite, et de roches basiques associées, formant le petit massif d'Aydat et ses satellites ;
- **Une association calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline**, constituée d'un monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, formant, dans la partie septentrionale de la carte, le massif de Theix, se poursuivant vers le Nord sur la feuille Clermont-Ferrand, dans le secteur de Royat ;
- **Une association alumino-potassique**, mésocrate à leucocrate, comprenant :

- 1) une tonalite à grain fin-moyen à biotite abondante, muscovite et cordiérite pinitisée, sous forme de petits corps associés spatialement et génétiquement à des granitoïdes de type Cournols–Saint-Nectaire ;
- 2) un granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite ou cordiérite, de type Cournols–Saint-Nectaire, intrusif (massif de Cournols) dans les formations dévono-dinantiennes et dans le massif plutonique calco-alkalin d'Aydat ;
- 3) un granite mésocrate à sub-leucocrate à grain moyen, plus ou moins orienté, à deux micas et localement cordiérite pinitisée, de type Chambon-sur-Lac, apparaissant dans la moitié méridionale de la carte et se poursuivant vers l'Ouest sur la carte Bourg-Lastic ;
- 4) et des leucogranites de grain fin à moyen, à muscovite et fréquente biotite, localement cordiérite pinitisée et/ou tourmaline, intrusifs – sous forme de filons, sills ou petits stocks – dans l'ensemble des roches précédentes.

Pour le **massif d'Aydat**, des datations par la méthode U/Pb sur zircons donnent un âge de  $365 \pm 3$  Ma, proche de l'âge de  $360 \pm 1$  Ma des diorites-gabbros du massif de Beaumont–Huriel dans le domaine de Boussac, dans la partie NW du Massif central (Pin et Paquette, 2002). L'étude isotopique de C. Pin (1989) donne en outre une valeur de  $\epsilon_{Nd}$  comprise entre +1,4 et +5,0 et un rapport isotopique initial du strontium [ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ]<sub>i</sub> compris entre 0,7041 et 0,7049 (recalculé pour un âge de 370 Ma) pour ce massif. Ces caractéristiques, ainsi que les signatures en éléments traces incompatibles peu mobiles, reflètent une source mantellique pour ce massif, et des analogies avec des exemples de marges actives et zones de subduction actuelles (Pin et Paquette, 2002).

**Le monzogranite porphyroïde à biotite de Theix** n'est pas daté. Il est intrusif dans le massif calco-alkalin d'Aydat, mais ses relations avec les massifs de granitoïdes de type Cournols–Saint-Nectaire ne sont pas visibles à l'affleurement.

À titre d'hypothèse, nous supposons qu'il est légèrement antérieur à ces derniers.

**Le granitoïde de type Cournols–Saint-Nectaire** est analogue au granite de St-Dier-d'Auvergne, situé dans le Livradois à l'Est de la Limagne de Clermont-Ferrand, et daté de façon peu précise à  $330 \pm 26$  Ma par une isochrone Rb-Sr sur roches totales (Saint-Joanis, 1975). Dans le cadre de la réalisation de la présente carte, une datation du granitoïde de Cournols par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite donne un âge de  $352 \pm 4$  Ma (Cocherie, 2004), que nous retenons comme âge de mise en place magmatique des massifs de granitoïdes alumino-potassiques de type Cournols–Saint-Nectaire. Cet âge est d'autant plus intéressant que le granitoïde de Cournols présente de nombreuses analogies pétrographiques et géochimiques avec d'autres granites du Massif central, notamment celui de Peyrabout (complexe de Guéret), qui a un âge Rb-Sr roche totale de  $356 \pm 10$  Ma (Berthier *et al.*, 1979), et de la Glane (Limousin), daté à  $352 \pm 12$  Ma par la même méthode (Duthou, 1977).

**Les filons de leucogranites** sont tardifs et peuvent être attribués au stade D3 de M. Faure *et al.* (2009), comme cela est le cas pour beaucoup de leucogranites tardifs du Massif central, avec un âge pouvant aller du Namurien au Stéphanien voire à l'Autunien<sup>40</sup> d'après les données disponibles. Par exemple, le leucogranite de Manson (carte de Clermont-Ferrand) a un âge namuro-westphalien d'après deux isochrones Rb-Sr (Piel, 1966) :  $321 \pm 13$  Ma en roche totale plus biotite,  $317 \pm 16$  Ma en roche totale et muscovite.

Enfin, **les filons subvolcaniques de microgranites porphyriques et de lamprophyres** sont vraisemblablement liés à un magmatisme bimodal acide-basique, stéphano-autunien, dans un contexte de distension NW-SE synorogénique (stade D4) puis NE-SW postorogénique (stade D5) : *cf.* plus loin, chapitre « synthèse géodynamique régionale ».

## FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES

Le dépôt de ces formations est étroitement lié à un épisode d'extension lithosphérique, qui s'est produit de l'Éocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur, et qui a donné naissance à une série de fossés (grabens) limités par des failles normales cassantes et développés dans l'avant-pays alpin : le graben de l'Eger, le graben du Rhin, le fossé de la Bresse et les fossés d'effondrement du Massif central (rift d'Europe de l'Ouest), dont les plus importants sont le fossé de la Limagne<sup>41</sup> et le fossé de Roanne-Montbrison (Michon et Merle, 2001). Ces derniers ont une direction d'étirement maximum Est-Ouest,

---

<sup>40</sup> Termes traditionnellement utilisés pour les formations carbonifères de l'Europe de l'Ouest

<sup>41</sup> Ou Limagne de l'Allier

globalement perpendiculaire au front de la chaîne alpine (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

Les données de sismique-réfraction et l'analyse des sondages profonds montrent que le fossé d'effondrement de la Limagne est un demi-graben, caractérisé par le fonctionnement d'une faille bordière majeure – la faille de la Limagne – et un remplissage dissymétrique des dépôts sédimentaires. À l'aplomb de la ville de Riom (feuille Clermont-Ferrand), le socle varisque s'abaisse jusqu'à - 2700 mètres, si bien que le jeu vertical de la faille de la Limagne avoisine ici 4 km (Merle et Michon, 2001). Entre l'Éocène supérieur (Priabonien) et l'Oligocène moyen, ce demi-graben a fonctionné en symétrie de miroir avec un autre héli-graben latéral profond (Bresse), de part et d'autre d'un graben central symétrique (Roanne-Montbrison). À partir de l'Oligocène supérieur, la subsidence se concentre uniquement dans le demi-graben de la Limagne (Merle *et al.*, 1998).

Le fossé de la Limagne d'Allier est limité à l'Ouest par la faille bordière qui le sépare du plateau des Dômes, et à l'Est par les monts du Forez ; il s'ouvre, dans sa partie nord, sur le Bassin parisien, tandis que vers le Sud il se ferme dans la région de Brioude au contact de formations métamorphiques de l'USG et de la série du Cézallier. Il est constitué d'un ensemble de bassins d'orientation générale Nord-Sud. On y distingue la Limagne bourbonnaise au Nord, la grande Limagne ou Limagne centrale, et la Limagne méridionale au Sud. La feuille de Veyre-Monton à 1/50 000 se situe dans la partie méridionale de la Limagne centrale, dans la « Limagne des buttes » de J.-F. Pastre (2005) ; en outre, de petits fossés oligocènes connexes se trouvent plus à l'Ouest, au sein du socle du plateau des Dômes et dans la partie méridionale de la feuille, tandis que dans l'angle NW de la feuille apparaît la partie sud-est du petit fossé oligocène d'Olby.

À l'Oligocène, la tectonique distensive a atteint son paroxysme. Pendant cette période et jusqu'au début du Miocène le bassin des Limagnes a enregistré une sédimentation sablo-argileuse terrigène et marno-calcaire lacustre à fluvio-lacustre qui s'accumule sur de grandes épaisseurs. Des calcaires concrétionnés et des récifs se sont développés dans des conditions lacustres chaudes peu profondes – en partie saumâtre ? – sous l'action d'organismes végétaux et animaux, au sein des sédiments marneux ou argilo-marneux.

L'évolution post-oligocène du Massif central a été caractérisée par une surrection généralisée. La tectonique miocène à pliocène se traduit par un rejou de failles antérieures. Les dépôts sédimentaires miocènes ne sont présents qu'en remplissage de maars-diatrèmes du plateau de Gergovie.

## FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

Sur une grande partie du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 s'est mis en place un volcanisme cénozoïque, qui a débuté il y a environ 23 Ma, au Miocène inférieur, pour se prolonger jusqu'à l'Holocène il y a environ 7 000 ans, et qui n'est probablement pas encore terminé (*cf. infra*).

L'origine de ce volcanisme reste encore débattue. Il apparaît comme acquis qu'une importante anomalie thermique se situe, en profondeur, au droit des formations volcaniques : normalement située à environ 140 km de profondeur, la limite entre l'asthénosphère et la lithosphère (isotherme 1350 °C), ne s'y trouve plus qu'à 55 km de profondeur (Perrier et Ruegg, 1973 ; Souriau, 1976). Cette remontée de matériel asthénosphérique s'accompagne d'une décompression adiabatique ayant pour conséquence une fusion partielle des péridotites du manteau, donnant naissance aux magmas alimentant le volcanisme de la région.

L'origine de cette anomalie asthénosphérique est encore mal comprise. Les premières hypothèses ont proposé la présence d'un ou plusieurs panache(s) mantellique(s) sous le Massif central, qui s'étalerai(en)t sous la croûte en se ramifiant : c'est la théorie du point chaud, confortée notamment par l'observation du bombement du socle varisque et par la chimie de certaines laves (Chesworth, 1975 ; Nicolas *et al.*, 1987 ; Wilson et Downes, 1991), mais qui semble avoir des limites (Meyer et Foulger, 2007). Une autre hypothèse (Merle et Michon, 2001) propose que ce volcanisme soit lié à la formation des Alpes : le développement progressif d'une importante racine crustale à la base de la chaîne alpine aurait eu pour conséquence de chasser du matériel asthénosphérique chaud sous le Massif central. Ce flux asthénosphérique ascendant aurait provoqué une érosion thermique de la lithosphère (expliquant l'anomalie de chaleur), puis un bombement crustal (par isostasie) ayant pour réponse mécanique le développement des systèmes volcaniques associés aux rifts actifs ouest-européens (bel et bien situés en pourtour des Alpes), dont font partie les volcans du Massif central (*cf. Chèvremont et al.*, 2022).

Quelle qu'en soit l'origine, l'empreinte du volcanisme cénozoïque est très prononcée sur l'ensemble de la feuille de Veyre-Monton. Les buttes volcaniques de la **Limagne** sont les témoins d'un volcanisme ancien (Miocène), aujourd'hui en inversion de relief. On y trouve des plateaux correspondant à d'anciennes coulées de lave, ainsi que les restes de cheminées volcaniques de cratères d'explosions (diatrèmes) constitués d'une roche appelée localement « pépérite » (littéralement la roche à grains de poivre) formée au cours des éruptions par un mélange intime entre la lave basaltique et les sédiments environnants.

La feuille de Veyre-Monton comprend également les produits distaux de deux stratovolcans à la vie tumultueuse, qui se sont édifiés au cours de nombreuses éruptions sur de longues périodes de temps. Proches l'un de l'autre

dans l'espace et dans le temps, ces deux édifices sont ceux du **Mont-Dore** *s.s.* (3,1 à 1,8 Ma) et du **Sancy** (1,1 à 0,24 Ma). Cet ensemble « composite » Mont-Dore-Sancy, édifié directement sur le socle varisque, couvre une superficie d'environ 500 km<sup>2</sup> et a émis près de 220 km<sup>3</sup> de produits (Brousse, 1971). La présence de roches grenues (gabbro et monzonite) affleurant à des altitudes élevées, et les distances importantes parcourues par les avalanches de débris associées à ces stratovolcans laissent supposer une altitude d'au moins 2500 m au maximum de leur croissance (Cantagrel et Briot, 1990).

Enfin, le volcanisme récent de la **Chaîne des Puys** est, à l'inverse, monogénique et composé d'édifices qui se construisent au cours d'une unique éruption. On retrouve sur la feuille de Veyre-Monton de magnifiques exemples de cônes de scories stromboliens et des coulées de lave associées (*e.g.* les Puys jumeaux de La Vache et de Lassolas), ainsi que de plus rares cratères d'explosion phréatomagmatiques connus sous le nom de maars et témoignant d'éruptions plus fortement explosives (*e.g.* la Narse d'Espinasse).

### **Volcanisme tertiaire**

Il concerne toute l'étendue du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 et comprend une grande variété de types de formations et de contenus pétrochimiques.

**Volcanisme basique du Miocène inférieur à moyen (23 à 11,6 Ma).** D'après la géochronologie relative et quelques datations radiométriques (Cheguer, 1996), l'activité volcanique a débuté au Miocène inférieur (23 Ma) et a atteint son paroxysme il y a 16 Ma (limite entre Miocène inférieur et moyen). Ce volcanisme comprend de nombreux maars-diatrèmes de pépérites, attribués à une dynamique explosive phréatomagmatique, accompagnés et/ou suivis de la mise en place de basaltes *s.l.* Il concerne la Limagne d'Allier et le plateau des Dômes. Ces entités « basaltiques » forment aujourd'hui des coulées et quelques lacs de lave en inversion de relief, ainsi que des culots, des filons, des sills ou des cheminées déchaussées par l'érosion.

Parmi les cas particuliers : la zone d'alimentation du Puy de Mardoux est probablement le témoin d'un mélange mécanique de deux liquides magmatiques visqueux, l'un « basaltique », l'autre carbonaté ; le Puy de Saint-Sandoux est constitué de néphéline à olivine et analcime, de pegmatitoïde à rhönite et de basanite.

**Volcanisme basique du Miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma).** Des entités volcaniques mafiques du Miocène supérieur sont présentes au sein du plateau des Dômes. Il s'agit d'une part de basaltes ankaramitiques et, d'autre part, de mélanéphélinites et de basaltes.

**Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes.** L'âge de ces formations, peu développées, est supposé se situer autour de la limite de 5,3 Ma entre le Miocène et le Pliocène. Elles comportent :

- 1) de petits pointements de basaltes *s.l.* ou de leucobasalte, dans la partie nord du quart SW de la carte ;
- 2) le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid et ;
- 3) des alluvions fluviales sablo-argileuses, situées sous des coulées de basaltes *s.l.* de type série supérieure des plateaux, dans le quart SW de la carte.

**Volcanisme pliocène « prémondorien » du plateau des Dômes (5,3 à 3,4 Ma).** Il s'agit de formations variées, traduisant des dynamismes éruptifs contrastés : l'écoulement cendro-ponceux trachytique et les tufs et brèches phréatomagmatiques des Farges ; les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie ; des vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées, des coulées de divers basaltes *s.l.* en inversion de relief ; le cône strombolien du Puy de la Vigerat et la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, datée à 3,4 Ma et en inversion de relief.

**Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviales pliocènes « prémondoriens » du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma).** Le Cézallier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre le Mont Dore-Sancy et le Cantal. Son extrémité septentrionale se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, où il est représenté par des coulées de basaltes *s.l.* : basanites – avec ou sans nodules de périclase – basaltes doléritiques, ainsi que par le maar de Prady. Dans le cas exceptionnel du plateau de Perrier, J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations alluviales successives (F1 à F10) : les deux premières sont « prémondoriennes » et sous-jacentes aux coulées de Pardines pour F1 et de Roca Neyra pour F2.

**Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (environ 3 Ma).** Le Puy de Corent, dans la partie orientale de la carte de Veyre-Monton, comprend un cône strombolien d'où est issue une coulée basaltique s'épanchant vers le NE, en direction du bourg de Corent. Trois datations radiométriques par la méthode K-Ar (Baubron et Cantagrel, 1983) donnent un âge se situant autour de 3 Ma. Malgré cet âge « récent » pour du volcanisme de Limagne, l'entité du Puy de Corent est en inversion de relief.

### **Volcanisme plio-quadernaire du Mont-Dore *s.s.* (3,1 à 1,8 Ma)**

Le stratovolcan du Mont-Dore *s.s.* (ou de Guéry) a un âge pliocène supérieur à pléistocène inférieur : 3,1 à 1,8 Ma. Son flanc oriental se trouve sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, où il est représenté par des formations volcaniques variées (laviques, notamment des trachyandésites, et volcanoclastiques), ainsi que par des dépôts alluviaux fluviaux parfois fossilifères, intercalés entre les niveaux volcaniques, comme par exemple dans l'angle sud-est de la carte où se trouve l'extraordinaire site du plateau de Perrier.

L'histoire du stratovolcan du Mont-Dore *s.s.* est surtout caractérisée par la mise en place d'une formation cendro-ponceuse rhyolitique à ponces fibreuses, appelée « Grande Nappe » dans la terminologie locale, dont on retrouve les témoins dans toutes les directions, jusqu'à plus de 30 km de la zone d'émission. Ce terme historique de « Grande Nappe » intègre différentes formations ignimbritiques rhyolitiques selon les auteurs, et est donc à prendre avec précaution. En l'état actuel des connaissances, cette formation cendro-ponceuse a un volume estimé à quelques km<sup>3</sup> et a recouvert plus de 100 km<sup>2</sup>. Sa mise en place, rajeunie récemment à  $2,77 \pm 0,02$  Ma par la méthode <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Nomade *et al.*, 2017), est probablement contemporaine de la formation d'une importante caldeira dont les limites restent cependant imprécises, bien qu'un dynamisme éruptif de type « blast latéral » (*i.e.* sans caldeira *s.s.*) ne soit pas à exclure (Nomade *et al.*, 2017). Après cette éruption plinienne, la caldeira aurait été comblée par des dépôts pyroclastiques et volcano-sédimentaires, puis par des intrusions, dômes, et « nuées ardentes » trachytiques et rhyolitiques, en partie canalisés vers l'aval par des paléovallées. L'activité liée au Mont-Dore *s.s.* a également engendré la majorité des produits volcaniques trouvés au plateau de Perrier (30 km à l'Est du massif du Mont-Dore) où la séquence volcano-sédimentaire, qui atteint 120 m d'épaisseur au total, a enregistré plusieurs effondrements de flanc provenant de la partie NE du stratovolcan ainsi que les coulées de débris associées (Bernard *et al.*, 2009). D'après S. Nomade *et al.*, (2014a, échantillon PER 51) la première avalanche du plateau de Perrier, datée par la méthode <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, est âgée de  $2,60 \pm 0,02$  Ma – soit à la limite entre le Pliocène et le Pléistocène – et l'ensemble de la séquence du plateau de Perrier aurait été mis en place en quelques dizaines de milliers d'années. D'après les travaux de B. Bernard *et al.* (2009), deux avalanches principales (unités U1 et U4) se seraient ainsi succédées, avec entre temps des épisodes importants de remobilisation du matériel volcanique sous la forme de coulées de débris (unités U2 et U3).

Après la formation du stratovolcan du Mont-Dore *s.s.* et une longue période d'arrêt de l'activité volcanique, celle-ci reprend de façon discrète, en Limagne, dans la partie NE de la carte de Veyre-Monton, avec des coulées basiques dont l'âge se situe probablement entre 1,2 et 0,8 Ma ; et de façon spectaculaire, vers 1,1 Ma, avec l'édification du stratovolcan du Sancy, dont le flanc NE se trouve sur la présente carte.

### **Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne (1,2 à 0,8 Ma)**

Ce volcanisme est représenté en Limagne, dans le coin NE de la carte Veyre-Monton, par trois petits lambeaux de coulées en inversion de relief : le lambeau d'ankaramite de La Roche-Noire (1,2 à 0,8 Ma) et les deux lambeaux de Mirefleurs dont la composition va d'un trachybasalte à une téphrite (Cheguer, 1996) et qui ont probablement un âge analogue à celui de l'ankaramite de La Roche-Noire.

## Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées

De nombreuses formations du territoire de la carte de Veyre-Monton sont rattachées à l'activité volcanique du Sancy. Il s'agit d'une part de divers types de trachyandésites basaltiques et de trachyandésites, d'âge allant de 0,90 à 0,24 Ma d'après les datations radiométriques disponibles (Cantagrel et Baubron, 1983 ; Nomade *et al.*, 2017), et, d'autre part, de plusieurs générations de coulées de basaltes *s.l.*, de ponces trachyandésitiques ou trachytiques et de dépôts d'avalanches de débris. Comme pour le stratovolcan du Mont-Dore *s.s.*, les produits volcaniques du Sancy appartiennent à deux séries magmatiques alcalines (Briot, 1988) : l'une sous-saturée (basanites à phonolites) et l'autre saturée (basaltes à trachytes). Environ 75 % des laves et intrusions ont une composition intermédiaire de trachyandésites basaltiques ou différenciées dans le diagramme TAS (Le Bas *et al.*, 1986), connues sous l'appellation historique locale de « doréites » et « sancyites ». Les matériaux pyroclastiques, incluant les coulées de ponces, ignimbrites, coulées de cendres et blocs, et retombées pliniennes, représentent environ 20-30 % des produits volcaniques émis (Brousse, 1963). L'activité du Sancy (Julien, 1988 ; Pastre et Cantagrel, 2001) a sans doute commencé autour de 1,2 à 1 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983 ; Pastre et Cantagrel, 2001) pour cesser il y a environ 240 à 200 ka (Cantagrel et Baubron, 1983 ; Nomade *et al.*, 2012), juste avant le début de l'activité de la Chaîne des Puys.

