

Modélisation de la topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys : Implications hydrogéologiques pour les bassins versants de la Veyre et de Côme

Cyril Aumar

▶ **To cite this version:**

Cyril Aumar. Modélisation de la topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys : Implications hydrogéologiques pour les bassins versants de la Veyre et de Côme. Sciences de la Terre. Université Clermont Auvergne, 2022. Français. ⟨NNT : 2022UCFAC011⟩. ⟨tel-03858958⟩

HAL Id: tel-03858958

https://theses.hal.science/tel-03858958v1

Submitted on 18 Nov 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

UNIVERSITE CLERMONT-AUVERGNE

Collegium des Sciences Fondamentales

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Terre Solide : géodynamique des enveloppes supérieures / paléobiologie

par

Cyril AUMAR

Titulaire du Master Sciences de la Terre, des Planètes et de l'Environnement

Spécialité Magmas et Volcans

Modélisation de la topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys

Implications hydrogéologiques pour les bassins versants de la Veyre et de Côme

Soutenue publiquement le 04 février 2022 devant un jury composé de :

Hélène Celle	Chrono-Environnement, UBFC	Rapporteure
Damien Jougnot	METIS, Sorbonne Université	Rapporteur
Stéphane Houssier	DT, Syndicat Mixte Sioule et Morge	Examinateur
Christelle Marlin	GEOPS, Université Paris Saclay	Examinatrice
Benjamin Van Wyk de Vries	LMV, Université Clermont Auvergne	Examinateur
Olivier Merle	LMV, Université Clermont Auvergne	Directeur de thèse
Philippe Labazuy	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse

UNIVERSITE CLERMONT-AUVERGNE

Collegium des Sciences Fondamentales

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Terre Solide : géodynamique des enveloppes supérieures / paléobiologie

par

Cyril AUMAR

Titulaire du Master Sciences de la Terre, des Planètes et de l'Environnement

Spécialité Magmas et Volcans

Modélisation de la topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys

Implications hydrogéologiques pour les bassins versant de la Veyre et de Côme

Soutenue publiquement le 04 février 2022 devant un jury composé de :

Hélène Celle	Chrono-Environnement, UBFC	Rapporteure
Damien Jougnot	METIS, Sorbonne Université	Rapporteur
Stéphane Houssier	DT, Syndicat Mixte Sioule et Morge	Examinateur
Christelle Marlin	GEOPS, Université Paris Saclay	Examinatrice
Benjamin Van Wyk de Vries	LMV, Université Clermont Auvergne	Examinateur
Olivier Merle	LMV, Université Clermont Auvergne	Directeur de thèse
Philippe Labazuy	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse

Remerciements

C’est finalement les derniers mots à écrire de cette thèse mais peut-être les plus compliqués parce qu’ils signent la fin de l’aventure « thèse ». Je voudrais remercier les étudiants, thésards, chercheurs, géologues, hydrogéologues ou curieux qui vont ouvrir ce manuscrit et qui vont y trouver, je l’espère, ce qu’ils sont venus y chercher.

Merci à l’ensemble des membres du jury d’avoir accepté de lire et évaluer ce travail de thèse. Vous avez grandement participé à l’amélioration de ce travail et aux réflexions qui sont encore les miennes au moment d’écrire ces lignes.

Je tiens à remercier tout particulièrement mes deux directeurs de thèse, **Olivier** et **Philippe**. Merci à toi **Olivier** qui me supporte depuis maintenant 2017 et mon stage de M1. Tu m’as vu évoluer depuis mes débuts, sans toi et tes petites règles de grammaire au début de ma thèse je serai resté une catastrophe en orthographe. Je pense que ce sont tes récits de terrain de thèse qui m’ont donné envie de faire une thèse tournée vers le terrain. Ta retraite bretonne approche, elle sera plus qu’active je n’en doute pas. Merci à toi **Philippe** pour avoir accepté que je sois le doctorant sur le projet CAPRICE, pour m’avoir initié à la géophysique et pour les nombreux moments de discussions autour de la Chaîne des Puys, du sport ou des champignons. Nul doute que nous nous recroiserons dans le futur pour peut-être (re)-travailler ensemble, qui sait.

Viennent ensuite les personnes qui n’avaient pas de statut officiel dans cette thèse mais qui ont grandement participé à son bon déroulement. **Solène**, tu resteras comme ma première « associée ». Je voudrais te remercier pour les différentes relectures que tu as pu faire de ce travail, pour les discussions qu’on a pu avoir sur l’ERT et sur tout le reste. Je suis persuadé qu’on se recroisera professionnellement un jour, reste à savoir dans quel contexte. Merci à mon encadrant officieux, **Charley**. Nos discussions sur le Massif Central et l’hydrogéologie en générale m’ont grandement aidé pendant toute cette thèse. Je te remercie également pour les corrections que tu as pu faire sur ce manuscrit et les rencontres que tu m’as permis de faire grâce à ton « réseau ». Je dois dire que tu m’as donné le gout du terrain à l’ancienne, « en balade » comme tu aimes le dire. Il me tarde de gouter ces vendanges tardives cantaliennes !

Je voudrais remercier les géophysiciens du laboratoire, **Franck** et **Thierry** pour leur présence essentielle et systématique sur les missions. **Lydie**, ta bonne humeur peut rendre une mission bien pourrie plutôt joyeuse. Tu es et resteras une machine de guerre à mes yeux mais aussi une bonne cuisinière (faut le dire, sans toi on crève la dalle en mission).

Dans la ligné des gens qui ont participé aux missions géophysiques, je voudrais remercier tout particulièrement **Nico**, **Jean-Luc** et **Erwan** qui ont souvent été de la partie et avec qui j'ai quand même pas mal discuté dans les couloirs.

Sans vous tout aurai été plus compliqué. **Nathalie Elaydi,** merci pour tout ce que tu as fait pour moi au niveau administratif, entre les ordres de mission mal remplis et les nombreux retours de mission j'ai dû te donner du boulot… Merci également à **Audrey Chazal** et **Gilles Schweiger**, on s'est senti comme chez nous au laboratoire et c'est un peu grâce à vous.

A toutes les personnes du laboratoire qui m'ont aidé ou avec qui j'ai simplement discuté, **Christian Nicollet**, **Sylvaine Jouhanelle**, **Oryaëlle Chevrel**, **Martin Guitreau**, **Etienne Médard**, **Nicolas Olivier**, **Pierre Boivin**, **Catherine Deniel**, **Emilie Bruand** et **Julien Monteux** qui m'a souvent amené à participer à des évènements de vulgarisation scientifique, merci à tous.

Une mention spéciale pour **Valérie** qui m'a lancé dans ce monde de la recherche avec Olivier. Tu garderas une place particulière pour moi humainement et professionnellement, cette thèse c'est en partie aussi grâce à toi (je n'ai toujours pas goutté ta cuisine, peut-être au détour d'un voyage dans les Bauges).

Dans le cadre du projet CAPRICE, nous avons eu la chance de travailler ensemble. **Véronique Lavastre** et **Marie-Christine Gerbe**, merci pour les journées de terrain que nous avons passé à faire des prélèvements, j'ai pris beaucoup de plaisir à vous accompagner pendant ma thèse. **Frédéric Paran**, **Didier Graillot**, **Hervé Chapuis** et **Yvan Pascoletti** merci pour m'avoir initié aux mesures hydrologiques et pour les moments qu'on a passé à parcourir le bassin versant de la Veyre. J'espere que nos collaborations dans le cadre du projet CAPRICE seront productives et qu'on restera en contact par la suite.

J'ai aussi pu rencontrer beaucoup de personne en dehors du cadre académique. Merci à **Lucile Mazeau** (SAGE Allier aval) et **Céline Boisson** (SAGE Sioule) pour votre investissement dans l'accompagnement du projet CAPRICE auprès des gestionnaires. Merci à **Stéphane Houssier** et à toutes les équipes du syndicat Sioule et Morge pour les échanges de données et pour nous avoir permis de visiter vos installations. De la même manière, je voudrais remercier **Aurélien Mathevon** (SMVVA) et **Christophe Lansigu** avec qui j'ai pu découvrir le bassin versant de la Veyre.

Viens l'étape clé de parler des collègues de thèse...

Je remercie en premier mes deux compères, **Quentin** et **Rémy**. On s'est suivi de la deuxième année de licence jusqu'à la thèse. On a passé beaucoup de temps tous les trois du bureau aux randonnées en passant par le terrain et les McDo. On était que trois mais ça suffisait pour faire une promo soudée. On est tous les trois différents mais on a toujours bien rigolé.

Quentin merci pour les discussions qu'on a pu avoir sur nos sujets respectifs et pour la découverte de certains mets français et japonais pas toujours appréciables. J'espère que ton expérience japonaise va bien se passer et que tu feras la carrière que tu mérites de faire. On se reverra à ton retour !

Rémy on a pas discuté énormément de nos sujets, il faut dire qu'ils sont un peu opposés quand même… même si j'ai pu voir que tu avais toi aussi un amour singulier pour l'eau (en carafe). Merci pour les fous rires dans le bureau et en dehors, merci pour la recette des coquillettes-ketchup, merci de m'avoir initié à l'Isautier. J'espère qu'on réussira à se revoir, on déménage tous les deux dans des villes avec un TGV ça devrait être possible ! Ciao mon pote !

Difficile de dissocier notre fin de doctorat de **Roxane**, **Kenkin** et mon **Lulu**.

Roxane merci pour ton engagement (tu as la ref ?), tu es un peu la mère Theresa de l'étage, toujours là pour proposer un BN. Mais tu es également la Elise Lucet du dossier et de l'embrouille. Toujours un téléphone à la main pour immortaliser des moments beaucoup trop gênants… **Kenkin**, ma haine pour les Aveyronnais n'était pas contre toi, c'est de la géopolitique n'y voit rien de personnel. Merci pour ton soutien au moment de l'écriture et notamment du ravitaillement du samedi après-midi. Mon **Lulu**, « bébou », notre histoire d'amour aura été intense… je ne sais comment te remercier, saches que je ne te hais point. Merci à vous trois pour les bons moments qu'on a passé tous ensemble.

Merci à mes petits potes à la compote du bureau d'à côté, (Guy) **George**, **Paul** alias « Noonoo » et **Freddy** pour les moments qu'on a partagé autour d'un repas ou d'une petite bière et à tous les autres doctorants du laboratoire que j'ai pu côtoyer. Merci aux petits M2, **Romain, Kélian** et **Thomas.** Vous avez été mes premiers stagiaires en M1, j'espere ne pas vous avoir traumatisé. Merci aux « anciens » avec qui j'ai passé des très bons moments, **Valentin** qui a été mon coéquipier (XV de Science à jamais), mon enseignant, mon collègue mais aussi **Valentin**, **Stefano**, **Simon**, **Damien**, **Alexis, Paul, Baraa, Jean-Marie, Luka.**

Et enfin, merci à ma bande de pote du « Cantal » comme les gens de Clermont aiment vous appeler, **Guillaume, Rémi, Victor, Laurie, Raphael, Romuald, Etienne, Anthony, Henri**. Merci d'avoir été là pour me faire passer des weekends toujours plus studieux. Heureusement que vous avez tous aménagé à Clermont quand je pars, j'aurai raté mes études.

Merci également à **Karine** et **Yannick, Mélanie** et **Guillaume, Hanane** et **Claire** (et toute votre bande), **Chloé** et **Fanny**, **Emeric** et **Manon** et à tous les copains du RCSF.

Une petite pensée au moment d'écrire ces lignes à mon professeur de SVT de Terminale, **Guillaume.** On a été tes premiers éleves, du coup je suis le premier docteur à avoir été ton éleve non ?

Merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu dans mes choix même si le choix de faire de la géologie ne vous a pas forcement convaincu au départ. Je crois que je tiens l'attachement que j'ai avec la nature de vous deux et de votre profession. Vous m'avez inculqué les valeurs de travail et d'abnégation qui sont les vôtres et je crois que c'est grâce à ça que j'en suis là aujourd'hui. Je peux associer mes beaux-parents à ces remerciements qui finalement m'ont vu grandir depuis 10 ans et qui eux aussi ont leur part dans cette réussite. Depuis 10 ans je dois supporter **Hélène** ou elle doit me supporter on ne sait plus trop. Toujours étant que toi aussi tu as joué un rôle dans cette aventure.

Enfin je ne pouvais que conclure ces remerciements par la personne sans qui tout ça n'aurai pas été possible. **Pauline**, sans toi je n'aurai jamais réalisé le quart de ce que j'ai fait dans ma vie. Tu as constamment été là dans les bons moments comme dans les plus durs. Tu as toujours su m'accompagner, m'aider et au contraire me secouer quand j'en avais besoin. Tu es la seule personne en dehors de mon « travail » à être venu plusieurs fois avec moi sur le terrain pour comme tu le disais « voir ce que tu fais vraiment ». Saches que comme toi pour moi, je serais toujours là pour toi. J'espère que la suite de l'aventure « recherche » va nous permettre de nous épanouir et de vivre la vie qu'on veut. Petite dédicace à notre chat ou fille on ne sait plus trop, **Babouche** qui elle aussi a joué un rôle dans toute cette histoire.

Résumé :

La Chaîne des Puys constitue un alignement de plus de 80 édifices volcaniques (-100 à 8,6 ka), situés dans le Massif Central Français. Cette province volcanique est considérée depuis toujours comme un réservoir d'eau potable exceptionnel tant au niveau de sa quantité que de sa qualité. Le réchauffement climatique et la pression anthropique toujours plus importante sur les masses d'eau destinées à l'AEP (Alimentation en Eau Potable) rendent nécessaire l'amélioration des connaissances sur la géométrie et la dynamique des aquifères.

Dans le cas de l'hydrosystème de la Chaîne des Puys, l'eau transite à travers les édifices volcaniques et leurs coulées de lave du fait de leur forte perméabilité. Les formations volcaniques reposent directement sur le socle cristallin varisque du plateau des Dômes. Les produits volcaniques ont comblé des paléovallées creusées dans le socle cristallin considéré comme imperméable au regard du contraste de perméabilité qui existe entre les roches cristallines et les roches volcaniques. Les eaux s'accumulant à l'interface entre les formations volcaniques et le substratum s'écoulent selon cet ancien réseau hydrographique jusqu'aux émergences principales situées dans les parties distales des bassins versants.

La reconstitution de la topographie anté-volcanique du substratum est réalisée à partir d'une étude morpho-structurale du socle cristallin couplée à la méthode des Potentiels Spontanés (PS, très largement utilisée dans le contexte géologique de la Chaîne des Puys) et de la méthode ERT (Electrical Resistivity Tomography) La topographie anté-volcanique du substratum de la Chaîne des Puys permet de caractériser la géométrie des aquifères volcaniques mais également de réaliser le bilan de la ressource à l'échelle des bassins versants. La complémentarité d'une étude du comportement hydrogéologique des aquifères et de la géométrie des aquifères permet de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants de la Chaîne des Puys.

Mots clés : Chaîne des Puys, Hydrogéologie, Analyse morpho-structurale, Méthode des potentiels spontanés, Modélisation paléo-topographie.

Abstract:

The Chaîne des Puys is an alignment of more than 80 volcanic edifices (-100 to 8.6 ka), located in the French Massif Central. This volcanic province has always been considered as an exceptional reservoir of drinking water in terms of both quantity and quality. The ever-increasing of anthropic pressure on water resource intended for drinking water supply and global warming make it necessary to improve our knowledge of the geometry and dynamics of aquifers.

In the case of the Chaîne des Puys hydrosystem, the water flows down through the volcanic edifices and their lava flows due to their high permeability. The volcanic formations rest directly on the plateau des Dômes which is part of the Variscan crystalline basement of the French Massif Central. The volcanic products filled the paleovalleys digged in the crystalline basement, which is considered impermeable due to the permeability contrast between crystalline rocks and volcanic rocks. The water accumulated along the interface between the volcanic formations and the substratum drain off along the ancient hydrographic network to the main advent located in the distal parts of the catchment areas.

The reconstruction of the antevolcanic topography of the crystalline bedrock is based on a morpho-structural study of the basement coupled with Spontaneous Potential (SP) method, widely used in the geological context of the Chaîne des Puys and the Electrical Resistivity Tomoraphy. The antevolcanic topography of the bedrock of the Chaîne des Puys allows the characterisation of the geometry of the volcanic aquifers but also the assessment of the resource at the scale of the catchment areas. The combination of an hydrogeological behaviour study and the geometry of the aquifers makes it possible to propose a conceptual model of the hydrogeological functioning of any catchment areas in the Chaîne des Puys.

Key words: The Chaîne des Puys, hydrogeology, morpho-structural analysis, self-potentials method, paleo-topography modelization

Table des matières

Introduction générale..... 1

Chapitre I: Le plateau des Dômes et la Chaîne des Puys Contexte géologique et hydrogéologique ... 9

1. Le plateau des Dômes : une fenêtre sur l'orogenèse hercynienne 11

a. La géologie du Massif Central Français 11

i. Les roches hercyniennes du plateau des Dômes 13

b. Rift Ouest Européen et le Volcanisme du Massif central Français 15

i. Le Rift Ouest Européen à l'échelle du MCF 15

ii. Le ROE à l'échelle du plateau des Dômes 19

c. Evolution du relief du Massif central Français : 20

i. Le soulèvement dans le sud-est Massif central 21

ii. Le soulèvement dans le centre du Massif central 23

iii. Le soulèvement dans le nord du Massif central 24

iv. Conclusion 25

2. Le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys 26

a. La Chaîne des Puys : âge, pétrologie et géochimie 26

i. Présentation 26

ii. Naissance, stockage et différenciation des magmas de la Chaîne des Puys 28

b. Les structures associées au volcanisme de la Chaîne des Puys 31

i. Les cônes de scorie et les retombées 31

ii. Les coulées de laves 33

iii. Les Dômes et leur dépôts associés 36

c. Les données existantes sur l'empilement volcanique 39

i. Les données disponibles sur le secteur Côme-Mazaye 39

ii. Les données disponibles sur le secteur Argnat-Volvic 41

iii. Les données disponibles sur le secteur d'Aydat 43

3. Contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys 45

a. Les circulations d'eau souterraines dans la Chaîne des Puys : 45

b. Caractéristique hydrodynamique des aquifères de la Chaîne des Puys 47

c. Les bassins versants de la Chaîne des Puys : les bilans existants 51

Chapitre II: Comportement piézomètrique des aquifères de la Chaîne des Puys 55

1. Les données hydro-climatiques 57

a. Contexte hydro-climatique de la Chaîne des Puys 57

b. Quantification et spatialisation de la Pluie efficace annuelle 58

c. Analyse des données de pluviométrie ponctuelles entre 2010-2021 63

2. Analyse du comportement des aquifères volcaniques vis-à-vis de la pluviométrie 67

a. Le bassin versant de Volvic dans le nord de la Chaîne des Puys 69

b. Le bassin versant d'Aydat dans le sud de la Chaîne des Puys 72

c. Les bassins versants de Mazaye et de Côme à l'ouest de la Chaîne des Puys 74

d. Conclusions 76

3. Fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de Côme 77
4. Fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de la Veyre 82
a. Description du bassin versant de la Veyre et instrumentation 82
b. Fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Veyre 87
Chapitre III: Analyse morpho-structurale du plateau des Dômes 91
1. Structuration du soubassement de la Chaîne des Puys 93
a. Les grands traits géomorphologiques du plateau des Dômes 93
b. Identification des zones de failles du plateau des Dômes : 99
1. Linéaments et données disponibles 99
2. Etude in-situ de la fracturation 104
c. Analyse morpho-structurale du plateau des Dômes 109
i. Secteur Paugnat 109
ii. Secteur Orcines 111
iii. Secteur Aydat 113
iv. Secteur Olby 115
2. Evolution du relief du plateau des Dômes de l'Oligocène à l'actuel : 117
a. Analyse du réseau hydrographique du plateau des Dômes : 117
b. Le volcanisme mio-pliocène sur la marge orientale du plateau des Dômes 125
i. Les coulées Montagne Percées-Côtes de Clermont et de Malauzat 127
ii. Les coulées de Berzet, Charade et Saint-Genès 129
iii. La Montagne de la Serre et le plateau de Gergovie. 131
c. Structuration et évolution géomorphologique du plateau des Dômes 134
i. Evaluation de l'impact de la surrection sur du plateau des Dômes 134
3. Schéma structural de la Chaîne des Puys 140
Chapitre IV: Modéliser la topographie anté-volcanique: Apports des méthodes géophysiques 145
1. Imager l'interface socle-volcanisme : la méthode ERT 146
a. Historique et applications 146
b. Notions théoriques sur la méthode ERT 148
c. Acquisition, traitement et inversion des données 150
i. Les dispositifs expérimentaux : 150
ii. Matériel et déroulement d'une acquisition 153
iii. Jeux de données et filtrage 155
iv. Notions d'inversion des données et qualité des modèles 156
d. Résultats des campagnes de terrain 158
i. Présentation des campagnes d'acquisition et des jeux de données 158
ii. Le secteur Veyre amont 160
iii. Secteur Côme-Chaîne des Puys 166
2. Modéliser l'interface volcanisme-substratum : la méthode des potentiels spontanés 173
a. La méthode des potentiels spontanés : Sources et interprétations 174
i. Origines et variations des potentiels spontanés 174
ii. Les erreurs de mesure et perturbation du signal 180
iii. La méthode PS dans la Chaîne des Puys 184

b. Acquisition et traitement des données ... 187
i. Matériel et protocole de mesure ... 187
ii. Raccordement et base de données ... 190
iii. Création d'une carte des potentiels spontanés ... 198
c. Expliquer et exploiter les signaux PS ... 202
i. Relation PS et topographie : le gradient PS-altitude ... 202
ii. Corrélation entre les données de résistivité et les données PS ... 206
iii. Modélisation de la surface SPS : ... 212
Chapitre V: La topographie du substratum anté-volcanique : Modélisation et implications ... 223
1. Reconstitution de la topographie anté-volcanique du plateau des Dômes ... 225
a. Synthèse des données et méthodologie ... 225
i. Les travaux historiques ... 225
ii. Synthèse des données ... 229
iii. Modélisation des paléo-axes de drainage ... 234
b. Reconstitution de l'interface socle-volcanisme : méthodologies et résultats ... 237
i. Reconstitution hybride géophysique-géomorphologie ... 237
ii. Méthode géomorphologique de reconstitution ... 242
iii. Résultats et limites des méthodes ... 243
2. Le rôle de la topographie anté-volcanique dans la structuration des formations volcaniques ... 247
a. La topographie anté-volcanique et la position des édifices volcaniques ... 247
b. Structuration des formations volcaniques : cas de la partie ouest de la Chaîne des Puys. ... 249
i. Le cas du secteur de Peschadoires : ... 251
ii. Le cas des bassins versants de Chez Pierre et de Mazaye. ... 254
c. Structuration des formations volcaniques : cas de la partie sud de la Chaîne des Puys. ... 259
3. D'un modèle géologique à l'estimation de la ressource en eau de la Chaîne des Puys. ... 265
a. Caractérisation des bassins versants de la Chaîne des Puys ... 265
b. Débit de restitution annuel des bassins versants de la Chaîne des Puys ... 270
c. Stockage et renouvellement de la ressource dans les bassins versants. ... 273
Conclusion générale ... 275
L'apport de la structuration du plateau des dômes ... 277
L'apport des méthodes géophysiques (ERT et PS) ... 278
Modèle conceptuel du fonctionnement du bassin versant de Côme ... 280
Modèle conceptuel du fonctionnement du bassin versant de la Veyre ... 281
Fonctionnement différencié des bassins versants de la chaîne des Puys ... 283
Perspectives ... 285
L'approche géologique-géophysique ... 287
L'évolution du projet CAPRICE ... 288
La gestion de la « masse d'eau Chaîne des Puys » : ... 289
Références ... 291
Résumé ... 313

Introduction générale

La Chaîne des Puys est la manifestation volcanique la plus récente du Massif Central Français et de France métropolitaine. Edifié au Quaternaire, cet alignement de plus de 80 édifices volcaniques est une association de dômes, de maars, de cônes stromboliens et de leurs coulées de lave. Depuis le début du XXe siècle, la Chaîne des Puys est reconnue comme une ressource en eau d'importance en raison de sa quantité et de sa qualité (Glangeaud, 1913). Les nombreuses sources réparties sur 10 bassins versants hydrogéologiques sont exploitées par les syndicats intercommunaux pour l'alimentation en eau potable (AEP) de plusieurs dizaines de milliers d'utilisateurs. L'augmentation des besoins en eau en lien avec la croissance démographique, en parallèle de la diminution progressive de la pluviométrie associée aux changements climatiques, ont mené les gestionnaires à réaliser des études visant à quantifier la ressource disponible.

Les formations volcaniques de la Chaîne des Puys drainent les eaux de pluies et les acheminent vers l'axe des paléovallées que les coulées de lave ont emprunté. L'eau ainsi captée par les formations volcaniques réapparé au front des coulées de lave sous la forme devéritables émérgences. Les circulations d'eau souterraines prennent place à l'interface entre les formations volcaniques et le substratum cristallin, localement appelé plateau des Dômes. Elles sont donc directement dépendantes de la morphologie du substratum antévolcanique et de l'agencement des formations volcaniques.

Jusqu'au début des années 2010, l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys reposait sur la définition des bassins versants hydrogéologiques (Belkessa, 1977 ; CETE-BRGM, 2009) et la caractérisation des écoulements souterrains dans la zone non saturée (Joux, 2002 ; Josnin et al., 2007 ; Bertrand et al., 2010) à partir des données hydrogéologiques (piézométrie et débit), expérimentales et hydrogéochimiques. Le découpage des bassins versants hydrogéologiques est une donnée clé dans la gestion de la ressource à l'échelle de la Chaîne des Puys car elle permet d'estimer la quantité d'eau disponible (débit et stockage) à l'échelle d'un bassin versant. La caractérisation des écoulements souterrains, notamment dans la zone non saturée, amène des contraintes sur les chemins préférentiels des eaux en fonction des structures rencontrées (Bertrand et al., 2010 ; coulée de lave fracturée, coulée de lave massive, scories et brèches).