Une téphrostratigraphie du Sancy a été proposée en 2001 par J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel, qui distinguent, sur la base de données de terrain, minéralogiques et géochimiques, plus de trente unités pyroclastiques ponceuses, de composition latitique à rhyolitique, qu'ils ont regroupées en deux phases pyroclastiques. Plus récemment, les travaux réalisés par S. Nomade *et al.* (2012) permettent de réévaluer entièrement la chronologie des éruptions explosives majeures du Sancy, qui sont regroupées, sur la base de nouvelles datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en quatre cycles pyroclastiques principaux : **C.I** (début à 1,1 Ma et durée minimum de  $91 \pm 7$  ka), **C.II** (début à 817 ka et durée minimum de  $133 \pm 8$  ka), **C.III** (début à 642 ka et durée minimum de  $105 \pm 7$  ka) et **C.IV** (plus difficile à évaluer, entre 400 et 200 ka ?). Au moins 5 éruptions explosives majeures ont été datées au sein des cycles C.I, C.II et C.III ; deux seulement en l'état pour C. IV (Nomade *et al.*, 2012).

Le cycle C. I (*Phase Pyroclastique 1* de Pastre et Cantagrel, 2001) a vraisemblablement été associé à la formation d'une caldeira dont l'existence et la taille sont débattues (Lavina, 1985 ; Pastre, 1987 ; Julien, 1988 ; Féraud *et al.*, 1990 ; Pastre et Cantagrel, 2001 ; Nomade *et al.*, 2012). À cette phase se rattachent les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma), qui subsistent sur une longueur de 35 km sous forme de lambeaux de relief, depuis l'Ouest de Besse-en-Chandesse jusqu'à l'Est de Longues, comme le montre le schéma structural. Cette phase I est associée à au moins 5 éruptions explosives majeures (Nomade *et al.*, 2012). La *Phase*

*Pyroclastique 2* de J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel (2001), qui rassemble les unités pyroclastiques de type Neschers daté par  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre  $0,58 \pm 0,02$  Ma et  $0,554 \pm 0,003$  ka (Lo Bello *et al.*, 1987 ; Pastre *et al.*, 2007) correspond au cycle C. III de S. Nomade *et al.* (2012). La dernière activité du Sancy est essentiellement composée d'intrusions trachyandésitiques (*e.g.* Puy de Sancy) et des coulées de basaltes *s.l.* (*e.g.* Roc de Cuzeau) associés à des lahars, et à des unités pyroclastiques de petits volumes. L'activité pyroclastique plinienne la plus récente correspond à une couche de cendres trouvée dans les maars du Bouchet et de Praclaux dans le SW du Velay qui a donné un âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $279 \pm 5$  ka (Roger *et al.*, 1999 ; Nomade *et al.*, 2012).

### **Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma)**

Dans le nord-ouest du territoire de la carte de Veyre-Monton, se trouve la partie méridionale de l'ensemble principal de la célèbre Chaîne des Puys, entre le Puy de Mercœur au Nord et la Narse d'Espinasse au Sud, ainsi que deux volcans isolés situés plus au Sud : le Puy de Monténard et le Tartaret (Boivin *et al.*, 2009). La plupart des entités de la Chaîne des Puys datent du Pléistocène supérieur, mais certaines – y compris sur le territoire de la présente carte – ont un âge < 11 700 ans et sont donc holocènes.

La particularité de la Chaîne des Puys par rapport aux stratovolcans du Mont-Dore *s.s.* et du Sancy est de montrer une juxtaposition d'édifices dits « monogéniques », de petite taille, résultant chacun d'une éruption unique, brève à l'échelle des temps géologiques (quelques années). On y retrouve trois grands types d'édifices :

- 1) des cônes de scories stromboliens, édifiés par accumulation successive de petites projections basaltiques *s.l.* autour du point de sortie, et souvent accompagnés par la mise en place d'une coulée de lave ;
- 2) les maars, des cratères d'explosions phréatomagmatiques, généralement circulaires, provoqués par la rencontre explosive entre de l'eau superficielle et le magma, au cours de sa remontée ;
- 3) des dômes de lave visqueuse qui s'accumule au-dessus du point de sortie (absents de la présente carte).

Malgré leur apparente simplicité, ces édifices sont parfois complexes, et peuvent par exemple connaître des déstabilisations sectorielles pouvant aller jusqu'à la destruction complète du cône (Goër de *et al.*, 1993 ; Vidal, 1994).

Des travaux de synthèses géochimiques et géochronologiques (Maury *et al.*, 1980 ; Villemant *et al.*, 1981 ; Rosseel, 1996) montrent que les laves de la Chaîne des Puys appartiennent à la série alcaline, dont elles rassemblent tous les termes : basalte, trachybasalte, trachyandésite (basaltique ou non) et trachyte, les trois premiers étant présents sur le territoire de la carte de Veyre-Monton. Ces différentes laves se forment par différenciation fractionnée d'un

magma basique primaire, où l'amphibole semble jouer un rôle majeur (Maury *et al.*, 1980 ; Rosseel, 1996). Globalement, la série évolue avec le temps vers des termes de plus en plus différenciés, bien que des magmas basaltiques *s.l.* (voire basanitiques) aient été émis récemment (Boivin *et al.*, 2017).

Ces travaux montrent également que l'activité de la Chaîne des Puys n'est pas linéaire, mais se fait selon des « pulses » d'activité volcanique intense, entrecoupées de périodes de repos. Quatre phases éruptives principales ont ainsi pu être mises en évidence depuis 100 000 ans environ, début de l'activité proprement dite de la Chaîne des Puys (Rosseel, 1996 ; Boivin *et al.*, 2017). Certains auteurs relient ce caractère épisodique du volcanisme récent aux ajustements rapides de la lithosphère en réponse à l'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires (Nowell *et al.*, 2006). Les édifices les plus récents sont le groupe du Pavin, daté à 6700 ans (Juvigné et Miallier, 2016), et les cônes trachybasaltiques jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas (8 600 ans cal BP, situés sur la présente carte) pour l'ensemble principal. La chronologie des différentes phases de l'éruption de ces derniers a récemment été décrite par Jordan *et al.* (2016), qui donnent une idée détaillée de ce à quoi pourrait ressembler une nouvelle éruption de ce type dans la Chaîne des Puys.

Dans « Volcans d'Auvergne : la menace d'une éruption ? » Alain de Goër de Herve (1997) argumente les réponses à cette question et répond sans équivoque « **il se produira un jour une nouvelle éruption** ». Aux questions quand ? où ? comment ? et avec quels risques ? Il est difficile de répondre avec précision. Il ne s'agit pas là d'un manque de connaissances mais d'une limite de la méthode, comme peuvent l'être les prévisions météorologiques à long terme. Certaines études se concentrent néanmoins à établir des scénarii d'éruptions crédibles et d'en estimer les impacts (Latutrie *et al.*, 2016). Les âges jeunes de certains volcans de la Chaîne des Puys (< 10 000 ans et donc considérés comme « endormis ») et la présence probable de magma, i.e. de roche encore au moins en partie fondue, dans certains réservoirs à l'aplomb de la Chaîne des Puys (Martel *et al.*, 2013 ; France *et al.*, 2016), indiquent que bien que très faible, le risque volcanique autour de la Chaîne des Puys n'est pas nul.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

Ces événements sont actuellement mal connus. Les protolithes des roches métamorphiques du Massif central constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner du Protérozoïque supérieur – pour les dépôts sédimentaires les plus anciens – au Paléozoïque inférieur.

Les datations radiométriques les plus fiables concernent les protolithes d'orthogneiss dérivant de roches plutoniques. Elles montrent que ces protolithes se répartissent en deux tranches d'âges, se recouvrant en partie :

- 1) une tranche du Protérozoïque terminal – Cambrien moyen (- 590 à - 500 Ma), très probablement liée au cycle orogénique cadomien ;
- 2) une tranche cambro-ordovicienne (- 541 à - 443 Ma ; cf. Chèvremont *et al.*, 2022 pour les illustrations). En Auvergne, l'orthogneiss de St-Alyre-ès-Montagne – Anzat-le-Luguet, situé au sein de l'UIG sur le territoire des cartes géologiques à 1/50 000 de Massiac (Thonat *et al.*, 2006) et de Besse-en-Chandesse (à paraître), dérive d'un granitoïde de composition granodioritique à monzogranitique, daté de façon peu précise à  $535 \pm 26$  Ma par une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Mathonnat, 1983). Il est rattaché à la tranche du Protérozoïque terminal – Cambrien moyen. Dans le Limousin, une datation par la méthode  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sur monozircon (Ledru et Calvez, 1988) donne des âges de  $488 \pm 32$  Ma et  $499 \pm 5$  Ma pour des leptynites du « Groupe » leptyno-amphibolique de Tulle-Vergonzac.

À l'Ordovicien inférieur (485,4 à 470 Ma), un épisode de rifting continental affectant la marge nord du Gondwana conduit à la séparation d'un microcontinent : Armorica. Ce rifting évolue jusqu'à une océanisation responsable de l'ouverture de l'océan Médio-européen (Faure *et al.*, 2009).

### *OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)*

Au cours de l'orogénèse varisque les protolithes antérieurs subissent un métamorphisme régional polyphasé, pour lequel nous nous référons aux publications de M. Faure *et al.* (2005, 2009, 2017), à un diaporama inédit de M. Faure (2011), ainsi qu'à la thèse de C. Leloux (1998) sur le NE du Massif central.

En France, on reconnaît quatre grands domaines paléogéographiques et tectoniques (cf. Chèvremont *et al.*, 2022 pour une illustration) :

- 1) la zone externe Nord de l'Ardenne, qui forme la marge d'Avalonia, ou plus généralement du continent Laurussia ;
- 2) le Léon, situé à la pointe de la Bretagne, qui représente un microcontinent dérivé du Gondwana, corréléable à la zone Saxo-thuringienne (encore appelée Mid-German Crystalline Rise, MGCR) ;
- 3) l'Armorica, un autre microcontinent dérivé du Gondwana, qui forme l'assise nord du Massif armoricain ;
- 4) et la marge nord-gondwanienne, que l'on retrouve au Sud du Massif armoricain, dans les Vosges, les Pyrénées, et surtout dans le Massif central.

L'architecture du Massif central consiste en un empilement de nappes synmétamorphes et une succession d'intrusions magmatiques. Elle résulte de

six phases ou événements tectono-métamorphiques, qualifiés de D0 à D5 qui peuvent être subdivisées en trois grandes étapes :

- 1) le cycle éovarisque : phases D0 et D1 ;
  - 2) le cycle varisque *stricto sensu* : phases D2 et D3 ;
  - 3) la période tardivarisque : phases D4 et D5 (Faure *et al.*, 2009 ; Faure, 2011).
- La description succincte de ces événements est systématiquement accompagnée de cartes (Faure, 2011) auxquelles le lecteur peut se référer en consultant la version monographique de la notice (Chèvremont *et al.*, 2022). Pour rappel, « USG » désigne l'Unité Supérieure des Gneiss et « UIG » l'Unité Inférieure des Gneiss (*cf. supra*).

**Évènement D0 (430 à 400 Ma).** Au Silurien, la fermeture de l'océan Médio-européen ou « ligérien » puis la collision Armorica–Gondwana sont contrôlées par une subduction vers le Nord de cet océan sous le microcontinent Armorica. Cela s'accompagne d'un métamorphisme de haute pression ( $\leq 20$  kb) et de moyenne à haute température ( $\leq 800^\circ\text{C}$ ) à l'origine d'éclogites et de granulites de HP, situées dans la partie basale de l'USG pour l'essentiel. L'éclogitisation est datée par la méthode U-Pb sur zircons à  $432 \pm 20$  Ma dans le Haut-Allier (Ducrot *et al.*, 1983), à  $415 \pm 6$  Ma dans la région de Marvejols (Pin *et al.*, 1982) et à  $408 \pm 7$  Ma près de Decazeville (Paquette *et al.*, 1995). Les structures associées restent très mal connues, la suture éovarisque n'étant observée qu'à la faveur des failles de Nort-sur-Erdre dans le Massif armoricain et de Lalaye–Lubine dans les Vosges, qui ont joué en décrochement.

**Évènement D1 (400 à 375 Ma).** Il y a exhumation de la croûte continentale profondément subductée et fusion crustale, au cours de cet événement, responsable du charriage de l'USG sur l'UIG avec un mouvement vers le Sud-ouest. Il commence par un premier épisode d'anatexie, lié à la diminution de pression due à l'exhumation des UIG et USG, et donnant naissance aux migmatites précoces, datées entre 385 et 375 Ma, dans un contexte de déformations synmétamorphes. Ces migmatites renferment localement des blocs d'éclogites rétro-morphosées en amphibolites.

Dans le Nord-est du Massif central, l'USG est recouverte par des séries volcano-sédimentaires d'âge dévonien moyen à supérieur, non ou peu métamorphosées, comme dans le cas de la série de Cressy-sur-Somme dans le Morvan (feuilles 576 de Bourbon-Lancy, Delfour *et al.*, 1990 ; et 599 de Dompierre-sur-Besbre ; Delfour *et al.*, 1988). Cette série correspond à un volcanisme calco-alcalin d'arc en milieu marin, lié à la fermeture de l'océan Rhéique par subduction vers le Sud sous le microcontinent Armorica alors recollé au Gondwana. En Auvergne, des témoins de ce magmatisme calco-alcalin d'arc se trouvent sur les territoires des cartes de Veyre-Monton (717) et de Clermont-Ferrand (693) (*cf. supra*) : il s'agit des massifs plutoniques « dioritiques » de type Aydat et des métavolcanites de Pont-des-Eaux. Le bassin marginal de Brévenne–Violay–Beaujolais se forme au sein du Gondwana en « arrière-arc ».

**Événement D2 (360 à 350 Ma).** C'est l'évènement tectono-métamorphique principal, lié à la collision varisque *s.s.* et caractérisé par un cisaillement ductile vers le Nord-ouest, avec un métamorphisme régional synfolial MP-MT à biotite-grenat-staurotide. Il s'achève par la mise en place de plutons de granitoïdes aluminopotassiques mésocrates à deux micas de type Guéret, auxquels se rattache le massif de Cournols–Saint-Nectaire, situé sur le territoire de la carte de Veyre-Monton (*cf.* schéma structural) et daté à  $352 \pm 4$  Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite (Cocherie, 2004 ; *cf. supra*).

**Événement D3 (340 à 325 Ma).** À l'échelle de la Chaîne varisque française, la tectonique du Viséen supérieur-Namurien (Serpukhovien) est contrastée : la compression domine dans la zone externe sud, des Cévennes à la Montagne Noire, et dans la zone externe nord, en Ardenne ; tandis que l'extension et la transtension caractérisent la zone septentrionale du Massif central et le Massif armoricain.

Dans le Sud du Massif central, l'évènement D3 produit un empilement de nappes dans les Cévennes, l'Albigeois et la Montagne Noire. Dans le Nord du Massif central, à la fin du Viséen – il y a environ 331 Ma – débute l'extension synorogénique, contemporaine du magmatisme des Tufs anthracifères et d'une anatexie intense, qui perdurera jusqu'à la fin du Carbonifère (299 Ma dans l'échelle donnée dans Foucault *et al.*, 2014).

**Événements D4 (325 à 315 Ma) et D5 (305 à 275 Ma).** Ils correspondent à des phases de désépaississement crustal dans un contexte de distension NW-SE synorogénique (D4) puis NE-SW postorogénique (D5). Ces évènements s'accompagnent d'une anatexie intense, se traduisant par :

- La mise en place vers 325 à 305 Ma d'abondants **plutons de granitoïdes**, se divisant en deux groupes principaux :

- 1) des monzogranites à granodiorites, porphyroïdes ou non, calco-alcalins *s.s.*, subalcalins<sup>42</sup> ou aluminopotassiques comme le vaste massif de granite porphyroïde de la Margeride à biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  cordiérite, selon les faciès ;
- 2) des leucogranites peralumineux à deux micas, présents essentiellement la partie NW du Massif central : Limousin et plateau d'Aigurande.

- Le développement de **migmatites** dont la manifestation la plus spectaculaire est le vaste dôme anatectique du Velay–Forez, issu de plusieurs phases de migmatitisation dont les deux dernières se situeraient entre 305 et 290 Ma.

Par ailleurs, au Stéphanien (307 à 299 Ma) se mettent en place des bassins houillers intramontagneux et tardi-orogéniques. On retrouve dans la plupart de ces bassins un magmatisme bimodal, se traduisant par la mise en place de laves acides et basiques et de filons subvolcaniques de microgranites divers et de lamprophyres, qui se poursuit au cours de l'Autunien inférieur. Dans le

---

<sup>42</sup> subalcalin = calco-alcalin magnésio-potassique

Limousin, les filons de lamprophyre sont datés à 290-295 Ma par la méthode Rb-Sr (Leroy et Sonnet, 1976 ; Chaliier, 1993).

Cependant, l'évolution dévono-carbonifère est encore discutée. Nous avons privilégié le scénario de la subduction de l'océan Rhéique vers le Sud, sous le microcontinent Armorica, à l'origine de la formation d'un arc magmatique, puis de la collision Gondwana–Laurussia au Carbonifère inférieur se traduisant par les événements D2 et D3. Un autre modèle envisage la possibilité d'une seule convergence avec une subduction vers le Nord, du Silurien au Carbonifère. Dans les deux modèles, les événements D4 et D5 représentent les stades extensifs syn- à post-collisionnels.

### MÉSOZOÏQUE

Des datations relativement homogènes Jurassique supérieur–Crétacé inférieur ont été obtenues sur les formations « sidérolithiques » du Massif central, classiquement attribuées au Tertiaire auparavant. Elles sont cohérentes avec les datations obtenues à Châteaumeillant dans le Nord du Massif central où le sommet du profil de Loze a pu être daté à  $130 \pm 10$  Ma par paléomagnétisme (in Quesnel *et al.*, 2009).

Dans le Massif central, les formations rouges du « Sidérolithique » reposent directement sur les socles albitisés jalonnant la paléosurface triasique. Ainsi, sur une grande partie du Massif central, les paléosurfaces triasique et crétacé inférieur sont confondues. Deux cas de figure peuvent être envisagés :

- 1) la paléosurface triasique a été recouverte par les dépôts jurassiques, puis exhumée par altération et érosion de ces dépôts au cours du Crétacé inférieur ;
- 2) la paléosurface triasique n'a jamais été recouverte et il y a eu une évolution continentale du Trias au Crétacé supérieur sans érosion ou abaissement majeur. L'absence de chailles dans les formations rouges du centre du Massif central tend à montrer qu'il n'y a jamais eu de couverture jurassique notable sur le cœur du Massif. Entre le Trias et le Crétacé inférieur le socle n'a guère été érodé, ou en tout cas d'une épaisseur inférieure à l'épaisseur des profils d'albitisation triasiques.

L'absence de couverture au Crétacé inférieur limite fortement l'épaisseur totale de couverture qu'a pu supporter le Massif central. En effet, la présence de paléosols datés du Crétacé inférieur et l'absence de couverture sédimentaire à cette époque excluent une évolution géodynamique saccadée avec un épisode de subsidence importante suivi d'une surrection encore plus importante au Crétacé supérieur, dans un temps très court, avec remise du socle à nu dès l'Éocène comme le propose le scénario basé sur l'interprétation des traces de fission dans les apatites (Barbarand *et al.*, 2001 ; Peyaud *et al.*, 2005).

La datation des paléosurfaces du Trias, du Crétacé inférieur et leurs relations mutuelles, ainsi que les datations tertiaires obtenues dans le Massif

central soulignent une grande stabilité géodynamique au cours du Mésozoïque. La formation de paléosurfaces matures et évoluées suppose des périodes assez longues (10-50 Ma) de stabilité tectonique et climatique, du moins sans fluctuations majeures.

## CÉNOZOÏQUE

Comme évoqué *supra* dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques », l'origine des manifestations volcaniques dans le Massif central reste l'objet d'un débat ouvert entre deux hypothèses apparemment antagonistes qui font intervenir soit un rifting actif, soit un rifting passif pour expliquer l'existence du rift ouest-européen auquel appartiennent les grands fossés d'effondrement du Massif central : Limagne, Roanne–Montbrison, Bresse. Le modèle actif invoque l'existence d'un point chaud sous le Massif central, enraciné profondément (Granet *et al.*, 1995 ; Barruol *et al.*, 2002). Cependant, des modèles issus de la tomographie sismique (Berger *et al.*, 2001) montrent que les anomalies de vitesse sont localisées au-dessus de la discontinuité des 410 km, profondeur insuffisante pour invoquer un mécanisme de point chaud classique, qui semble ne pas pouvoir être appliqué aux rifts d'Europe de l'Ouest (Meyer et Foulger, 2007).

Le modèle tectonique que proposent Merle et Michon (2001) fournit une vision alternative qui semble satisfaire l'ensemble des données disponibles sur le Massif central. Il considère la formation de la chaîne alpine et la subduction de la plaque lithosphérique européenne comme cause unique de l'évolution tectonique du Massif central et de l'ensemble des manifestations volcaniques associées, depuis 65 Ma. Ce modèle combine amincissement crustal par extension et effondrements dans la partie nord (rifting passif), et érosion thermique par remontée du manteau supérieur chaud déplacé par la chaîne alpine et soulèvement dans la partie sud. Toutefois, la simulation analogique de ce modèle nécessiterait la présence d'une discontinuité verticale de quelques centaines de km de profondeur, indispensable à son fonctionnement. Une telle discontinuité semble visible sur les profils sismiques à l'aplomb du Sillon Houiller jusqu'à près de 250 km de profondeur, mais sa nature reste hypothétique.

Quelles que soient leurs origines, les bassins d'effondrement des Limagnes reçoivent à l'Oligocène et à la base du Miocène, des sédiments sablo-argileux terrigènes et marno-calcaires lacustres à fluvio-lacustres. La subsidence successive des bassins, en héli-graben pour celui de la Limagne, y entraîne l'accumulation de grandes épaisseurs de sédiments. Des calcaires concrétionnés et des récifs se développent dans des conditions lacustres chaudes peu profondes, sous l'action d'organismes végétaux et animaux. Le caractère « saumâtre » de certains niveaux devra être précisé pour savoir s'il pourrait s'agir d'incursions marines, même de courte durée (Wattine, 2004).

Enfin, la dynamique quaternaire modèle le relief du territoire de la feuille Veyre-Monton (plaines alluviales, vallées glaciaires, mises en inversion de

relief d'édifices ou de dépôts volcaniques anciens...), tandis que la mise en place des volcans récents de la Chaîne des Puys – principalement représentés sur la présente carte par des cônes de scories stromboliens et des coulées associées– finit d'en façonner le paysage.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Ressources en eau des alluvions**

Le territoire de la feuille Veyre-Monton est drainé pour l'essentiel par l'**Allier**, qui traverse la partie la plus orientale de la carte en coulant du Sud vers le Nord, et par ses affluents, situés en grande majorité en rive gauche (ouest). Seul l'angle nord-ouest de la carte ne fait pas partie du bassin versant de l'Allier mais de celui de la Sioule ; en effet, cette partie est drainée essentiellement par la Gorce, également de direction S-N, et qui se jette dans la Sioule à Pont-des-Eaux.

Bien que peu représentées sur la feuille de Veyre-Monton, les alluvions de l'Allier constituent un réservoir aquifère important pour l'alimentation en eau potable (AEP).

Le horst de Saint-Yvoine (feuilles Issoire et Veyre-Monton) constitue une coupure dans le val d'Allier, entraînant – entre Issoire et Coudes – une quasi disparition des alluvions et donc de la nappe alluviale. Au Sud de cette structure, les terrasses alluviales sont constituées d'alluvions anciennes, plutôt argileuses, et sont peu productives. Au Nord de Saint-Yvoine, la puissance des alluvions est de l'ordre de 5 à 7 m, et croît en direction du Nord où elles forment des terrasses de 1,5 km de largeur sur 10 à 12 m d'épaisseur. Dans ce secteur, les formations alluviales reposent sur des sédiments tertiaires qui constituent le substratum de la nappe. Cette dernière est drainée par la rivière en l'absence de pompage.

Au niveau de Vic-le-Comte (feuille Issoire), la zone saturée a une épaisseur de 5 m environ, et elle atteint 10 m vers La Roche Noire. La profondeur de l'eau par rapport au sol est relativement faible : environ 2-3 m dans les alluvions récentes et jusqu'à 6 m dans les alluvions anciennes, ce qui confère à la nappe une vulnérabilité certaine du fait de l'absence de couverture imperméable. Les valeurs de perméabilité recensées en littérature pour ces formations sont comprises entre  $0,2 \cdot 10^{-3}$  m/s et  $3,8 \cdot 10^{-3}$  m/s. Le gradient de la nappe est de 0,11 % dans le secteur Mirefleurs – la Roche-Noire.

De faciès bicarbonaté calcique, la nappe alluviale de l'Allier présente une minéralisation moyenne et un pH neutre. Elle est actuellement exploitée pour des usages domestiques, pour l'irrigation et pour l'alimentation en eau potable

(AEP). Les prélèvements les plus conséquents se font au niveau du champ captant des « Puits du Cendre » implanté sur la rive gauche de l'Allier, sur les communes des Martres-de-Veyre et de La Roche Noire. Exploité pour l'AEP par le SIVOM de la région d'Issoire, le champ captant peut fournir près de 400 m<sup>3</sup>/h.

Les autres principaux cours d'eau, affluents de l'Allier en rive gauche, prennent naissance sur les reliefs occidentaux de la carte, au sein du plateau des Dômes. Ils ne développent de réelles plaines alluviales qu'à leur arrivée dans la Limagne. De taille modeste, leur largeur est au maximum de 500 m pour l'**Auzon** et la **couze Chambon** et, 700 à 800 m pour la **couze Pavin** et la **Monne** près de sa confluence avec la **Veyre**. La puissance des alluvions est réduite, de l'ordre de quelques mètres. Les nappes sont libres et sont en général situées à faible profondeur : de 1 à 4 m par rapport à la surface du sol.

### **Ressources en eau des formations volcaniques**

Constituant les reliefs principaux de la zone étudiée, les formations volcaniques reçoivent l'essentiel des précipitations météoriques. La présence de très nombreux captages utilisés pour l'alimentation en eau potable témoigne de l'importance de ces ressources en eaux souterraines.

**Structure des aquifères volcaniques.** Les formations volcaniques présentent une structure géologique souvent complexe, liée à des hétérogénéités à toutes les échelles, ce qui conditionne leurs propriétés hydrogéologiques :

- à l'échelle du 1/50 000, la dynamique de mise en place de ces formations concourt à une forte variabilité spatiale, latérale et verticale : des ensembles perméables et imperméables peuvent coexister à cette échelle ;
- à l'échelle d'une formation donnée : au sein des laves par exemple, les différentes coulées peuvent être séparées par des paléosols isolant différents niveaux perméables ;
- à l'échelle d'un même ensemble lithologique coexistent des niveaux très perméables et d'autres quasiment imperméables ; c'est en particulier le cas des coulées basaltiques dont les faciès en gratons, scoriacés et fissurés sont susceptibles d'être très perméables tandis que les parties internes et massives des coulées sont « sèches ». La présence d'intrusions (dykes en particulier) peut contribuer à une compartimentation des aquifères ou, dans certains cas, peut conférer une certaine perméabilité à des ensembles peu perméables.

1) au sein des aquifères volcaniques, coexistent des formations affectées d'une perméabilité de fissures et des formations présentant une perméabilité d'interstices. La perméabilité d'interstices s'exprime dans différents contextes : au sein des coulées de laves basaltiques scoriacées (toit et base de coulée par exemple) ;

2) au sein des formations pyroclastiques lorsqu'elles ne sont pas soudées à chaud ;

3) au sein des formations alluviales associées aux laves, en particulier dans les paléovallées. La perméabilité de fissures se rencontre au sein des laves, notamment sous la forme de fissures de refroidissement (ou prismation), généralement bien marquées dans le cas de coulées basiques (et connues sous le terme de débit en « orgues »). L'ouverture des fissures peut, dans certains cas, atteindre plusieurs décimètres.

À ces hétérogénéités, dépendant de la lithologie des formations volcaniques, se conjugue localement une variabilité de leurs propriétés hydrodynamiques liée à la présence de fractures d'origine tectonique.

Les processus d'altération (météoritique et hydrothermale) contribuent également à l'hétérogénéité de ces milieux en participant à la diminution de la perméabilité des roches, principalement du fait de leur argilisation et de la précipitation de minéraux secondaires. L'altération météoritique est particulièrement marquée lors des phases prolongées d'exposition des formations volcaniques en surface.

Les formations alluviales intercalées entre les épanchements volcaniques, qui marquent des stades de recusement des vallées lors des périodes d'accalmie de l'activité volcanique, peuvent aussi présenter des niveaux aquifères. Bien que d'épaisseurs modestes, ces formations ont un rôle important dans le drainage et le fonctionnement des eaux souterraines.

**Circulation de l'eau dans les formations volcaniques.** Le modèle d'écoulement des eaux souterraines à travers les empilements de produits volcaniques suit grossièrement le schéma suivant :

- 1 - Les précipitations d'origine météoritique s'infiltrent en profondeur dans les matériaux volcaniques via les fractures des coulées de laves, les projections scoriacées, etc. Selon les matériaux, la lame d'eau qui s'infiltré est plus ou moins importante ;
- 2 - Les eaux météoriques poursuivent leur trajet jusqu'à ce qu'elles atteignent un horizon géologique de plus faible perméabilité qui va constituer le substratum de la nappe. Plusieurs formations géologiques peuvent jouer le rôle de niveau « imperméable » : une coulée de basalte compacte, un paléosol qui s'est développé entre deux épanchements laviques, une formation argileuse (surface ou semelle de coulée altérée, formations sédimentaires), le socle cristallin non altéré ;
- 3 - Les eaux souterraines vont ensuite se déplacer de manière latérale, subhorizontale jusqu'aux exutoires naturels : fronts de coulées, ruptures de pente, fractures... Les nappes s'écoulent dans le sens de la direction empruntée par l'épanchement volcanique.

Plusieurs horizons aquifères peuvent exister sur une même verticale. Dans un tel système, les nappes inférieures sont captives et parfois même artésiennes. Des liaisons hydrodynamiques peuvent exister entre les nappes d'un même réservoir aquifère multicouche, du fait notamment de l'existence de variations

latérales d'épaisseur des coulées, ou de phénomènes de drainance verticale via des niveaux peu perméables ou des fractures.

### **Aquifères de la Chaîne des Puys**

Dix bassins versants hydrogéologiques ont été définis dans la Chaîne des Puys. Parmi eux, deux sont compris entièrement ou pour partie sur la feuille de Veyre-Monton. La taille importante de ces bassins permet la constitution de nappes conséquentes, utilisées par plusieurs grosses communes et syndicats intercommunaux. Les prélèvements se font par pompage dans des puits ou de façon gravitaire : captage de sources, pouvant parfois être amélioré par le creusement de galeries.

Les Puys de la Vache et de Lassolas constituent la partie sommitale du **bassin de la Veyre**. Son exutoire principal se situe aux sources de Pagnat (BSS001UJRL) sur la commune de Saint-Saturnin. L'aquifère se forme à la base du remplissage volcanique, au contact du socle, qui en constitue le substratum. Un piézomètre implanté sur la commune d'Aydat (BSS001UJPL) montre que la nappe atteint dans ce secteur une épaisseur de 47 m. Elle est semi-captive et son marnage est d'environ 5 m entre les hautes eaux et les basses eaux. Selon le bilan hydrogéologique réalisé en 2008<sup>43</sup>, la ressource totale du bassin de la Veyre s'élève à 1915 m<sup>3</sup>/h. Deux collectivités (SIVOM de la région d'Issoire et commune de Saint-Amant-Tallende) exploitent cette ressource à hauteur de 216 m<sup>3</sup>/h.

Le **bassin de l'Auzon** n'est que partiellement représenté sur la feuille de Veyre-Monton et se singularise par le fait qu'il concerne trois coulées successives, différant par leur âge et leur lithologie. La coulée la plus ancienne est constituée d'un basalte *s.s.* dont le point d'émission pourrait être le cône du Puy Pelat, situé sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1975). Elle s'étend jusqu'à l'Ouest de la Roche Blanche, en Limagne, et est recouverte à l'Est de Fontfreyde par la coulée de trachybasalte issue du cône du Puy de Mercœur, elle-même recouverte à l'Ouest de Fontfreyde par la coulée de trachyandésite issue du cône du Puy Mey. Le bilan hydrogéologique total du bassin en 2008 est de 659 m<sup>3</sup>/h (étude CETE/BRGM). Trois collectivités prélèvent dans ce bassin, à hauteur de 68 m<sup>3</sup>/h.

### **Aquifères des formations volcaniques des massifs du Mont-Dore, du Sancy et du Cézallier**

Ces aquifères, moins connus que ceux de la Chaîne des Puys, sont utilisés pour l'AEP des communes de la partie occidentale de la carte. Ils captent généralement de manière gravitaire des lignes de sources qui affleurent à la base des coulées de laves les plus récentes. Les débits soutirés sont généralement de

---

<sup>43</sup> Bilan de la ressource hydrogéologique des bassins de la Chaîne des Puys (2009). CETE LYON/LRPC 63/07/19728 – BRGM RP-57092-FR.

quelques m<sup>3</sup>/h. Les eaux souterraines ont des pH légèrement acides. La conductivité électrique est souvent comprise entre 70 et 90 µS/cm, illustrant le caractère plutôt superficiel des nappes. Ces aquifères sont assez vulnérables et très sensibles aux contaminations anthropiques.

### **Aquifères des formations volcaniques miocènes**

Dans la Limagne d'Allier, les formations volcaniques miocènes sont généralement perméables mais les ressources en eau sont assez faibles du fait de leur extension géographique réduite. Les sources apparaissent dans les éboulis « basaltiques » ou au contact des sédiments oligocènes à miocènes qui forment le substratum imperméable des nappes. Localement, les émergences sous-basaltiques peuvent se réinfiltrer dans les formations sédimentaires. Les nappes qui se créent ainsi, généralement assez superficielles, ont une composition chimique qui reflète la mixité des faciès géologiques traversés. Les anciens captages d'AEP de la commune de Saint-Sandoux « Marie-Paule » (BSS001UJSA) et « Cheire » (BSS001UJSB) exploitaient ce type de ressource en eau.

### **Ressources en eau des formations sédimentaires**

Les formations sédimentaires de la feuille de Veyre-Monton sont en majorité constituées par les dépôts oligocènes à miocènes de la Limagne d'Allier. Les séquences sédimentaires telles que les sables, grès, conglomérats, calcaires et marnes fracturées constituent des aquifères potentiels. Ces dépôts sont de type lagunaire et fluvial ce qui peut engendrer des systèmes complexes de petites lentilles aquifères plus ou moins connectées entre elles, ou prisonnières de niveaux plus perméables.

Les nappes sont libres ou captives et toujours de faible extension. Plusieurs captages d'AEP, à présent abandonnés, interceptaient de petites nappes situées à faible profondeur, comme par exemple le captage des Prats (BSS001SYHF) sur la commune de La Roche-Blanche. Quelques forages témoignent de l'existence de niveaux aquifères plus profonds : le forage du stade municipal de Plauzat (BSS001UKYV) a, par exemple, recoupé sur 53 m une alternance de calcaires et marnes grises présentant plusieurs petits niveaux aquifères. Le débit estimé au soufflage est faible, de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/h. Le forage BSS001UKJP sur la commune d'Authezat a quant à lui rencontré un niveau aquifère à 32 m de profondeur, également dans des formations marno-calcaires.

### **Ressources en eau des formations du socle varisque**

Différents phénomènes (tectonique, altération) susceptibles de créer des niveaux aquifères ont affecté les formations de socle postérieurement à leur mise en place. Les **horizons altérés meubles**, dont l'importance dépend de plusieurs facteurs (lithologie, relief, climat...), peuvent en particulier emmagasiner les précipitations d'eau météorique et permettre la mise en place

de nappes peu profondes. La perméabilité de ces formations géologiques est relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse ; elles présentent cependant d'importantes capacités d'emménagement d'eau souterraine. L'existence de failles ou fractures drainantes au droit du réservoir altéré permet d'obtenir localement des débits plus conséquents par augmentation du bassin d'alimentation. La puissance de ces nappes dépend des conditions locales : précipitations, épaisseur de la couche altérée, étendue du bassin versant. Elles sont généralement peu étendues et s'écoulent naturellement par de multiples sources, aux débits souvent irréguliers et peu importants, pouvant même se tarir lors d'étiages sévères. Les sources exutoires des nappes qui se mettent en place dans les horizons superficiels du socle sont usuellement captées pour des usages domestiques et parfois pour l'AEP : captage de Prés clos (BSS001UJNN) sur la commune de St-Genès-Champanelle par exemple. Ces eaux souterraines sont peu minéralisées et agressives, car de pH légèrement acide. L'absence de couverture imperméable et la faible profondeur des aquifères rendent ces ressources relativement vulnérables aux pollutions anthropiques. Les épisodes pluvieux peuvent également provoquer une dégradation de la qualité de l'eau captée : turbidité, contaminations bactériologiques... Le gonflement de certains minéraux lors de l'altération peut engendrer la formation d'un réseau de fissures, qui décroît avec la profondeur. Cet horizon fissuré se développe entre l'horizon altéré et le socle « sain ». Lorsqu'elles sont interconnectées, ces fissures permettent le stockage de l'eau souterraine.

Le **socle non altéré** peut présenter localement des perméabilités élevées au droit des fractures d'origine tectonique. Ces fractures jouent un rôle très important dans la circulation des eaux souterraines car elles permettent aux eaux météoriques soit de s'infiltrer en profondeur, soit de remonter vers la surface après un temps de transit plus ou moins long selon la profondeur atteinte. Les capacités de stockage d'eau souterraine profonde du socle non altéré sont néanmoins plutôt faibles à l'échelle d'un massif. Les eaux qui circulent au sein des fractures présentent habituellement une minéralisation plus importante que celles de l'horizon altéré superficiel. Elles peuvent également contenir des concentrations non négligeables en éléments indésirables.

## Les eaux minérales

La carte de Veyre-Monton comporte plusieurs secteurs où émergent des eaux minérales. Les sources sont visibles dans les vallées de l'Allier, du Fredet ainsi qu'au niveau de la couze Pavin. Elles utilisent les failles et diaclases affectant les formations du socle comme zones de circulation préférentielle et émergent après avoir traversé l'ensemble des terrains de couverture quand ils sont présents.

Dans **la vallée de l'Allier**, des sources d'eau minérale apparaissent de part et d'autre de la rivière sur les communes des Martres-de-Veyre, de Coudes et de Saint-Maurice :

- En rive gauche, au SE des Martres-de-Veyre, se trouvent les sources de Saladis. Elles ont été utilisées au siècle dernier pour le traitement des maladies de la peau. Elles sont à présent mises en valeur et protégées par le Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne. Il est possible d'observer, outre les émergences d'eau minérale, des dépôts de travertins ainsi qu'une végétation halophile, comme cela est signalé *supra* dans la description du caisson **Uy-z** ;
- À Coudes, une source se trouve immédiatement au Nord du confluent avec la couze Chambon. Une fontaine, abritée dans un petit bâtiment, permet d'y recueillir une eau minérale utilisée pour le traitement des affections de l'estomac, de la goutte et des rhumatismes ;
- À Saint-Maurice, les nombreuses sources de la rive droite de l'Allier (la Chapelle, Héron, Valois, Brissac, de l'île, César) ont été exploitées de façon plus rationnelle pour des usages thérapeutiques et pour l'embouteillage. Un établissement thermal y a été érigé dès 1867, et modernisé par la suite, avant d'être abandonné. Des dépôts de travertins **Uy-z** y sont visibles (*cf. supra*), ainsi que le jaillissement régulier, à la manière d'un geyser, de la source Brissac (voire de la source de l'île).

L'activité d'embouteillage, déplacée sur un site plus moderne au Sud de la zone d'émergence des sources, est en revanche toujours présente : l'eau de la source de la Chapelle est encore exploitée aujourd'hui et commercialisée sous l'appellation *Sainte-Marguerite*.

Les eaux minérales de la vallée de l'Allier (rive gauche ou droite) appartiennent au même gisement hydrothermal. Elles empruntent les fractures du socle et émergent en surface après avoir traversé les sédiments tertiaires surmontés par les alluvions de l'Allier. Les eaux sont de type bicarbonaté, sodique et calcique. Les plus minéralisées sont les sources Héron, Saladis et Valois. Les températures d'émergence sont comprises entre 16 ° et 25 °C. Les eaux sont carbogazeuses. D'un point de vue réglementaire, seules les sources de la Chapelle, du Héron et Valois ont fait l'objet d'un Arrêté Ministériel d'autorisation d'exploiter à l'émergence et peuvent donc bénéficier de l'appellation « eau minérale ».