En 2013, Rouquet et al. (2012) ont réalisé une reconstruction géologique du bassin versant de Volvic (nord Chaîne des Puys) à partir de l'ensemble des données collectées depuis les débuts de l'exploitation de la ressource sur ce bassin versant (forages, modèles

géophysiques, cartes géologiques). Novatrice dans la Chaîne des Puys, la modélisation géologique 2D et 3D a déjà été utilisée en domaine karstique (Guérin et al., 2009 ;Valois et al., 2009 ; Chalikakis et al., 2011 ; Robert et al., 2011 ; Valois et al., 2011; Reninger et al., 2014 ; Bermejo et al., 2017) et volcanique (Ozouville et al., 2008 ; Lachassagne et al., 2014 ; Vittecoq et al.,2019 ; Dumont et al., 2021) validant ainsi l'utilisation d'une approche géologique (comprenant des données géophysiques) pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique des aquifères ainsi que leur géométrie (Figure Intro.1).

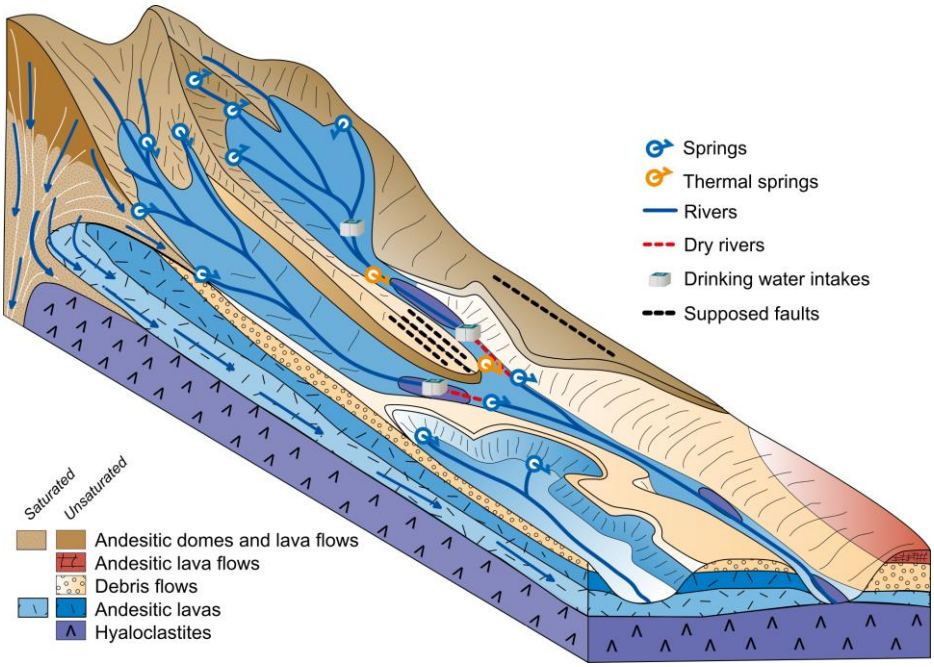


Figure Intro.1 : Modèle géologique et hydrogéologique conceptuel d'un complexe andésitique en contexte de zone de subduction à l'échelle d'un bassin versant, d'après Vittecoq et al. (2019).

Dans le contexte de la Chaîne des Puys, la structuration du substratum antévolcanique est le paramètre qui va contrôler la géométrie des aquifères volcaniques et l'agencement des formations volcaniques récentes. De ce fait, l'objet principal de cette thèse est de reconstruire la topographie anté-volcanique à partir d'une approche pluridisciplinaire : géophysique, géomorphologique et structurale.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet CAPRICE (Approche Pluridisciplinaire pour la Caractérisation des Aquifères de la Chaîne des Puys, 2018-2021), financé par le FEDER Auvergne (Fonds Européens de Développement Régional), l'UCA (Université Clermont Auvergne) et l'AELB (Agence de l'Eau Loire Bretagne) et supervisé par les SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion de l'Eau) Sioule et Allier aval. Le principal objectif de ce projet est d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys par le biais de trois approches parallèles : géologie/géophysique, hydrogéochimie et hydrologie.

Les approches hydrogéochimiques et hydrologiques sont menées par l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne et par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. L'ensemble des résultats acquis par les différentes approches du projet CAPRICE vont servir de base pour appréhender le fonctionnement hydrogéologique des bassins versants de la Chaîne des Puys. A partir de ces nouvelles données et du retour d'expérience du projet, des préconisations pour la gestion de l'eau pourront être données aux gestionnaires de la ressource à l'échelle de chaque bassins versants.

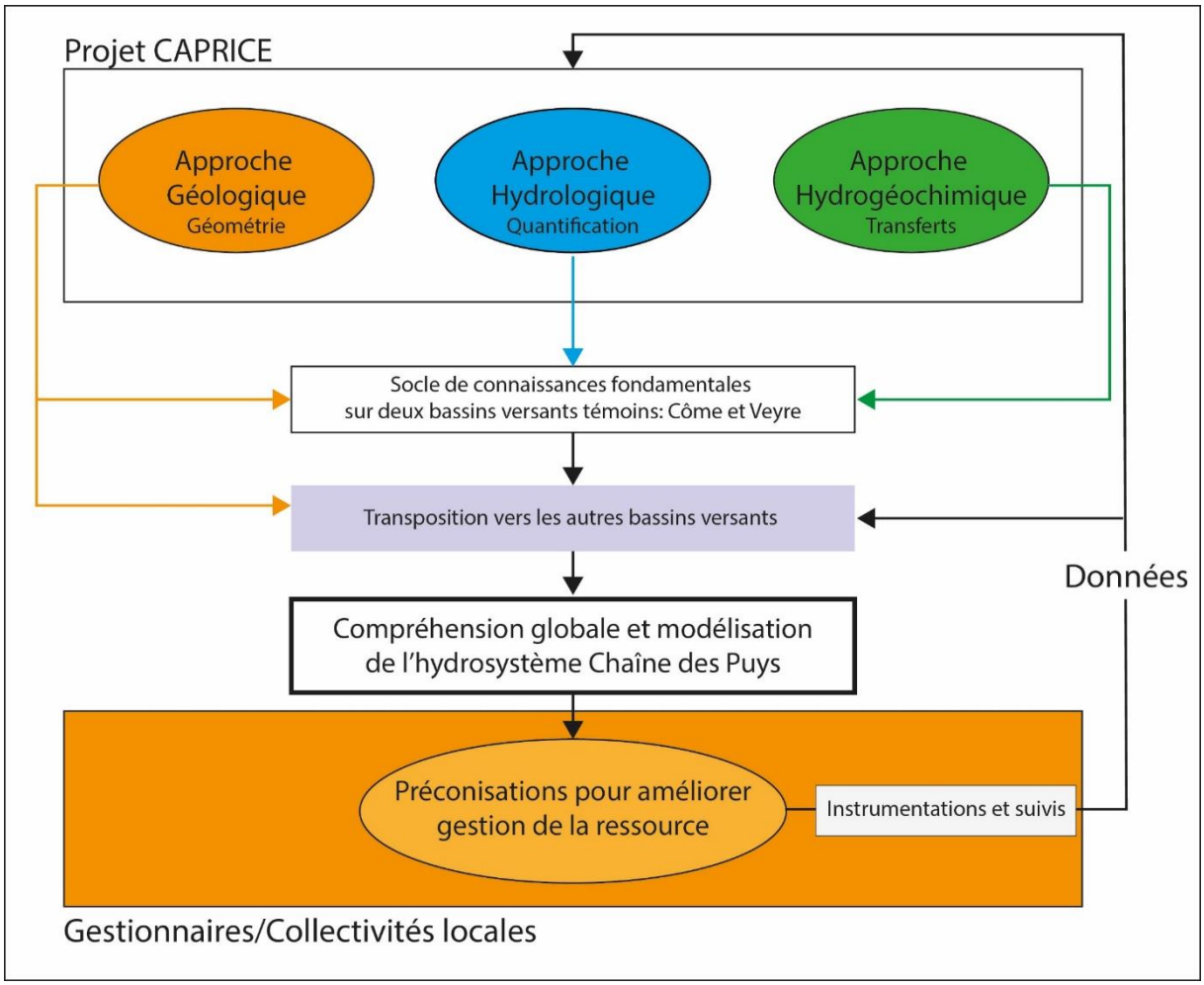


Figure Intro.2 : Schéma de fonctionnement du projet CAPRICE avec les différentes interractions entre recherches et gestionnaires de la ressource.

Dans le cadre de ce projet, les bassins versants de la Veyre (sud-est Chaîne des Puys) et de Côme (nord-ouest) ont été choisis comme bassin versant témoin. Ils sont ainsi les deux objets études principaux du projet CAPRICE avant que l'ensemble des connaissances acquises sur ces deux bassins versants ne soit transposé aux autres bassins versants de la Chaîne des Puys. Des suivis hydrogéochimiques, des investigations géophysiques (Veyre et Côme) ainsi que des mesures hydrologiques (Veyre) ont été réalisés afin de caractériser ces deux bassins versants.

Dans le projet CAPRICE, ce travail de thèse est central : il est inclus dans le volet géologie-géophysique dont l'objectif est de définir la géométrie des aquifères de la Chaîne des Puys à partir des méthodes géophysiques, des investigations de terrains et de données préexistantes. Mais il a également permis de coordonnées et d'accompagner les différentes missions de terrain des autres volets du projet en apportant la connaissance du terrain et du fonctionnement hydrogéologique globale de la Chaîne des Puys. Il a également pour finalité de servir de relais dans le croisement des approches afin de proposer un modèle hydrogéologique des deux bassins versants témoins.

Afin de modéliser la topographie antévolcanique de la Chaîne des Puys et de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de certains bassins versants de la Chaîne des Puys, ce travail de thèse s'articule autour de trois thématiques :

- Une description du fonctionnement hydrogéologique de quelques aquifères de la Chaîne des Puys à partir des données météorologiques, hydrologiques et hydrogéologiques disponibles dans la bibliographie et acquises au cours de cette étude.
- Une analyse structurale du plateau des Dômes dont le but est de préciser les réseaux de failles existants et leur rôle dans la structuration et la morphologie actuelle du substratum de la Chaîne des Puys.
- Une étude géophysique basée sur les méthodes des potentiels spontanés et de la tomographie de résistivité électrique (ERT) afin d'imager le contact entre le socle cristallin et les formations volcaniques quaternaires

La finalité de ce travail de thèse est de proposer un modèle de la topographie antévolcanique de la Chaîne des Puys à partir du croisement des différentes données, qualitatives et quantitatives, acquises ou disponibles. A partir de cette topographie antévolcanique, des implications géologiques (structuration des formations volcaniques) et hydrogéologiques (définition des bassins versants hydrogéologiques à partir d'une méthode directe) sont discutées.

En conclusion, les résultats obtenus et les données provenant de la bibliographie permettent de créer deux modèles conceptuels du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants orientales et occidentales de la Chaîne des Puys. Les résultats de cette thèse et du projet CAPRICE en général vont ouvrir sur des perspectives en lien avec les moyens à mettre en œuvre pour améliorer la gestion de la ressource en eau dans la Chaîne des Puys.

Chapitre I: Le plateau des Dômes et la Chaîne des Puys Contexte géologique et hydrogéologique

1. Le plateau des Dômes : une fenêtre sur l'orogenèse hercynienne

Avant de discuter des caractéristiques morpho-tectoniques propres au plateau des Dômes, il est essentiel de rappeler les grandes lignes de l'histoire géodynamique du Massif central Français (MCF), depuis l'orogenèse varisque jusqu'aux dernières manifestations volcaniques quaternaires.

a. La géologie du Massif Central Français

Le Massif central Français fait partie, au même titre que le Massif armoricain, les Vosges, la Forêt Noire, la Bohème, les Ardennes ou la Galice, des reliques de la ceinture orogénique varisque dont la construction s'étale entre 550 Ma et 280 Ma (Faure et al., 2009 ; Schulmann et al., 2014 ; Lardeaux et al., 2014). Le MCF actuel appartient au domaine Moldanubien (Faure et al., 2009 ; Lardeaux et al., 2014), comme la Bohème et les massifs hercynien nord pyrénéens, qui constituent les reliques les plus déformées et les plus métamorphisées de la chaîne varisque.

. Au nord, le MCF est séparé de la microplaque Armorica, l'actuel Massif armoricain, par la suture éovarisque alors qu'au sud ses limites sont mal connues.

La caractéristique première du MCF est sa structuration en nappe durant la phase varisque matérialisée par le chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) sur l'Unité Inferieure des Gneiss (UIG), puis celui du complexe USG-UIG sur l'Unité Para-Autochtone.

- L'USG (Figure I.1) est une superposition de paragneiss et d'orthogneiss parfois migmatitiques dont les protolithes sont d'âge Ordovicien (Melleton et al., 2010 ; Chelle-Michou et al., 2015). La partie inférieure de l'USG se caractérise par la présence d'un Complexe leptino-amphibolitiques (CLA, Figure I.1), un ensemble de roches métamorphiques de HP (granulite) et de roches ultrabasiques datant probablement de la subduction éovarisque (Pin et Lancelot, 1982 ; Mercier et al., 1991 ; Lardeaux et al., 2014). L'USG affleure principalement sous forme de klippes dans le Limousin, le Gévaudan, le Haut-Allier et les Cévennes.
- L'UIG est constituée de paragneiss (méta-grès, méta-grauwackes et méta-conglomérats) et de micaschistes (métapélites) dont les protolithes sont d'âge Ediacarien à Cambrien (Duthou et al., 1984 ; Ledru et al., 2001 ; Chelle-Michou et al., 2015).

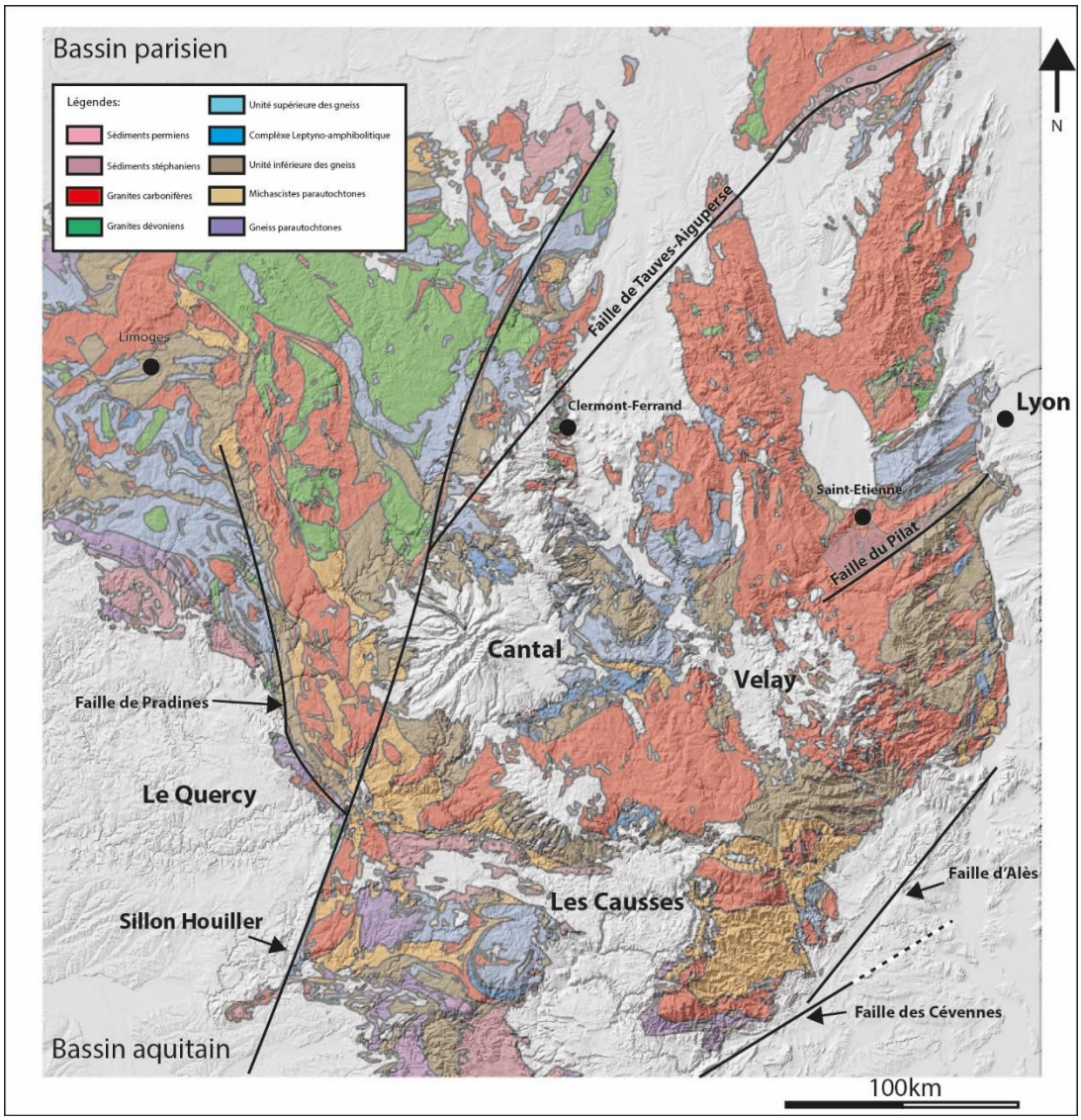


Figure I.1 : Carte géologique des formations associées à l'orogenèse varisque du MCF. Les zones blanches correspondent aux roches sédimentaires et volcaniques post-varisques (d'après l'homogénéisation des cartes géologiques vectorisées du BRGM).

- L'Unité Para-Autochtone (UPA, Figure I.1) se caractérise par l'abondance de micaschistes quartzo-feldspathiques et sériciteux et de quelques gneiss dont l'âge des protolithes vont de l'Ediacarien à l'Ordovicien. Les roches constitutives de l'UPA sont métamorphisées, au sud du MCF, dans des conditions allant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites alors qu'au nord du MCF elles ont plutôt subi un métamorphisme barrovien (Faure et al., 1999 ; Melleton et al., 2010). L'UPA est visible dans le Limousin à l'ouest du Sillon Houiller, dans la région de la Sioule ou dans les Cévennes.

L'ensemble de ces unités sont recoupées par des granites associés au gradient thermique important de la fin de la phase varisque et lors de la phase tardi-varisque.

La phase tardi-varisque correspond au démantèlement de la chaîne hercynienne dans un régime d'extension généralisée et de fusion partielle importante. Ce désépaississement est caractérisé par un métamorphisme de HT-BP allant jusqu'à l'anatexie à l'origine des provinces granitiques de la Margeride, des Cévennes et de l'Aigoual entre 330 Ma et 310 Ma (Talbot et al., 2005). L'amincissement crustal tardi-hercynien se fait par l'activation de failles normales ductiles à partir du Stéphanien et jusqu'au Permien comme la faille du Pilat (Malavielle et al. 1990) ou la faille de l'Espinouse (Brun and Van Den Driessche, 1994 ; Poilvet et al., 2011) créant les bassins sédimentaires stephano-permiens comme les bassins de Lodève ou de Saint-Etienne. Le fonctionnement de ces failles est synchrone de la forte anomalie thermique (300-290 Ma) à l'origine des dômes anatectiques du Velay et de la Montagne Noire (Malavielle et al. 1990 ; Brun and Van Den Driessche, 1994 ; Faure, 1999 ; Ledru et al., 2001 ; Faure et al., 2009 ; Faure et al., 2010 ; Couzinié et al., 2014 ; Couzinié et al., 2017). C'est au cours de cette dernière phase que le fonctionnement des grandes failles de décrochement, comme le Sillon Houiller, ont permis l'ouverture des bassins en pull-appart carbonifères

i. Les roches hercyniennes du plateau des Dômes

Le plateau des Dômes est une portion du bâti hercynien pénéplané après l'extension tardi-hercynienne (Figure I.2). A l'ouest de la Chaîne des Puys, le plateau des Dômes est constitué de gneiss, parfois migmatitiques appartenant à l'UIG. Dans le sud de la Chaîne des Puys, des diorites (dont la diorite d'Aydat) sont en contact avec des roches issues d'un complexe volcano-sédimentaire viséen. A l'est de la Chaîne des Puys et au nord, le plateau des Dômes est un assemblage de plutons granitiques (Tegyey, 1960) datant de la limite entre les phases varisque et tardi-varisque (granite de Royat-Enval, syéno-diorite d'Enval, diorite de Beaune, granite de Saint-Nectaire) mis en place dans des sédiments viséens métamorphisés dans le faciès des cornéennes (Jung, 1937). Les plutons granitiques sont également associés à des anatexites (anatexites d'Argnat-Durtol) sur la façade orientale du plateau des Dômes. Plusieurs systèmes filoniens, aplitiques (granite de Manson) ou quartzitiques (associés à des minéralisations comme à Pontgibaud ou à Royat) sont présents dans ces plutons granitiques et dans leur encaissant.

La majorité des failles connues sur le plateau des Dômes sont parallèles au Sillon-Houiller (N10-20E), limitant à l'ouest le plateau des Dômes, ou parallèle à la faille de Tauves-Aigueperse (N40-50E) qui traverse obliquement le plateau (Figure I.1). L'ensemble des contacts (anormaux et discordants) sont parallèles à ces discontinuités majeures.

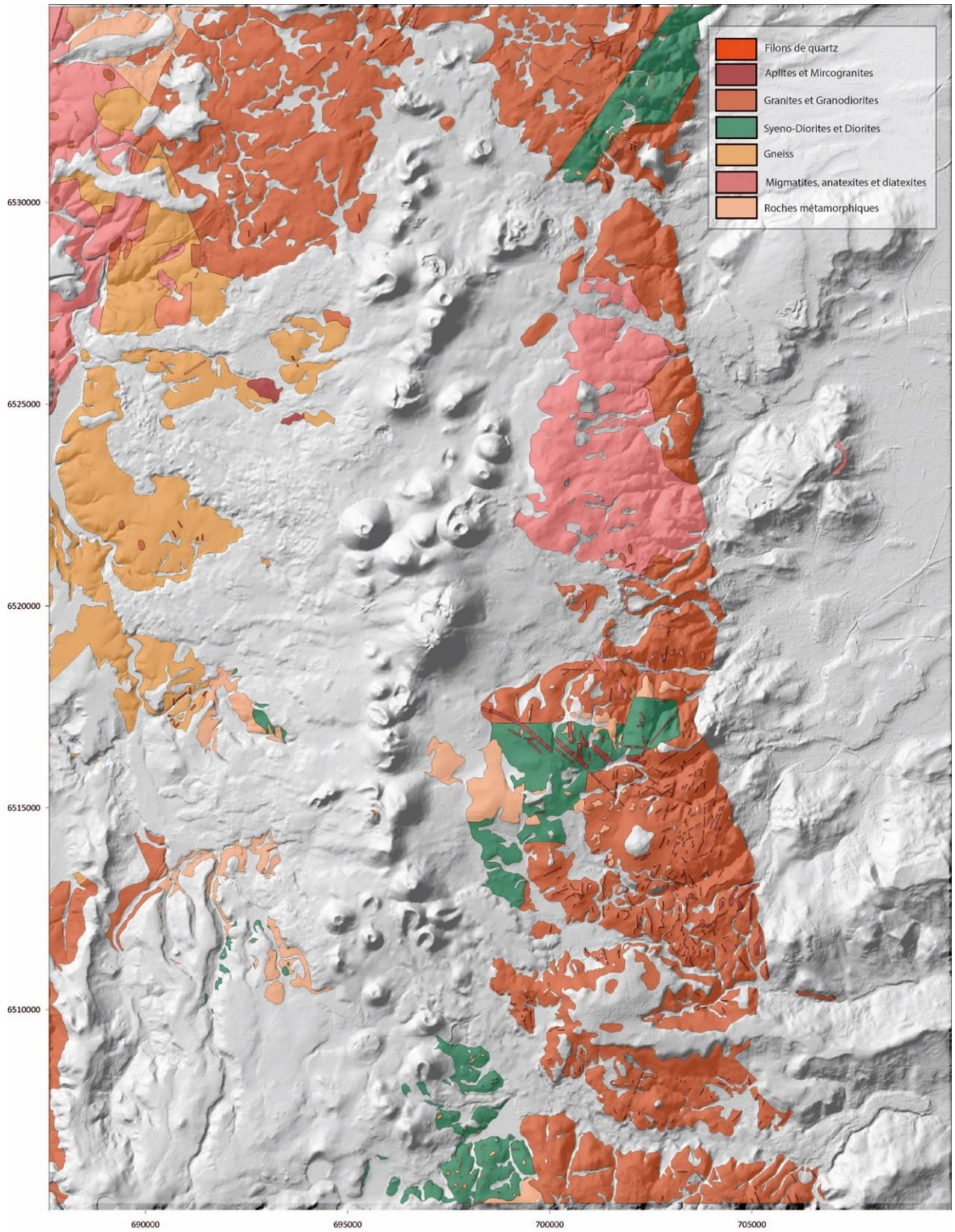


Figure I.2 : Carte géologique simplifiée du substratum du plateau des Dômes issue de la carte géologique vectorisée du Puy de Dôme au 1/50000^{e} du BRGM.

b. Rift Ouest Européen et le Volcanisme du Massif central Français

i. *Le Rift Ouest Européen à l'échelle du MCF*

Aucun dépôt sédimentaire n'est connu entre le Permien et le Lias, seules quelques formations détritiques permettent de dire que le MCF était probablement émergé jusqu'à la fin du Trias (Le Griel, 1988). Dès le Trias, à la suite de l'extension tardi-orogénique stefano-permienne, le MCF est considéré comme un plateau avec de faibles reliefs centraux et de vastes plaines bordières (Le Griel, 1988). Des dépôts liassiques et jurassiques ont formé les domaines sédimentaires des Causses et du Rouergue. Un couloir de dépôts jurassiques est également connu de la Bresse jusqu'au bassin de Roanne. Au Crétacé, d'importants volumes de sable se déposent dans les bassins sédimentaires parisien et aquitain montrant l'émersion du substratum à cette époque (Le Griel, 1988).

Cette érosion du socle hercynien s'accentue au Paléocène avec l'apparition de dépôts détritiques au niveau de la Montagne Noire et par la création de cônes alluviaux au nord de Montpellier (Le Griel, 1988). A l'Eocène, un remplissage détritique puis calcaire est observé dans le bassin de la Bresse et sporadiquement dans des zones de subsidence du MCF dans une moindre puissance (Michon, 2000). Cette subsidence permettant le dépôt de sédiments éocènes correspond au début du Rift Ouest Européen (ROE ; Merle et al., 1998).