Dans **la vallée du Fredet** se trouve l'ancienne station thermale de Saint-Nectaire. Une cinquantaine de sources ont été recensées, mais moins d'une dizaine bénéficient d'une autorisation administrative d'exploitation. Les sources, connues depuis l'époque romaine, ont été captées à partir du XIX<sup>e</sup> siècle et utilisées pour des soins thermaux (bains, cures de boisson...) et pour l'embouteillage. Une activité touristique de pétrification d'objets avec l'eau minérale perdure sur la commune.

Les venues d'eau s'observent au droit de fractures intragranitiques, de direction subméridienne, qui sont progressivement colmatées par des dépôts de travertins. L'eau minérale du gisement de Saint-Nectaire est de type

bicarbonaté chloruré sodique. Elle comporte des concentrations importantes d'arsenic (jusqu'à 1,4 mg/L), de bore (20 mg/l) et d'éléments radioactifs. Le CO<sub>2</sub> est le gaz prépondérant (95 %). La température de l'eau peut atteindre 65 °C lorsque l'eau minérale est captée par forage. Il est à noter que la foration de nouveaux puits en 1981 a été marquée par l'apparition d'un geyser de 50 m de hauteur. Le jaillissement d'une eau chaude (57 °C) intervenait toutes les 10 minutes et était entretenu pendant une minute trente environ. Le geyser (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022 pour une illustration) a disparu au bout de quelques jours quand le forage s'est remblayé par effondrement. Cet évènement est relaté dans le rapport BRGM 82-SGN-44 (Bourgeois et Mercier-Batard, 1982).

La **vallée de la couze Pavin** comporte également des émergences d'eau minérale. Sur le territoire de la commune de Saint-Floret, des sources sont présentes de chaque côté de la rivière. En rive droite de la couze Pavin se trouve une source carbogazeuse et ferrugineuse associée au célèbre travertin de la Tête de lion, décrit *supra* dans le paragraphe sur les travertins **Uy-z**. Plus en amont, un sentier pédestre au départ de Saurier permet d'observer plusieurs sources d'eaux minérales carbogazeuses.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

La grande variété lithologique présente sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se traduit par une forte diversité de substances utiles, exploitées de façon artisanale ou industrielle, dans des carrières de taille variable dont certaines étaient encore en activité en 2014, au moment de la fin des levés de la carte.

Les « gîtes et indices minéraux » recensés dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) font l'objet du chapitre suivant.

Pour la construction des bâtiments et/ou l'empierrement des chemins et des routes, des roches variées ont été ramassées dans les champs et/ou extraites dans des carrières et autres grattages superficiels dont les principaux sont indiqués sur la carte.

### **Roches cristallines du socle varisque**

Le socle varisque comprend ici une grande variété de formations cristallines : métamorphiques, plutoniques et subvolcaniques.

**Les formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert** et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact, **comportent notamment une Série schisto-gréseuse (dhS)** présentant un débit en plaques ou en dalles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Présentes uniquement dans la partie nord-ouest de la carte, elles ont fait l'objet – pour un usage local – d'exploitations dans de petites carrières situées dans deux zones :

pour l'essentiel dans le secteur Monne–Prades–Fohet, le long de la vallée de la Monne, et pour le reste dans le secteur Olmont–Nébouzat–Recoleine.

**Les formations plutoniques** sont variées et présentes non seulement sur le plateau des Dômes, mais également en Limagne où elles affleurent le long des vallées de l'Allier et de deux de ses affluents en rive gauche : la Couze Pavin et la Couze Chambon. Des roches plutoniques furent utilisées au Néolithique pour la confection de monuments mégalithiques, comme par exemples le dolmen du mont Cornadore ou le menhir de Freydefont, constitués de granite-granodiorite à biotite et situés sur la commune de Saint-Nectaire ; ou le menhir de Pierre Longue sur la commune d'Aydat, redressé en 1991, et constitué de tonalite à amphibole et biotite (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

Le site de la Roche de Gournier, situé en Limagne au NNE de Montpeyroux, correspond quant à lui à une « falaise » d'une trentaine de mètres de dénivelée, constituée d'un granitoïde mésocrate de type  $\gamma^{3-4}$  recoupé par un réseau de filons de leucogranite à grain moyen, le principal filon ayant une direction N165°E, parallèle au cours de l'Allier à cet endroit. L'exploitation y a probablement consisté pour l'essentiel en une « récupération » des blocs tombés de la « falaise » (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). La « diorite » d'Aydat n'a fait l'objet que d'une petite exploitation dans une petite carrière abandonnée encore visible, située à 750 m au SSE d'Aydat, en bordure sud de la D788 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Les formations plutoniques ont été exploitées non seulement pour les roches, mais parfois aussi pour les altérites développées à leurs dépens.

**Les formations subvolcaniques** sont relativement variées, mais peu abondantes de sorte qu'elles n'ont fait l'objet que de rares petites exploitations artisanales.

**Les filons de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère porphyrique à amphibole ( $\mu\eta$ )** ont fait l'objet de petites exploitations par grattages superficiels, notamment dans deux petites carrières abandonnées situées au SSE d'Aydat, à l'ESE du hameau de Saint-Julien-sur-Aydat, en bordure sud de la D788 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Les filons de microgranitoïdes.** Ces roches acides, subdivisées en trois types lithologiques (*cf. supra*  $\text{c}\mu\gamma$  ;  $\mu\text{p}\gamma$  ;  $\mu^{\text{L}}\gamma$ ), n'ont fait l'objet que de petits grattages superficiels.

### **Formations sédimentaires tertiaires, oligocènes à miocènes**

Elles sont variées et abondantes, notamment en Limagne, où elles ont été exploitées dans de nombreuses carrières, de taille variable, dont nous donnons ici quelques exemples.

**La formation g1ka** regroupe des marnes et des argiles bariolées associées, dans lesquelles sont intercalés des bancs de grès, d'arkose ou localement de calcaires. Une grande carrière y a été implantée au Nord de Neschers, en rive gauche de la Couze Chambon (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

**La formation g1kM** correspond aux « arkoses de Montpeyrroux », exploitées notamment dans de petites carrières (cf. Chèvremont *et al.*, 2022) proches du pittoresque bourg de Montpeyrroux, construit avec ces arkoses et classé parmi « les plus beaux villages de France ».

**La formation g2M** est composée de marnes vertes et de calcaire argileux à Cypris. Elle est bien exposée à La Roche Blanche<sup>44</sup>, au Sud du plateau de Gergovie, où elle constitue une falaise d'environ 90 m de hauteur visible, qui a été exploitée pour la construction des bâtiments et dans laquelle ont été creusés des habitats troglodytes (cf. Chèvremont *et al.*, 2022), occupés du milieu du XV<sup>e</sup> jusqu'à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle.

## Formations volcaniques cénozoïques

Ces formations sont très variées et réparties sur toute l'étendue du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000, de sorte qu'elles ont été et sont encore utilisées pour la construction dans la plupart des localités de ce territoire. Cependant, pour des problèmes environnementaux, les exploitations en carrières se font de plus en plus rares au fil du temps, et vont disparaître prochainement de l'emprise du bien UNESCO de la Chaîne des Puys-Faille de la Limagne.

En dehors des différents types de laves, basiques, intermédiaires ou acides, et de différents types de brèches, il existe deux substances particulières : les ponces et les pouzzolanes, qui font l'objet du mémento BRGM R 36447 (Rocher, 1992), disponible en pdf sur le site Internet mineralinfo.

## Formations volcaniques tertiaires

**Les pépérites et brèches de maar du Miocène inférieur (m1-2brβ)** constituent des matériaux hétérogènes, exploités uniquement par grattages superficiels pour des besoins locaux, comme par exemple dans l'excavation des Goules au Sud du plateau de Gergovie, implantée dans une isaltérite de pépérites stratifiées (cf. Chèvremont *et al.*, 2022).

En revanche **les basaltes s.l. du Miocène inférieur à moyen (m1-4β)** ont fait l'objet de nombreuses exploitations dans de petites carrières où leur débit naturel est en dalles, comme sur le rebord sud du plateau de Gergovie, ou en prismes, comme dans une carrière abandonnée, située à l'Ouest du bourg de Jussat (cf. Chèvremont *et al.*, 2022). Cependant, ces basaltes s.l. ont servi pour

---

<sup>44</sup> Ainsi nommée par opposition à La Roche Noire, située à environ 9 km plus à l'Est au pied d'une coulée d'ankaramite

l'essentiel à des constructions proches de leur lieu d'extraction, comme c'est par exemple le cas pour le bourg de Gergovie ou pour le château-fort de Murol, construit sur un piton basaltique.

**Les basaltes *s.l.* du Miocène supérieur (m5-6) et du Mio-pliocène (m6-p1)** sont moins abondants que les précédents et cantonnés dans la moitié occidentale de la carte. Ils ont fait l'objet de petites exploitations, comme par exemples dans le cas de l'ankaratrite de la planèze inférieure 2 d'Aurières ou dans le cas du trachybasalte à nodules de péridotite du suc de Teirilloux.

**Le volcanisme pliocène (p1-2) prémontdorien du plateau des Dômes** a donné des roches variées : des tufs et brèches phréatomagmatiques de type Farges ; du trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie ; des basaltes de types série intermédiaire et supérieure des plateaux, mélabasalte ; des scories, projections scoriacées, et restes de cônes très démantelés ou argilisés ; du trachybasalte du dôme du Puy d'Alou et de la montagne de la Serre.

Le trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie, dans l'angle SW de la carte, est une roche claire qui se taille facilement pour fabriquer des linteaux de portes ou de fenêtres (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Le petit dôme de Montmie a fait l'objet d'une exploitation dans une modeste carrière désormais abandonnée située en bordure sud de la route D36. Le dôme de Voissière a vraisemblablement été exploité par récupération des abondants blocs éboulés de la « falaise » située en rive droite de la Couze de Chaudefour. Des grattages ont été réalisés au sein des vestiges de cônes stromboliens pliocènes (**p1-2Sβc**) de la colline de Rajat. Le trachybasalte de la montagne de la Serre (**p2τβ**) forme une longue coulée en forte inversion de relief qui a alimenté d'abondants éboulis sur ses deux flancs. Le village du Crest, qui se trouve sur le promontoire situé à son extrémité orientale, est construit en grande partie avec des blocs de trachybasalte provenant de la coulée (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Le volcanisme pliocène (p1-2) « prémontdorien » du Cézallier nord** a engendré les coulées de basanites (**p1β7**) d'Orphange, de Creste -partie inférieure-, et de Pardines ; la brèche hyaloclastique du maar de Prady (**p1phβP**) ; les coulées de basalte doléritique de type Roca Neyra ou Prady (**p1-2dβ**).

Deux des lambeaux de basanite de Pardines étaient encore en exploitation en 2014 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022) : des matériaux basaltiques *s.l.* y sont extraits (depuis 1943 pour l'un des deux sites), et employés comme granulats pour la construction, l'assainissement ou l'aménagement paysager. Dans la carrière abandonnée de Prady, située à environ 1 km au SE de Reignat, ont été exploitées à la fois la brèche hyaloclastique du maar de Prady, dans la partie inférieure, et une coulée de basalte doléritique dans la partie supérieure.

**Le volcanisme pliocène supérieur (p2)** est en outre à l'origine de **la structure du Puy de Corent en Limagne**, constituée d'un cône strombolien, anciennement exploité pour de la puzzolane dans la vaste carrière abandonnée du Roc Rouge.

### **Formations volcaniques tertiaires à quaternaires du Mont-Dore s.s.**

**Les tufs cendro-ponceux rhyolitiques (p2tp) de type "Grande Nappe" (2,77 Ma)** constituent la formation volcanique la plus emblématique et **une unité indurée de type Farges (p2tpF)** leur est associée. Cependant, cette formation est en majeure partie masquée par les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) (**p2-q1Av1**), de sorte qu'elle n'affleure que localement.

Les ponces sont utilisées dans des domaines où sont recherchés des matériaux à structure alvéolaire : viabilité, bâtiment, agriculture, sols sportifs, délavage des textiles, charges minérales, filtration des eaux... En Auvergne, la principale source en a été « Grande Nappe » et la principale carrière a été celle de Rochefort-Montagne, située sur la feuille Bourg-Lastic (n° 716, Brousse *et al.*, 1981). Cette « Grande Nappe » (*cf. supra p2tp*) se trouve de façon dispersée sur une grande partie de la feuille Veyre-Monton, où elle a fait l'objet de petits grattages, comme par exemple à 1 km au NNW de Saint-Nectaire-le-Haut ou à 500 m au NNW de Mareuge où les matériaux sont assez altérés (*cf. Chèvremont et al.*, 2022). Par ailleurs, ces tufs constituent un matériau favorable au creusement de galeries et de caves, dont certaines sont utilisées pour l'affinage du fromage d'appellation Saint-Nectaire.

**Le faciès induré de type Farges** est encore bien visible dans une petite carrière abandonnée, qui est située à 250 m à l'WNW du hameau de Farges, et présente un front de taille d'une dizaine de mètres de hauteur (*cf. Chèvremont et al.*, 2022). Ce faciès induré a notamment été employé de manière intensive en tant que moellon de construction pour des maisons de Saint-Nectaire-Haut, et de nombreuses carrières, aujourd'hui abandonnées, étaient sans doute actives à l'époque (Allios, 2005).

Le faciès induré des Farges a été également employé pour la confection de sarcophages, et ce dès le Moyen-Âge ; des traces d'exploitations semblent même remonter jusqu'à l'Antiquité (Allios, 2005). Les caves d'affinages actuelles (XIX-XX<sup>e</sup> siècle) du secteur seraient d'anciennes habitations troglodytes (XV<sup>e</sup> ?), sans doute elles-mêmes au moins pour partie installées dans d'anciennes carrières souterraines du Haut Moyen-Âge (Allios, 2005). Les sarcophages mérovingiens des Farges semblent avoir voyagé jusqu'à Brioude, en Haute-Loire (Arbaret et Gauthier, 2009).

**Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) (p2-q1Av1)** constituent un matériau très hétérogène et hétérométrique, non exploité en carrière.

En revanche, **les différents types de trachyandésites porphyriques du Mont-Dore s.s.**, qu'elles soient basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites), sont plus favorables. Une doréite à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase (**p2-q1 $\tau$  $\alpha$  $\beta$** ) a par exemple fait l'objet d'une exploitation dans une carrière relativement grande située à 1,5 km à l'Ouest du hameau de Mareuge. En dehors de barres rocheuses sommitales – comme celle de la montagne de Pouly – les sancyites apparaissent surtout sous forme de blocs hétérométriques épars.

**Le trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine de type Olmont (q1 $\tau$  $\beta$ O)** se trouve le coin NW de la carte. Il a été exploité dans une carrière abandonnée située sur le flanc SW du Puy de la Garde, au SE de Vernines (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

**Les brèches et tufs basaltiques de type diatrème de la Dent du Marais (q1br $\beta$ )**, au NW de Murol, sont des roches très hétérogènes qui n'ont, de ce fait, été exploitées que pour des blocs éboulés.

### Formations volcaniques quaternaires

En dehors des dernières manifestations du Mont-Dore s.s. le volcanisme quaternaire comprend : le volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne ; le volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) ; le volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (< 0,1 Ma).

**Le volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne** est représenté dans l'angle nord-est de la carte, à La Roche Noire, où une coulée d'ankaramite – en inversion de relief – domine le bourg et alimente des éboulis (*cf. q1 $\beta$ <sup>8</sup>*) ; à Mirefleurs, où la majeure partie du bourg et le château sont bâtis sur le vestige d'une coulée de trachybasalte à téphrite porphyrique (*cf. q1 $\tau$  $\beta$ - $\epsilon$* ). Dans les deux cas les roches volcaniques basiques ont servi pour la construction des bâtiments (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

**Le volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy** a, comme celui du Mont-Dore s.s., engendré des formations variées, dont certaines s'étendent sur de grandes surfaces. Ces formations comprennent divers types de laves (basaltes et trachyandésites notamment), ainsi que les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma) et, enfin, des ponces et cendres trachytiques.

**Le basalte de la planèze de Courbanges (q1 $\beta$ )** a fait l'objet d'un petit grattage en bordure ouest de la D 618, à l'Ouest du hameau du Cheix de Courbanges (*cf. Chèvremont et al., 2022*).

**Les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Fontenille (q1-2Av2)** ont été exploités dans la partie inférieure de la grande carrière en gradins du Cheix, sur la commune de Saint-Diéry, encore en activité en 2014. Ils sont

encore sporadiquement exploités dans une carrière artisanale située à 500 m WSW de la ferme du GAEC de l'Oiseau, au lieu-dit Coudert Grand, sur la commune du Chambon-sur-Lac (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Les trachybasaltes** sont les roches les plus exploitées. Dans la grande carrière en gradins du Cheix, ils sont extraits de plusieurs coulées, séparées par une lentille de ponces trachytiques (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). La coulée inférieure (**q1τβ**) a une puissance de 30 à 40 m et présente une prismation extrêmement confuse (Besson, 1978). La partie supérieure (**q2τβ**) de la carrière montre une coulée bien prismée surmontée d'une coulée disloquée en blocs de taille variable et en grande partie transformée en une isaltérite brunâtre. Par ailleurs, de petites carrières abandonnées exploitaient les coulées inférieure à l'ESE du bourg de Saint-Diéry et supérieure au SE du hameau de Courbanges, dans le talus sud de la route D 635 (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Les basaltes s.l. porphyriques de type Chapelle d'Anciat (q2βo)** n'ont fait l'objet que de petits grattages.

**Les ponces et cendres trachytiques de type carrières du Cheix et de Neschers (q1-2pct)** ont été exploités dans la grande carrière du Cheix de Saint-Diéry et surtout dans les deux carrières contiguës situées en rive gauche de la Couze Chambon, au NE de Neschers (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Les trachyandésites de type « doréites » (q1-2ταβ) et « sancyites » (q1-2τα)** issues du Sancy n'ont fait l'objet que de grattages à proximité de localités comme Bessoles, les Angles, Montaleix, *etc.* ou de fermes comme celle du GAEC de l'Aigle ou le buron de la Plate.

**Le volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (< 0,1 Ma)** a engendré des cônes stromboliens et des coulées de laves basaltiques, trachybasaltiques ou trachyandésitiques, ainsi que des projections phréatomagmatiques (ou mixtes) et des pyroclastites de recouvrement. D'après P. Boivin *et al.* (2017) : « *Sur l'ensemble de la Chaîne des Puys les volumes d'extraction des laves et surtout des projections ont été importants au cours des cinquante dernières années. Cette phase ayant pris fin, les rares exploitations restantes sont dédiées à la production de matériaux haut de gamme en quantités limitées. L'enjeu est de veiller à conserver la production de matériaux spécifiques tels que la pouzzolane et les pierres ornementales tout en minimisant de façon drastique l'impact des exploitations sur l'environnement et le patrimoine (Préfecture du Puy-de-Dôme, 2014)* ». Il est aujourd'hui prévu, suite au classement UNESCO obtenu par le site en 2018, que les exploitations situées à l'intérieur de l'emprise du bien soient progressivement arrêtées.

**Les laves basiques à intermédiaires** ont fait l'objet de rares exploitations pour pierres de taille et de construction : l'une au SW de Fonfreyde, sur la coulée de trachyandésite issue du cône du Puy de la Mey ; l'autre au Nord du lac d'Aydat, sur la coulée de trachybasalte issue des cratères

jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas (Boivin *et al.*, 2009). Le village de Saint-Saturnin est en grande partie bâti avec des blocs de trachybasalte provenant de la coulée de la Vache et de Lassolas, sur laquelle il est construit. Les bourgs de Murol et Neschers sont eux aussi construits sur une coulée de trachybasalte holocène : celle issue du cône strombolien du Tartaret.

**Les pouzzolanes.** Le terme de pouzzolane *s.s.* provient de Pozzuoli, une ville italienne de la région de Naples, et désigne un matériau volcanique scoriacé de composition basaltique *s.l.* formé au cours d'éruptions généralement stromboliennes. Il s'agit de granulats légers utilisés dans différents secteurs industriels du fait de leur composition essentiellement vitreuse, de leur faible densité et de leur forte porosité liée à leur structure alvéolaire. En 1991 la consommation française de pouzzolanes était principalement répartie entre la viabilité, le bâtiment, l'agriculture et l'assainissement (Rocher, 1992). Les réserves françaises sont importantes, estimées à 700 Mt pour la seule Chaîne des Puys. Cependant, les gisements du département du Puy-de-Dôme (Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier) étant situés à l'intérieur du Parc Naturel des Volcans d'Auvergne, leur exploitation est strictement contrôlée pour des questions de protection de l'environnement, et va progressivement disparaître entièrement du périmètre du bien récemment classé à l'UNESCO (2018).