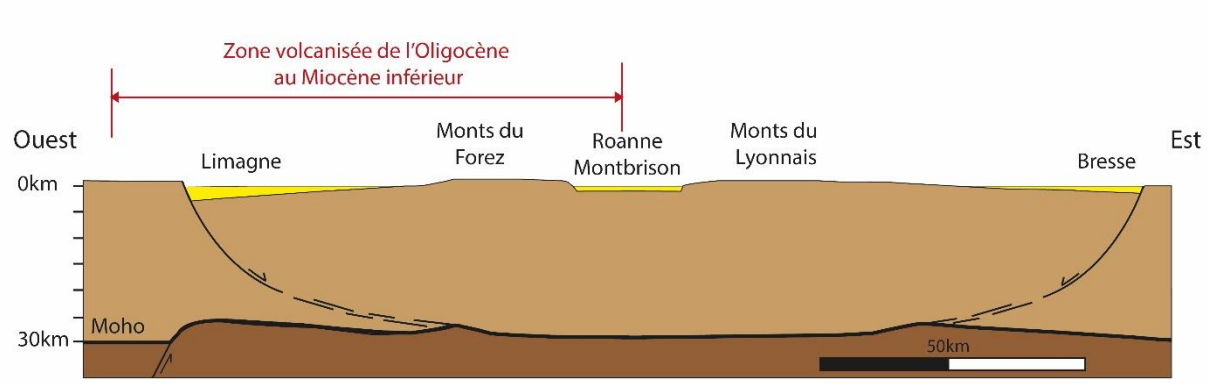


Figure I.3 : Coupe schématique du segment sud du ROE avec la succession des trois fossés d'effondrement principaux de La Limagne, de Roanne-Montbrison et de la Bresse (modifiée d'après Michon et Merle, 2001).

La vitesse de subsidence s'accélère à la transition Eocène-Oligocène permettant l'individualisation des fossés d'Olby, de la Sioule, de la Limagne, du Forez, d'Ambert, de Brioude, du Puy, de Saint-Flour, de Roanne et de la Bresse. Ces fossés d'effondrement se remplissent d'une séquence marno-calcaire du Priabonien (37Ma) jusqu'au Burdigalien (15Ma) avec un maximum de subsidence au Rupélien supérieur (28Ma). L'épaisseur des sédiments a atteint un maximum de 3000 m dans la fosse de Riom (fossé d'effondrement de la Limagne).

Cet ensemble de fossés forme le segment sud du Rift Ouest Européen (ROE) qui comprend trois segments avec le graben du Rhin et le graben de l'Eger (Brousse et Bellon, 1983). Ces provinces, qui présentent de fortes similitudes tant dans leur structuration en fossé d'effondrement que par la présence d'une activité volcanique, ont le même âge de formation. Les fossés d'effondrement de la Bresse, de Roanne-Montbrison et de la Limagne forment la structure principale de ce segment sud du ROE. Ils affichent une symétrie en miroir sur une coupe est-ouest (Figure I.3), avec deux demi-grabens latéraux, la Limagne à l'ouest et la Bresse à l'est, et un graben central de Roanne-Montbrison globalement symétrique (Figure I.3).

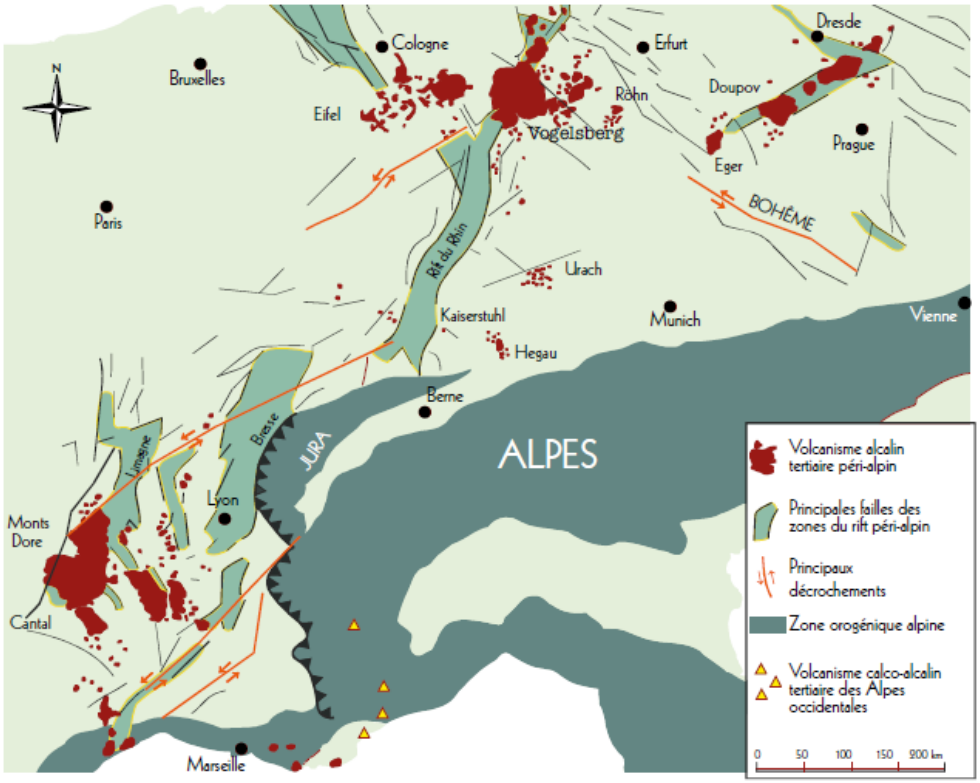


Figure I.4 : Carte du volcanisme associé à l'ouverture des rifts ouest européens (d'après Nehlig et al, 2001 et Boivin et al., 2017)

La création de ces fossés d'effondrement entre la fin de l'Eocène et le début du Miocène est synchrone des premières manifestations volcaniques dans le MCF (Figure I.4). Ces manifestations volcaniques se localisent entre le Sillon-Houiller à l'ouest et le fossé de Roanne-Montbrison à l'est et se divisent en trois épisodes d'activité distincts (Figure I.5) :

(1) Le volcanisme anté-rift (65-37 Ma) qui se résume à une très faible activité volcanique essentiellement localisée en Bourgogne et dans le secteur de Menat (nord Puy de Dôme) (Cantagrel et Boivin, 1978).

(2) Le volcanisme syn-rift (27-12Ma) localisé principalement dans le fossé de la Limagne, mais aussi dans les Monts du Livradois-Forez et la portion occidentale du fossé de Roanne –Montbrison.

(3) Le volcanisme post-rift (12Ma-actuel), Phase Majeure Volcanique (PVM) qui s'étale du Miocène moyen jusqu'au Quaternaire. Elle se déroule en deux périodes : une première période d'activité (12-5Ma) localisée au sud du MCF à l'origine des grandes provinces volcaniques comme le Cantal, l'Aubrac, le Cézallier, le Velay ou le Devès ; une seconde période (5Ma à l'actuel) généralisée à l'ensemble du MCF à l'origine des provinces volcaniques récentes du Bas Vivarais, du Mont-Dore/Sancy, de la Chaîne des Puys et de l'Escandorgue mais également d'un regain d'activité des provinces volcaniques préexistantes comme le Cantal (3 Ma), le Cézallier, le Velay et le Devès (1 Ma).

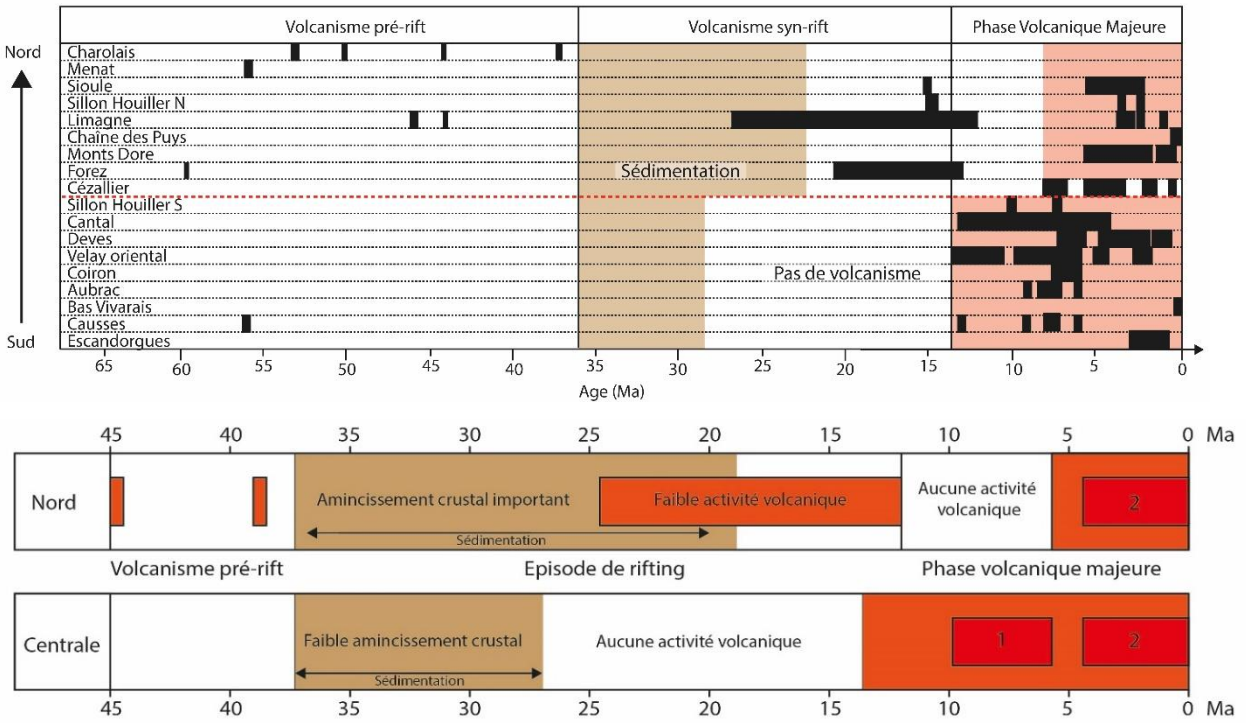


Figure I.5 : Distribution spatio-temporelle de l'activité volcanique et du rifting dans le nord et le centre du MCF. La limite (ligne rouge sur le tableau) entre ces deux zones se situe sur un axe Cézallier-Forez (modifiée d'après Michon et Merle, 2001).

L'origine du volcanisme dans le MCF a été, et reste encore, une source de débat. Les premières données géophysiques de Perrier et Ruegg (1973) montrent une remontée asthénosphérique sous le MCF qu'ils associent au régime extensif actuel de la lithosphère. Une succession d'études convergent vers la présence d'un point chaud sous le MCF (Froideveaux

et al., 1974 ; Chesworth, 1975) sous la forme d'un diapir asthénosphérique (Coisy et Nicolas, 1978 ; Brousse et Bellon 1983 ; Lucazeau et al., 1984 ; Brousse et Lefèvre, 1990) ou de plusieurs de petite taille (Nicolas et al., 1987). Cette théorie est remise en cause par les études géochimiques des laves des différents rifts ouest européens qui présentent une composition différente de celle des OIB (Ocean Island Basalt) habituellement associée à une activité de point chaud (Villemant et al., 1980 ; Wilson and Downes, 1991). Les études géophysiques réalisées autour des Alpes et la répartition des provinces volcaniques autour de l'arc alpin suggèrent que chaque manifestation volcanique est associée à un panache secondaire de petite taille (Granet et al., 1995 ; Sobolev et al., 1997 ; Lustrino and Wilson, 2007).

Merle et Michon (2001), en se basant sur les relations spatio-temporelles des événements volcaniques et sur des modèles analogiques (Merle et al., 1998 ; Michon and Merle 2001), ont proposé un modèle de rifting en deux étapes (passif et actif) associé à la formation de la chaîne alpine. Le plongement de la plaque eurasienne sous la plaque apulienne génère un régime d'extension, par la force de traction agissant à la base de la racine lithosphérique créant ainsi les fossés d'effondrement du ROE (Figure I.6).

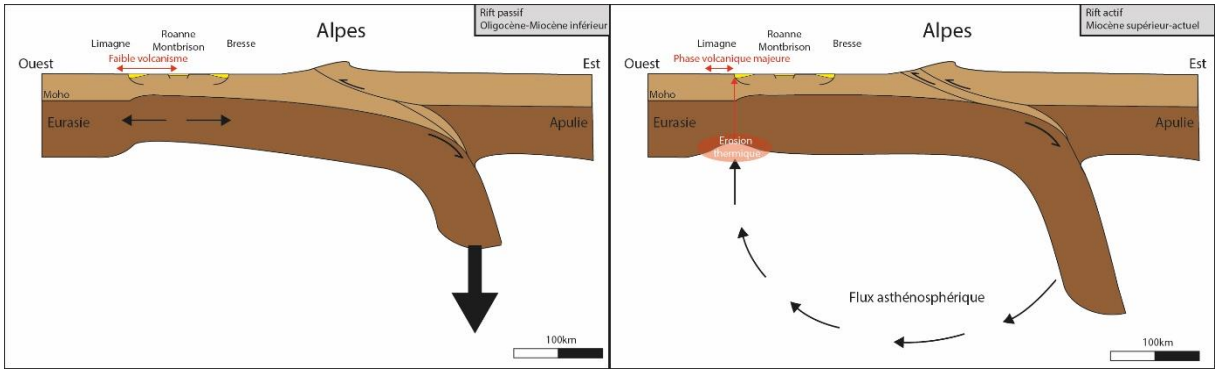


Figure I.6 : Evolution de la lithosphère continentale en amont de la subduction alpine : rifting passif (à gauche) qui précède le rifting actif (à droite) (modifiée d'après Merle et Michon, 2001).

L'enfoncement de la racine lithosphérique alpine dans l'asthénosphère provoque un mouvement asthénosphérique vers l'amont de la plaque plongeante. Ce flux asthénosphérique provoque dans un second temps l'érosion thermique de la lithosphère continentale, relativement peu amincie par le rifting passif, à l'origine de la phase de rifting actif dans le MCF (Merle et Michon, 2001). Cette phase de rifting actif (12-0Ma) s'exprime par un soulèvement généralisé du MCF et par la phase volcanique majeure (PVM) à l'origine des grandes provinces volcaniques (Michon et Merle, 2001) dont les dernières manifestations ont moins de 10 000 ans (Chaîne des Puys et Lac Pavin, Boivin et al., 2017).

ii. Le ROE à l'échelle du plateau des Dômes

Au même titre que les monts du Forez à l'est, le plateau des Dômes matérialise l'épaulement ouest du fossé de la Limagne (Figure I.7). Certaines structures subméridiennes héritées de l'orogenèse hercynienne ont été réactivées au début de l'extension Oligocène afin d'accommoder la subsidence, c'est ainsi que la faille bordière de Limagne a commencé à fonctionner. Cette zone de faille, orientée N170-0E et d'une largeur de 2 km, se suit sur une distance de 50km le long d'une succession d'accidents tectoniques orientés N170-0E et N10-20E. Elle marque encore aujourd'hui géographiquement et géologiquement parlant, la limite entre le plateau des Dômes (horst) et la plaine de la Limagne (graben).

A l'ouest du plateau des Dômes, le fossé d'Olby est une version réduite du fossé de Limagne. Ces limites sont mal connues notamment son extension vers le sud à cause du volcanisme montdorien. Ce fossé est bordé à l'ouest par la faille de Pontgibaud, une faille hercynienne subméridienne parallèle au Sillon Houiller qui a été réactivée en faille normale lors de l'extension Oligocène. La limite nord du fossé d'Olby est marquée par la faille de Tauves-Aigueperse qui correspond à une discontinuité d'échelle lithosphérique héritée de l'hercynien (Babuska et al., 2002) sans manifestation tectonique majeure en surface mais dont le tracé traverse le plateau des Dômes et la Limagne.

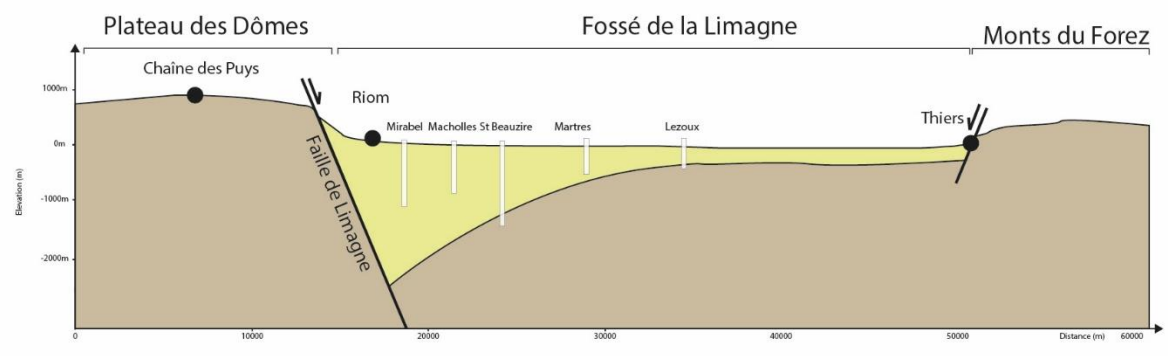


Figure I.7 : Coupe géologique du fossé d'effondrement de la Limagne à partir des données de forages (d'après Michon, 2000)

La Chaîne des Puys, qui s'est édifiée entre l'Holocène et le Quaternaire, repose directement sur le socle hercynien pénéplané sauf ses dépôts distaux qui reposent sur les sédiments tertiaires en Limagne ou dans le fossé d'Olby.

c. Evolution du relief du Massif central Français :

En parallèle de la PVM, Michon et Merle (2001) évoque un soulèvement généralisé du MCF déjà noté par de nombreux auteurs avant eux. Ces périodes de surrections ont modelé la géomorphologie actuelle du MCF, il est donc important de contraindre spatialement et chronologiquement leurs effets.

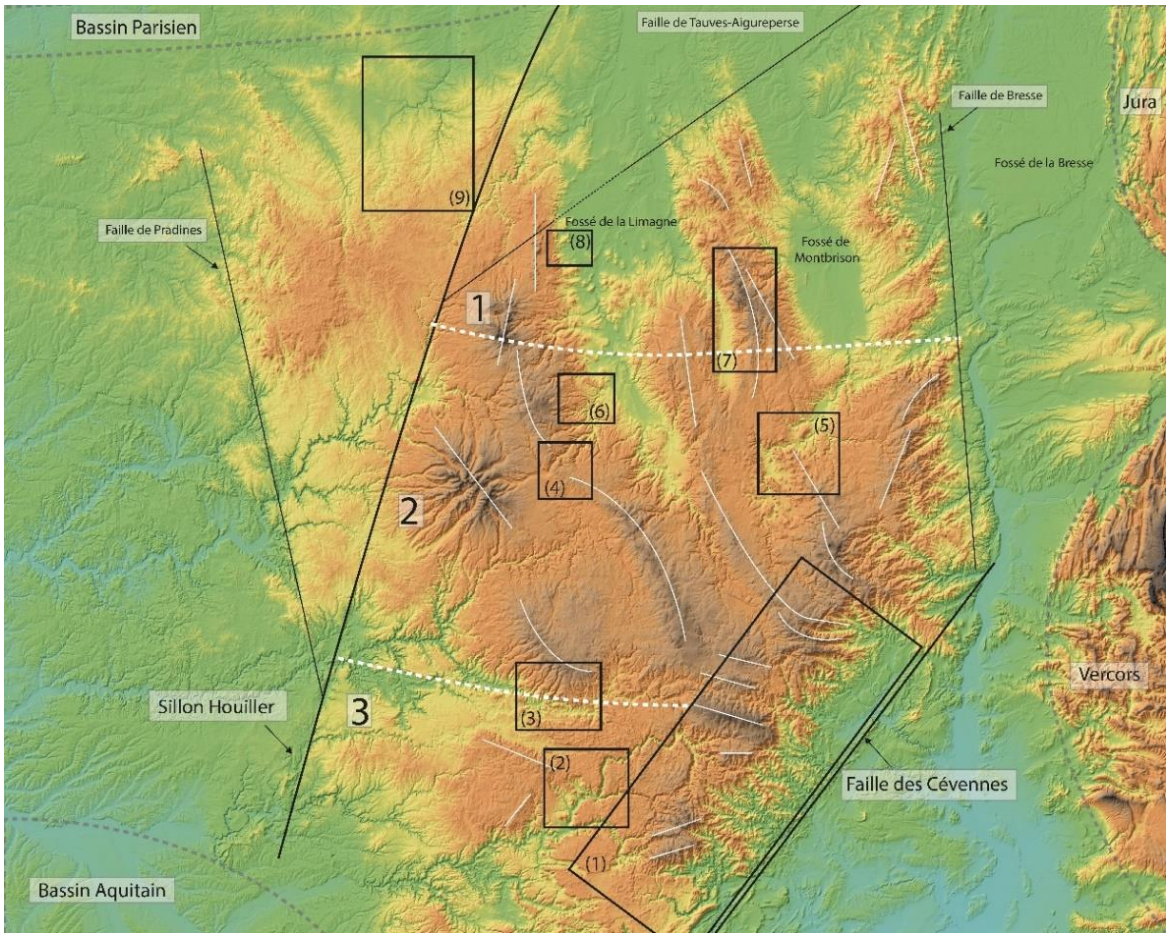


Figure I.8 : MNT colorisé du MCF avec la réparation des zones sud (3), central (2) et nord (1). L'orientation des massifs les plus élevés est reportée en blanc et les failles majeures sont en noir. Les zones rectangulaires numérotées correspondent aux zones d'études citées dans la suite de cette section. 1 : La bordure cévenole ; 2 : Les gorges du Tarn ; 3 : La vallée du Lot et de l'Aubrac ; 4 : La vallée de l'Alagnon ; 5 : Le Velay et la vallée de la Loire ; 6 : Le Cézallier oriental ; 7 : Le massif du Forez ; 8 : La Limagne clermontoise ; 9 : La vallée du Cher.

Le soulèvement du MCF est bien documenté dans sa partie sud, notamment le long de la faille des Cévennes, mais il n'est que sporadiquement évoqué dans les secteurs nord et central du MCF. Ces phases de soulèvement, associées à la phase de rifting actif, ne se sont pas exprimées de la même manière en tout point du MCF (Figure I.8). Les principaux arguments évoqués conjointement par l'ensemble des études sur le soulèvement du MCF sont l'encaissement important des vallées et les variations du taux d'érosion par fluctuation du

niveau de base. La surrection d'une région provoque des changements dans la dynamique des cours d'eau qui passe d'un état d'équilibre vers un état de déséquilibre. Afin de tendre vers un nouvel équilibre, les cours d'eau augmentent leur potentiel érosif ce qui permet une érosion accrue des reliefs néoformés. Lors d'une surrection rapide, l'incision des cours d'eau augmente et l'encaissement des vallées devient majeur.

i. Le soulèvement dans le sud-est Massif central

De nombreuses études sur le soulèvement du MCF ont été réalisées dans le quart sud-est du MCF, notamment autour des Cévennes et des grandes Causses. Ce secteur est marqué par le passage de la ligne de partage des eaux entre la Méditerranée et l'Atlantique mais aussi par la présence de vallées très encaissées (l'Arre, La Cèze, le Gardon, le Tarn ou la Jonte) dans les sédiments tertiaires des Causses et des Cévennes et dans le socle paléozoïque cévenols. La limite entre les contreforts du MCF et la plaine du Languedoc est matérialisée par le passage de la faille des Cévennes, de direction NE-SO, dont l'escarpement constitue une des zones les plus abruptes du MCF (Figure I.9). Les massifs paléozoïques cévenols et ardéchois atteignent les altitudes les plus élevées du MCF avec des zones qui culminent à plus de 1500 m comme au Mont-Lozère (1699 m) ou au Mont Aigoual (1567 m). La Figure I.8 montre l'altimétrie du MCF sur plusieurs profils NW-SE sans distinction entre les lithologies. D'après celle-ci, le MCF a une forme de plateau basculé vers le NW dont la limite sud est marquée la faille des Cévennes (Seranne et al., 2001).

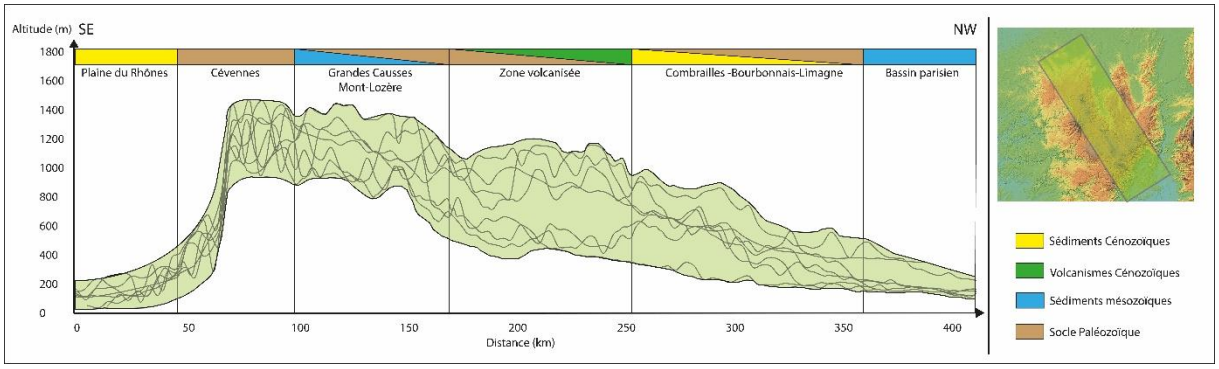


Figure I.9 : Profils topographiques sériés NW-SE du MCF extraits du MNT SRTM avec une résolution de 90m. L'emprise des profils est marquée en vert sur l'encart de droite. L'enveloppe verte correspond à l'espace dans lequel se répartissent les altimétries du MCF.

La faille des Cévennes est une structure héritée de l'orogenèse varisque impliquée dans tous les mouvements géodynamiques du sud-est de la France depuis cette époque. Au Jurassique, cette zone de faille appartenait à la marge continentale de la Téthys (Lemoine et al.,

1986 ; Bonijoly et al., 1996) puis elle a été réactivée en décrochement sénestre lors de la compression éocène pyrénéenne (Arthaud et Séguret, 1981, Sibuet et al., 2004). Elle a également joué un rôle lors de l'ouverture du Golfe du Lion comme limite entre la zone de subsidence, accommodée par la faille de Nîmes, et une zone de soulèvement (de l'épaulement du rift ouest-méditerranéen) qui constitue aujourd'hui la ligne de crête sud-est du MCF (Seranne et al, 1995 ; Seranne et al. 2001).

Ainsi, la faille des Cévennes a accommodé plusieurs évènements de soulèvements successifs, plus ou moins récents, mais d'origines différentes. Plusieurs études combinant thermo-chronologie, géochimie cosmogénique et géomorphologie quantitative le confirment (Olliveti et al., 2016 ; Malcles et al., 2020 ; Olliveti et al., 2020). Trois périodes de soulèvement ont été identifiées :

- Un premier soulèvement, estimé à 500m (Seranne et al. 2002), de l'Eocène au Miocène, consécutif à l'ouverture du Golfe du Lion (Seranne et al., 1995 ; Barbarand et al., 2001 ; Seranne et al., 2002 ; Olliveti et al., 2016 ; Olliveti et al., 2020).

- Un second soulèvement, lui aussi estimé à 500m, du Miocène au Pliocène, ou les deux événements géodynamiques locaux, le ROE et la formation du Golfe du Lion, ont probablement contribué conjointement (Seranne et al., 2001 ; Olliveti et al., 2016 ; Olliveti et al., 2020). Cette seconde phase est définie comme étant à l'origine de l'encaissement de la vallée du Tarn de plus de 300m (Ambert, 1994).

- Un troisième soulèvement de la fin du Pliocène à l'actuel qui fait débat. Ce soulèvement récent pourrait être plus limité (de l'ordre de 50 à 100m) que les deux précédents et correspondrait à la suite du soulèvement lié au ROE seul (Seranne et al., 2001). Une seconde hypothèse (Olliveti et al., 2016 ; Malcles et a., 2020) veut que ce soulèvement soit plus important que les soulèvements précédents et qu'il soit dû à un rebond isostatique consécutif à la subsidence créée par l'ouverture du Golfe du Lion.

Cette synthèse des études du soulèvement du sud-est du MCF montre clairement qu'un consensus n'existe pas sur les périodes et les amplitudes des soulèvements. Néanmoins, l'ensemble des auteurs s'accordent pour dire qu'il existe trois phases de surrection : une première datant de l'éocène, une seconde datant du Miocène moyen et une dernière Plio-quaternaire sans pour autant les rattacher à un évènement géodynamique unique.

ii. Le soulèvement dans le centre du Massif central

Le centre du MCF (Figure I.8) correspond à la portion sud de la zone fortement volcanisée lors de la PVM. Cette zone est circonscrite le long d'une bande allant du massif du Cantal à l'ouest au massif du Pilat à l'est. Sur ce secteur, les études sur le soulèvement du MCF ont suivi trois axes : l'encaissement des cours d'eau, la position des sédiments anté-rift et syn-rift et les paléo-surfaces fossilisées par le volcanisme. Etienne (1970, 1984) a été le premier à proposer un soulèvement du centre du MCF en observant les profils en long des cours d'eau dans la partie sud des monts du Forez. Il en a déduit deux étapes de soulèvement : la première du Miocène moyen au début du Pliocène avec un soulèvement de 300 m ; la seconde au Pliocène supérieur avec un maximum de soulèvement de 400 m. Avec l'amélioration des méthodes de datation des roches volcaniques dans les années 90, de nombreuse études ont permis de confirmer l'hypothèse d'Etienne (1970, 1984) mais dans d'autres massifs du centre du MCF.

Dans le Velay, l'encaissement de la vallée de la Loire montre un début de la surrection, aux alentours de 8 Ma (Defive, 1998 ; Larue, 2003) jusqu'à 6,8 Ma. Une succession de coulées de lave est ensuite venue combler la vallée ainsi creusée jusqu'à 2,7 Ma montrant l'absence de soulèvement pendant cette période (Defive, 1998). Depuis la mise en place de ces coulées, la surrection a repris et a initié le surcreusement de la vallée en découpant les coulées post-villafranchiennes du Devès.

Michon (2000), en couplant des données de terrain et les données de datation de Cantagrel et al. (1987) et Augendre (1997), a montré qu'une phase de soulèvement avait eu lieu avant la mise en place des coulées de Chadecol, Grenier Montgon et Autrac (5,5-4,6 Ma). Une seconde phase de soulèvement a provoqué la mise en inversion de relief de ces coulées de lave à partir de 3,5 Ma.

L'analyse de l'encaissement de l'Alagnon au niveau du contact entre la Margeride et le massif volcanique du Cézallier permet de mettre en évidence deux phases d'incision marquées. La première phase de soulèvement a débuté autour de 9-10 Ma et a induit un encaissement de l'Alagnon de plus de 200m. Les coulées du Puy de la Rode et du Mont-Journal ont comblé cette paléovallée et démontre une quasi-absence d'érosion entre 5,5 Ma et 2,7 Ma (de Goër et Etienne, 1991 ; Le Griel, 1992). L'inversion de ces reliefs et le (re)creusement de la vallée permettent d'estimer la surrection du massif de la Margeride au niveau du bloc de Rézentières de 350m (de Goër et Etienne, 1991). Augendre (1997) date cette seconde phase de surrection à 3,2 Ma quand de Goër et Etienne (1991) l'estiment plus récente aux alentours de 2,5 Ma.

Dans la région de l'Aubrac, Le Griel (1992) a montré la présence de sédiments éocènes et oligocènes à des altitudes totalement différentes sur la rive droite du Lot. La dénivellation entre ces affleurements de sédiments peut aller jusqu'à 400 m entre la plaine et les plateaux environnants. Les datations réalisées sur les roches volcaniques de l'Aubrac ont démontré que ce soulèvement s'est fait en deux étapes. Une première qui s'est déroulée avant 7,5 Ma synchrone du soulèvement observé au nord du massif volcanique du Cantal dans le secteur de la Margeride. La seconde phase de soulèvement, majeure selon l'auteur, s'est déroulée à partir du Pliocène moyen.

Malgré la diversité des approches et des localisations, ces études montrent que la zone centrale du MCF a subi deux phases successives de soulèvement. Une première phase d'ampleur modérée datant du Miocène moyen et une seconde phase majeure datant du Pliocène moyen voire de la fin du Pliocène.

iii. Le soulèvement dans le nord du Massif central

Le secteur nord du MCF englobe tout le reste du MCF du Sillon Houiller au nord du Forez en passant par les monts du Lyonnais, le Livradois et les provinces volcaniques des Mont-Dore et de la Chaîne des Puys (Figure I.8). Peu d'études se sont penchées sur le soulèvement dans ce secteur. Michon (2000) en a proposé un modèle global en se basant sur l'étude du MNT et sur des études de terrains. Comme Etienne (1984) et Le Griel (1992), il conclut à un soulèvement unique dans cette portion du MCF.

Les seuls marqueurs volcaniques capables de donner une indication sur la dynamique de ces soulèvements se trouvent dans la région clermontoise. Michon (2000), en reprenant les datations réalisées par Chantepie (1990) et Cheguer (1996) sur les côtes de Clermont, montre qu'aucun mouvement vertical n'a eu lieu dans le secteur entre 16 Ma et 3,5 Ma. Cet argument, couplé avec des affleurements de sédiments Oligo-miocènes sous des coulées de lave pliocènes dans le Livradois perchées 300m au-dessus du bassin de la Limagne montre qu'un soulèvement a eu lieu après 3,5 Ma sans qu'on puisse en préciser l'âge exact.

Plus au nord, Larue (2003) a montré que les cours d'eau du bassin versant du Cher avaient enregistré une période de surrection dans leur histoire récente. Dans son étude, il évoque un soulèvement de 100 à 200m sur les deux derniers millions d'années.

Dans ce secteur nord du MCF, une seule phase de soulèvement pliocène a été identifiée mais peut d'études ont été effectués sur la question

iv. Conclusion

La diversité spatio-temporelle des expressions du soulèvement du MCF montre clairement son lien d'appartenance avec l'évolution du ROE (Michon et Merle, 2001) sauf dans la partie cévenole du MCF ou le soulèvement est peut-être dû à l'action conjointe du ROE et de l'ouverture du Golfe du Lion (Figure I.10). L'ensemble des mouvements verticaux présentés précédemment sont contrôlés par des zones de failles héritées de l'orogenèse hercynienne et réactivées au moment de l'extension Oligocène. Michon (2000) a clairement montré, grâce à l'étude du MNT (comme sur la Figure I.8) que les principaux reliefs du MCF, mais également les fossés oligocènes et la réparation des évents volcaniques, sont bordés par des accidents qui leur sont parallèles. Ainsi, des directions NE-SO et E-O sont majeures dans la partie cévenole du MCF. Dans la zone centrale, l'ensemble des structures extensives, volcaniques et les reliefs exondés ont une direction NW-SE ou WNW-ENE. Enfin, ce sont les directions subméridiennes, NNW-SSE, N-S et NNE-SSW qui contrôlent les structures de la partie nord du MCF.

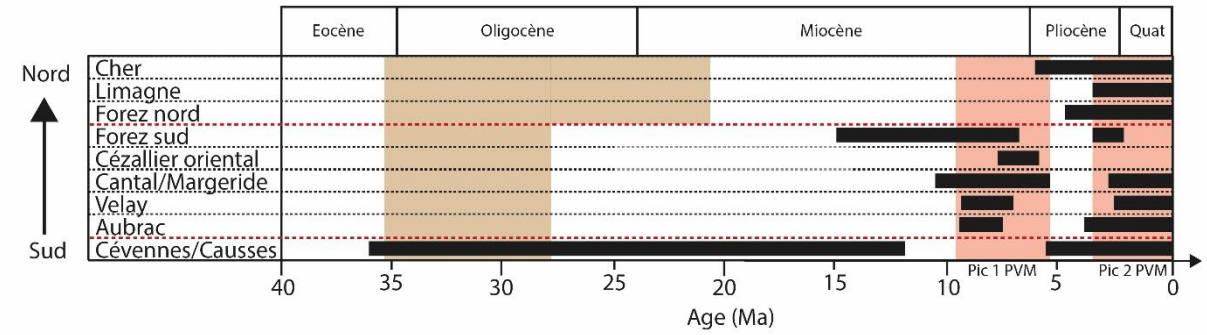


Figure I.10 : Répartition des phases de surrection sur l'ensemble des secteurs étudiés du MCF.

Ce découpage du MCF, tant par les directions qui s'expriment localement que par la répartition des épisodes de surrection, n'est pas expliquer clairement. Les études géophysiques réalisées dans le MCF (Granet et al., 1995 ; Babuska et al., 2002 ; Ars et al., 2017) ont montré que la croûte continentale sous la partie nord du MCF était en moyenne amincie (23-25km) tandis que la croute sous le reste du MCF est d'épaisseur normale. D'après Merle et Michon (2001), l'amincissement crustal sous la partie nord de la zone volcanisée est dû à l'érosion thermique de la coûte provoquée par les flux asthénosphériques venant de l'enfoncement de la plaque européenne sous la plaque apulienne. Michon et Merle (2001), en reprenant les travaux de Sobolev et al., (1997), relient l'orientation des reliefs surélevés avec la forme des anomalies thermiques sous la partie sud de la zone volcanisée. Ces études montrent une connexion claire entre l'état de la lithosphère (amincie, chauffée) et les mouvements verticaux régionaux en surface à l'origine du soulèvement du MCF.

2. Le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys

a. La Chaîne des Puys : âge, pétrologie et géochimie

i. Présentation

La Chaîne des Puys est un champ de volcans monogéniques et complexes (Boivin et Thouret, 2014 ; Boivin el al., 2017) regroupant plus de 80 édifices volcaniques entre le Gour de Tazenat au nord et le Puy de Montenard au sud. La plupart des cartes volcanologiques de la Chaîne des Puys réduisent l'alignement volcanique entre la Narse d'Espinasse au sud et le Maar de Beaunit au nord (Boivin et al., 2017, Figure I.11). Ces édifices s'alignent globalement sur un axe nord-sud d'environ 30 km et couvrent une largeur de 4 km à l'ouest d'une crête de socle culminant à 1030m d'altitude. La Chaîne des Puys atteint 1465m d'altitude au sommet du Puy de Dôme.

L'activité éruptive propre au volcanisme de la Chaîne des Puys débute entre 100 000 ans et 90 000 ans au Puy de Chanat (à l'est du Puy de Pariou, Guérin 1983) et au maar de Saint-Hippolyte (au nord de Volvic, Miallier et al., 1985). Par la suite, l'activité volcanique s'est exprimée lors de deux phases d'activité paroxysmale, une première entre 45 000 et 25 000 ans majoritairement basaltique et trachybasaltique à l'origine des puys de Louchadières, Combegrasse ou de Charmont. La seconde phase éruptive, s'étalant de 15 000 à 9000 ans, est à l'origine des édifices majeurs de La Chaîne des Puys comme le Puy de Dôme, le Puy de la Nugère et les Puys de la Vache et Lassolas (Boivin et al., 2009, Miallier et al., 2012, Boivin et al., 2017).

La dernière phase d'activité paroxysmale, principalement trachyandésitique et trachytique, est à l'origine de la diversité des édifices observable dans la Chaîne des Puys. Il est ainsi possible d'observer quatre types d'édifice volcanique : des cônes de scories monogéniques parfois égueulés et leurs coulées de lave (e.g. Puy de la Vache et Lassolas, Puy de Louchadières, Puy de Combegrasse), des Maars (e.g. maar d'Enval, maar de Beaunit, Narse d'Espinasse), des dômes de lave (Puy de Clierzou, Puy de Sarcoui, Puy de Dômes) et des édifices complexes qui regroupent plusieurs types d'édifice emboités (Puy de Pariou, Puy de la Nugère) ou une activité polyphasée (Puy de Côme, Puy de Barme).

Cette diversité des édifices volcaniques et des structures associées est unique. La plupart des autres champs monogéniques dans le monde sont principalement basaltiques comme celui de Garrotxa en Catalogne (Araña et al., 1983) ou celui de Timanfaya à Lanzarote dans les Îles Canaries (Marinoni and Pasquaré, 1994).

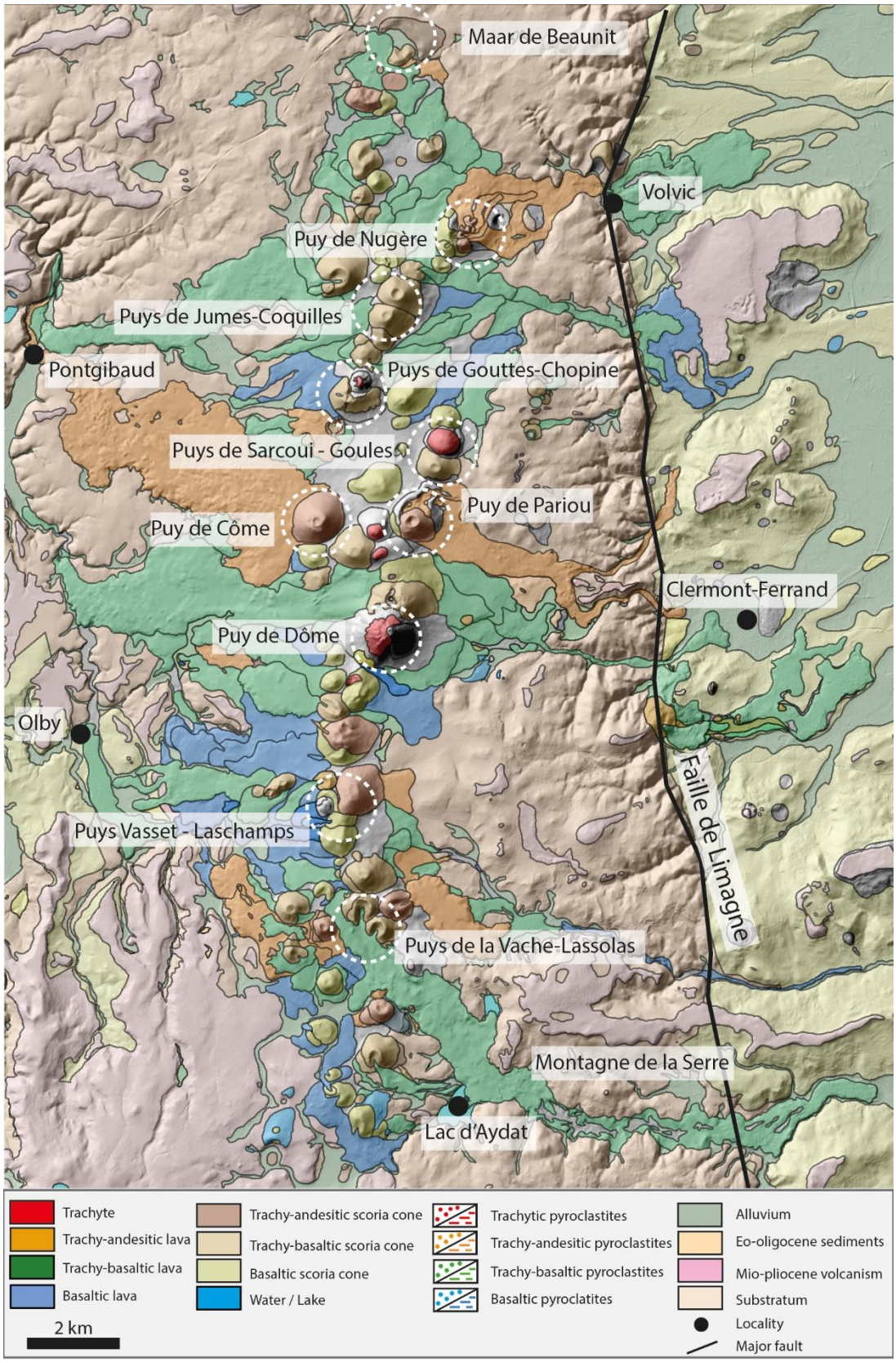


Figure I.11 : Carte volcanologique simplifiée de la Chaîne des Puys d'après Boivin et al., 2017. En haut à gauche, la position géographique de la Chaîne des Puys et plateau des Dômes dans le MCF. Les édifices ou groupes d'édifices principaux de la Chaîne des Puys sont entourés en pointillés blanc.

ii. Naissance, stockage et différenciation des magmas de la Chaîne des Puys

Les laves de la Chaîne des Puys se placent dans une gamme de composition de volcanisme alcalin typique des provinces volcaniques continentales. Dans un diagramme TAS (Figure I.12), les laves de la Chaîne des Puys vont des basaltes jusqu'à la limite entre les trachytes et les rhyolites. Cette série continue est néanmoins dominée par les termes les moins différenciés que sont les basaltes et les trachybalsaltes.

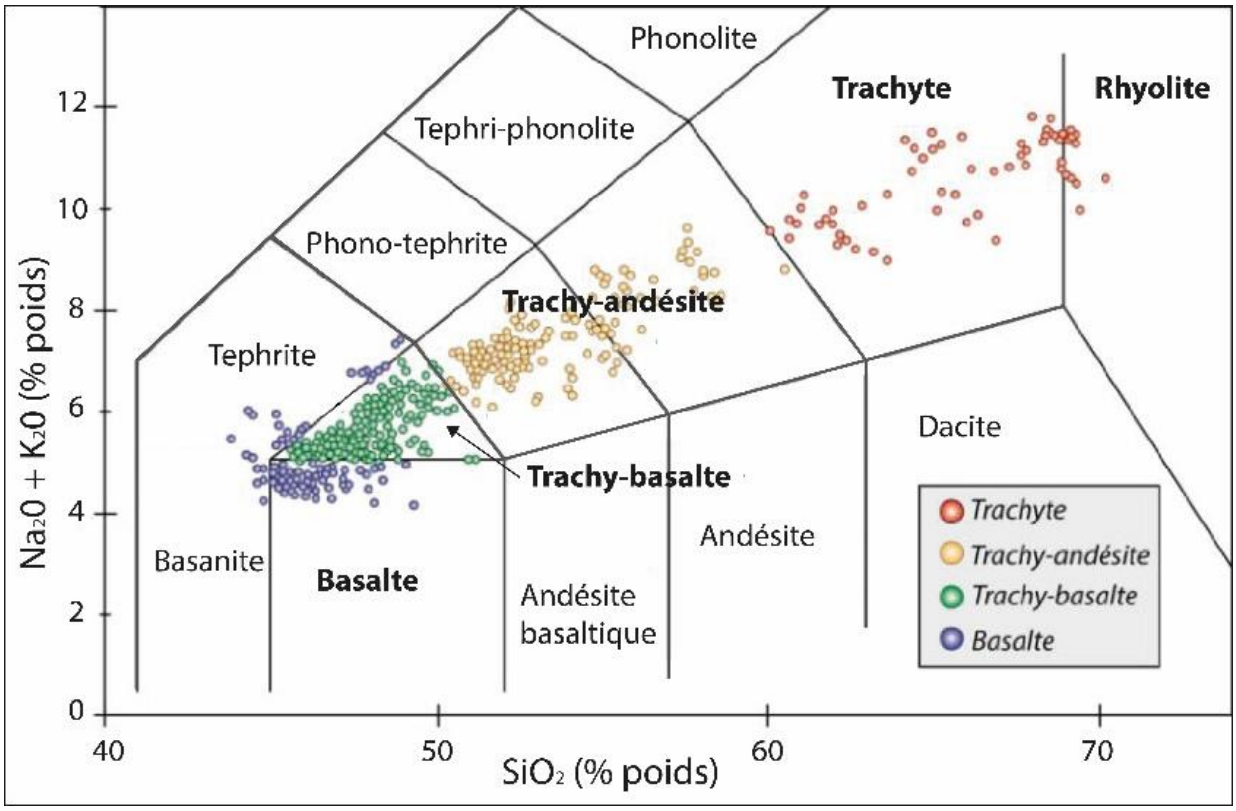


Figure I.12 : Diagramme TAS regroupant les compositions chimiques de la plupart des laves de la Chaîne des Puys (d'après Boivin et al., 2017).

La source des magmas de la Chaîne des Puys, et du volcanisme du MCF en général, a fait l'objet de nombreuses études depuis le début des années 1980 et le développement des techniques modernes de géochimie et de géophysique. Camus (1975), Maury et al. (1980) puis Villemant et al. (1980, 1981) ont été les premiers à proposer un modèle de différenciation magmatique en deux étapes : une première en profondeur dont aucune trace n'est visible dans la composition des magmas en surface ; et une seconde ou plusieurs différenciations intra-crustales sont à l'origine des laves de la Chaîne des Puys. Plus récemment Boivin et al. (2009) ont proposé un modèle reliant l'âge des édifices, la chimie des laves émises et les mouvements

des magmas à travers la lithosphère. L'ensemble des magmas naissent dans la lithosphère à des profondeurs comprises entre 60 et 80 km (Janot, 2005 confirmé par Haddadi, 2016). Ces magmas migrent vers l'interface croûte-manteau avec une composition quasi-primaire en arrachant des morceaux de manteau encaissant (futur xénolites dans les laves). Deux scénarios sont ensuite possibles pour ces magmas : une remontée rapide vers la surface sans différenciation, mais une assimilation de croûte peut-être non négligeable, donnant lieu à des laves basaltiques ou trachybasaltiques (Figure I.13). Dans le second scénario, plusieurs phases de stockage en milieu de croûte sont évoquées permettant la différenciation des magmas et l'assimilation de croûte continentale. Il est possible qu'un même magma migre vers plusieurs chambres magmatiques au cours de sa remontée (Figure I.13). La période de différenciation permet au magma basaltique à trachybasaltique d'évoluer vers des termes trachyandésitiques à trachytiques en une période de temps de l'ordre de 10 000 ans (Boivin et al., 2009 ; Martel et al., 2013).

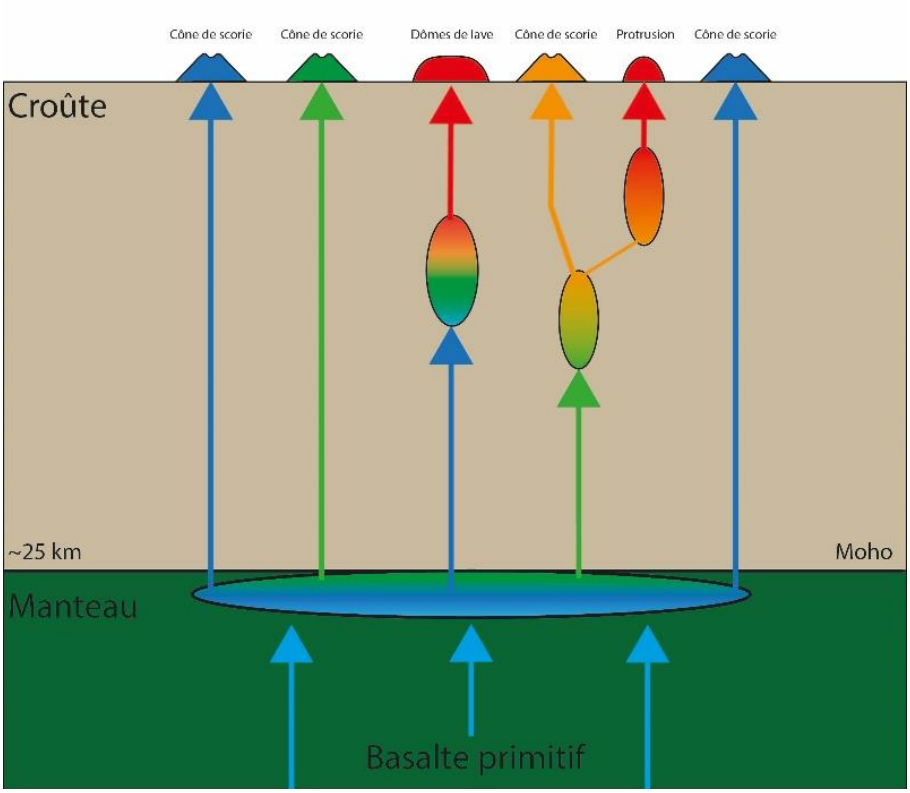


Figure I.13 : Schéma simplifié de la naissance, la remontée et la différenciation des magmas de la Chaîne des Puys (d'après Boivin et al., 2009).