D'après P. Boivin *et al.* (2017) : « *La pouzzolanité des projections stromboliennes de la Chaîne des Puys est relativement faible mais bien présente. De nombreuses structures archéologiques gallo-romaines de la région clermontoise montrent l'utilisation habituelle du matériau pouzzolane-chaux. Au début des années 1970, près de 500 000 tonnes de grave pouzzolane-chaux ont été utilisées en couche de fondation routière dans le Puy-de-Dôme et jusqu'en Creuse. La prise est lente, les résistances mécaniques augmentent à partir de 3 mois et deviennent durables à 1 an. On notera que les structures gallo-romaines utilisant ce matériau présentent encore une remarquable résistance mécanique (aqueduc de Chamalières, amphithéâtre de Montaudou). Utilisées comme granulats, les projections stromboliennes constituent la ressource la plus exploitée de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle dans la Chaîne des Puys. Comprise entre 20 et 30 millions de tonnes, cette production est aujourd'hui limitée à environ 350 000 tonnes par an. Elle présente un flux d'exportation notable (100 000 tonnes/an) vers le territoire national et l'étranger. Du fait de ses caractéristiques, la pouzzolane doit être considérée et utilisée comme un matériau noble, rare au niveau national, et son utilisation doit être justifiée par un usage spécifiquement lié à ses propriétés intrinsèques. Cet usage doit présenter une forte valeur ajoutée par rapport à l'utilisation d'autres matériaux de carrières plus abondants* ».

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000, des pouzzolanes ont été extraites à plus ou moins grande échelle de différents cônes stromboliens appartenant à la Chaîne des Puys (Puy de la Toupe, Mey, de la Vache, de Combegrasse, *etc.*), ou de cônelets, comme celui qui se trouve à l'Est du volcan

du Tartaret (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022). Des réhabilitations de carrières ont récemment été réalisées au Puy de la Toupe et au Puy de Combegrasse.

**Les projections phréatomagmatiques.** Les tufs de maar de l'ancien Tartaret ont été exploités dans deux petites carrières abandonnées, situées sur le flanc SE du cône strombolien du nouveau Tartaret, et au Sud du hameau des Fougeoles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

**Les pyroclastites en recouvrement.** Elles constituent un faciès de saupoudrage très meuble, constitué à plus de 95% de lapilli centimétriques, et de ce fait très facile à exploiter. Deux petites carrières abandonnées se trouvent autour du Tartaret : l'une au Sud, à l'Est du Pic Chauvet ; l'autre au Nord, en bordure de la route D5.

**Les projections mixtes.** Au Nord de la Narse d'Espinasse, une carrière – en cours de mise en valeur à des fins pédagogiques – est implantée dans les projections mixtes du Puy de l'Enfer, où des strates franchement stromboliennes s'intercalent entre les produits de maar (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

## Formations superficielles cénozoïques

**Les dépôts de pente** sont issus de phénomènes gravitaires de glissements de terrain, d'éboulements en masse, d'éboulis et de colluvionnement. Ils ont permis et permettent encore d'exploiter localement des matériaux, qui ont le défaut d'être généralement hétérométriques et/ou hétérogènes.

**Les dépôts alluviaux** les plus anciens sont associés à des formations volcaniques tertiaires : mio-pliocènes (**mpF**) à pliocènes (**p1F1 ; p1-2F2 ; p2F3-F9**). Parmi les dépôts alluviaux quaternaires certains sont intercalés dans des formations volcaniques du Mont-Dore (**q1Ft**), puis du Sancy (**q1F**). Les autres dépôts alluviaux quaternaires sont étagés de façon « classique » en terrasses : **Fu à Fz**. Ces alluvions sont fréquemment hétérométriques, constituées en proportions variables de plusieurs des éléments suivants : blocs arrondis, galets, graviers, sables, argiles (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2022).

Des alluvions récentes ont été exploitées à grande échelle en Limagne, dans le coin NE de la feuille, au sein de la plaine alluviale de l'Allier, notamment au niveau des vastes gravières et sablières de Mirefleurs et de La Roche-Noire, aujourd'hui pour partie réaménagées en étangs. Ces matériaux sont notamment employés en tant que granulats pour bétons, en TP ou pour l'assainissement. Les alluvions de la Couze Chambon ont également été exploitées au niveau de petites carrières, comme par exemple à 800 m à l'Ouest de Neschers (*cf.* Chèvremont *et al.*, 2021).

**Les dépôts glaciaires (Gy) et fluvio-glaciaires (FGy-Fz)** se trouvent sur les flancs est et NE des massifs volcaniques et montagneux du Mont-Dore *s.s.* et du Sancy. Les lambeaux de moraines sont très hétérométriques, constitués en

proportions variables de blocs, anguleux ou arrondis, graviers, sables, argiles. Ils n'ont été grattés que par endroits, pour des usages locaux.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) sont recensés 24 gîtes et indices minéraux situés sur le territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 (feuille 717), tous reportés sur la carte avec leur numéro d'archivage. Les principales caractéristiques de ces gîtes et indices sont dans les tableaux A1 et A2 en annexes de la présente notice. En fonction de leur nature et de leur contexte géologique, ces gîtes et indices se répartissent de la façon suivante :

- 5 minéralisations filoniennes encaissées dans le socle varisque : 1 gîte Ba + Pb ; 1 indice Ba, 3 Pb ;
- 2 indices d'or, non retrouvés, encaissés dans le socle varisque ou alluvionnaires ? ;
- 15 entités stratiformes dans des formations sédimentaires cénozoïques : 4 gîtes et 3 indices de diatomite, 1 gîte et 3 indices de lignite, 2 indices de fer, 1 gîte de gypse et 1 gîte de bitume ;
- 1 indice d'olivine dans un basalte tertiaire ;
- 1 indice d'orpiment (As) : une curiosité minéralogique, associé à une source thermo-minérale.

À cela s'ajoute au moins un indice alluvionnaire de saphir, non répertorié dans la BSS mais indiqué sur la carte d'un poster de E. Médard *et al.* (2012).

### Minéralisations filoniennes encaissées dans le socle varisque

**Gîte de barytine plus galène de Voissière.** Le gîte 07175x4004 se situe dans le bois de Voissière, à 500 m au Sud du hameau de Voissière, sur la commune du Chambon-sur-Lac, a eu une production probablement très faible et consiste en un faisceau de 4 ou 5 filons de direction N20°E, encaissé dans un granite orienté à deux micas de type Chambon-sur-Lac ( $\sigma\gamma^2$ ). D'après les travaux de reconnaissance réalisés à partir de 1849, la veine la plus importante a une puissance de 30 à 50 cm et renferme une minéralisation en barytine ( $\text{BaSO}_4$ ) plus galène (PbS) dans une gangue argileuse.

**Indice de barytine.** L'indice 07173x4001 correspond à un champ filonien, de direction SW-NE, situé en rive droite du ruisseau de la Gore de Liauzun, à 2,5 km au SSW de l'église de St-Saturnin et encaissé dans la partie orientale du massif de granitoïde de Cournols, dans une zone où il est recoupé par un faisceau de filons de leucogranites et est en contact avec la faille bordière de la Limagne d'Allier. D'après la carte métallogénique à 1/320 000 – feuille Clermont-Ferrand, il y aurait un peu de cuivre associé à la barytine. Cet indice, connu des minéralogistes sous le nom de « gisement de la Côte d'Abot », est

célèbre pour avoir livré de beaux cristaux de barytine très pure, translucide et de couleur jaune miel (*cf. cliché dans Chèvremont et al., 2022*).

**Indices de plomb.** L'indice 07172x4002 correspond vraisemblablement au filon de quartz de direction N20°E qui se trouve au Nord de Ponteix, près de la Croix St-Jacques et qui a fait l'objet d'un grattage superficiel dans une petite carrière abandonnée, au sein d'un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire. Son contexte géologique est décrit en détails *supra* (*cf. lamprophyres v*). La minéralisation en galène se trouve dans une gangue constituée de quartz, barytine et argile.

Les deux autres indices de galène se trouvent sur des failles bordières de la Limagne d'Allier, en limites orientales de massifs de granitoïdes : granite porphyroïde de Theix à probable filon de leucogranite pour l'indice de Saulzette-Chaud (07173x4002) et granitoïde de Cournols pour celui d'Espirat (07173x4005) situé au NW de St-Saturnin.

### Indices d'or

Dans le fichier BSS figurent deux indices d'or : l'un à **Aurières** (07171x4001) et l'autre au lac d'Espirat (07173x4004), au NW de St-Saturnin. Celui d'Aurières, situé en rive droite du ruisseau de Gorce, a fait l'objet, en 1984, d'une enquête du BRGM, qui n'a pas permis d'en déterminer la nature exacte : indice alluvionnaire ou indice encaissé dans le petit corps de tonalite à grain moyen, à biotite chloritisée, qui affleure à cet endroit ? L'indice d'or (plus platine ?) du lac d'Espirat, sur la commune de St-Saturnin, est douteux et n'a pas fait l'objet d'une enquête du BRGM.

### Gîtes et indices stratiformes encaissés dans des dépôts sédimentaires ou pyroclastiques cénozoïques

**Diatomite.** La diatomite est une roche sédimentaire siliceuse biogénique, légère et très friable, constituée de squelettes (ou frustules) de diatomées : des algues unicellulaires microscopiques qui ont la capacité d'extraire la silice dissoute dans la tranche d'eau (*cf. Chèvremont et al., 2022*). Les gisements formés en milieu continental sont essentiellement lacustres et situés en contexte volcanique, du fait des teneurs et de la disponibilité de la silice dans les roches encaissantes (Rocher, 2015).

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton, quatre petits gîtes de diatomite ont fait l'objet d'exploitations artisanales superficielles et ne présentent plus aucun intérêt économique. Ils se situent tous à proximité immédiate de la coulée de trachybasalte quaternaire issue des puy jumeaux de la Vache et de Lassolas. Le gîte le plus occidental est celui de Randanne (07171x4002), découvert en 1830, qui a donné son nom à une variété de diatomite lacustre : la **randannite**. Il se situe, tout comme celui de Verneuge (07172x4001), au SW de la coulée de trachybasalte, au sein de dépôts lacustres et fluvio-lacustres masqués en surface par des colluvions et alluvions récentes à actuelles (**C-F**). Ces deux gîtes

ont la particularité de s'être formés au sein de lacs de barrage volcaniques, directement liés à la mise en place de la coulée de trachybasalte. Le gîte de Ponteix-village (07172x4003) se trouve en bordure nord de cette même coulée, sous des colluvions hétérométriques de type **Cy**, alimentées par le granitoïde de Cournols–St-Nectaire. Enfin, le gîte le plus oriental – celui de Saint-Saturnin (07173x4006) – est situé en bordure sud de la même coulée, masqué par des colluvions hétérométriques de type **Cg**, alimentées par des sédiments tertiaires de la Limagne.

Parmi les trois indices de diatomite recensés, deux (07175x4002-4003) se situent à proximité immédiate du lac Chambon et sont associés à des dépôts de cinérites trachyandésitiques montdorienne de l'âge quaternaire (2,4 à 1,8 Ma, cf. *supra* **q1cra**). Enfin, le dernier indice (07178x4002) se trouve sur le plateau de Perrier, dans l'angle SE de la carte, où des formations superficielles se sont développées sur les dépôts d'avalanche de débris de type Perrier, datée à 2,6 Ma (cf. *supra* **p2-q1Av1**).

**Lignite.** Un petit gîte et trois indices de lignite, sans intérêt économique dans la conjoncture actuelle, sont signalés sur la carte à 1/500 000 d'A. Lauby (1910) de façon imprécise : ces points sont reportés sur la présente carte à partir de coordonnées données à titre indicatif, devant être prises avec précaution. Sur la carte géologique à 1/80 000 - feuille Clermont-Ferrand 4<sup>e</sup> édition (Goguel, 1962), l'indice de Boulade (07178x4003), au Nord d'Issoire, se situe au sein d'une « brèche cinéritique » attribuée au Villafranchien, et qui correspond à la formation « dépôts d'avalanche de débris, de la génération de Perrier » (**p2-q1Av1**) de la présente carte, où l'indice se trouve dans des colluvions (**Fv**). Le petit gîte de lignite de Pognat (07173x4007), au SE de St-Saturnin, et les indices de Chanonat (07173x4003 ; douteux) et de Ludesse (07177x4001) se trouvent, en revanche, dans des formations sédimentaires oligocènes de la Limagne de l'Allier.

**Gypse et bitume.** Au sein de la formation des « schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques », attribuée ici à la partie sommitale du Rupélien (**g1C**, Oligocène inférieur), se trouvent : d'une part, le petit gîte de gypse du Pont Henry (07174x4001), situé à l'Ouest du Puy de Corent, et d'autre part, le petit gîte de bitume de la Garenne (07174x4002), situé au Sud de Lissac, en limite orientale de la présente carte, à un endroit où se trouvent les vestiges d'une ancienne galerie de mine, abandonnée depuis longtemps et exploitant les marnes riches en matière organique pour en extraire, après chauffage et distillation, une « huile » destinée à des usages mécaniques : lubrifiant, imperméabilisant... Ce gîte est situé au cœur du quadrilatère Royat–Riom–Pont-du-Château–Vic-le-Comte, connu pour les nombreuses mines de bitume qui y furent exploitées dès la fin du XIX<sup>e</sup> siècle.

**Fer.** D'après les données du fichier de la BSS, les indices de fer de Montaigut-le-Blanc (07177x4002) et de Neschers (07178x4001) sont situés de façon imprécise et correspondraient à des couches ferrifères encaissées dans des grès et marnes oligocènes.

## Olivine

L'indice 07175x4001 de la BSS se trouve sur la commune de St-Victor-la-Rivière, au Nord du hameau de Bessolles, le long de la D5, dans une petite carrière abandonnée implantée dans un petit lambeau de basalte ankaramitique du Miocène supérieur (**m6β<sup>8</sup>**). Ce basalte a été exploité pour empierrement, mais n'est pas particulièrement riche en olivine. Les basanites à nodules de péridotite du Pliocène (**p1β<sup>7π</sup>**), situées dans la partie nord du plateau basaltique du Cézallier, sont plus riches en olivine, mais séparer ce minéral de sa gangue ne serait pas rentable dans la conjoncture économique actuelle.

## Orpiment

De l'opale à incrustation d'orpiment ( $As_2S_3$ ) de teinte jaune orangé est associée à des dépôts de la source thermo-minérale de St-Nectaire-le-Bas (indice 07156x4001).

## Indice alluvionnaire de saphir

En Auvergne sont connus quelques petit gîtes et indices de saphirs alluvionnaires dont certains ont fourni des pierres de qualité gemme, utilisés entre autres pour des bijoux de la couronne de France. D'après la carte d'un poster de E. Médard *et al.* (2012), au moins un indice alluvionnaire de saphir se trouve sur le territoire de la carte Veyre-Monton : il s'agit de quelques cristaux de saphir de type « Sioulot » trouvés en faisant des batées dans le lit de la Monne à proximité de Mareuge, près du pont de la route D5 (Médard, com. pers., 2016). Il s'agit probablement de phénocristaux formés à partir d'un magma trachytique. Malgré le faible nombre de saphirs trouvés sur le territoire de la présente carte, cette information a un intérêt gîtologique.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés en ligne, sur le site [InfoTerre](#), ou à l'antenne BRGM Auvergne-Rhône-Alpes - Site de Clermont-Ferrand, 12 Avenue des Landais, 63170 Aubière.

Dans le cas de la **feuille 717 Veyre-Monton**, une version monographique richement illustrée de la notice (*cf.* Avant-Propos) est disponible sur le site [Géologie de la France](#) référencée P. Chèvremont *et al.* (2022).

Pour se procurer une carte géologique à 1/50 000 imprimée, avec sa notice, il convient de la commander soit en librairie, soit directement à l'adresse suivante : Éditions BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans-la-Source Cedex 2, soit sur le [site des éditions du BRGM](#).

### *BIBLIOGRAPHIE*

- ALLIOS, D. (2005). Prospections Archéologiques, Carrières, Motte et Village Troglodytes à Farges, Commune de Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). La Maison Rural en Pays d'Habitat Dispersé de l'Antiquité au XXe Siècle, Rennes: Presses Universitaires de Rennes, 115-28.
- ANDRÉ M.-F., BOIVIN P., PEIRY J.-L., THOURET J.-C. (2013) – Volcanoes, Basins and Cultural Heritage of the Auvergne Region. 2013 International Conference on Geomorphology, Field trip P5 and International Symposium in Auvergne, 1-5 September 2013. PRES Clermont Université Blaise Pascal, GEOLAB - UMR 6042 CNRS and Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524 CNRS et IRD UR163, Clermont-Ferrand.128 p.
- ARBARET L., GAUTHIER F. (2009) – Les sarcophages du quartier du baptistère de Brioude: origine, importations et évolutions pendant l'époque mérovingienne - In: Les sarcophages de l'Antiquité tardive et du haut Moyen Âge. Fabrication, utilisation, diffusion. Actes des XXXe Journées int. d'archéologie mérovingienne, Bordeaux, 2009. Cartron Isabelle, Henrion Fabrice, Scullier Christian (Dir.). Collection Suppléments Aquitania (34) p. 401-410.
- AUBERT M., BATARD F., BOUILLER R., GAGNIERE G., JEAMBRUN M., SAINT-JOANIS R., TRICOT B. (1982) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 53 p. Carte géologique par M. Saint-Joanis *et al.* (1982).

- AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.-P. (1967) – Précis de géologie, tome 1 Pétrologie, édité par Dunod.
- BAILEY K., KEARNS S., MERGOIL J., MERGOIL DANIEL J., PATERSON B. (2006) – Extensive dolomitic volcanism through the Limagne Basin, central France: a new form of carbonatite activity. *Mineralogical Magazine*, 70, 2, pp. 231-236.
- BARBARAND J., LUCAZEAU, PAGEL M., SERRANE M. (2001) – Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 335, 275-290.
- BARRUOL G., GRANET M. (2002) – A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth and Planetary Science letters* 202, p. 31-47.
- BAUBRON J.-C., CANTAGREL J.-M. (1980) – Les deux volcans des Monts-Dore (Massif central français) : arguments chronologiques. *CRAS Paris*, t. 2908, p. 1409-1412.
- BELLON H. *et al.* (1971) – Âges miocène, inférieur pour les pépérites et moyen pour quelques laves de Limagne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 273, 15, p. 158-1260.
- BERNARD B., VAN WYK DE VRIES B., LEYRIT H. (2009) – Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central). *Bull. Volcanol.*, 71, p. 1041-1056.
- BERTHIER F., DUTHOU J.-L., ROQUES M. (1979) – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Âge fini-dévonien de mise en place d'un des faciès-types. *Bull. BRGM I*, n° 2, p. 173-179.
- BESSON J.-C., LY M.-H., CANTAGREL J.-M., DE GOËR DE HERVE A., VINCENT P.-M. (1977) – Une coulée de ponces post-villafranchienne sur le versant oriental du Mont-Dore Dore (Massif central français). *CRAS Paris* 284, 1875-1878.
- BESSON J.-C. (1978) – Les formations volcaniques du versant oriental du massif du Mont-Dore (Massif central français) (Feuille 1/25 000 Veyre-Monton n° 5-6). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Clermont-Ferrand, 167 p.
- BESSON J.-C., BOUDON G., BOURDIER J.-L. (1979) – Fréquence des laves à leucite sur le versant oriental du Mont-Dore. *CRAS Paris*, t. 288, p. 1639-1642.
- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., DE GOËR DE HERVE A., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., DE LAROUZIERE F.-D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., VINCENT P.-M. (2004) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 4<sup>ème</sup> édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 180 p.

- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR DE HERVE DE A., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIERE DE F.-D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., VINCENT P.-M. (2009) – Volcanologie de la Chaîne des Puys, Massif central français – 5<sup>ème</sup> édition. Une carte géologique à 1/25 000 plus une notice de 196 p.
- BOIVIN P., BESSON J. C., BRIOT D., DENIEL C., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIERE F.-D. DE, LIVET M., MEDARD E., MERCIIECCA C., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., THOURET J.-C., VERNET G. (2017) – Volcanologie de la Chaîne des Puys. Carte au 1/25 000, format 120x90 cm, notice 200 p. 6<sup>ème</sup> édit. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Montlosier.
- BOUCHARD A. (1954) – Étude géologique du Puy de Corent. DES, Université de Clermont-Ferrand, 27 p.
- BOULANGER C. (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier, Imp. P.A. Desrosiers, Moulin, 482 p.
- BOULAY N. (l'abbé) (1892) – Flore pliocène du Mont-Dore (Puy-de-Dôme). Ed. F. Savy, Paris, 116 p.
- BOULAY N. (l'abbé) (1899) – Flore fossile de Gergovie. Librairie de sciences naturelles, P. Klincksieck, 1899 – 82 p.
- BOURDIER J.-L. (1980) – Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore : le groupe holocène du lac Pavin et le massif du Sancy. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Clermont-Ferrand, 180 p.
- BOURGEOIS M., MERCIER-BATARD F. (1982) – Compte-rendu des trois forages de reconnaissance et de captage d'eau thermominérale réalisés en 1981-82 à Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). Rapport BRGM 82-SGN-44, 83 p.
- BOUT P. (1933) – Observations géologiques sur le plateau de Perrier, la région de Malbattu et les terrasses d'Issoire. *Bull. Société d'Histoire naturelle d'Auvergne*, 21, 38 p.
- BOUT P., MARTY P. (1936) – Flore astienne de Perrier. *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Marseille*, n°28.
- BOUT P. (1960) – Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse, imprimerie Jeanne d'Arc, Le Puy (Haute-Loire), 360 p.
- BOUT P., FRECHEN J., LIPPOLT M.-J. (1966) – Datations stratigraphiques et radiochronologiques de quelques coulées basaltiques de Limagne. *Revue d'Auvergne*, t. 80, 4, p. 207-23.
- BOUT P. (1970) – Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay areas and chronology of the European Pleistocene. *Palaeogeogr., palaeo-climat., palaeoecol.*, 8, p. 95-106.
- BRAVARD A. (1828) – Monographie de la Montagne Perrier et deux espèces de fossiles du genre Felis. Paris.
- BRIOT D. (1988) – Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Étude géochimique (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-O) du volcan des Monts Dore (Massif central français). Thèse, Université de Clermont-Ferrand, 195 p.

- BROUSSE R. (1963) – Identification de deux coulées de ponces dans le massif volcanique du Mont-Dore. *CRAS Paris Série D* 257, p. 2869–2871.
- BROUSSE R. (1971) – Magmatologie et volcanisme néogène quaternaire du Massif central in *Symposium Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*, Plein Air Service Ed., p. 377-478.
- BROUSSE R., BELLON H. (1983) – Réflexions chronologiques et pétrologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts de France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7(1), 409-426.
- BROUSSE R., TEMPIER P. (1981) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) – Orléans : BRGM. Notice explicative par BROUSSE R., TEMPIER P., VEYRET-MEKDJIAN Y. et coll. (1989), 78 p.
- BROUSSE R., RANÇON J.-P., TEMPIER P., VEYRET-MEKDJIAN Y. avec la collaboration de D. D'ARCY et J. FERAUD. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) – Orléans, BRGM, 78 p.
- BROUSSE R., SUIRE J., TEMPIER P., LE GARREC M.-J., VEYRET-MEKDJIAN Y., MEDHIZADEH H., MARVOYER B., MUSENGIE M. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille La Tour-d'Auvergne (740) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par BROUSSE R., RANÇON J.-P., LE GARREC M.-J., TEMPIER P., SUIRE J., VEYRET-MEKDJIAN Y., D'ARCY D., PERICHAUD J. (1990), 68 p.
- CAMUS G. *et al.*, (1969) – Mesure par la méthode à l'argon, de quelques roches volcaniques de Limagne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 2513-2516.
- CAMUS G., DE GOËR DE HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1975) – *Volcanologie de la chaîne des Puys*, 1<sup>ère</sup> édition. Découverte de la nature n°8, éditions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 112 p.
- CANTAGREL J.-M., BAUBRON J.-C. (1983) – Chronologie K–Ar des éruptions dans le massif volcanique des Mont-Dore: implications volcanologiques. *Géologie de la France* 2, p. 123–142.
- CANTAGREL J.-M., BRIOT D. (1990) – Avalanches et coulées de débris : le Volcan de Guéry – Où est la caldera d'effondrement dans le massif des Monts Dore ? *CRAS Paris Série II*, 311, p. 219-225.
- CAPBARAT C (2008) – Cartographie des formations altéritiques et argileuses de la carte géologique de Veyre-Monton au 50 000<sup>e</sup> (n°717). Mémoire d'Aptitude à la Géologie n°415, Institut Polytechnique Lassalle Beauvais, 100 p.
- CARROUE J.-P. (2003) – Découverte géologique du plateau de Corent. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne (SHNA)* n°67, p. 49-52.
- CHAILLOU D. (1967) – La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézallier, Massif central français. Étude géologique et structurale. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand.
- CHALIER M. (1993) - Contexte géologique, géochimique et structural des lentilles aurifères de Laurières et Puits Roux (Limousin central, district de Saint-Yrieix). Implications métallogéniques. Thèse d'Université, Limoges.

- CHANTEPIE M. (1990) – Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochimique. Implications volcanologiques et morpho-tectoniques. DEA, 113 p.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. et coll. (2003) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième - Sixième édition révisée, BRGM, Orléans.
- CHEGUER L. (1996) – Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associée à un rift intracontinental. Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 234 p.
- CHESWORTH W. (1975) – Mantle Plumes, Plate Tectonics, and the Cenozoic Volcanism of the Massif Central. *J. Geol.* 83, 579-588.
- COCHERIE A. (2004) – Datation du granite de Cournols (Massif central) : U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Note technique BRGM/ANA/ISO-227/2004, 7 p., 1 tabl., 4 fig.
- CROIZET (abbé) (1833) – Notice sur le tremblement de terre qui s'est fait sentir dans l'Auvergne.
- DEGEAI J.-P., PASTRE J.-F. (2008) – Évolution morphostructurale du plateau volcano-sédimentaire de Gergovie au Miocène inférieur : implications géodynamiques sur la phase tardi-tectonique du rift de Limagne (Massif central, France). *Rev. can. sci. Terre*, 45, p. 641-650.
- DEJOU J., LOISEAU V. (1983) – Observations sur les sols et la composition floristique des pelouses établies sur les granites au Sud-Ouest de Clermont-Ferrand. *Revue Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. 49, p. 31-54.
- DELFOUR J., CARRAT H.-G., FEYS R., FLEURY R., CLOZIER L. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. (1989), 116 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.
- DERCOURT J., RICOU L.-E., VRIELYNCK B. (Eds) (1993) - Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gautier-Villars, Paris, 307, 14 maps.
- DESCHAMPS (1973) – Etude géologique du Sidérolithique du Nord-Est du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés, Thèse Sci., Univ. Paris VI, 1270 p.
- DIDIER J., GIOT D. (1984) – Âge de certaines pépérites d'Auvergne : éléments apportés par l'étude de l'Oligocène Supérieur de Cournon et de Pont du Château (Puy-de-Dôme, France). *CRAS Paris* 299, série II, n°17, 1211-1214.
- DUCROT J., LANCELOT J., MARCHAND J. (1983) – Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Letter*, 62, p. 385-394.

- DUFRESNE N., PITOIS J. (1998) - Étude granulométrique de la coulée de cendres et ponces de la carrière de Farges. Rapport maîtrise STU 1998 (Enseignant G. Camus), Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.
- DUTHOU J.-L. (1977) – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse d'État. *Annales Sci. Univ. Clermont II*, n° 63, fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p.
- ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse, Centre d'études foréziennes, 687 p.
- FAURE M., BE MEZEME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005). Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. In R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini, G. Rosenbaum (Eds.), The southern Variscan belt, *J. Virtual Explor.* 19 (2005) paper 5 <http://virtualexplorer.com.au>.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) – A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Geoscience* 341 (2009) p. 202–213.
- FAURE M. (2011) – La chaîne varisque en France. Diaporama (pptx) inédit d'un exposé pour le CAPES 2011.
- FAURE M., LI X-H, LIN W. (2017) – The northwest-directed ‘Bretonian phase’ in the French Variscan Belt (Massif Central and Massif Armoricain): A consequence of the Early Carboniferous Gondwana–Laurussia collision. *C. R. Geoscience* 349 (2017) p. 126–136.
- FÉRAUD G., LO BELLO PH., HALL C.-M., J.-M., YORK D., BERNAT M. (1990) – Direct dating of Plio-Quaternary pumices by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step-heating and single-grain laser fusion methods: the example of the Monts-Dore massif (Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40,39-53.
- FIRMAT M., PAREILH-PEYROU M. (2012) – Étude multi-méthodes du Puy de Corent. Hypothèse d'un glissement de terrain. Université de Clermont-Ferrand, Master 2 « Géologie de l'Aménagement », 30 p.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F., CECCA F., PLAYTEVOET B. (2014) – Dictionnaire de Géologie – 8<sup>e</sup> édition, Dunod, 396 p.
- FOURIS M. (1989) – Les sites villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier. Applications de la méthode K-Ar. Thèse de Doct. Univ. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 206 p.
- FRANCE L., DEMACON M., GURENKO A. A., BRIOT D. (2016). Oxygen isotopes reveal crustal contamination and a large, still partially molten magma chamber in Chaîne des Puys (French Massif Central). *Lithos*, 260, 328-338.
- GARDE G., GLANGEAUD L. (1939) – Carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) - 3<sup>e</sup> édition. Service de la carte géologique de la France, Paris.

- GEWELT M., JUVIGNE E. (1988) – Téphrochronologie du tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif central, France) : résultats nouveaux et synthèse. *Bull. Association française d'étude du Quaternaire*, Paris, 1, p. 25-34.
- GIRAUD J. (1902) – Études géologiques sur la Limagne. *Bull. des Service de la Carte Géol. de France*. Librairie Polytechnique, Paris, vol. 13, 410 p.
- GLANGEAUD P. (1909) – Les régions volcaniques du Puy de Dôme. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de France*, tome XIX, n°123.
- GLANGEAUD P. (1924) – Le Bassin Hydrothermal et Thermal de Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). *Annales de l'Institut d'Hydrogéologie et de Climatologie*, tome II, n°2, avril-juin 1924, 40 p.
- GOËR DE HERVE DE A. (1974) – Bordure orientale du massif du Mont Dore jusqu'en Limagne. Le volcanisme holocène de la région de Besse-en-Chandesse. Formations péri-montdorienne de Champeix et Perrier. *Bull. de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 11, n°1, p. 45-53.
- GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1983) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 2<sup>ème</sup> édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 112 p.
- GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1991) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 3<sup>ème</sup> édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 127 p.
- GOËR DE HERVE DE A. (1997) – Volcans d'Auvergne : la menace d'une éruption ? Édition Ouest-France, 64p.
- GOËR DE HERVE DE E. (1992) – Morphodynamiques et formations de surface glaciaires et post-glaciaires. Remaniement, accumulation, et transit des matériaux vers un réceptacle lacustre : le lac Chambon (Puy de Dôme). D.E.A., Université Blaise Pascal, Clermont II, Clermont-Ferrand, 93 p.
- GOGUEL J. (1962) – Carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) - 4<sup>e</sup> édition. Service de la carte géologique de la France, Paris.
- GORIN G. (1975) – Etude palynostratigraphique de sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> Série, Section 1, n° 3, p. 147-181.
- GOURGAUD A. (1985) – Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leurs rôles dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif central français (Mont Dore, Chaîne des Puys), la Martinique (Montagne Pelée, fissure Burgos-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba). Thèse de Doctorat, Univ. Clermont-Ferrand, 491 p.
- GRANET M., WILSON M., ACHAUER U. (1995) – Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, p. 281-296.

- GUERIN G. (1983) – La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier, Bas-Vivaraïs. Doctorat d'État, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 253 p.
- HADDADI, B. (2016). Ascension et dégazage des magmas basaltiques: application aux volcans d'Islande et de la Chaîne des Puys (France). *Thèse de Doctorat*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- HEINTZ E. (1969) – Mise au point sur les proboscidiens de Perier et Vialette. *CR sommaires de de la Société géol. de France*, n°2, p. 56-58.
- HEINTZ E. (1970) – Les cervidés villafranchiens de France et d'Espagne. Thèse, Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, nouvelle série, série C, t. XXII.
- HEINTZ E., GUERIN C., MARTIN R., PRAT F. (1974) – Principaux gisements villafranchiens de France : listes fauniques et biostratigraphie. 5<sup>e</sup> Congrès du Néogène méditerranéen. *Mémoires du BRGM*, n°78, p. 169-182.
- HOTTIN A.-M., BERTHIER F., MICHAELY B., NEGRONI J.-M., BESSON J.-C., MARCHAND J. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontgibaud (692) – Orléans : BRGM. Notice explicative par HOTTIN A.-M., CAMUS G., BESSON J.-C., MICHAELY B., MARCHAND J., PERICHAUD J.-J., D'ARCY D. (1989), 103 p.
- HOTTIN A.-M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambert (719) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par HOTTIN A.-M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B., MOULIN M., DOMINIQUE P. et coll, 144 p.
- HUGUENEY M. (1997) – Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocènes inférieur du Centre de la France : synthèse réactualisée. *In* : Aguilar J.-P., Legendre S., Michaux J., (Eds) BiochroM'97. Mem. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, 21, p. 417-430.
- HUGENEY 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 pots-oligocène du rift en Limagne de Clermont. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, 328, p. 847-852.
- JEAMBRUN M., GIOT D., BOUILLER R., BAUDRY D., CAMUS G. (1973) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Clermont-Ferrand (693) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par AUBERT M., BOUILLER R., CAMUS G., COCHET A., D'ARCY D., GIOT D., JEAMBRUN M., ROCHE A., BONHOMMET N. (1973), 64 p.
- JEAMBRUN M., GIOT D., BOUILLER R., SCANVIC P. (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Thiers (694) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par JEAMBRUN M., GIOT D., AUBERT M., GACHON A., LENAT J.-F., BELKESSA R., D'ARCY D. (1976), 50 p.
- JEZEQUEL P. (2004) – Extraction et typologie des zircons d'un échantillon en provenance de la Carte Veyre-Monton. Rapport d'essais BRGM 04-1-006-Z, 3 p., 3 fig.

- JORDAN S.-C., LE PENNEC J.-L., GURIOLI, L., ROCHE O., BOIVIN P. (2016) – Highly explosive eruption of the monogenetic 8.6 ka BP La Vache et Lassolas scoria cone complex (Chaîne des Puys, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 313, p. 15-28.
- JULIEN R. (1988) – Magmatologie des trois phases d'édification du massif du Mont-Dore (Massif central français). Données volcanologiques sur le site de Croizat. Thèse d'Université de Paris Sud 11 Orsay.
- JUNG J. (1946) – Géologie de l'Auvergne et ses confins bourbonnais et limousins. Mémoire explicatif Carte Géologique de France, 11, 372 p. Imprimerie Nationale Paris.
- JUVIGNE E., GEWELT M. (1987) – La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bull. Association française d'étude du Quaternaire*, Paris, 1, p. 37-49.
- JUVIGNE E., MIALLIER D. (2016). Distribution, tephrostratigraphy and chronostratigraphy of the widespread eruptive products of Pavin volcano. In : Sime-Ngando T, Boivin P, Chapron E, Jézéquel D, Meybeck M, eds. Lake Pavin, History, geology, biogeochemistry, and sedimentology of a deep meromictic maar lake . Springer, pp. 143–154.
- KAHLKE R.D., GARCIA N., KOSTOPOULOS D.S., LACOMBAT F., LISTER A.M., MAZZA P.P.A., SPASSOV N., TITOV V.V. (2011) – Western Palaeartic paleoenvironmental conditions during the Early and early Middle Peistocene inferred from large mammal communities, and implications for hominid dispersal in Europe. *Quat. Sci. Rev.*, n°30, p. 1368-1395.
- LABAZUY P., SOUQUIERE F., BESSON J.-C. (2004) – Synthèse volcanologique du versant oriental du stratovolcan des Monts Dore (Massif central français). Rapport inédit de 25 p. + annexes dont une carte volcanologique à 1/25 000 réalisée par F. Souquière.
- LACROIX A. (1909) – Note sur la rhönite du Puy de Saint-Sandoux. Matériaux pour la Minéralogie de la France. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, XXXII, 325.
- LACROIX A. (1928) – Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltique. CRAS Paris, t. 187, p. 321.
- LATUTRIE B., ANDREDAKIS I., DE GROEVE T., HARRIS A. J. L., LANGLOI E., DE VRIES B. V. W., SAUBIN E., BILOTTA G., CAPPELLO A., CRISC, G.-M., D'AMBROSIO D., DEL NEGRO, C., FAVALLI M., FUJITA E., IOVINE G., KELFOUN K., RONGO R., SPATARO W., TARQUIN, S., COPPOLA D., GANCI G., MARCHESE F., PERGOLA P., TRAMUTOLI V. (2016). TESTING a geographical information system for damage and evacuation assessment during an effusive volcanic crisis. Geological Society, London, Special Publications, 428(1), p. 649-672.
- LAUBY A. (1910) – Recherches paléophytologiques dans le Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 125, t. XX, 395 p.
- LAUNAY L. (de) (1892-93) – Étude sur le plateau central. I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon, *Bull. serv. Carte géol. Fr.*, 30/4, p. 289-328.

- LAVINA P. 1985. "Le volcan du Sancy et le "Massif adventif". Études volcanologiques et structurales. Thèse d'Université de Clermont Ferrand II, 211 p.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali Silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, p. 745-750.
- LEDRU P., CALVEZ J.-Y. (1988) – Implication géodynamique de la datation du Complexe leptyno-amphibolique de Tulle–Vergonzac (Limousin, Massif central français) par la méthode d'évaporation des monozircons ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Cartographie géol.de la France. Principaux résultats scientifiques du BRGM, 1988.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Thèse Univ. Orléans, 233 p.
- LEROY J., SONNET J. (1976) – Contribution à l'étude géochimique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, tome 283, série D, p.1477-1480.
- LIOTARD J.-M., BRIOT D., BOIVIN P. (1988) – Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). *Contrib. Mineral Petrology*, 98, p. 81-90.
- LO BELLO P., FÉRAUD G., HALL C.-M., YORK D., LAVINA P., BERNAT M. (1987) –  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  heating and laser fusion dating of Quaternary pumice from Neschers, Massif central, France: the defeat of xenocryst contamination. *Chemical Geology – Isotope Geoscience Section*, 66, P. 61-71.
- LY M.-H., BOIVIN P., CAMUS G., GOËR DE HERVE A., MERGOIL J., KIEFFER G., VINCENT P.-M. (1979) – Pillow-lavas associés aux basaltes cénozoïques du Massif central français. 7<sup>e</sup> RAST, Lyon, p. 301.
- LY M.-H. (1982) – Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud : études volcanologiques et chronologiques des produits montdorien (Massif central français). Thèse d'Univ., Clermont-Ferrand, 180 p. + annexes.
- LY M.-H. (2020) – Le plateau de Gergovie (Massif Central Français) : phréatomagmatisme et évolution des phénomènes volcano-sédimentaires. *Géol. France*, 1, p. 1-25.
- MACAIRE J.-J., CORCITA C., DE LUCA P., GAY Y., GOËR DE HERVE DE A. (1992). Origines, âges et évolution des systèmes lacustres tardi- et postglaciaires dans le bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme, France). *CRAS Paris*, t. 315 II, p. 1119-1125.
- MACAIRE J.-J., BOSSUET G., CHOQUIER, A., CORCITA C., DE LUCAS P., DUPIS P., GA I., GUENET P., MATHEY E. (1994). Bilan sédimentaire pendant le tardiglaciaire et l'Holocène dans le bassin du lac Chambon, Puy-de-Dôme, France. Colloque CNF-INQUA et AFEQ, Montpellier, 36 p.

- MARTEL C., CHAMPALLIER R., PROUTEAU G., PICHAVANT M., ARBARET L., BALCONE-BOISSARD H, BOUDON G., BOIVIN P., BOURDIER J.-L., SCAILLET B. (2013) - Trachyte phase relations and implication for magma storage conditions in the Chaîne des Puys (French Massif Central). *Journal of Petrology*, egt006.
- MATHONNAT M. (1983) – La Série Métamorphique du Cézallier (Massif central français). Lithologie et structure. Relations du Groupe leptyno-amphibolique avec les autres formations de la région. Thèse de docteur de spécialité, Université de Clermont-Ferrand, 208 p.
- MAURY R. C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J. L., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1980). – Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bulletin de Minéralogie*, 103, p. 250-266.
- MBOUNGOU-KONGO J.-B. (1987) – Les formations métamorphiques dévono-dinantennes et les roches plutoniques de la région S-W de Clermont-Ferrand (Massif central français). Études pétrographique, géochimique et structurale. Thèse de doctorat, Univ. de Clermont-Ferrand II, 184 p., 14 tabl., 84 fig., 1 carte h.t.
- MÉDARD E., PAQUETTE J.-L., DEVOUARD B., RICCI J., BOIVIN P., GAILLOU E. (2012) – Gem sapphires and zircons from Cenozoic volcanism of the French Massif Central. 1st Volcandpark meeting, Olot (Spain), May 21-25.
- MERLE O., MICHON L. (2001) – The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Société Géol. Fr.*
- MEYER R., FOULGER G.-R. (2007) – The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes. [www.mantleplumes.org](http://www.mantleplumes.org) p .1-17.
- MICHON L., MERLE O. (2001) – Découvrir et comprendre le rift de la Limagne. Site internet. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/excursion-limagne.xml#a8-affil>. Resp. éditorial Benoît Urgelli, prof. agrégé ; Resp. scientifiques : Gérard Vidal, maître de conférences à l'ENS Lyon et Pierre Thomas, professeur à l'ENS Lyon.
- MICHEL R. (1953) – Contribution à l'étude des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de France*.
- MICHEL-LEVY Aug. (1887) – Sur un basalte riche en zéolites des environs de Perrier (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. Minéralogie*, tome X.
- MICHEL-LEVY A., MUNIER-CHALMAS E. (1889) – Étude sur les environs d'Issoire. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, p. 269.
- MOREL J.-M. (1987) – Volcanologie du massif de l'Aiguiller (Monts Dore, Massif Central français) : étude pétrographique, dynamique, structurale et rhéologie des coulées de boue associées. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Fd., 199 p.
- NEDELLEC J.-L. avec la collaboration de M. Lombard, C. Monoy (2005) – Éboulement rocheux sur la commune de La Roche-Noire (63). Examen du 25 mai 2005. Rapport final. BRGM/RP-53980-FR.