Ces deux scénarios s'accordent avec les deux phases éruptives citées précédemment grâce à l'histogramme des âges des édifices de la Chaîne des Puys en fonction de la chimie des laves (Figure I.14). La première phase éruptive est associée à des magmas peu différenciés et

correspond au scénario d'une remontée rapide depuis une chambre magmatique en base de croûte sans stockage superficiel dans la durée. La seconde phase volcanique est associée au second scénario ou les magmas différenciés stockés dans des réservoirs superficiels, entre 5 et 15 km de profondeur, ont migré vers la surface 10 000 à 15 000 ans après les magmas de la première phase. Cette migration, nécessairement plus compliquée du fait de la rhéologie des magmas différenciés, a pu être déclenchée par une réalimentation en magma juvénile dans les réservoirs superficiels (France et al., 2016 ; Boivin et al., 2017). Depuis l'étude de Boivin et al. (2009), d'autres études ont confirmé ce modèle de remontée/stockage à l'aide des méthodes géochimiques (Martel et al., 2013, France et al., 2016) ou géophysique (Ars et al., 2017 ; Duwiquet et al., 2020). Ils montrent également la possibilité que des réservoirs résiduels de magmas très différenciés existent encore dans la croûte sans qu'ils puissent atteindre la surface en raison de leur rhéologie (France et al., 2016) mais ayant encore un potentiel géothermique important (Duwiquet et al. 2019, 2020).

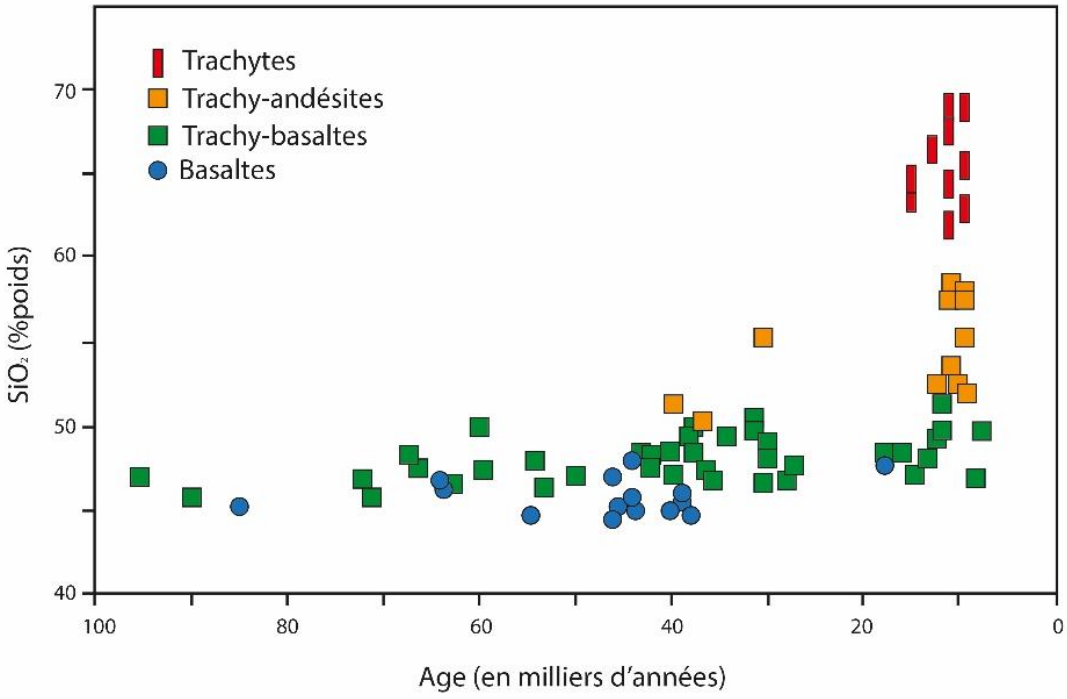


Figure I.14 : Diagramme présentant le % de SiO2 des laves de la Chaînes des Puys en fonction de l'âge des édifices (d'après Janot, 2005 et Boivin et al., 2017)

La diversité des magmas qui atteignent la surface sont à l'origine de la multiplicité des structures volcaniques observables dans la Chaîne des Puys. Dans la suite de cette section, une liste non exhaustive de ces structures est proposée dans le but de comprendre le caractère souvent complexe de l'empilement volcanique.

b. Les structures associées au volcanisme de la Chaîne des Puys

La Chaîne des Puys se démarque des autres provinces de volcans monogéniques par la diversité des magmas qui ont atteint la surface. La présence de dôme trachytique au milieu des alignements de volcans basaltiques confirme le caractère unique de cet ensemble volcanique. Outre ses centres éruptifs, la Chaîne des Puys présente de nombreuses coulées de lave, de différents types, avec des structures très bien préservées.

i. Les cônes de scorie et les retombées

Les cônes de scories résultent d'une activité strombolienne (McGetchin et al., 1974) mais peuvent aussi être issus d'une activité hawaïenne jusqu'à sub-plinienne (Riedel et al., 2003 ; Guilbaud et al., 2009 ; Valentine et al., 2015). Les magmas, basaltiques à trachyandésitiques, riches en gaz arrivent à la surface par des fractures et forment des édifices fissurales (Spatter cone). Proche de la sortie du conduit, l'explosion de grosses bulles de gaz expulse des morceaux de lave encore en fusion. Au cours de sa trajectoire, la lave ainsi projetée acquiert des formes variables (bombe en fuseau, blocs, scories, cendres). L'accumulation de ces projections autour du centre éruptif crée ainsi un cône qui, dans un cas idéal, (sans vent et sans topographie de départ) a une forme circulaire parfaite (Figure I.15; ex : Puy des Goules et Puy de Pariou). Dans la Chaine des Puys, les cônes de scories mesurent 100 à 300 m de haut et parfois jusqu'à 1400 m de largeur comme au Puy de Côme (Figure I.15). La variabilité des pentes, comprises entre 20 et 36°, est due au type d'activité éruptive, à la topographie pré-éruptive ou aux événements syn-éruptifs (météo, effondrements) (Voros et al., 2018, 2021).

Dans la Chaîne des Puys, plusieurs types de cônes stromboliens existent comme les cratères égueulés (Figure I.15 ; Puys de la Vache et de Lassolas, Puy de Mey, Puy de la Moreno) ou une partie du cône ne peut-se construire à cause d'une émission de lave simultanée à son édification. Les scories projetées sur la coulée de lave à la base du cône sont emportées au fur et à mesures tandis que les autres se déposent normalement. Des cônes de scorie comportant plusieurs cratères sont également représentés dans la Chaîne des Puys, emboités (Figure I.15 : Puy de Côme) ou juxtaposés (Puy de Barme). Ces cônes à plusieurs cratères s'expliquent par une succession de phases éruptives (variation de débit, de chimie ou de dynamique) avec ou sans déplacement du centre éruptif. Les cônes à cratères juxtaposés peuvent également correspondre à une coalescence de plusieurs cônes qui se créent dans un périmètre restreint. Il est également possible de retrouver des cônes associés, différents des cônes à cratères

juxtaposés, ou deux cônes se sont construits simultanément (Figure I.15 : Puy de Jumes et Puy de Coquille).

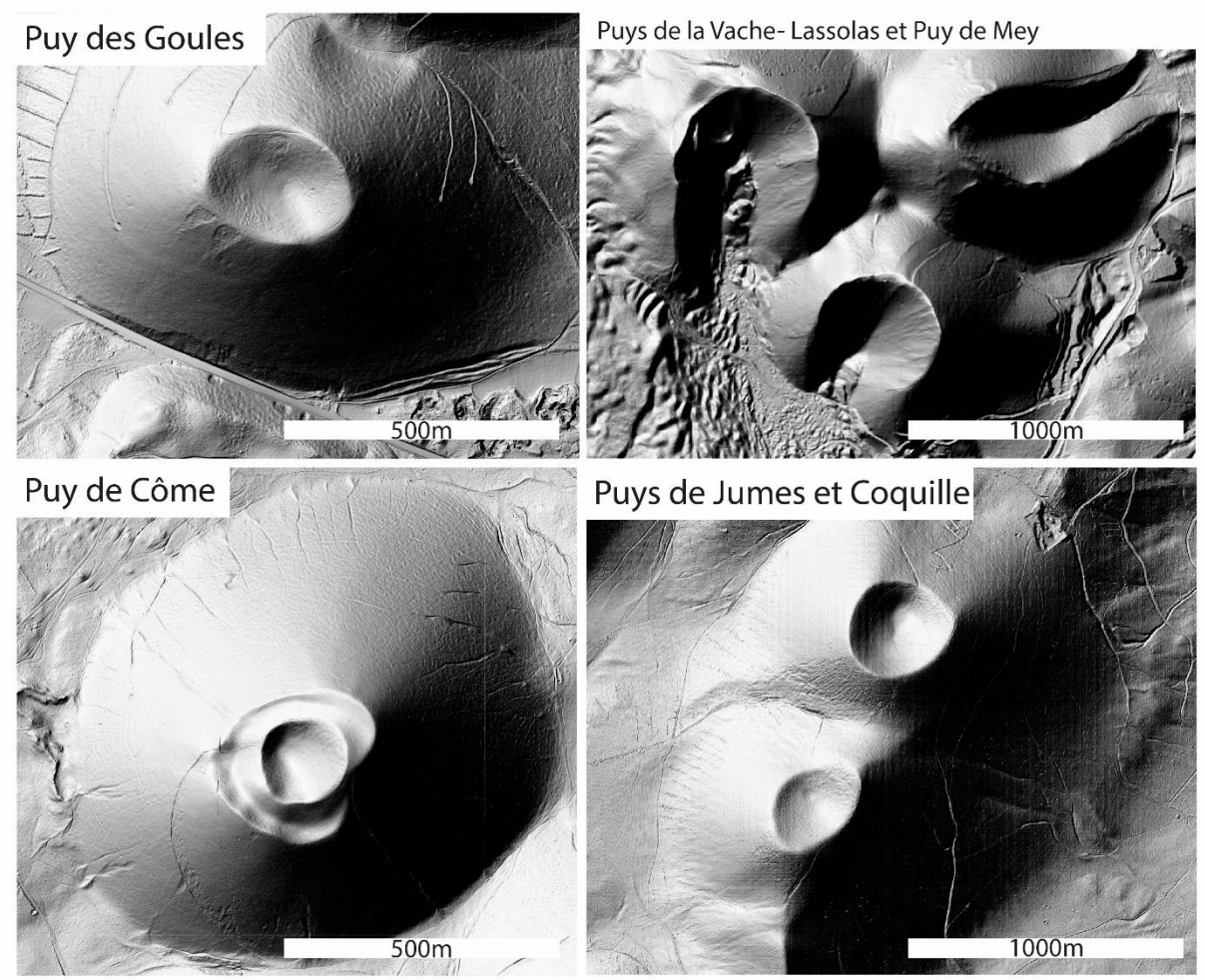


Figure I.15 : Les différents types de cônes de scories observables dans la Chaîne des Puys. Les données utilisées sont des données LiDAR à 0.5m de résolution acquises durant le projet CAPRICE.

Dans l'ensemble des cas, les projections de ce type d'activité (hawaïenne à sub-plinienne) ne se limitent pas à celle constitutive du cône. Des produits basaltiques peuvent être projetés à une distance plus importante que la périphérie du centre éruptif notamment à la base du cône. Deux faciès de retombées sont ainsi définis : le facies de cœur de cône qui correspond aux bombes, cendres, blocs et scories de couleur rouge constitutifs du cône lui-même ; et un faciès bas de cône qui correspond aux même type de dépôt mais avec une couleur noire présent à la base des édifices basaltiques. La différence de couleur entre ces deux faciès provient du maintien d'une température suffisante au cœur du cône (environ 600°) afin d'oxyder le fer présent dans la lave. Enfin, les produits basaltiques de petite taille, tels que les lapillis ou les cendres, peuvent être transportés à plusieurs kilomètres du cône. Ces produits-là, ne participant

pas à l'édification du cône de scorie, sont nommés saupoudrages et peuvent couvrir plusieurs km² comme aux Puys de la Vache et de Lassolas avec des épaisseurs plurimétriques lors d'éruption vulcanienne (Johnson et al., 2014 ; Valentine et al., 2015 ; Jordan et al., 2016).

ii. Les coulées de laves

Associés aux cônes de scorie, des coulées de lave basaltiques à trachyandésitiques se sont épanchées sous la forme de langue de lave pouvant atteindre jusqu'à 15 km (cheire d'Aydat). Pendant ou après la formation du cône de scorie, du magma partiellement dégazé peut s'écouler en partant de la base du cône directement comme au Puy de Barme, par un lac de lave comme au Puy de Côme ou directement à partir du centre éruptif dans le cas des cônes à cratères égueulés. Les coulées de lave représentent la majeure partie de la surface de la Chaîne des Puys (80% environ) et prennent des formes variables en fonction de la chimie de la lave, du débit éruptif, de la topographie pré-éruptive ou de la durée de l'éruption.

Localement, certaines coulées avec une morphologie de surface très rugueuse et hétérogène sont appelées « cheire » comme la coulée du Puy de Côme, la plus large et la plus typique de la Chaîne des Puys. Ces cheires sont des coulées de lave trachybasaltiques ou trachyandésitiques présentant le plus souvent une surface à bloc (Figure I.16 : Cheire de Côme, de la Nugère, du Pariou, de Mazaye et la partie aval de la cheire d'Aydat) ou peu rugueuse sans blocs apparents mais avec une topographie chahutée (Figure I.16 : cheire d'Aydat amont, de Mey, de Louchadières ou de Barme). Cette différence est imputable à la chimie des laves plutôt trachyandésitiques pour les coulées entièrement à blocs (Nugère, Côme, Pariou) plutôt trachybasaltiques pour les hybrides (Aydat, Louchadières, Mazaye, Barme). Néanmoins, d'autres paramètres comme la proximité d'un évent à l'origine d'un saupoudrage important (nivellement comme à la cheire de Mey), la chenalisation de la coulée (Figure I.16 : cheire d'Aydat) ou l'anthropisation de la surface de la coulée (cheire de Louchadières) peuvent être responsable de la disparition de la rugosité de surface d'une cheire.

En volcanologie, trois catégories de coulée sont identifiées (Mc Donald, 1953 ; Walker, 1991 ; Harris et al., 2017):

- Les coulées « pahoehoe » avec une surface lisse, parfois cordée, ~~et~~ dépourvues d'éléments béchiques scoriacés. Ce type de coulées présente parfois des intumescences appelées tumuli qui correspondent au soulèvement de la surface solide de la coulée sous la pression d'une circulation de lave en dessous.

- Les coulées « aa » d'une épaisseur plus importante que les coulées pahoehoe, dont la surface s'auto-bréchifie pour former des clastes scoriacés qui tombent au front de la coulée lors de sa progression. Ce type de coulée donne des surfaces granuleuses formées d'une épaisseur variable de matériaux scoriacés (Rowland and Walker, 1987 ; Kilburn, 2000).
- Les coulées à blocs sont des analogues aux coulées aa mais avec une surface composée d'amoncellement de blocs plus ou moins anguleux et vésiculés formant une surface chaotique.

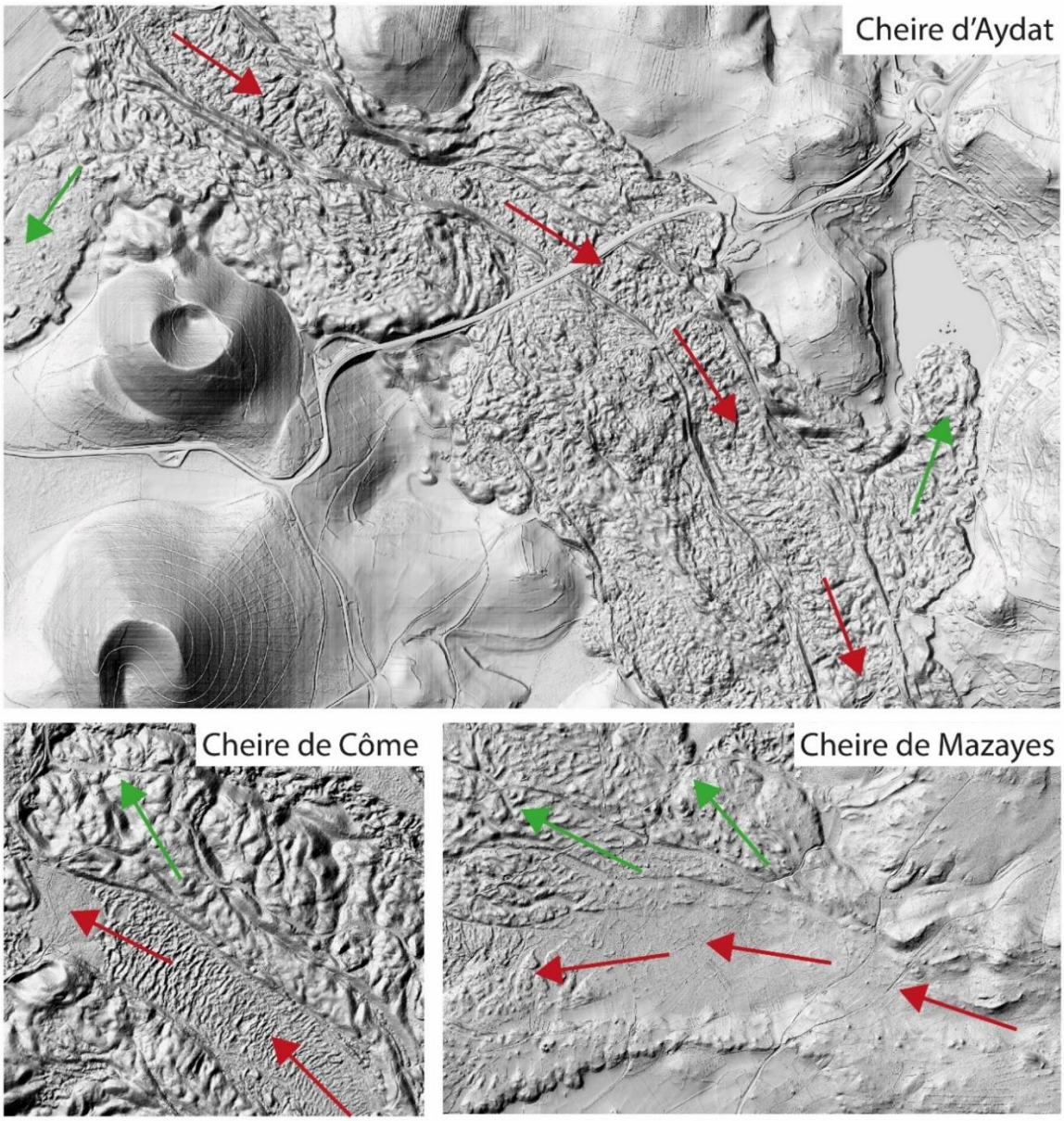


Figure I.16 : Morphologies de coulées de lave dans la Chaîne des Puys. Les flèches rouges indiquent une coulée de lave canalisée plutôt de type pahoehoe, les vertes des écoulements libres plutôt de type aa. Les données utilisées sont des données LiDAR à 0.5m de résolution acquises durant le projet CAPRICE.

La majorité des coulées de lave de la Chaîne des Puys sont des coulées de lave aa (Look et al., 2008) , même si les plus larges, c'est-à-dire celles qui ne sont pas canalisées dans une vallée, peuvent reprendre les traits morphologiques de plusieurs types de coulée simultanément (ex : cheire de Côme, cheire d'Aydat, cheire de Mazaye). Des structures typiques des coulées de lave pahoehoe existent dans l'axe de la coulée de lave à bloc de Côme et des coulées plutôt aa d'Aydat et de Mazaye (Figure I.16). La cheire d'Aydat, comme celle de Côme, présentent un système de chenalisation bien développé avec des levés de plusieurs mètres de haut (Figure I.16). La cheire de Côme présente également des zones de débordement et des faciès de lobes au front des coulées (Figure I.16) formant une surface chaotique lorsqu'ils se croisent.

En coupe, une coulée de lave aa, comme celle de la Tiretaine (Loock et al., 2008, 2010 ; Figure I.17), est composée d'un cœur compact plus ou moins fracturé et parfois prismé si l'épaisseur est suffisante. Le centre de la coulée est emballé dans des brèches provenant de l'auto-brèchification de la coulée lors de sa progression. Des clastes se forment par fragmentation de la partie superficielle de la coulée. Ils roulent au front de celle-ci lors de sa progression pour se retrouver sous l'épanchement lavique. Cette gangue scoriacée peut-être alimentée par les retombées provenant du centre éruptif lorsqu'elle est syn-éruptive ou lors de la formation d'un cratère égueulé. Une coulée de lave de type pahoehoe est plutôt massive, fracturée voir prismée, avec un toit vésiculé. Il n'est pas rare que les coulées de type pahoehoe soient associées à la présence de tunnel de lave.

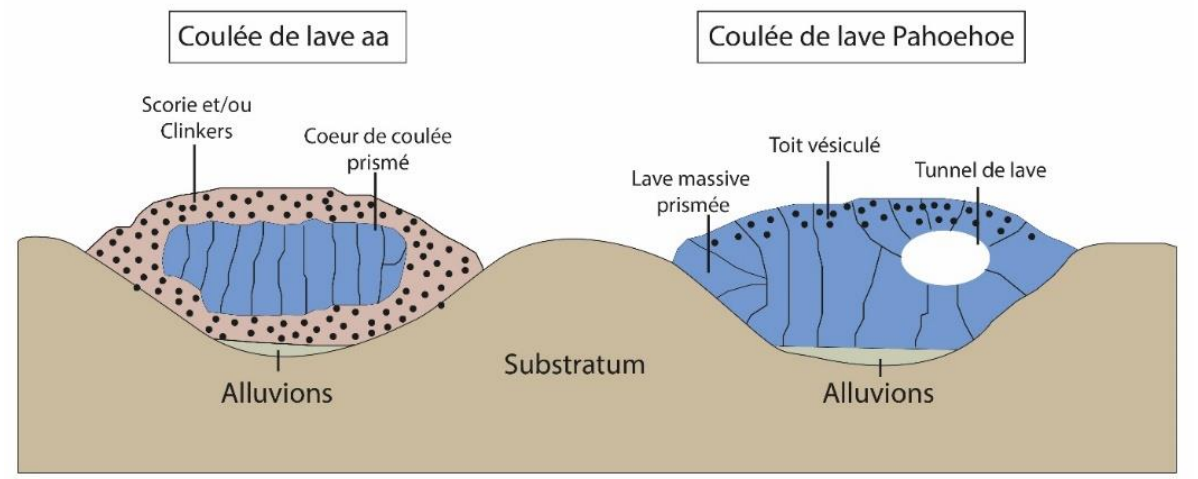


Figure I.17 ; Schémas conceptuels des coulées de lave aa et pahoehoe dans un contexte de canalisation dans une paléovallée (d'après Look et al., 2008).

iii. Les Dômes et leur dépôts associés

Les dômes de lave sont des extrusions de magma visqueux et dégazé qui s'accumulent autour d'un centre éruptif formant des amoncellements de lave refroidie en surface (Williams, 1932 ; Blake, 1990 ; Portal et al., 2016). Les dômes sont souvent observés dans les zones de convergences au niveau des volcans d'arc tel que le Mérapi en Indonésie, ou la Soufrière de Guadeloupe dans les Antilles. Sur la planète, la composition des magmas formant des dômes vont des basaltes (Semeru en 1946, Calder et al., 2015) aux rhyolites (Chaiten, Pallister et al., 2013) même si la majorité d'entre eux sont andésitiques ou dacitiques.

Dans la Chaîne des Puys, en contexte de volcanisme continental, le magma à l'origine de l'ensemble des dômes qui la compose est trachytique. Morphologiquement, trois types de dômes sont observables :

- Les dômes à sommet plat (Figure I.18), comme les Puys de Sarcoui, du Cliersou et de l'Aumône, qui présentent un sommet complètement plat avec des flancs à forte pente (plus de 40°) et une base composée de brèches et de blocs trachytiques en surface.
- Les cumulo-dômes ou dômes complexes (Figure I.18), comme le Puy de Dôme, qui résultent d'une extrusion de magmas en plusieurs phases éruptives. La plupart du temps, ces phases éruptives, ou de construction, sont entrecoupées de phases d'effondrement ou de destruction. Le Puy de Dôme en est un parfait exemple car il s'est construit en deux phases : une première phase de construction à l'origine d'un dôme simple de grande taille qui s'est légèrement déstabilisé vers l'est. A proximité de cette déstabilisation, le magma a continué de sortir engendrant des écoulements pyroclastiques vers l'est et la construction d'un « sur-dôme ». Encore visible aujourd'hui, des épines de taille variable sont sorties du dôme lors de sa construction, notamment sur son flanc est.
- Les protrusions, comme les Puys de Chopine et du Vasset (Figure I.18), sont des proéminences trachytiques qui se sont solidifiées dans le sous-sol puis ont été poussées vers la surface comme des pistons. Ces édifices n'ont pas une composition chimique différente des autres édifices trachytiques de la Chaîne des Puys. Seul leur mode de mise en place a varié, peut-être dû à un débit éruptif plus faible, à une proportion de gaz plus faible ou à une cristallinité, et donc une viscosité, plus importante. Dans le contexte de la Chaîne des Puys, les protrusions ont souvent emporté en remontant vers la surface des portions de l'encaissant. Il est ainsi possible d'observer, sur les pentes de ces

édifices, des panneaux ou lambeaux de granitoïdes légèrement altérés probablement au contact des protrusions.

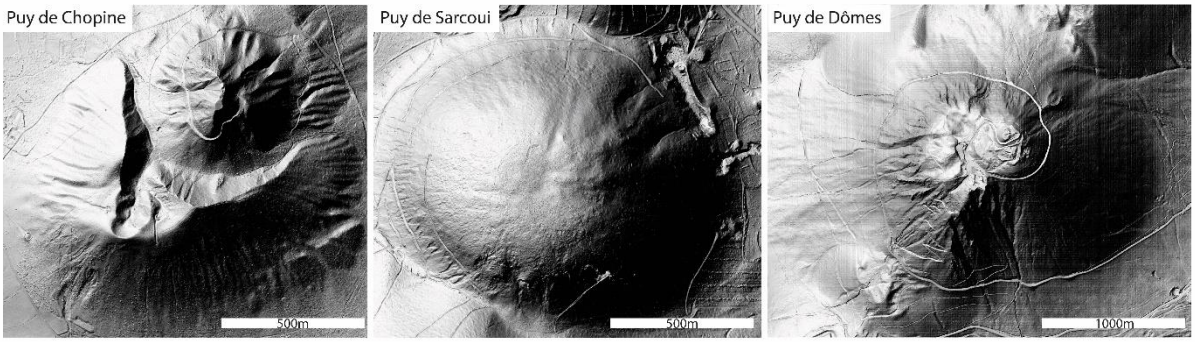


Figure I.18 : Exemples de dôme de la Chaîne des Puys. Les données utilisées sont des données LiDAR à 0.5m de résolution acquises durant le projet CAPRICE.

Le puy des Dôme est l'emblème de la Chaîne des Puys, tant par son altitude élevée que pour la diversité des structures qu'il a induit dans sa périphérie lors de sa mise en place. Des études récentes ont montré l'impact de la mise en place du Puy de Dôme sur les édifices environnements qui présentent des structures de déformation (graben, gonflement, chevauchement) post-éruptives. Van Wyk de Vries et al. (2014), Portal et al., (2016), Portal et al., (2019) et Petronis et al. (2019) ont proposé des modèles expliquant l'origine de la déformation des édifices entre les Puys de Gromanaux et le Petit Puy de Dômes par l'intrusion d'un volume de magma trachytique à l'interface entre le substratum et l'empilement volcanique (Figure I.19). L'intrusion a ainsi déformé les édifices volcaniques en surface via un processus de renflement, créant ainsi des structures qu'on observe habituellement sur des stratovolcans (Van Wyk de Vries et al., 2014). Cette intrusion trachytique serait contemporaine de la première phase éruptive du Puy de Dôme avant que celui-ci ne commence à s'ériger.

Les dômes de la Chaîne des Puys sont systématiquement associés à des dépôts pyroclastiques comme des coulées de cendres et de blocs (Puy de Dômes, Sarcoui) ou des déferlantes latérales (ou blasts, Druitt et al., 2002 ; Belousov et al., 2007) (Vasset, Chopine). Le cratère Kilian, un des édifices trachytiques les plus récents de la Chaîne des Puys daté à 9400 ans (Colombier et al., 2017), a été le théâtre d'une des éruptions les plus importantes de la Chaîne des Puys. Cette éruption a été causée par l'ouverture d'un cratère de plus de 40 m de profondeur comblé par la suite par un dôme qui a lui-même été détruit par une éruption. Les dépôts de cette éruption ont été retrouvés en Limagne (Vernet et Raynal, 2008) et dans les lac frontaliers Suisse à plus de 300 km (Martini and Duret, 1965). Au pied du Puy de Dôme, à

1 km du centre éruptif, le dépôt du cratère Kilian a une épaisseur de plus de 5 m. Au-delà du Puy de Dômes, à plus de 3 km de l'évent, un dépôt de plus d'1 m est encore visible.

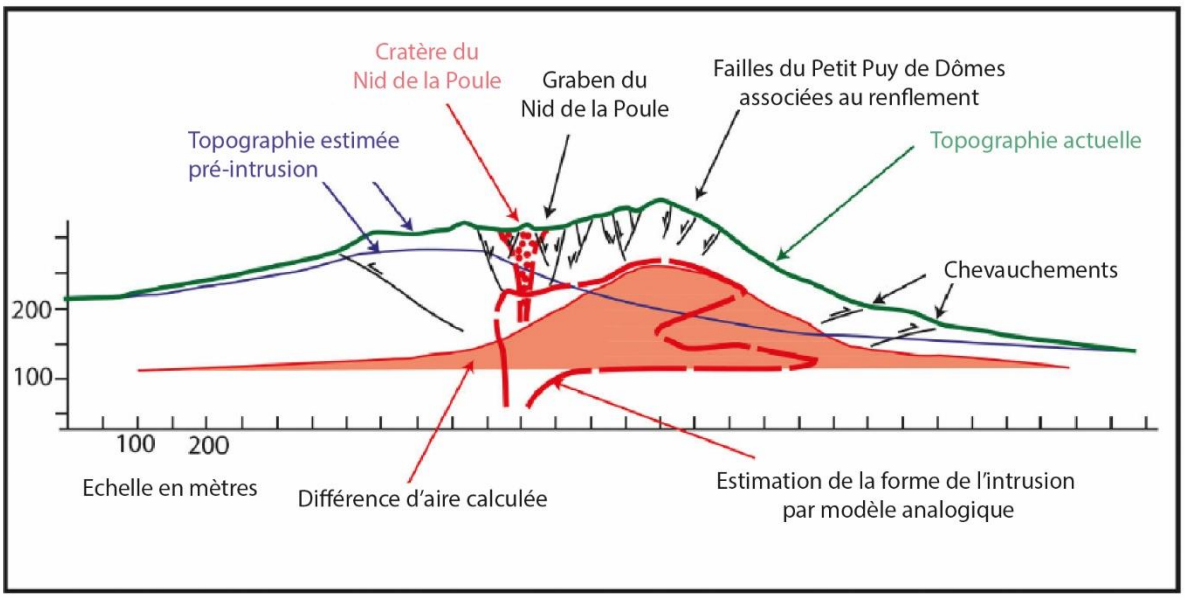


Figure I.19 : Modèle conceptuel du soubassement du complexe Petit Puy de Dôme-Nid de la Poule-Creux de la Berthe perturbé par la mise en place d'une intrusion trachytique (d'après Van Wyk de Vries et al., 2014).

Les dépôts pyroclastiques classiques sont un mélange de cendres et de blocs souvent pluri-centimétriques qui se retrouvent la plupart du temps en couloir de dépôt (ex : les dépôts du Puy de Vasset et du Puy de Chopine). Les blocs présents dans ces dépôts sont peu denses et peu vésiculés à l'image des trachytes de la Chaîne des Puys. Cette caractéristique de roche peu dense mais relativement robuste l'a rendu facilement exploitable par l'homme qui s'en est servi pour extraire des pierres de taille pour la construction de sarcophages comme au Puy de Cliersou ou au Puy de Sarcoui.

L'ensemble de ces structures compose l'empilement volcanique de la Chaîne des Puys. Le caractère largement hétérogène de ces dépôts, couplé à une répartition spatio-temporelle variable des éruptions, rendent les interprétations sur l'agencement des formations volcaniques en profondeur impossibles par une simple étude de surface. Dans le cadre des prospections géothermiques, hydrogéologiques et géotechniques, des forages et sondages ont été réalisés afin de caractériser localement cet empilement volcanique.

c. Les données existantes sur l'empilement volcanique

Le but de cette partie est de lister et de réinterpréter le cas échéant à la lumière de nouvelles données, les coupes de forages disponibles dans la Chaîne des Puys. D'un point de vue temporel, les forages dans la Chaîne des Puys se répartissent en deux grandes périodes de réalisation: une première avec l'étude d'envergure de Simone Auriat (1956) pour le Génie Rural avec des visées purement hydrogéologiques ; la seconde avec le développement des espaces urbains dans les années 1990-2000 où des syndicats intercommunaux à vocation mixte comme ceux de la Sioule et Morge, de Riom-Basse Limagne ou d'Issoire ont débuté des études plus approfondies afin de mieux connaître leur bassins versants. En parallèle de cette dernière période, les études hydrogéologiques réalisées lors des projets autoroutiers de l'A89 sont à l'origine de nombreux forages sur les bassin versants de Volvic et d'Argnat. En tout, 167 forages sont ainsi disponibles sur l'ensemble de la Chaîne des Puys mais avec une répartition spatiale très hétérogènes.

i. Les données disponibles sur le secteur Côme-Mazaye

Deux coulées de laves, la cheire de Mazaye et la cheire de Côme (Figure 20), ont été particulièrement étudiées sur la façade occidentale de la Chaîne des Puys notamment par Auriat (1956), le syndicat mixte Sioule et Morge via le BRGM (1991, 1991, 1992), la DDAF (1998) et le bureau d'étude ERM (2009, 2010). En tout, 50 forages sont dénombrés sur ces deux coulées, permettant de produire les deux coupes géologiques détaillées de l'empilement volcanique de la Figure I.20.

Sur la coupe 2 de la figure I.20, une alternance de produits scoriacés et de produits laviques massifs est systématiquement observée. Comme évoqué précédemment, cette alternance est typique de la mise en place des coulées de lave de type aa avec leur semelle scoriacée à la base et leur toit bréchifié. La cheire de Côme est en réalité un empilement de 6 coulées dans une paléovallée relativement peu marquée. Les trois coulées supérieures (trachyandésitiques) sont issues du Puy de Côme, les trois inférieures (trachybasaltiques et basaltiques) ont une provenance indéterminée. L'empilement volcanique dans l'axe de la vallée atteint 135 m d'épaisseur. Plus au sud, la cheire de Mazaye est un empilement de trois coulées de lave trachybasaltiques d'une épaisseur maximum de plus de 100m, dont les provenances sont également indéterminées même si les Puy de Balmet, Fillu et Grand Suchet sont évoqués, (Bentor,1954 ; Auriat, 1956).

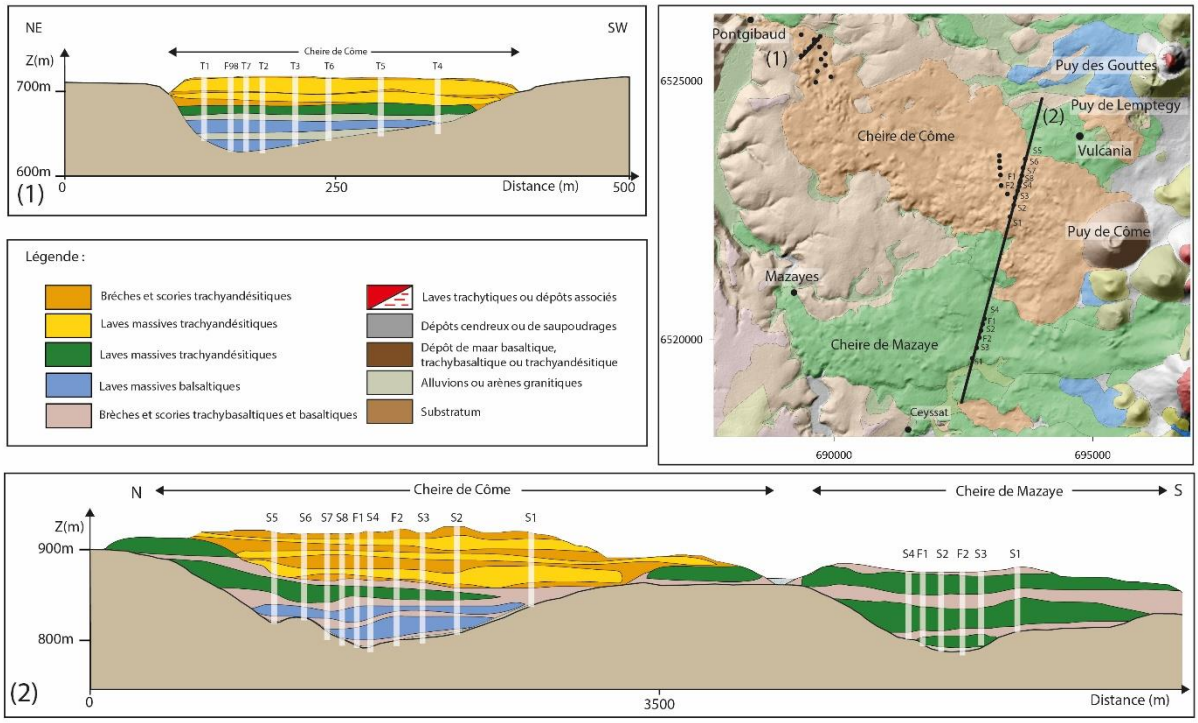


Figure I.20 : Coupes géologiques réalisées à partir des forages du secteur de la cheire de Côme et de la cheire de Mazaye. Les forages sont marqués par des traits blancs et par leur numérotation générique propre à l'étude dont ils sont tirés.

Ces deux empilements de coulées étaient représentés sans topographie (Mazaye) ou présentés sans les bords des coulées (Côme) dans la bibliographie, altérant ainsi leur position topographique réelle. A l'aide du MNT permettant d'extraire des profils topographiques précis (à 5 m dans ce cas) il est possible de replacer l'ensemble des coulées de l'empilement en fonction de la topographie. Les deux empilements volcaniques ne sont que partiellement canalisés par les paléovallées, peu profondes et relativement larges. Sur sa partie sud, la cheire de Côme « déborde » de moitié du talweg originel. Pour la cheire de Mazaye, c'est un tiers de l'empilement qui est au-dessus du socle. Cette vision apporte également des informations sur la portion entre les deux cheires, ou le substratum est uniquement couvert d'une fine couche de produits de saupoudrage volcanique, montrant que les deux vallées sont bien séparées.

La partie aval de la cheire de Côme (coupe 1, figure I.20) ne présente plus que 5 coulées avec une alternance scorie/lave remplacée pour les trois coulées basales par une alternance alluvion/lave. La présence d'alluvions (d'origine volcanique et de socle) entre les coulées montre l'existence d'une période sans éruption entre les différentes coulées. L'érosion a pu déblayer les scories et déposer des alluvions provenant des épontes de la vallée (socle) et de l'amont de la vallée (volcanisme). Les deux coulées sommitales sont associées à des semelles scoriacées ou à blocs montrant leur jeunesse (Puy de Côme, 13000 ans Miallier et al., 2012) et

leur mise en place successive sans période repos. A l'inverse de la partie amont, l'empilement des cinq coulées est entièrement canalisé dans une paléovallée étroite (500 m environ) mais profonde de 100m dans son axe.

ii. Les données disponibles sur le secteur Argnat-Volvic

La Figure I.21 présente deux empilements volcaniques provenant des secteurs les plus fournis en forages de la Chaîne des Puys grâce aux prospections hydrogéologiques (Volvic et Argnat aval) et aux études géotechniques liées à l'autoroute A89 (Gaubi, 1990 ; Volvic et Argnat). En tout, 71 forages sont disponibles sur ce secteur. Sur la figure I.21, 10 forages sont répartis sur deux coupes géologiques perpendiculaire à la cheire de la Nugère (secteur Volvic, Joux, 2002 ; Rouquet et al., 2012) et de la coulée du Petit Sarcoui (Gaubi, 1990 ; Bertrand et al., 2010).

La coupe 1 de la figure I.21 est issue de l'interprétation de 5 forages et d'une galerie horizontale d'exploitation. Dans une paléovallée profonde et peu large, 6 coulées de lave de taille variable, se sont épanchées. Les intercoulées sont occupées majoritairement par des brèches scoriacées issues de la mise en place des coulées (de type aa). Parfois, des niveaux de dépôts phréatomagmatiques et/ou cendreux sont intercalés entre la base d'une coulée et le toit de la coulée sous-jacente. Dans le cas de cet empilement, ces dépôts proviennent d'appareils volcaniques plus ou moins proches (maar du Puy de la Nugère et maar de Beaunit). Grâce aux détails des forages dans ce secteur, deux coulées de lave pahoehoe très fines, sans brèches associées, sont observables montrant encore une fois l'hétérogénéité de l'empilement volcanique. La dernière coulée trachyandésitique, qui a ennoyé la paléovallée, provient du Puy de la Nugère. C'est cette dernière coulée avec une morphologie de type aa parfois à blocs qui donne son aspect de cheire à ce secteur.

L'empilement volcanique dans la paléovallée d'Argnat (coupe 2 de la Figure I.21) est relativement simple avec trois coulées de lave de type aa associées à leurs brèches scoriacées. Cet empilement volcanique est particulier car il présente une proportion très importante de scories malgré sa position très distale sur la coulée. De plus, les parties massives des coulées ont des épaisseurs variables d'un forage à l'autre montrant le caractère discontinu des milieux volcaniques. A la base de l'empilement volcanique, une épaisseur non négligeable d'alluvions anté-volcaniques est observé notamment dans l'axe du paléotalweg. La forme de ces deux paléovallées est caractéristique des vallées de la façade orientale du plateau des Dômes qui sont bien différentes des vallées évasées et peu profondes de façade occidentale.

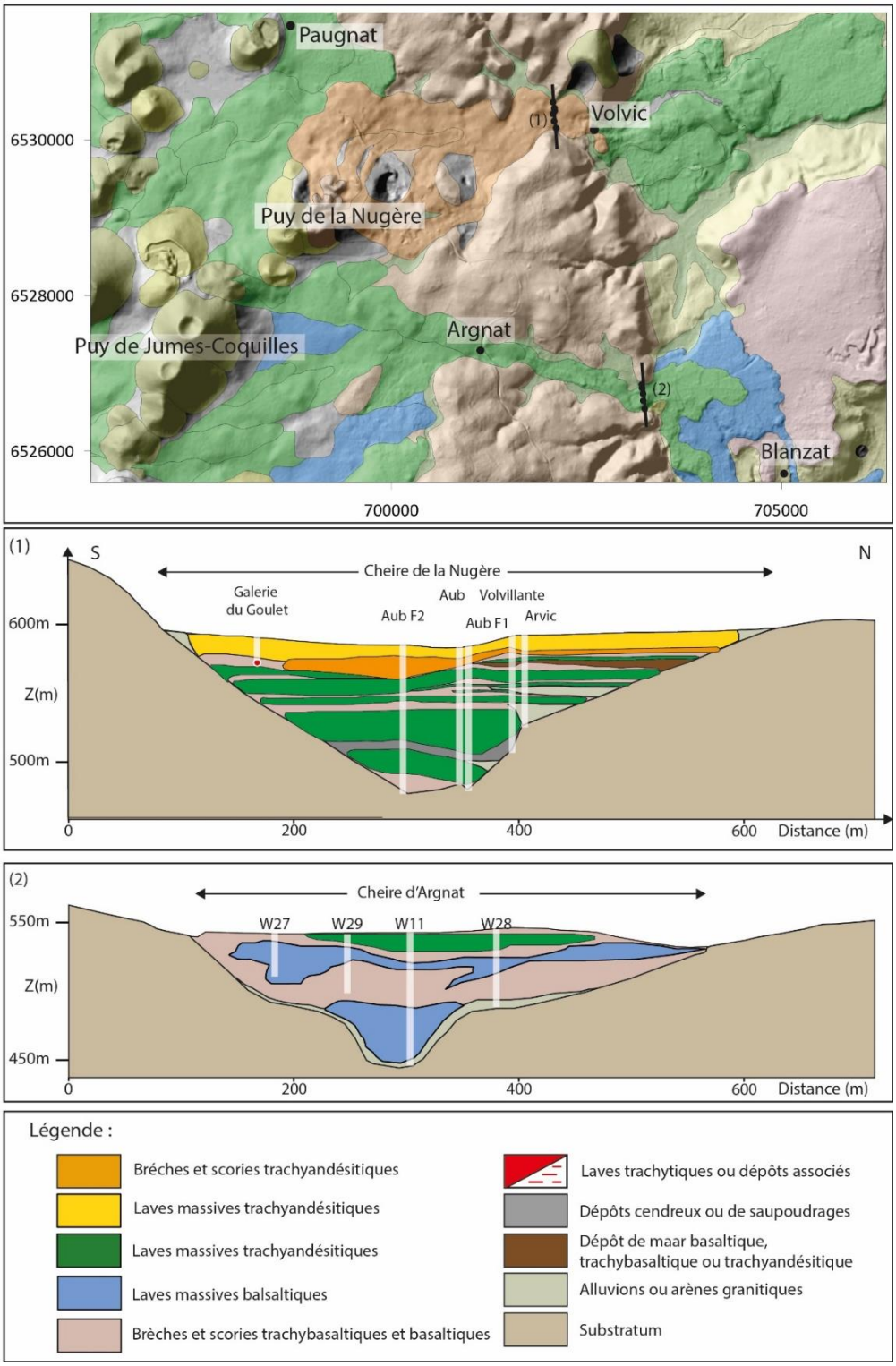


Figure I.21 : Coupes géologiques réalisées à partir des forages du secteur de la cheire de la Nugère (d'après Rouquet et al., 2012) et de la coulée du Petit Sarcoui (d'après Gaubi, 1989 ; Bertrand et al., 2010). Les forages sont marqués par des traits blancs et par leur numérotation générique propre à l'étude dont ils sont tirés.

iii. Les données disponibles sur le secteur d'Aydat

La figure I.22 présente une coupe géologique perpendiculaire à la cheire d'Aydat établie à partir de 4 forages. Sur l'ensemble de la cheire d'Aydat, 10 forages ayant atteint le socle sont répertoriés. La coupe géologique montre une paléovallée dissymétrique de 100m de profondeur remplie par 4 coulée de lave avec des compositions chimiques allant des basaltes (pour la basale) aux trachyandésites (pour les deux coulées au centre). La dernière coulée est celle provenant de l'éruption des Puys de la Vache et de Lassolas, la plus récente de la Chaîne des Puys (8600 ans, Boivin et al., 2009). Comme pour la cheire de Côme et la cheire de Mazaye, cette coupe faite dans la partie amont des coulées de lave montre une alternance de parties laviques massives et de parties scoriacées. L'ensemble de ces coulées sont des coulées aa qui se sont épanchées dans une paléovallée vide (pour la première) ou partiellement comblées (pour les trois dernières). La coupe montre une morphologie de vallée hybride entre les vallées étroites de la façade orientale du plateau des Dômes et les vallées larges de sa partie occidentale.

L'ensemble de ces hétérogénéités tant dans l'agencement des unités volcaniques qu'à l'intérieur de ces mêmes unités révèle la difficulté de modéliser correctement ces structures pour comprendre les circulations d'eau souterraines. Les informations apportées par les forages permettent de définir une épaisseur de volcanisme en un point, mais sont trop peu précises, en général, pour caractériser finement l'empilement volcanique.

Les connaissances géologiques sont primordiales dans la compréhension des circulations d'eau souterraines, en atteste les différentes études, mêlant forage et géophysique qui ont permis d'imager les structures géologiques avec des perspectives hydrogéologiques. Dans le but de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys, la création de modèle géologique 3D est une approche novatrice (Volvic, Rouquet et al., 2012). Il s'avère toutefois compliqué de construire ce genre de modèle avec la faible densité de données de forage disponible sur la Chaîne des Puys.

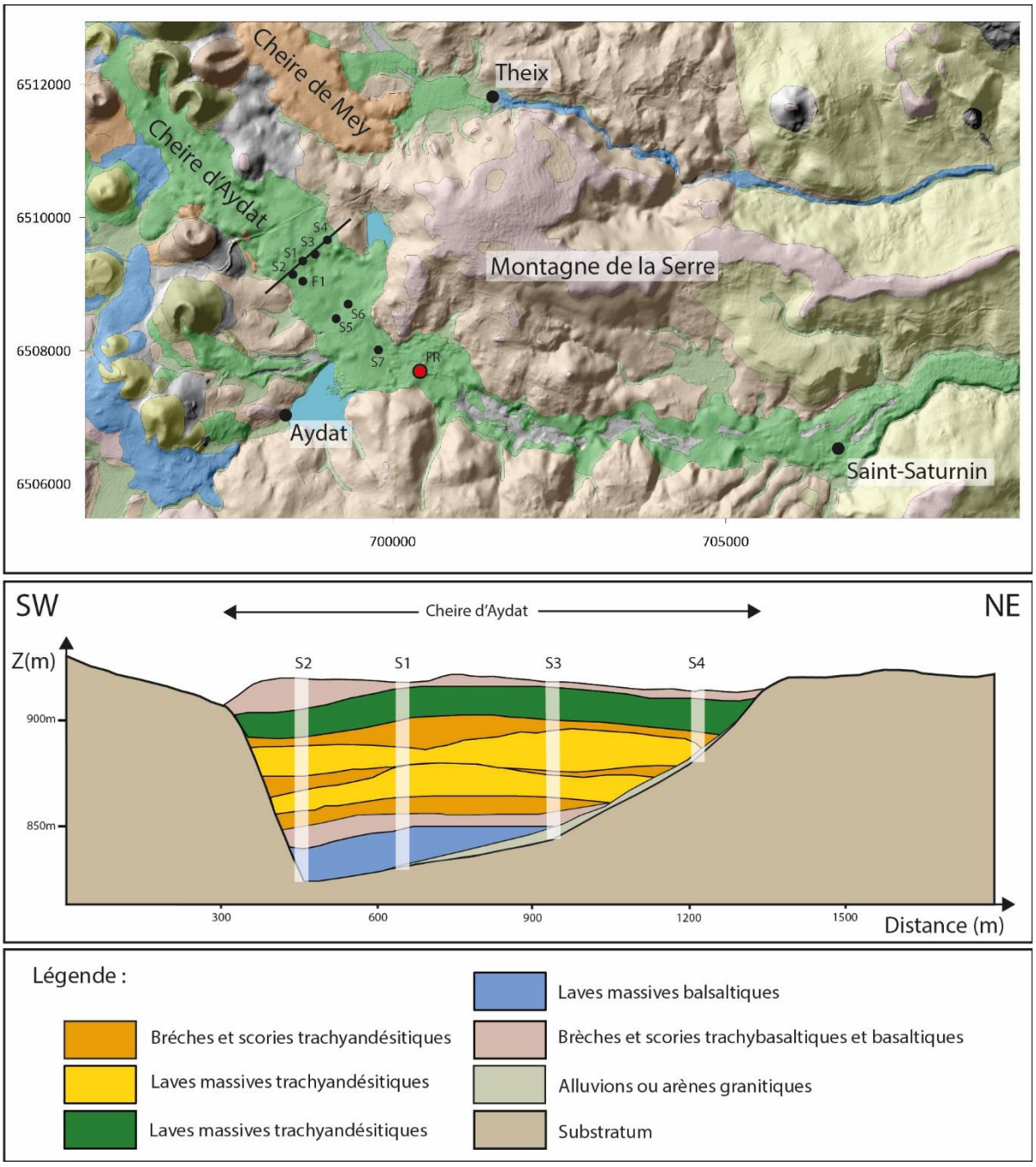


Figure I.22 : Coupe géologique réalisée à partir des forages du secteur de la cheire d'Aydat (d'après Auriat, 1956). Les forages sont marqués par des traits blancs et par leur numérotation générique propre à l'étude dont ils sont tirés.

3. Contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys

a. Les circulations d'eau souterraines dans la Chaîne des Puys :

Le réseau hydrographique de la Chaîne des Puys retranscrit bien le fonctionnement hydrogéologique des différentes formations géologiques. Les formations volcaniques récentes de la Chaîne des Puys sont dépourvues d'écoulement de surface permanent, exception faite des ruisseaux de la Veyre et de la Tiretaine (Figure I.23). A l'inverse, le volume d'eau tombant sur le socle est totalement drainé par la topographie sous forme de ruissellement. Cette différence de comportement entre ces deux types de lithologie va régir le fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys.