- NICOLAS A., LUCAZEAU F., BAYER R. (1987) – Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. *Mantle xenoliths* p. 563-574.
- NOMADE S., SCAILLET S., PASTRE J.-F., NEHLIG P. (2012). Pyroclastic chronology of the Sancy stratovolcano (Mont-Dore, French Massif Central): New high-precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 225-226, p. 1-12.
- NOMADE S., PASTRE J.-F., GUILLOU H., FAURE M., GUÉRIN G., DELSON E., DEBARD E., VOINCHET P., MESSEGER E. (2014a) –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on some French landmark Late Pliocene to Early Pleistocene large mammalian paleofauna: paleoenvironmental and paleoecological implications. *Quaternary Geochronology*, 21, p. 2-15.
- NOMADE S., PASTRE J.-F., NEHLIG P., GUILLOU H., SCAO V., SCAILLET S. (2014b) – Tephrochronology of the Mont-Dore volcanic Massif (Massif Central, France): new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on the Late Pliocene and Early Pleistocene activity. *Bulletin of Volcanology*, **76**, 3, p. 1-17.
- NOMADE S., PASTRE J.-F., PEREIRA A., COURTIN-NOMADE A., SCAO V. (2017) – New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints for the “Grande Nappe”: The largest rhyolitic eruption from the Mont-Dore Massif (French Massif Central). *C. R. Geoscience* 349 (2017) p. 71–80.
- NOWELL D. A., JONES M. C., PYLE D. M. (2006). Episodic quaternary volcanism in France and Germany. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 21(6), 645-675.
- PALOMBO M.R. VALLI A.M.F. (2004) – Remarks on the biochronology of Mammalian Faunal complexes from the Pliocene to the Middle Miocene in France. *Geologica Romana*, n°36, p. 335-368.
- PAQUETTE J.-L., MONCHOUX P., COUTURIÉ M. (1995) – Geochemical and isotopic study of norite-eclogite transition in the European Variscan belt: implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, vol. 59, n°8, p. 1611-1662.
- PASTRE J.-F. (1982) – Contribution à l'étude des chronostratigraphiques des formations pliocènes et pléistocènes des environs de Perrier et Issoire (moyenne vallée de l'Allier, Massif Central, France). Mémoire de DEA, Muséum National d'Histoire Naturelle & Université de Paris VI, 149 p.
- PASTRE J.-F. (1986) – Les alluvions de l'Allier en Limagne et le volcanisme régional (Massif central, France): corrélations minéralogiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, Série II 303, p. 731–736.
- PASTRE J.-F. (1987) – Les formations plio-quaternaires du Bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif central, France). Rapports Géodynamiques et stratigraphiques, corrélations tephrochronologiques, implications. PhD thesis, Université Paris 6. 733 p.
- PASTRE J.-F., CANTAGREL J.-M. (2001) – Téphrostratigraphie du Mont Dore. *Quaternaire* 12, p. 249-267.

- PASTRE J.-F. (2004) – The Perrier plateau: a Plio-Pleistocene long fluvial record in the river Allier basin (Massif Central, France). *Quaternaire*, 15, (1-2), p. 87-101.
- PASTRE J.-F. (2005) – Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif central, France). Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire*, 16, (3), p. 153-175.
- PASTRE J.-F., DEFIVE E, GABLIER F, LAGEAT Y. (1997) – Changements hydrographiques et volcanisme plio-quatenaire dans les bassins de la Loire et de l'Allier (Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51, p. 295-314.
- PERRIAUX B., RATEAU R. (2007) – Mém. d'Aptitude Géologie N°405, Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 133 p.
- PERRIER G., RUEGG J.C. (1973) – Structure profonde du Massif central français. *Ann. Géophysique* 29, p. 435-502.
- PETERLONGO J.-M., GOËR DE HERVE DE A. (1978) – Guides géologiques régionaux : Massif central. 2<sup>nde</sup> Ed Masson.
- PETIT C. (1956) – Étude géologique de la région de Montaigut-le-Blanc (Puy-de-Dôme). DES de géologie, Univ. de Clermont-Ferrand, 28 p.
- PEYAUD J.-B., BARBARAND J., CARTER A., PAGEL M. (2005). – Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *Int. J. Earth Sci.*, 94/3, p. 462-474.
- PIEL K.-T. (1966) – Le granite de Manson (Puy-de-Dôme). DES de géologie, Univ. de Clermont-Ferrand, 36 p.
- PILLEYRE T., MONTRET M., FAÏN J., MIALLIER D., SANZELLE S. (1992) – Attempts at dating ancient volcanoes using the red TL of quartz. *Quat. Sc. Reviews*, 11, p. 13-17.
- PIN C. (1989) – Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse d'État, Clermont-Ferrand, 470 p.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) – U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-2.
- PIN C., PAQUETTE J.-L. (2002) – Le magmatisme basique calco-alkalin dévono-dinantien du Nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodynamica Acta*, 15(1), p. 63-77.
- PINTO J.-C. (1968) – Étude sédimentologique des formations littorales du lac stampien de Gergovie. Le volcanisme de Rizolle et du Puy Giroux et leur relation avec le plateau de Gergovie. D.E.S., Univ. de Clermont-Ferrand, 120 p.
- PROGNON F., VANDERHAEGHE O. et coll. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Germain-Lembron (742) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par VANDERHAEGHE O., PROGNON F. et coll. (2012), 103 p.

- PUPIN J.-P. (1985) – Magmatic zoning of Hercynian Granitoïds in France based on zircon typology. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 65: 29-56.
- QUESNEL F., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., WYNS R. (2003) – Paléopaysages sidérolithiques au Nord du Massif central, ASF 2003 – 9<sup>e</sup> Congrès Français de Sédimentologie - Bordeaux - France - 14-16/10/2003.
- QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R. (2005) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chateaufort (595). Orleans : BRGM. Notice explicative par QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., MAGET P., BARBARAND J. (2008), 139 p.
- REVEL L. (2008) – Cartographie des formations altéritiques et argileuses de la carte géologique de Veyre-Monton au 50 000<sup>e</sup> (n°717). Mémoire d'Aptitude à la Géologie n°442, Institut Polytechnique Lassalle Beauvais, 70 p.
- REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. *In* symposium J. Jung, p. 309-330.
- RICORDEL C. (2007) – Datation par paléomagnétisme des paléoaaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse Doctorat. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 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.*, 115, B10104, doi:10.1029/2010JB007419.
- RIHS S., CONDOMINES M., POIDEVIN J.-L. (2000) – Long-term behaviour of continental hydrothermal systems: U-series study of hydrothermal carbonates from the French Massif Central (Allier valley). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, p. 3189-3199.
- ROCHER P. (1992) - Mémento roches et minéraux industriels. Ponces et pouzzolanes. BRGM R 36 447, 47 p.
- ROCHER P. (2015) - Projet PROMINAUV : Panorama des ROches et Minéraux Industriels en région AUvergne. Rapport final. BRGM/RP-65229-FR, 55 p., 14 ill., 2 ann.
- ROGER S., FÉRAUD G., DE BEAULIEU J.-L., THOUVENY N., COULON, C., COCHEME J.-J., ANDRIEU V., WILLIAMS T. (1999) – <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating on tephra of the Velay maars (France); implications for the late Pleistocene proxy-climatic record. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 287–299.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B., MAUROUX B. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orleans : BRGM, 178 p. Carte géologique par C. Cartannaz, P. Rolin, F. Salen, B. Delwaulle, N. Thalouarn. (2006).
- ROSSEEL J.-B. (1996) – Synthèse chrono-magmatologique de la Chaîne des Puys. D.E.A., Univ. de Clermont-Ferrand, 50 p.
- SAINT-JOANIS R. (1975) – Étude géologique du socle cristallin du Bas-Livradois (Massif central français) dans le périmètre de la feuille d'Issoire. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Clermont-Ferrand.

- SAINT-JOANIS R., TRICOT B., BOUILLER R., GIOT D., JEAMBRUN M. (1982) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Aubert M. et al. (1982), 53 p.
- SANTOIRE J.-P. (1976) – Contribution à l'étude géologique du massif du Mont-Dore : la région des Couzes. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Orsay, 142 p.
- SCHMID R. (1981) – Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, p. 41-43.
- SOURIAU, A. (1976). - Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface. - Bull. Soc. Géol. Fr., 18, 1035-1093.
- STRECKEISEN J. L. (1973) – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks. *Geotimes*, october 1973, p. 26-30, 6 fig.
- THONAT A., MATHONNAT M., LE GARREC M.-J. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- THONAT A. avec la collaboration de Mathonnat M., Pin C., Rocher P., Bertin C., Chèvremont P. (2006) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 135 p. Carte géologique par M. Saint-Joanis *et al.* (1982).
- VALENTINE G.A., VAN WYK DE VRIES (2014) – Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). *Bull. Volcanol.* 76:807, 16 p. Ed. Springer.
- VARLET J. (1976) – Le versant oriental des Monts Dore. Essai de définition des limites de l'englacement au Quaternaire. Mémoire de Maîtrise, Géographie, Univ. de Clermont-Ferrand II.
- VELDKAMP A., KROONENBERG S., HEIJNIS H., VAN DEN BERG VAN SAPAOERA R. (2004) – The suitability of dated travertines as a record of fluvial incision: Allier (France) floodplain dynamic during the Quaternary. *Quaternaire*, 15, (1-2), 2004, p. 159-165.
- VIDAL N. (1994) – Déstabilisation de versants et d'édifices de faible volume en contexte volcanique. Événements synéruptifs et post-éruptifs. Exemples du Massif central français. DEA Sci. de la terre et de l'atmosphère. Univ. Clermont-Ferrand II-ENS Lyon – Univ. de Saint-Étienne.
- VIDAL N., GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G. (1996) – Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique. Exemples dans le Massif central français. *Quaternaire*, 7, (2-3), 1996, P. 117-127, 9 fig.
- VILLEMANT B., JAFFREZIC H., JORON J.-L., TREUIL M. (1981) – Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(11), p. 1997-2016.
- VINCENT, P.M., 1979. Un repère chronologique dans la caldéra des Monts Dore (Massif central français): les pyroclastites du dôme de la Gacherie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Ser. D 289, 1009–1012.

- VOGT J. (1998) – À propos de l'érosion historique des sols en Auvergne, *Archistra*, n° 177-178, p. 283-298.
- WATTINE A. (2004) – Évolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions, en Limagne bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif central, France). Thèse de docteur du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, 195 p. + annexes.
- WILSON M., DOWNES H. (1991) – Tertiary-Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.* 32, p. 811-849.

## **ANNEXES**

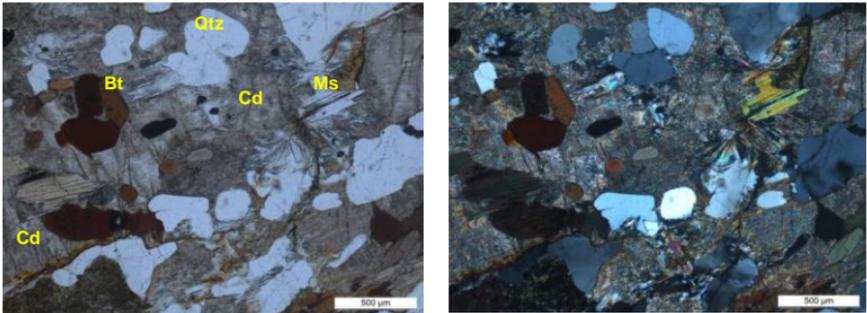


Fig. 1 - Microphotographies de la lame mince C56864 ( $M^2$ ) montrant des amas de cordiérite pinitisée + biotite + muscovite. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

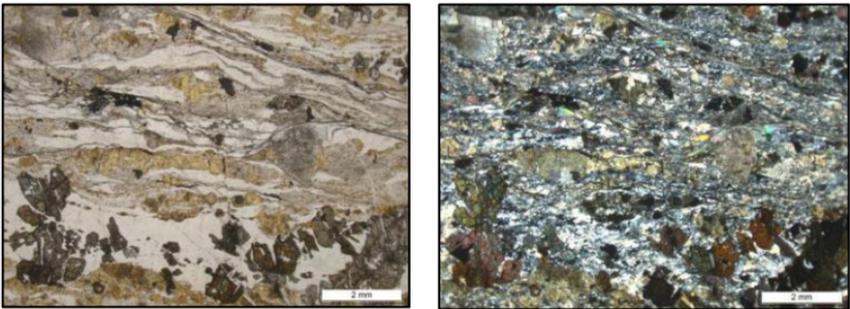


Fig. 2 - Microphotographies de la lame mince C56863 ( $\zeta^4$ ) montrant le faciès ultramylonitique, avec un ruban de quartz à tourmaline (en bas). Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

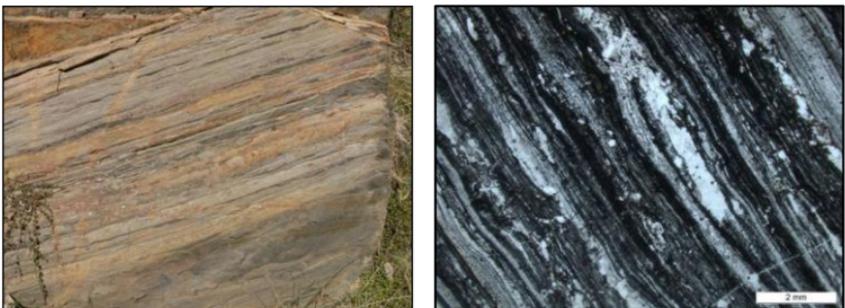


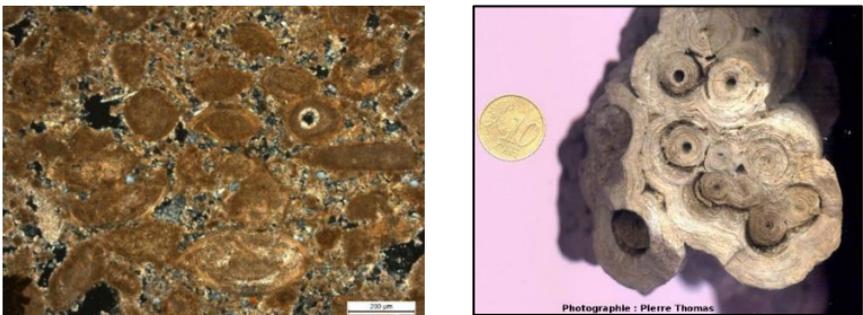
Fig. 3 - Gauche : Photo de terrain montrant les schistes (dhS) de la vallée de la Monne (champ de la photo ~2m, photo PC du 22/03/2011). Droite : Microphotographie de la lame mince C42241 montrant le schiste graphiteux de Prades en lumière polarisée non analysée (photo PC 2014).



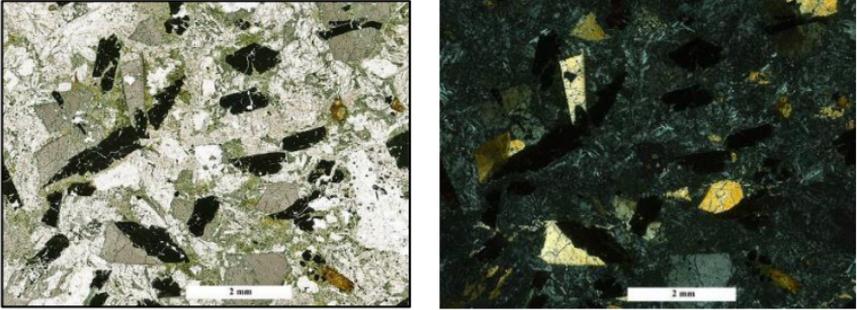
**Fig. 4 - Gauche : Photo de terrain montrant un faciès hétérogène de la « diorite » ( $\eta^2$ ) d'Aydat (talus NW de la N9 au SW du carrefour de la Cassière, photo PC du 21/10/2011). Droite : Microphotographie de la lame mince C42180 montrant une tonalite à grain moyen à hornblende verte et biotite, ainsi qu'une microdiorite légèrement quartzifère ( $\mu\eta$ , à droite de la microphoto), le tout recoupé par une fissure à remplissage de prehnite. Microphoto PC 2014 en lumière polarisée analysée ; avec coloration sélective du FK.**



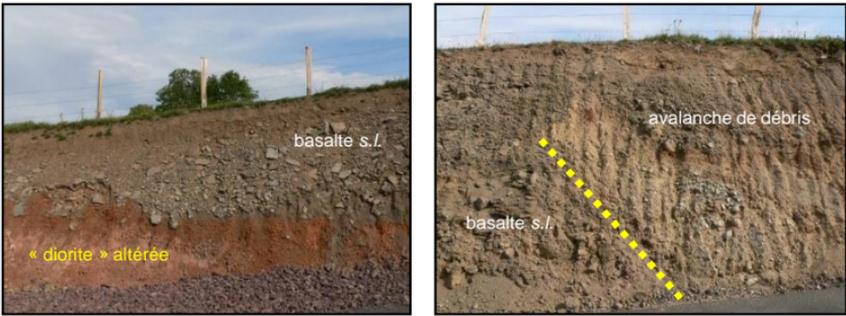
**Fig. 5 – Gauche : Partie basale de la couverture sédimentaire tertiaire, reposant – au niveau du marteau – sur une isaltérite de granite-grandodiorite à grain moyen de type Cournols–Saint-Nectaire (talus ouest de la D71 à 0,6 km au NE de Reignat, photo PC du 24/08/2010). Droite : Schistes papyracés (g1C) le long de la route D1 entre Longues et Mirefleurs, au niveau du vallon des Bouys (photo HT du 08/04/2014).**



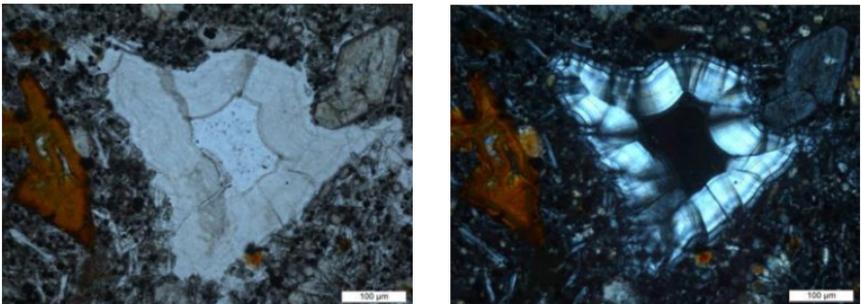
**Fig. 6 - Gauche : Microphotographie de la lame mince C61183 montrant un calcaire marneux (g2M) renfermant d'abondants fossiles d'ostracodes de type cypris (Microphotos PC 2016 en lumière polarisée analysé). Droite : Roseaux « stromatolithisés » du calcaire (g2R) de Chadrat vue en coupe (Photo de P. Thomas, ENS-Lyon, 2006, reproduite avec son aimable accord).**



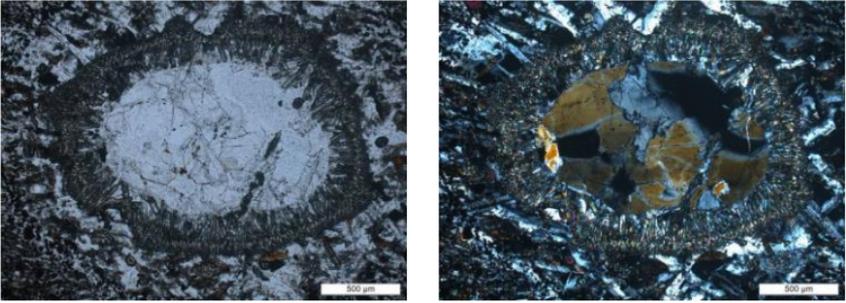
**Fig. 7 - Microphotographies Ly S1-LM 44415 du pegmatitoïde (m3-4w) de St-Sandoux avec sa texture grenue caractéristique et composé de : clinopyroxènes de type augite titanifère (violacé) et aegyrine (vert), rhönite (noir), olivine altérée (brun-orangé), néphéline et zéolites (incolors) ; produits d'altération ; xénocristal de quartz à texture engrenée – Photos faites par Pierre Boivin (2016), en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.**



**Fig. 8 - À 1 km au NE de Zanières, talus montrant une altérite de la « diorite » d'Aydat surmontée par une coulée de basalte s./ à débit en dalles (à G.) ; Un peu plus au Sud, dépôt d'avalanche de débris ravinant la coulée de basalte s./ à débit en dalles (à D.). Photos PC du 24/09/2013.**



**Fig. 9 - Microphotographies de la lame mince C57201 (p1-2β) : au centre, vacuole à remplissage partiel de zéolite, à gauche phénocristal d'olivine fortement altérée en iddingsite ; à droite phénocristal de clinopyroxène ; mésostase microlitique. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.**



**Fig. 10 -** Microphotographies de la lame mince C572084 (p1-2τβ) montrant un xéno cristal de quartz à double couronne réactionnelle. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.