Dans un premier temps, les précipitations efficaces tombant sur les formations volcaniques percolent à travers plusieurs dizaines, voire centaines de mètres dans une alternance de coulées et de scories. L'infiltration est non saturante et se fait sous forme d'un film mouillant la surface des éléments constitutifs de l'empilement volcanique (Chalier, 2007 ; Boivin et al., 2017). Après cette percolation lente jusqu'à l'interface entre le substratum varisque et le volcanisme, les eaux vont s'accumuler au cœur des paléovallées entaillées dans le socle cristallin et comblée par le volcanisme. L'accumulation de l'eau au toit du substratum va créer une véritable nappe souterraine où les formations volcaniques aquifères sont totalement saturées. Les caractéristiques hydrodynamiques des formations volcaniques ralentissent les écoulements formant ainsi de véritable zone saturée au toit du substratum avec des épaisseurs importantes (jusqu'à 30 m sous la cheire de Côme). L'eau, ayant transité dans les porosités (perméabilité matricielle) ou dans les fractures (perméabilité en grand), rejaillit à la surface sous la forme d'émergences à l'extrémité des coulées (source de déversement) ou sur le toit et les bords de celles-ci (source d'étranglement).

L'eau précipitée sur le substratum des bassins versants volcanisés va ruisseler jusqu'au contact des formations volcaniques ou elle va s'infiltrer. Lorsque le volume d'eau apporté vers les formations volcaniques est trop important par rapport à leur capacité d'infiltration, un lac se forme. Le lac d'Aydat par exemple s'est formé grâce au barrage d'une vallée secondaire venant du massif du Mont-Dore par la coulée de lave des Puys de la Vache et de Lassolas. Dans la Chaîne des Puys, les bordures des coulées de lave ayant obstruées des vallées secondaires sont jalonnées d'anciens lacs de barrage comblés au fil du temps par des sédiments lacustres (ex : paléo-lac de Randanne et paléo-lac de Pontgibaud).

Il ne faut pas exclure la possibilité que le substratum ne soit pas toujours imperméable et qu'il peut parfois lui-même constituer un aquifère de socle ou d'arènes. Dans cette étude, cette possibilité est connue mais elle est considérée comme négligeable au regard du contraste de perméabilité moyen entre le substratum et les formations volcaniques.

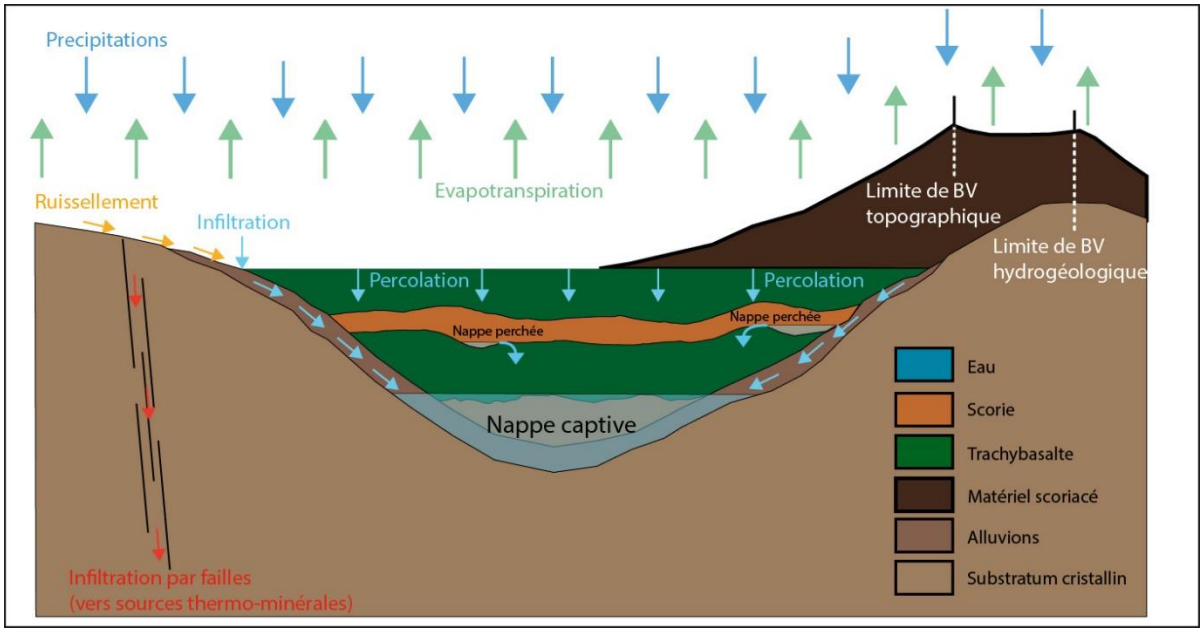


Figure I.23 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique d'un empilement volcanique canalisé dans une paléovallée creusée dans le socle cristallin imperméable.

La caractéristique principale du fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys réside dans le contrôle exercé sur le stockage et le drainage des eaux souterraines par la surface anté-volcanique du substratum. Cette particularité ne permet pas l'observation directe des bassins versants de la Chaîne des Puys lorsque les produits volcaniques recouvrent le substratum et donc ne permet pas, au premier ordre, de raccorder une aire de drainage derrière les sources de front de coulée. La topographie anté-volcanique est donc essentielle pour faire le bilan des ressources en eau et pour comprendre les écoulements souterrains dans les formations volcaniques

Le fonctionnement hydrogéologique des formations volcaniques de la Chaîne des Puys peut être modélisé lorsque l'empilement volcanique est assimilé à une unité unique. Dans le détail, le manque d'informations d'ordre géologiques sur les formations volcaniques de la Chaîne des Puys ne permet pas de caractériser précisément l'ensemble des paramètres hydrodynamiques des formations. Il est néanmoins possible de les caractériser ponctuellement à l'aide des forages.

b. Caractéristique hydrodynamique des aquifères de la Chaîne des Puys

Le milieu volcanique est par définition fortement hétérogène et discontinu. Les matériaux volcaniques, par leur perméabilité importante, sont reconnus comme des terrains très favorables aux phénomènes d'infiltration. La superposition de milieu généralement de faible épaisseur avec des comportements hydrodynamiques très différents rendent les circulations d'eau souterraines discontinues. Dans la Chaîne des Puys, les formations pyroclastiques et scoriacées sont reconnues pour leur capacité régulatrice du fait de leur porosité importante (Barbaud, 1983 ; Joux, 2002 ; Josnin et al., 2007, Chalier, 2007, Boivin et al., 2017). Des estimations de temps de percolation dans les formations scoriacées donnent des ordres de grandeur de 100 à 500 m/an (Chalier, 2007). L'estimation des temps de renouvellement des eaux dans les édifices volcaniques à l'échelle donnée par Barbaud (1983) entre 2,5 et 4 ans a été confirmée par l'étude de Josnin et al. (2007). Les cônes stromboliens sont des portions de l'empilement volcanique ou les circulations d'eau ne sont pas saturantes. Le caractére non saturant des écoulements est expliqué par les caractéristiques hydrodynamiques des formations scoriacées qui composent ces édifices volcaniques (forte porosité mais partiellement efficace avec des valeurs de perméabilité moyennes, Josnin et al., 2007). Elles leurs confèrent un rôle de rétention et de stockage de la ressource en eau créant ainsi un décalage dans la réstitution des eaux de pluie dans le bassin versant (Boivin et al., 2017)

Les coulées de lave au sens large (basaltiques, trachybasaltiques et trachyandésitiques) ont un comportement hydrodynamique plus complexe que les formations scoriacées. La coexistence de plusieurs types de porosité (matricielle, microfissurale et fissurale), se traduit par une régulation des écoulements importantes de certaines unités volcaniques et l'existence de composantes à circulation plus rapide pouvant atteindre 70 à 100m/h (Bouchet, 1987 ; BRGM, 1991). Le contraste de comportement ainsi évoqué est un point de vulnérabilité des systèmes volcaniques avec une dominance des formations laviques (Barbaud, 1983 ; Bertrand, 2009). Ces hétérogénéités dans les comportements hydrodynamiques sont à l'origine de circulations intermédiaires dans l'empilements volcaniques souvent au toit des coulées de lave comme c'est le cas sur le bassin versant de Volvic (Aubignat, 1973 ; Joux, 2002), d'Argnat (Gauby, 1990 ; Bertrand et al., 2010) ou de Côme (BRGM, 1991 ; ERM, 2009 ; ERM, 2010). Les circulations perchées ou tuilées (Violette et al., 1997) sont connues dans d'autres contextes comme sur l'île de la Réunion (Join, 1991 ; Join et Coudray, 1993 ; Join et al., 2005) et montrent le caractère imperméable des coulées de lave massives. Les écoulements tuilés circulent au toit des coulées de lave et transitent en cascade vers les horizons inférieurs à l'aide des fissures qui

fonctionnent comme des drains (Joux, 2002). Le possible caractère imperméable des coulées de lave peut influer sur la captivité de certains aquifères en contexte de « goulot d'étranglement » (resserrement de la paléovallée) (BRGM, 1992 ; Joux, 2002).

Dans la bibliographie, de nombreuses études se sont attardées sur l'estimation des paramètres hydrodynamiques des formations volcaniques diverses. Une compilation de ces données est présentée dans le tableau I.1.

Formations volcaniques	Localité	Φ efficace	Φ totale	Perméabilité (m/s)	Transmissivité (m²/s)	Auteurs
Basaltes	-	-	1 à 5%	-	-	Schoeller, 1962
Tufs	-	-	30%	-	-	Schoeller, 1963
Ponces	-	-	50 à 90%	-	-	Schoeller, 1962
Tufs cendreux	-	-	-	1E10-10 à 1E10-7	nd	Davis, 1974
Coulée de lave	Chaîne des Puys	21%	8%	nd	nd	Fournier, 1983
Pyroclastites	Chaîne des Puys	8%	5%	nd	nd	Fournier, 1983
Basaltes miocènes	Canaries	2 à 5%	10%	6E10-7 à 6E10-6	nd	Custodio, 1985
Basaltes quaternaires	Canaries	3 à 5%	10%	2E10-4 à 9E10-3	nd	Custodio, 1985
Tufs et cendres	Canaries	-	40%	-	-	Custodio, 1985
Scories quaternaires	Chaîne des Puys	45%	60%	2,00E-02	nd	LRPC, 1988; d'Arcy et al., 1990
Scories récentes	Île de la Réunion		60%	-	-	Massari, 1990
Basaltes vésiculés	Trapp du Deccan	0,5 à 6%	-	7,90E-03	0,54	Kale and Kulkarni, 1992
Basaltes quaternaires	Arménie	5 à 20%	-	1E10-5 à 1E10-3	nd	Léonardi et al., 1996
Basaltes fissurés	Trapp du Deccan	0,01% à 5%		4,20E-02	0,625	Kulkrani and Deolankar, 1997
Basaltes vésiculés	Trapp du Deccan	8,50%		6,30E-01	3,32	Kulkrani et al., 2000
Basaltes massifs	Trapp du Deccan	-	-	1,60E-03	0,25	Kulkrani et al., 2000
Scories quaternaires	Chaîne des Puys	39 à 42%	52 à 58%	nd	nd	Josnin et al., 2002
Basaltes quaternaires	Îles de la Réunion	-	-	1,00E-03	nd	Join et al., 2005
Basaltes Pléistocène	Îles de la Réunion			1E10-6 à 1E10-4		Join et al., 2005
Scories quaternaires	Chaîne des Puys	-	-	1,00E-03	nd	Josnin et al., 2007
Basaltes scoriacés	Mayotte	-	-	5E10-3 à 5E10-6	nd	Lachassagne et al., 2014
Basaltes massifs	Mayotte	-	-	> 1E10-6	nd	Lachassagne et al., 2014
Basaltes fissurés	Mayotte	-	-	5E10-4 à 5E10-6	nd	Lachassagne et al., 2014

Tableau I.1 : Paramètres hydrodynamiques des formations volcaniques issus de la bibliographie (Chaîne des Puys en vert).

Plus que des valeurs exactes, la compilation des données de porosité (efficaces ou totales), de perméabilité et de transmissivité donne des ordres de grandeurs pour chaque type de formation (pyroclastique, scoriacée, massive). Custodio et al. (1988) ont montré que l'âge des formations volcaniques et le contexte climatique dans lequel elles sont placées sont à prendre en compte car l'altération (argilisation ou zéolitisation) engendre la diminution des capacités hydrodynamiques. Ainsi, dans le contexte de la Chaîne des Puys, les formations montdoriennes mio-pliocènes qui composent le substratum des édifices quaternaires méridionaux sont considérées comme imperméables (déjà pressentie par Bouchet, 1987).

Léonardi et al. (1996) précisent que dans le cas d'aquifères composés de formations volcaniques récentes les écoulements dépendent directement de la densité et de l'organisation des fissures. Lachassagne et al. (2014) ont montré que les coulées de lave fissurées ont des perméabilités du même ordre de grandeur que les matériaux scoriacés en général. Les paramètres hydrodynamiques montrent bien l'imperméabilité des coulées de lave massives

avec des perméabilités allant jusqu'à 10^{-7} m/s mais aussi des coulées de lave clairement perméables avec des perméabilités de l'ordre de 10^{-3} m/s.

La synthèse réalisée sur les caractéristiques hydrodynamiques des formations volcaniques montre la diversité des comportements hydrogéologiques d'une formation à l'autre. Drogue (1988) estimait qu'il était plus que délicat, voire impossible, de spatialiser les paramètres hydrodynamiques à l'échelle d'un empilement volcanique. Ainsi, l'étude du fonctionnement hydrogéologique des structures volcaniques ne peut être approchée que par une approche globale. L'analyse de la réponse des aquifères complexes à des essais de pompages intègre dans la totalité l'empilement volcanique comme une unité. Les paramètres mesurés dans la Chaîne des Puys (Tableau I.2) à partir des essais de pompage présentent des perméabilités étalées sur trois ordres de grandeur (10^{-2} à 10^{-5} m/s).

Puits						Piézomètre			Nappe
Nom du puit	Epaisseur de la nappe (m)	Débit de pompage	Rabattement max	Transmissivité	Perméabilité	Nom du piézomètre	Transmissivité (m²/s)	Perméabilité (m/s)	Coef d'emmagasinement
Clarvic	49	30	0,29	2,00E-02	4,00E-04				
Arverna	40	120	0,55	3,00E-02	3,00E-02	Clarvic	5,00E-02	1,00E-03	14
Puit de recherche Louch	10	34	7,46	6,50E-04	6,50E-05	F5 (5 m)	1,00E-03	1,00E-04	
Puit recherche Côme 1	30	44	5,46	1,00E-03	3,00E-05	Piézo (10 m)	2,00E-03	7,00E-05	1,5
Puit recherche Côme 2	30	108	25,1	8,00E-04	2,50E-05	Piézo (10 m)	1,50E-03	5,00E-05	0,9
Fontfreyde/Tourtoure	10	100	2,3	7,00E-03	7,20E-04	Piézo (18 m)	9,00E-03	9,00E-04	11
Ceyssat	30	150	nd	nd	nd	Piézo (5m)	4,50E-03	1,50E-04	1,5
Côme T2 2008	60	173	26,69	2,30E-03	nd	Côme T2Pz	1,70E-02	nd	0,0645
Côme T12 2009	60	70	21,32	2,20E-03	nd	Côme F7	1,30E-03	nd	0,0012
Côme T12 2009	60	70	21,32	2,20E-03	nd	Côme T2	1,30E-03	nd	0,000032
Côme T10 2009	60	90	4,71	2,50E-02	nd	Côme T11	3,70E-02	nd	0,005

Tableau I.2 : Tableau des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys calculés à partir des pompages réalisés dans la Chaîne des Puys (d'après Belkessa (1977), Joux (2002) et ERM (2009) et ERM (2010)).

La variabilité des paramètres hydrodynamiques est imagée par la présentation de quelques forages réalisés dans la Chaîne des Puys sur la figure I.24. Les observations réalisées en foration permettent de repérer les niveaux productifs associés à des aquifères perchés ou basals. Les forages B, C et E, sur le bassin versant de Côme, exposent trois niveaux productifs (Figure I.24). Les sondages A (cheire d'Aydat) et D (cheire de Côme) n'ont pas présenté de venue d'eau avant la rencontre d'un unique aquifère basal. Le tuilage des aquifères se fait au toit des formations les moins perméables comme cela est le cas sur le forage C dont les perméabilités ont été mesurées à chaque changement d'unité. Les écoulements perchés se localisent dans les formations alluvionnaires au toit des formations basaltiques et trachybasaltiques peu perméables. La figure I.24 montre que pour des empilements volcaniques avec des structurations similaires (alternance de produits massifs avec des produits bréchiques ou scoriacés), les écoulements souterrains sont singulièrement différents. L'ensemble des données hydrodynamiques sont des paramètres essentiels pour modéliser la physique des écoulements dans les formations. Dans le cadre de cette thèse et plus largement dans le cadre

de la Chaîne des Puys, ce genre de modélisation parait compliquée au vu de la variabilité spatiale importante de ces paramètres.

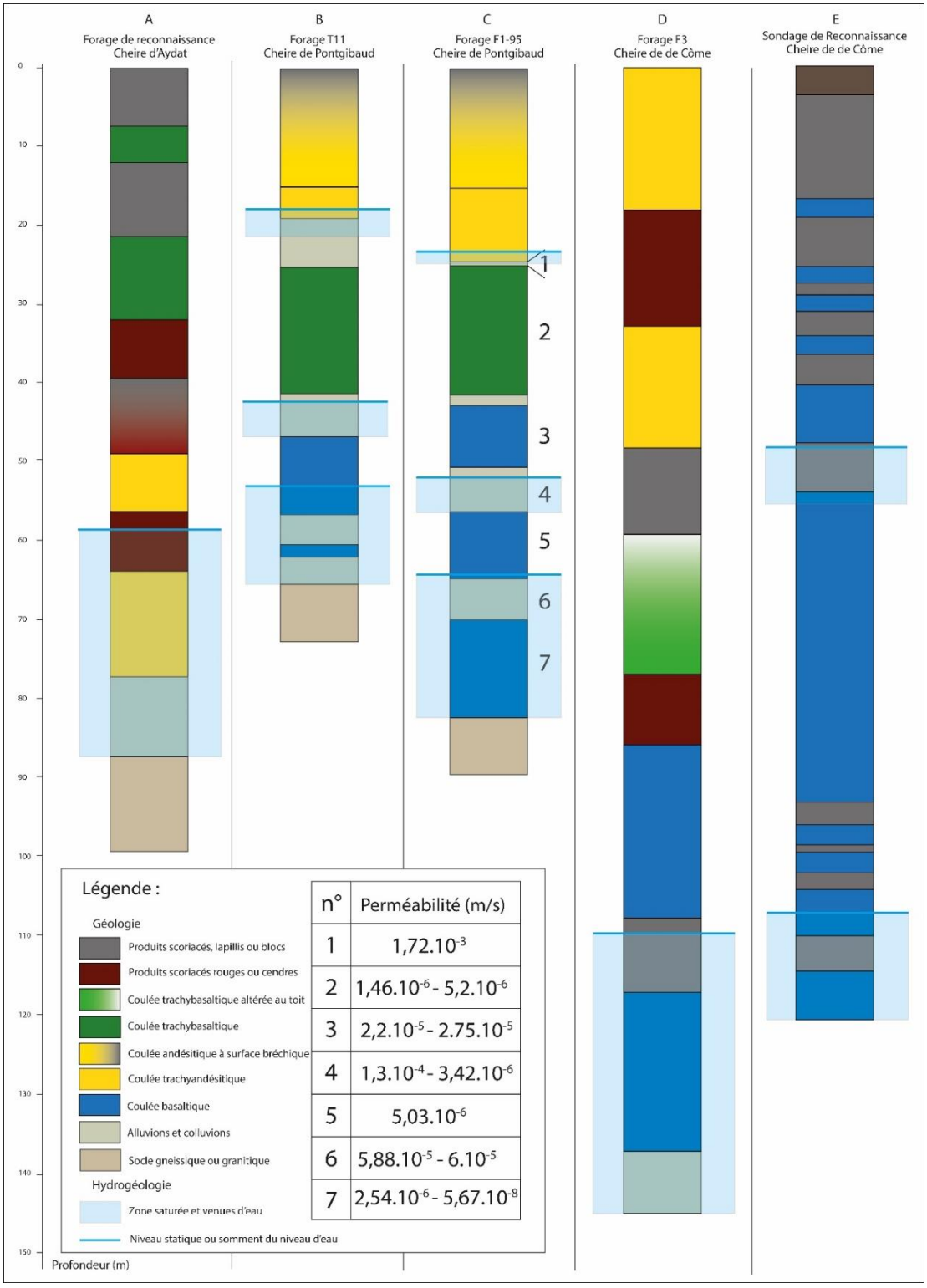


Figure I.24 : Exemples de log de forages réalisées sur la cheire de Côme (B (ERM, 2010), C, D (DDAF, 1998) et E) et la cheire d'Aydat (A : SAFEGE, 2007). Le forage C (ANTEA, 1995) a fait l'objet d'une étude des perméabilités en cours de forage à l'aide des essais Lugeon et Lefranc.

c. Les bassins versants de la Chaîne des Puys : les bilans existants

La Chaîne des Puys peut être découpée en 10 sous-bassins versants dont les limites sont observables sur le pourtour des formations volcaniques là où le socle cristallin affleure. Le prolongement de ces tracés sous la couverture volcanique n'est pas possible sans l'apport d'informations géologiques ou géophysiques. Les 10 sous-bassins versants de la Chaîne des Puys sont dénommés : Volvic, Argnat, Louchadières, Côme, Mazaye, Durtol-Pariou, Tiretaine, Auzon, Chez Pierre, Veyre (Figure I.25). Le premier à avoir tenté d'estimer la surface de ces bassins versants est Glangeaud en 1913 (Tableau I.3) grâce à des mesures de débit réalisées sur certains exutoires des bassins versants. Belkessa (1977) a utilisé la même méthode en allant mesurer les débits de l'ensemble des exutoires de la Chaîne des Puys pour en revenir à une surface dont le résultat correspond au tracé jaune sur la Figure I.25.

Deux études du CETE-LRPC se sont succédées en 1990 sur la façade orientale de la Chaîne des Puys et en 2009 sur l'ensemble de la Chaîne des Puys à partir desquelles un bilan global de la ressource en eau de la Chaîne des Puys a été réalisé. De cette dernière étude, le CETE-LRPC a proposé un tracé des bassins versants de la Chaîne des Puys qui a été adopté par Boivin et al. (2017). En comparaison, les tracés de Belkessa (1977) et du CETE-LRPC (2009) sont différents au niveau de la forme des bassins versants tant au niveau du substratum affleurant que de l'empilement volcanique.

Comme Glangeaud (1913) et Belkessa (1977), le CETE-BRGM (1990, 2009) a utilisé la méthode indirecte (mesure des débits et déduction des surfaces de drainage à partir des données climatiques) pour estimer la surface des bassins versants de la Chaîne des Puys. Les débits mesurés dans chacune des études sont différents : Belkessa (1977) et Glangeaud (1913) ont mesuré un débit total similaire pour l'ensemble de la Chaîne des Puys autour de 3300 l/s mais avec des différences notables entre les débits mesurés à l'est et à l'ouest de la Chaîne des Puys (Tableau I.3). L'étude du CETE-LRPC (2009) évoque un débit total de 2887 l/s avec une répartition des débits similaires à l'étude de Belkessa (1977) entre les façades orientale et occidentale. En 1990, le CETE-LRPC ont trouvé un débit de 1481 l/s pour la façade orientale de la Chaîne des Puys, comme Belkessa (1977 ; 1505 l/s).

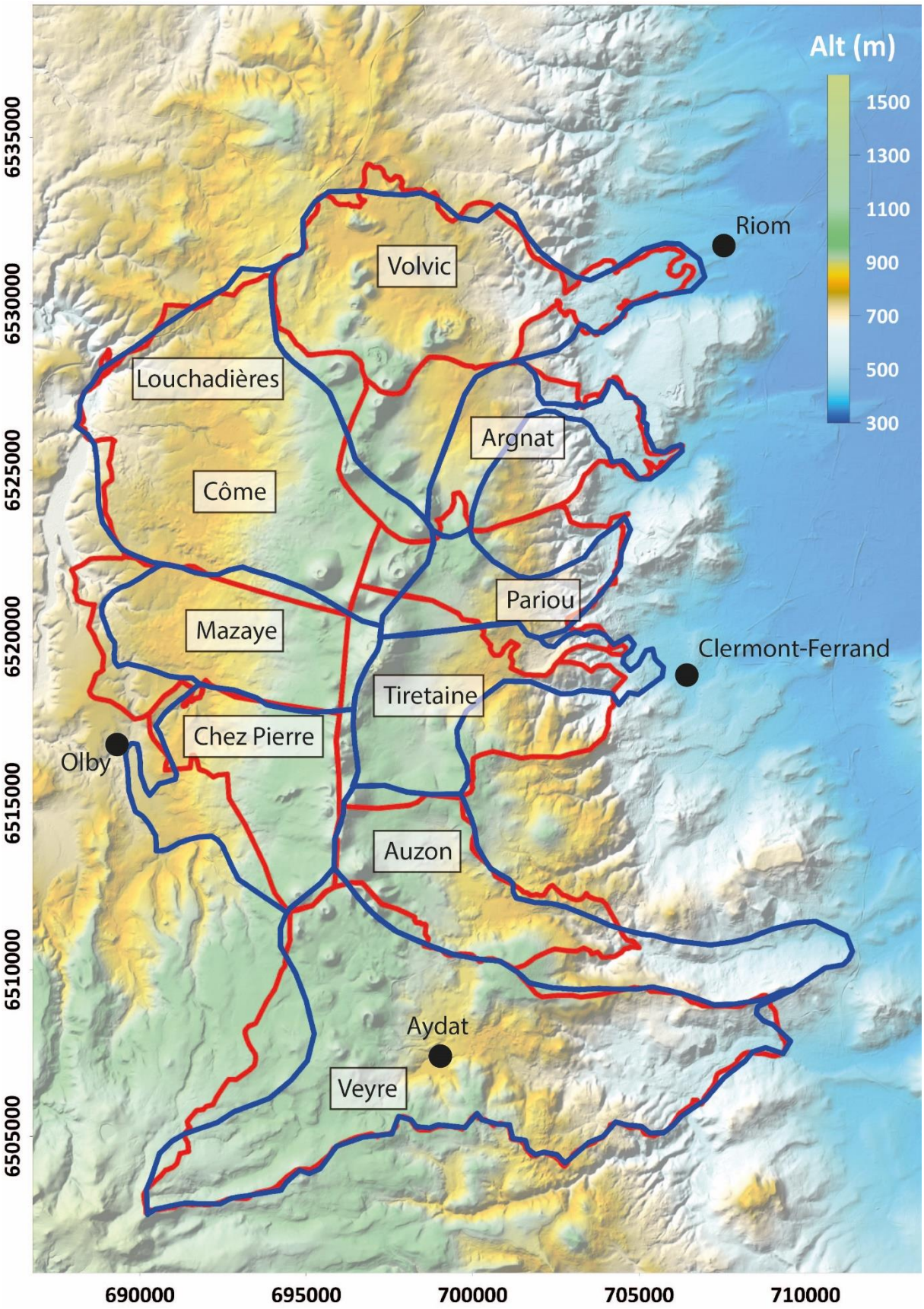


Figure I.25 : Carte topographique de la Chaîne des Puys avec deux tracés des bassins versants hydrogéologiques proposés par Belkessa (1977) en bleu et le CETE-LRPC (2009) en rouge.