**Fig. 11 –** Gauche : Carrière abandonnée de Prady : coulée de basalte doléritique (p1-2dβ), fragmentée à sa base en une brèche hyaloclastique (p1phβP), dite du maar de Prady. Droite : vue de détail de la brèche hyaloclastique (Photos PC du 07/07/2011).



**Fig. 12 -** Gauche : Coupe dans une ancienne cave à fromage de Ludières montrant des chenaux à alluvions creusés la « Grande Nappe » (p2tp) de ponces (champ de la photo ~2m ; Labazuy *et al.*, 2004). Droite : faciès vacuolaire des tufs cendro-ponceux indurés (p2tpF) situés dans l'ancienne carrière située à l'Ouest du hameau des Farges (Photo PC du 05/08/2010).

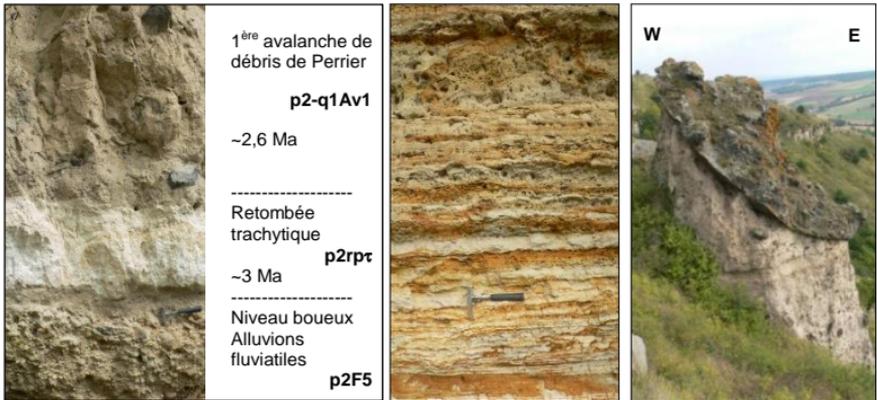


Fig. 13 - Sélection de clichés de l'exceptionnel site de Perrier. *Gauche* : coupe de la partie basale de la « falaise de Peiny », à 400 au NW du centre du bourg de Perrier, montrant une retombée plinienne trachytique (p2rpt) intercalée entre des alluvions (p2F5) et le premier dépôt d'avalanche de débris (p2-q1Av1). *Centre* : affleurement de sables et argiles finement lités, en bordure nord de la piste de Roca Neyra. *Droite* : détail d'une cheminée de fée coiffée par un mégabloc de téphrite appartenant à la dernière séquence d'avalanche de débris enregistré par le plateau (Photos PC du 29/09/2010).

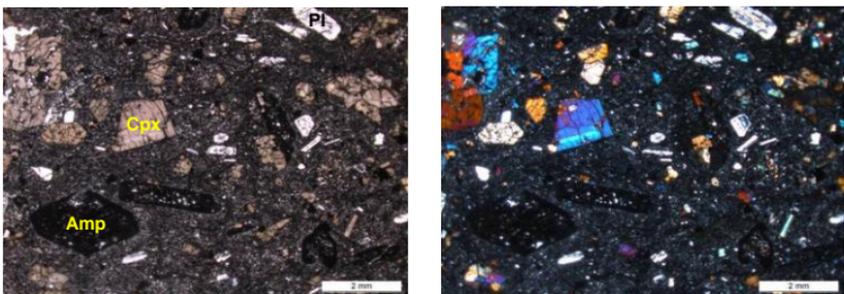


Fig. 14 - Microphotographies de la lame mince C59234 montrant la téphriphonolite porphyrique à amphibole (« ordanchite ») de Fontmarcel (p2-q1εθ), à phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole opacifiée et de plagioclase, dans une mésostase microlitique. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

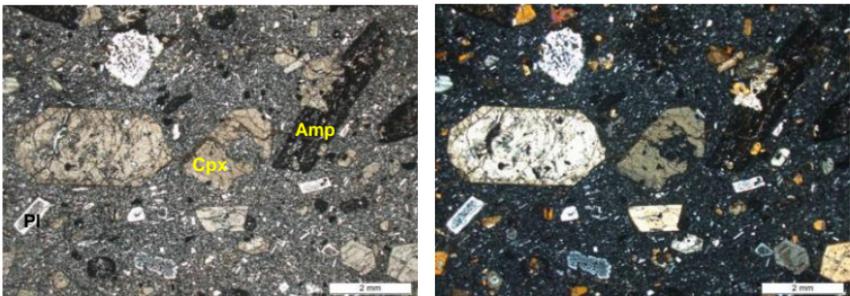


Fig. 15 - Microphotographies de la lame mince C57455 montrant une trachyandésite basaltique (« doréite »), porphyrique (p2-q1αβ) à phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole opacifiée et de plagioclase zoné, dans une mésostase microlitique. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

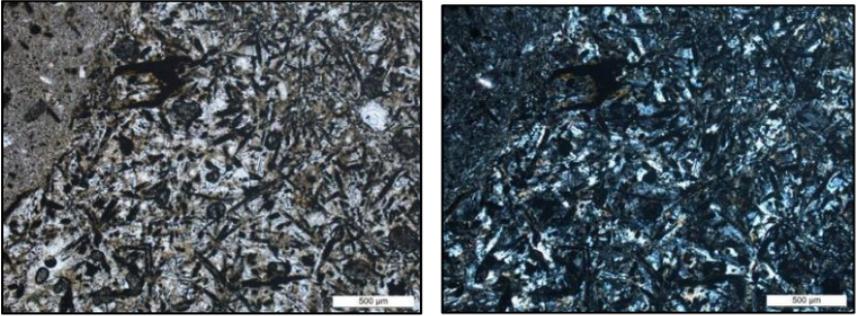


Fig. 16 - Microphotographies de la lame LM C57198 montrant une petite enclave de roche microgrenue (microsyénite) à biotite dans la trachyandésite différenciée (« sancyite ») porphyrique p2-q1 $\alpha$ . Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

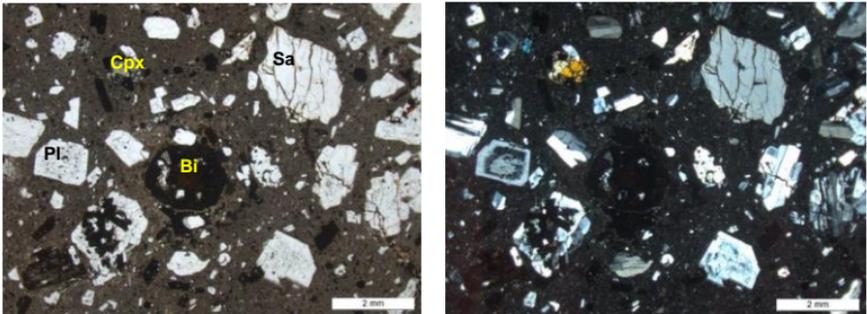
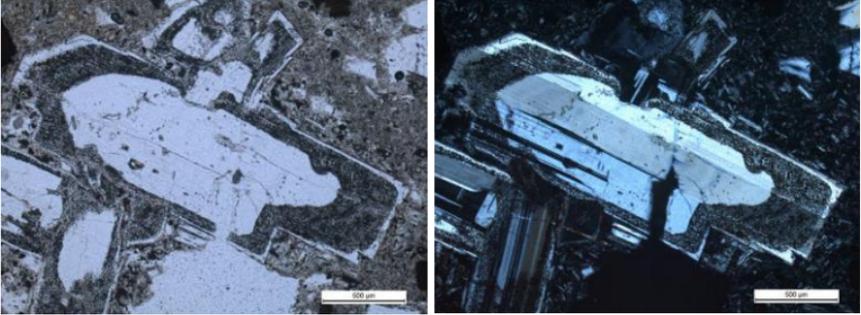


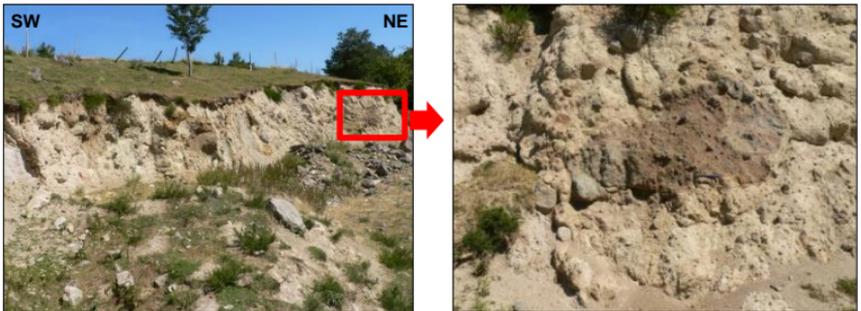
Fig. 17 - Microphotographies de la lame mince C57198 montrant une trachyandésite différenciée (« sancyite ») porphyrique (p2-q1 $\alpha$ ) à phénocristaux de plagioclase (pl), sanidine (sa), clinopyroxène (cpx) et biotite (bi) opacifiée, dans une mésostase pauvre en microlites. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.



Fig. 18 - *Gauche* : Amas lenticulaires de cinérites et tufs ponceux (q1c $\alpha$ ) au sein d'une avalanche de débris de type Fontenille (q1-2Av2), dans le secteur nord du lac Chambon (champ de la photo ~3m). *Droite* : Empreintes foliaires (champ de la photo ~5 cm) dans ces mêmes cinérites (q1c $\alpha$ ). Photos PC du 18/10/2011 et du 01/12/2015.



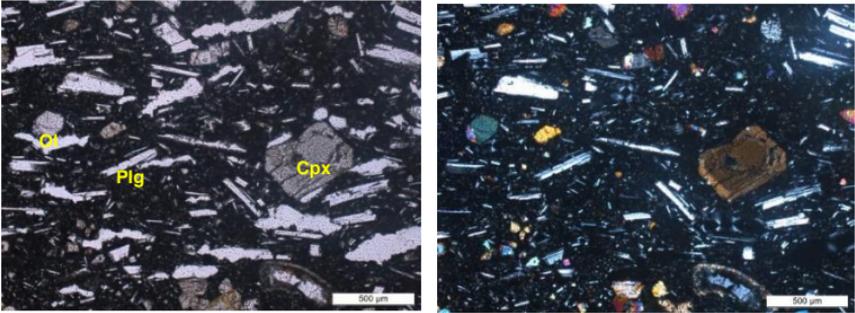
**Fig. 19 -** Microphotographies de la lame mince C60727 montrant un agrandissement d'un amas de phénocristaux de plagioclases finement zonés de la trachyandésite différenciée (« sancyite ») porphyrique de Varennes ( $q1-2\tau\alpha_s$ ). Microphotos PC 2015 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.



**Fig. 20 -** *Gauche* : vue générale du front de taille de la carrière du Coudert. *Droite* : détail de la brèche d'avalanche. Photos PC du 08/08/2012



**Fig. 21 -** *Gauche* : dépôts pyroclastiques stromboliens stratifiés du Puy de l'Enfer (faciès « bas de cône », carrière abandonnée située au Nord de la Narse d'Espinasse). *Droite* : dépôts pyroclastiques stromboliens plus proximaux (faciès « cœur de cône ») visibles dans la carrière abandonnée située dans un cônelet à l'ESE du nouveau Tartaret, en bordure orientale de la route D5, au Sud-Est de Muroi. Photos PC du 24/03/2011 et du 26/09/2013.



**Fig. 22 -** Microphotographies de la lame mince C59233 montrant le trachybasalte vacuolaire et porphyrique de la coulée du Tartaret, à phénocristaux de plagioclase en lattes, clinopyroxènes (zoné ou non), et olivine en cristaux plus ou moins arrondis et parfois iddingsitisés le long de fractures. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.



**Fig. 23 – Gauche :** Contact tranché entre un dépôt Cg – à blocs de marnes et calcaires g2M – et un dépôt de pente Cβ – à blocs de basalte *s.l.* – dans le talus sud de la D120 au SE de Saulzet-le-Chaud. Photo PC du 10/05/2012. **Droite :** Affleurement de la formation Fx : terrasse de Champ Redon, au Sud de Coudes et de la confluence Allier – Couze Chambon, quart SE de la carte, 370 m NGF au sommet. Photo HT du 07/04/2014.



**Fig. 24 – Gauche :** Bloc glaciaire erratique de trachyandésite basaltique (« doréite ») reposant sur un îlot granitique au Nord du hameau de Montmie. **Droite :** Travertin de la Tête de Lion, vu de face (g) et de profil (d). Photos PC du 05/08/2012 et du 21/09/2010.

Classement national	x	y	z	Commune			Lieu-dit	Nature	Substance(s) (1)	État et autres observations
07171X4001	643,50	2077,50	900	63	020	Aurières	Aurières	indice	Au	non retrouvé, Tardieu vers 1910
07171X4002	647,50	2076,40	950	63	026	Aydat	Randanne	gîte	<b>diatomite</b>	ancienne exploitation à ciel ouvert, C.F.M.U. en 1960
07172X4001	650,15	2075,25	870	63	026	Aydat	Verneuge	gîte	<b>diatomite</b>	ancienne exploitation à ciel ouvert
07172X4002	653,68	2074,44	840	63	026	Aydat	Ponteix	indice	Pb	ancienne exploitation, concession de Pontgibaud
07172X4003	653,60	2074,00	760	63	026	Aydat	Ponteix-village	gîte	<b>diatomite</b>	ancienne exploitation à ciel ouvert
07173X4001	658,30	2071,30	530	63	396	Saint-Saturnin	Gore de Liauzun	indice	Ba	accessible
07173X4002	656,78	2078,54	620	63	307	Saulzet-le-Chaud	Côte des Pompes	indice	Pb	accessible, concession de Pontgibaud
07173X4003	659,60	2076,50	740	63	084	Chanonat	Chanonat	indice	lignite	douteux, non retrouvé
07173X4004	656,70	2074,30	600	63	396	Saint-Saturnin	lac d'Espirat	indice	Au	non retrouvé, P, Ballaguiet en 1925
07173X4005	657,55	2074,10	550	63	396	Saint-Saturnin	Espirat	indice	Pb	non retrouvé, concession de Pontgibaud
07173X4006	658,80	2073,00	520	63	396	Saint-Saturnin	Saint-Saturnin	gîte	<b>diatomite</b>	inaccessible, ancienne exploitation à ciel ouvert
07173X4007	661,40	2072,80	550	63	395	Saint-Saturnin	Polagnat	gîte	lignite	non retrouvé
07174X4001	664,75	2073,40	400	63	455	Veyre-Monton	la Marse	gîte	<b>gypse</b>	inaccessible, ancienne exploitation à ciel ouvert
07174X4002	670,00	2073,20	400	63	457	Vic-le-Comte	la Garenne	gîte	<b>bitume</b>	ancienne exploitation, L. Laperche vers 1931
07175X4001	647,70	2062,30	920	63	217	La Mayrand	Bessolles	indice	olivine	accessible, carrière pour empierrement, abandonnée
07175X4002	645,15	2064,25	960	63	077	Chambon-sur-Lac	Varennnes	indice	diatomite	accessible
07175X4003	646,00	2063,70	860	63	077	Chambon-sur-Lac	lac Chambon	indice	diatomite	accessible
07175X4004	643,00	2061,65	880	63	077	Chambon-sur-Lac	Voissière	gîte	<b>Ba, Pb</b>	ancienne exploitation par puits et traçage, en 1856-57
07176X4001	651,50	2064,50	760	63	380	Saint-Nectaire	Saint-Nectaire	indice	As	accessible
07177X4001	660,80	2067,70	550	63	199	Ludesse	Ludesse	indice	lignite	accessible
07177X4002	657,70	2065,30	710	63	234	Montaigut-le-Blanc	Montaigut-le-Blanc	indice	Fe	non retrouvé, fouille
07178X4001	664,10	2066,20	470	63	250	Neschers	Neschers	indice	Fe	non retrouvé
07178X4002	667,70	2061,70	590	63	275	Perrier	Perrier	indice	diatomite	accessible
07178X4003	669,70	2061,90	442	63	178	Issoire	Boulade	indice	lignite	accessible

Tableau A1 : Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Veyre-Monton. (1) les substances exploitées sont indiquées en caractères gras (in Tableaux A1 et A2)

Classement national	Substance(s) (1)	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique	Références
07171X4001	Au	inconnu	or		tonalite ou alluvions ?	archives dépt 63
07171X4002	<b>diatomite</b>	stratiforme	diatomite	argile	alluvions récentes sur sédiments lacustres	atlas des ressources du sous-sol du 63
07172X4001	<b>diatomite</b>	stratiforme	diatomite	argile	alluvions récentes sur sédiments lacustres	atlas des ressources du sous-sol du 63
07172X4002	Pb	filon	galène	quartz, barytine, argile	granite-granodiorite	archives service des Mines, Clermont-Fd
07172X4003	diatomite	stratiforme	diatomite	argile	colluvions granitiques sur lambeau oligocène ?	atlas des ressources du sous-sol du 63
07173X4001	Ba	champ filonien	barytine	barytine	granite-granodiorite de Courmols	archives dépt 63
07173X4002	Pb	filon	galène		granite de Theix + leucogranite	archives dépt 63
07173X4003	lignite	stratiforme	lignite	argile	marno-calcaires oligocènes, Limagne	A. Lauby (1910)
07173X4004	Au	inconnu	or ; platine ?		granite ?	archives service des Mines, Clermont-Fd
07173X4005	Pb	filon	galène		granite-granodiorite de Courmols	archives service des Mines, Clermont-Fd
07173X4006	<b>diatomite</b>	stratiforme	diatomite	argile	marno-calcaires oligocènes, Limagne	atlas des ressources du sous-sol du 63
07173X4007	lignite	stratiforme	lignite		marno-calcaires oligocènes, Limagne	A. Lauby (1910)
07174X4001	<b>gypse</b>	stratiforme	gypse	calcaire	schistes papyracés, marnes,	cartes géol. 1/80 000, éditions 1-4
07174X4002	<b>bitume</b>	stratiforme	bitume, pyrite	calcaire, marne	calcaires dolomitiques, Rupélien	archives dépt 63
07175X4001	olivine	disséminé	péridot	basalte (exploité)	coulée de basalte miocène	archives Auvergne-Velay
07175X4002	diatomite	stratiforme	diatomite	argile, cinérite	cinérites quaternaires du lac Chambon	A. Lauby (1910)
07175X4003	diatomite	stratiforme	diatomite	argile, cinérite	cinérites quaternaires du lac Chambon	A. Lauby (1910)
07175X4004	<b>Ba, Pb</b>	champ filonien	galène, barytine	quartz, barytine, argile	granite orienté de Chambon	archives service des Mines, Clermont-Fd
07176X4001	As	inconnu	orpiment	granite	granite de St-Nectaire	carte des gîtes minéraux à 1/320 000
07177X4001	lignite	stratiforme	lignite	argile	marno-calcaire de la Limagne	A. Lauby (1910)
07177X4002	Fe	stratiforme	oxyde de fer	grès, marne	placage d'Oligocène sur granite	archives officielles
07178X4001	Fe	stratiforme	oxyde de fer	grès, marne	Oligocène de la Limagne	archives officielles
07178X4002	diatomite	stratiforme	diatomite	argile, cinérite	dépôt d'avalanche de débris	A. Lauby (1910)
07178X4003	lignite	stratiforme	lignite	argile, cinérite	dépôt d'avalanche de débris	A. Lauby (1910)

Tableau A2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Veyre-Monton

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