	Glangeaud 1913			Belkessa 1975			CETE-BRGM 1990			CETE-LRPC 2009			Césame 2020		
Bassin versant	S (km2)	Da (l/s)	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Da(l/s)	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Da (l/s)	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Da(l/s)	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Mo (l/s)	Ms(l/s.km2)
Volvic	41,5	800	19,3	57,9	485	8,4	50	419	8,4	41,5	464	11,2	49,8	549	11,0
Argnat	33,7	460	13,6	13,2	130	9,8	26,88	201	7,5	33,7	193,1	5,7	29,58	353	11,9
Durtol	17,3	60	3,5	13,8	70	5,1	18,5	35	1,9	17,3	96,2	5,6	18	189	10,5
Tiretaine	32,2	320	9,9	24,1	270	11,2	36	267	7,4	32,2	429,2	13,3	33,49	505	15,1
Auzon	23,6	200	8,5	39	200	5,1	23	233	10,1	23,6	202,4	8,6	24,92	248	10,0
Veyre	80,2	600	7,5	80,8	350	4,3	80,2	326	4,1	80,2	531,8	6,6	77,48	789	10,2
ChDP Est	228,5	2440	10,7	228,8	1505	6,6	234,58	1481	6,3	228,5	1916,7	8,4	233,27	2633	11,3
Louchadières															
Côme	50,7	400	7,9	63,3	890	14,1				50,7	500	9,9			
Mazaye	17,9	250	14,0	25,5	700	27,5				17,9	200	11,2			
Chez-Pierre	18,5	200	10,8	29,9	200	6,7				18,5	270	14,6			
ChdP Ouest	87,1	850	9,8	118,7	1790	15,1				87,1	970	11,1			
Total ChDP	315,6	3290	10,4	347,5	3295	9,5				315,6	2886,7	9,1			

Tableau I.3 : Synthèse des bilans hydrogéologiques réalisés sur l'ensemble de la Chaîne des Puys. S : Surface ; Da : Débit annuel. Ds : Débit spécifique ; Mo : module annuel ; Ms : Module spécifique.

De nombreuses études ne font pas le bilan total de la Chaîne des Puys mais se limite à des bassins versants bien précis. Par exemple, les débits du bassin versant de Chez Pierre ont par exemple été estimés et réévalués par Frémion (1996,), Livet (1996,), Monce et Verdier (1995,), Livet (2006,) et Bertin (2006,).

Les différences de débit sur l'ensemble des études montrent la difficulté rencontrée pour mesurer les quantités d'eau restituées par les bassins versants. La saisonnalité, l'instrumentation, les méthodes de mesure, l'estimation de la pluviométrie à l'échelle de la Chaîne des Puys et la capacité à mesurer les débits de l'ensemble des sources propres aux bassins versants expliquent ces fluctuations. Le tracé des bassins versants est une source de débats scientifiques qui alimentent les études hydrogéologiques de la Chaîne des Puys mais également les politiques de gestions de l'eau. Il constitue la donnée de première ordre dans la compréhension des circulations souterraines mais surtout dans la quantification des ressources en eau disponible. Dans le cadre de cette thèse, c'est une méthode de caractérisation directe de la surface des bassins versants qui est utilisée et non une méthode indirecte basée sur la déduction de la surface à partir des débits et non sur sa mesure.

Chapitre II: Comportement piézomètrique des aquifères de la Chaîne des Puys

1. Les données hydro-climatiques

a. Contexte hydro-climatique de la Chaîne des Puys

Le contexte climatique de la Chaîne des Puys est caractérisé par des amplitudes thermiques hiver/été importantes et de forts contrastes pluviométriques. Dans un contexte de circulations de masses d'air essentiellement de l'ouest vers l'est (de l'océan Atlantique vers le continent), la barrière orographique formée par l'axe Chaîne des Puys/Mont-Dore/Cantal, perpendiculaire à l'axe de circulation principal des masses d'air représente le premier relief notable depuis l'océan. Ce relief est à l'origine de deux effets qui se traduisent par une hétérogénéité des paramètres climatiques sur les deux versants d'un même massif.

L'effet d'altitude se traduit par un soulèvement orographique de la masse d'air provoquant une détente et un refroidissement à l'origine de la condensation de l'eau dans les nuages et donc de la pluie. Cet effet orographique induit des précipitations plus importantes sur les versant occidentaux de la Chaîne des Puys et sur ses sommets (les précipitations augmentant en fonction de l'altitude). L'effet de foehn, le second effet, se produit lorsque la masse d'air redescend sur l'autre versant. La diminution d'altitude de la masse d'air induit une compression et un réchauffement responsable de la désaturation de l'air en vapeur d'eau et donc du déficit de pluviométrie sur les versant orientaux.

En opposition à ce contexte favorable aux influences océaniques, les Limagnes sont quant à elles soumises à un régime strictement continental avec des sécheresses hivernales et de forts orages en été. La figure II.1, représentant les données Météo-France sur 3 stations de la région de la Chaîne des Puys entre les années 1971 et 2000, image clairement les phénomènes cités précédemment. Cette comparaison des pluviométries mensuelles montre qu'il pleut plus à Pontgibaud, situé à l'ouest de la Chaîne des Puys, qu'à Volvic à l'est et surtout à Clermont-Ferrand en Limagne (Belkessa, 1977 ; Bertrand 2009).

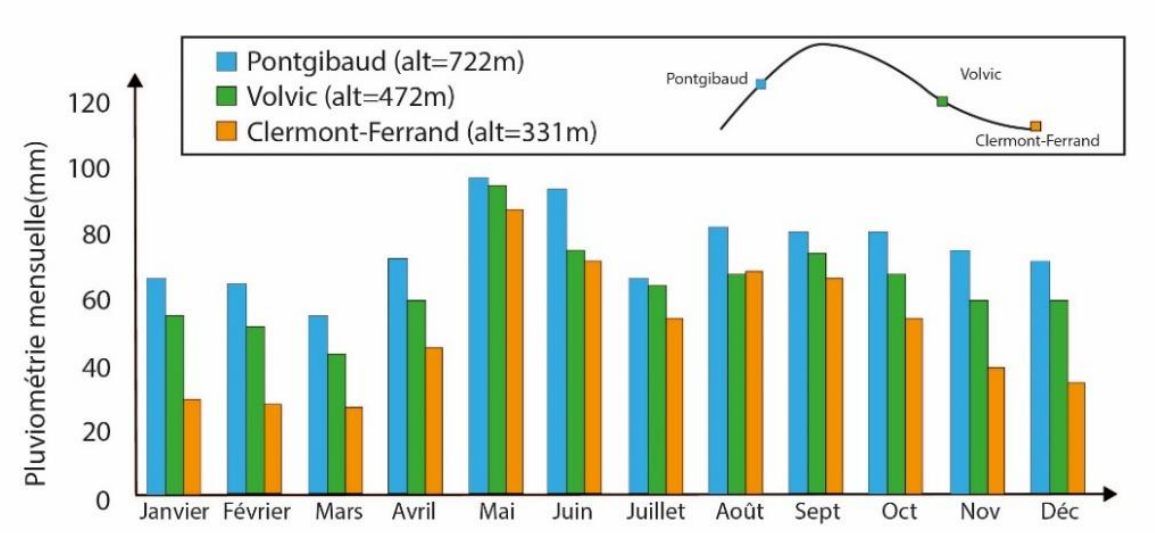


Figure II.1 : Graphique des précipitations moyennes mensuelles entre 1971 et 2000. Les trois stations proches de la Chaîne des Puys sont à des altitudes différentes : Pontgibaud (à l'ouest), Volvic et Clermont-Ferrand (l'est) (d'après Bertrand, 2009).

b. Quantification et spatialisation de la Pluie efficace annuelle

Les données de pluies sont le plus souvent représentées de façon ponctuelle, sous la forme de chroniques journalières, mensuelles ou annuelles. La spatialisation des données de pluviométrie est délicate sans une densité de station météo importante, il existe néanmoins des modèles de spatialisation du volume d'eau précipité à l'échelle d'une année qui prennent en compte un nombre restreint de mesures ponctuelles. Météo France propose un modèle de carte de pluviométrie basée sur des normales sur 30 ans (de 1981 à 2010) nommée normale Aurelhy (Canellas et al., 2014 ; Lemaire, 2015) Le jeu de données normales spatialisées correspond à une grille de résolution kilométrique au pas de temps annuel ou mensuel. Les normales Aurelhy sont obtenues à partir des normales de référence aux postes de mesure par une méthode d'interpolation prenant en compte les effets orographiques sur la répartition des paramètres météorologiques. Ce type de modèle pluviométrique a déjà été utilisé dans le contexte de la Chaîne des Puys notamment dans le cadre de l'étude SEMEAU avec un modèle basé sur les données 1970-2000 (Frémion, 2013).

Le volume d'eau issue de la pluviométrie transitant réellement vers le domaine souterrain est directement contrôlé par les interactions entre les précipitations, les conditions atmosphériques et la biosphère. L'Evapotranspiration Réelle, ou ETR, est la quantité d'eau réellement transpirée par le sol ou les plante sous la forme de vapeur d'eau. La valeur de l'ETR se calcule à l'aide d'un bilan hydrologique à l'échelle d'un lac, d'une rivière, d'un bassin versant ou à l'aide de modèle. A partir de ces valeurs d'ETR, il est possible de calculer une

valeur de pluie efficace (Peff) qui correspond à la quantité de pluie, ou lame d'eau, qui ruisselle ou qui s'infiltre sur un bassin versant :

$$Peff\ (lame\ d'eau) = P - ETR = I + R \qquad (1)$$

Où : Peff est la pluie efficace (en mm), P le volume de précipitation (en mm), ETR est l'évapotranspiration (en mm), R le ruissellement (en mm) et I l'infiltration (mm).

L'ETR est également fonction de la Réserve Facilement Utilisable (RFU) qui correspond à une quantité d'eau disponible dans le sol et facilement mobilisable par le système racinaire des plantes. Lorsque la RFU=0, les plantes commencent à souffrir de la sécheresse. Dans ce contexte l'ensemble de l'eau précipitée est consommée par les plantes et le sol tant que la RFU n'est pas revenue à une valeur normale.

L'ETP ou Evapotranspiration Potentielle correspond à la valeur maximale de l'ETR lorsque celle-ci s'opère sur un sol dont la RFU est à son maximum. L'ETP peut être estimée à l'aide de plusieurs méthodes, l'une des plus utilisées étant la méthode régionale de Thornthwaite basée uniquement sur les données de températures et de pluviométries mensuelles d'une station météorologique. Cette méthode implique l'utilisation d'un coefficient correcteur mensuel dépendant de la latitude de la station. La formule de l'ETP par la méthode de Thornthwaite est :

$$ETP\ (mm/mois) = 16 * (10t/I)a\ * F(Y) \qquad (2)$$

Où F(Y) est le coefficient correcteur en fonction de la latitude, t est la température moyenne mensuelle (en °C), a est fonction de l'indice I ($a=6{,}75.10^{-7}.\ I^3-7{,}71.10^{-5}.\ I^2+1.79.10^{-2}.\ I+0{,}49$) et I est l'indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels ($I = (t/5)^{1.514}$

En fixant la RFU, on peut estimer l'ETR qui conduit alors à une estimation de Peff en la retranchant à la pluviométrie mensuelle. Le bureau d'étude CESAME dans le cadre de l'étude HMUC (CESAME, 2021) a fixé arbitrairement une RFU de 50 mm correspondant aux connaissances actuelles sur notre zone d'étude, nous avons utilisé cette valeur.

En s'appuyant sur l'étude HMU (CESAME, 2021), le calcul de l'ETR dépend des conditions suivantes :

- Lorsque ETP>Pluie : ETR = RFU + Pluie (vidange de la RFU et aucun effet de la pluie)
- Lorsque ETP=Pluie : ETR=ETP (RFU non affectée)
- Lorsque ETP<Pluie : ETR=ETP (Recharge de la RFU jusqu'à saturation fixé à 50mm)

Les données de pluie, de température, d'ETP, d'ETR, et de pluie efficace (Peff) sur les 15 stations Météo-France (Figure II.2) utilisées pour établir notre modèle de spatialisation du volume d'eau précipité sur la Chaine des Puys et durant la période 1981-2010 sont présentées dans le Tableau II.1. Les valeurs de Peff que nous avons calculées sont clairement inférieures aux valeurs de pluviométrie enregistrées par les stations météorologiques. A partir des calculs d'ETP de Thornthwaite et de l'estimation de l'ETR on peut établir que :

- Jusqu'à 90% des volumes d'eau précipités sont mobilisés dans les phénomènes de d'évapotranspiration pour les stations de Clermont-Ferrand ou de Plauzat situées à basse altitude.
- Pour les stations de la Fontaine du Berger et de Vernines, pourtant autour de 1000m d'altitude, jusqu'à 50% des précipitations sont mobilisés dans les phénomènes d'évapotranspiration.
- Pour les stations d'altitude moyenne comme celle de Saint-Genès, de Sayat ou de Gelles, c'est environ 70% des précipitations qui sont mobilisés dans les phénomènes d'évapotranspiration.

Cette modélisation permet de montrer qu'au-delà du volume total de précipitations non mobilisable pour l'alimentation des eaux souterraines, la répartition des pluies efficaces sur une année vient clairement accentuer les contrastes à l'échelle de la Chaîne des Puys.

La création de la carte des pluies efficaces de la Chaîne des Puys passe par la vectorisation de la grille des normales Aurelhy 1981-2010 (Figure II.2). Les valeurs de pluviométrie sont remplacées par les données de Peff calculées pour chacune des 8 stations présentes sur la zone d'étude. Cette méthode de spatialisation des pluies efficaces à partir de la base de données Aurelhy permet de prendre en compte l'influence générale du relief sur la pluviométrie (le modèle Aurelhy), tout en conservant l'information ponctuelle donnée par les stations de mesure.

A l'échelle de la Chaîne des Puys, le calcul des débits de restitution de chaque bassin versant, utilisant une méthode Pluie-Débit et cette spatialisation des pluies efficaces semble plus pertinent à utiliser qu'une simple carte de précipitations. Ce travail est présenté dans le chapitre V de ce manuscrit.

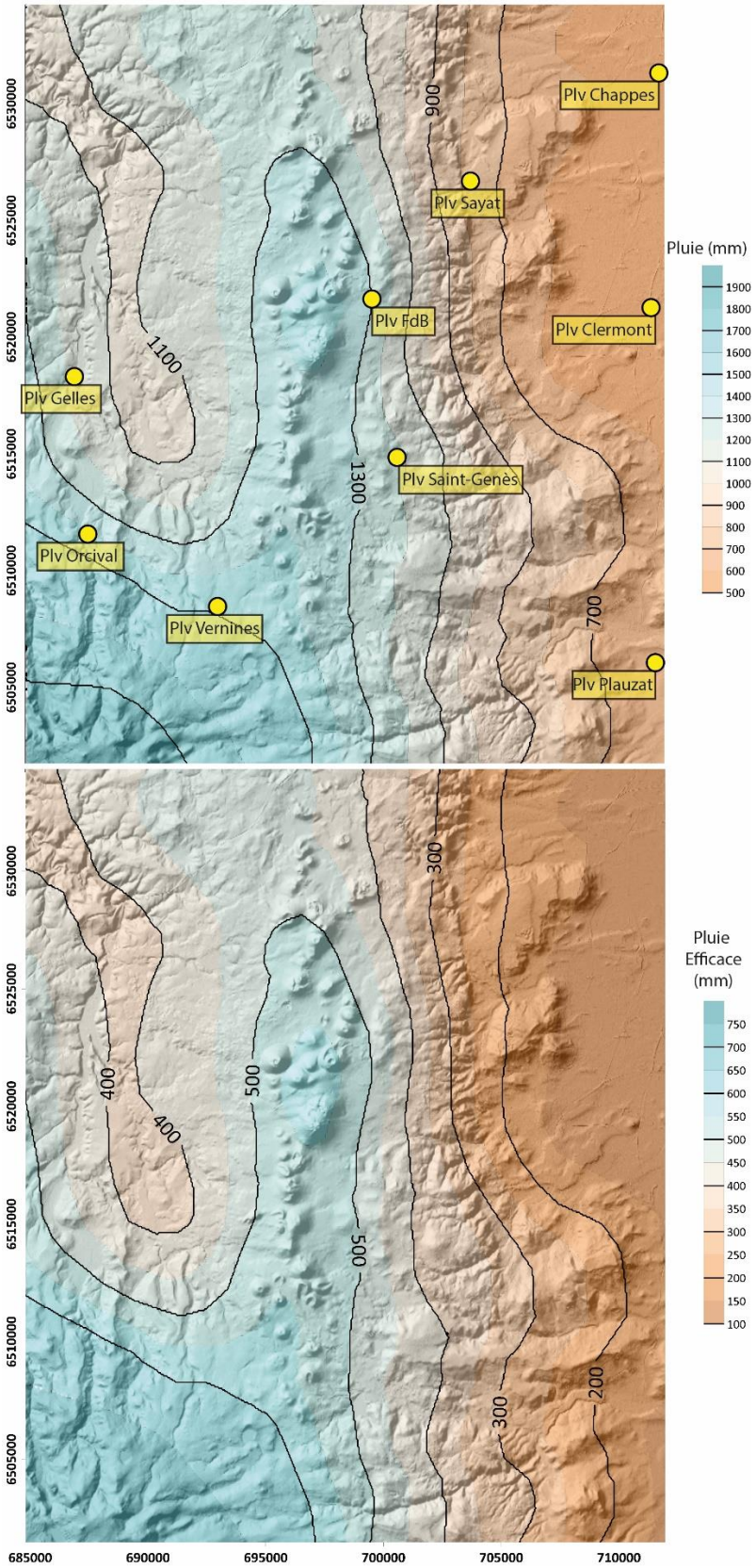


Figure II.2 : Carte des pluies et des pluies efficaces annuelles du secteur de la Chaîne des Puys sur la période 1981-2010. En haut : la carte des pluies (d'après le modèle Aurelhy, Météo France) avec la position des pluviomètres. En bas : la carte des pluies efficaces Peff calculée. Les échelles des couleurs ne sont pas identiques pour les deux cartes.

Pluie (mm)															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050	1373	128	110	105	112	121	103	85	89	108	130	132	145
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287	2124	202	197	178	166	164	152	130	124	159	206	219	221
63089001	CHAPPES	314	657	30	25	28	57	90	84	62	71	69	54	47	35
63098001	CHASTREIX	1385	1600	113	106	108	126	141	133	130	133	156	153	167	128
63113001	CLERMONT-FERRAND	331	579	26	21	25	53	76	72	54	61	65	49	39	30
63163001	GELLES	785	1048	88	77	79	89	97	99	76	80	89	86	91	91
63189005	LAQUEUILLE	1095	1119	66	66	66	101	103	97	104	101	112	108	114	76
63236002	MONT-DORE	1050	1795	164	146	148	156	157	132	113	109	138	168	176	183
63236003	MONT-DORE	1220	2145	183	168	171	184	167	154	150	142	170	203	233	215
63263005	ORCINES	971	1069	73	65	67	101	101	97	98	95	97	91	99	78
63264001	ORCIVAL	1080	1085	78	68	64	90	87	101	104	100	112	99	103	75
63282001	PLAUZAT	503	640	31	22	27	61	75	62	79	74	61	55	53	32
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893	796	41	41	40	75	80	87	77	71	87	73	67	50
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705	849	56	48	49	70	99	88	78	76	81	69	70	60
63417001	SAYAT	550	814	55	53	49	77	75	77	85	72	73	65	71	60
Température moyenne (°C)															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050	7,6	0,4	0,8	3,3	5,7	9,9	13,4	16	15,8	12,4	8,9	3,7	1
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287	6,5	0	0	1,9	4,1	8,3	11,8	14,4	14,1	10,9	7,8	3	0,9
63089001	CHAPPES	314	10,9	2,7	3,8	6,9	9,3	13,2	16,6	19,8	18,8	16,3	12,4	6,7	4,3
63098001	CHASTREIX	1385	6,1	0	0	1,7	4	8,6	11,9	13,8	14	10,3	7,3	2,4	0,1
63113001	CLERMONT-FERRAND	331	11,7	3,7	4,8	7,9	10,2	14,3	17,6	20,3	19,9	16,5	12,8	7,3	4,4
63163001	GELLES	785	9,1	1,9	2,5	5,1	7,4	11,5	14,8	17,3	17	13,6	10,3	5,3	2,6
63189005	LAQUEUILLE	1095	7,9	1,3	1,4	3,8	6,1	10,5	13,8	15,6	15,7	11,8	9,1	4	1,7
63236002	MONT-DORE	1050	7,8	0,9	1,3	3,6	6,1	10,2	13,5	15,9	15,4	12,1	8,9	4,1	1,7
63236003	MONT-DORE	1220	6,9	0,3	0,3	2,8	4,9	9,3	12,5	14,5	14,6	11	8,1	3,2	0,8
63263005	ORCINES	971	8	1,2	1,4	4	6,4	10,6	13,9	15,7	15,7	11,8	9,2	4	1,5
63264001	ORCIVAL	1080	7,8	1,1	1	3,7	5,9	10,3	13,7	15,8	15,9	12	9	3,8	1,3
63282001	PLAUZAT	503	11	3,3	4,3	7,2	9,8	13,9	17,3	19,3	19,1	15,3	12,3	6,5	3,5
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893	8,7	1,8	2,4	5	6,8	11,3	14,3	16,6	16,6	12,7	9,6	4,6	2,1
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705	9,5	2	2,8	5,4	7,9	11,9	15,3	17,8	17,5	14	10,5	5,3	2,7
63417001	SAYAT	550	11	3,1	4,3	7,1	9,7	13,9	17,4	19,4	19,3	15,3	12	6,4	3,5
ETP (mm)															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050	674	3	6	19	35	77	115	147	124	74	47	20	7
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287	561	0	0	11	24	62	98	128	108	65	42	17	6
63089001	CHAPPES	314	965	18	20	40	61	111	151	193	152	99	65	32	22
63098001	CHASTREIX	1385	541	0	0	9	24	65	99	121	107	61	39	14	1
63113001	CLERMONT-FERRAND	331	1035	25	25	46	67	123	163	199	163	100	67	35	23
63163001	GELLES	785	797	7	14	29	47	93	131	162	135	82	55	27	15
63189005	LAQUEUILLE	1095	694	7	9	22	38	83	120	142	123	71	48	21	11
63236002	MONT-DORE	1050	687	6	8	20	38	80	116	146	120	72	47	22	11
63236003	MONT-DORE	1220	602	3	2	16	30	72	105	129	113	66	43	18	6
63263005	ORCINES	971	702	9	9	23	40	84	121	143	123	71	49	21	10
63264001	ORCIVAL	1080	689	7	7	21	36	81	118	144	125	72	48	20	9
63282001	PLAUZAT	503	974	18	23	42	64	119	159	187	155	92	65	32	19
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893	758	8	14	29	43	91	125	154	131	76	51	24	13
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705	832	11	16	31	50	98	136	168	140	84	56	27	15
63417001	SAYAT	550	971	14	23	41	64	119	160	188	157	92	63	31	19
RFU															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	37,9	0,0	15,3	50,0	50,0	50,0	50,0
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63089001	CHAPPES	314		50,0	50,0	38,0	46,4	28,8	0,0	0,0	0,0	20,3	39,0	50,0	50,0
63098001	CHASTREIX	1385		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63113001	CLERMONT-FERRAND	331		50,0	46,2	29,0	35,8	3,0	0,0	0,0	0,0	15,0	32,0	50,0	50,0
63163001	GELLES	785		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	18,4	0,0	0,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63189005	LAQUEUILLE	1095		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	27,5	11,9	28,2	50,0	50,0	50,0	50,0
63236002	MONT-DORE	1050		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	17,4	39,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63236003	MONT-DORE	1220		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63263005	ORCINES	971		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	26,4	4,8	22,2	50,0	50,0	50,0	50,0
63264001	ORCIVAL	1080		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	32,6	9,6	25,4	50,0	50,0	50,0	50,0
63282001	PLAUZAT	503		50,0	49,4	35,2	46,8	6,3	0,0	0,0	0,0	18,6	40,4	50,0	50,0
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893		50,0	50,0	50,0	50,0	38,6	12,0	0,0	0,0	50,0	50,0	50,0	50,0
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705		50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	1,8	0,0	0,0	46,7	50,0	50,0	50,0
63417001	SAYAT	550		50,0	50,0	50,0	50,0	6,3	0,0	0,0	0,0	30,6	50,0	50,0	50,0
ETR															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050	619	3	6	19	35	77	141	85	104	74	47	20	7
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287	561	0	0	11	24	62	98	128	108	65	42	17	6
63089001	CHAPPES	314	781	18	20	66	103	119	84	62	71	89	93	32	22
63098001	CHASTREIX	1385	541	0	0	9	24	65	99	121	107	61	39	14	1
63113001	CLERMONT-FERRAND	331	719	25	67	54	89	79	72	54	61	80	81	35	23
63163001	GELLES	785	643	7	14	29	47	93	117	76	80	82	55	27	15
63189005	LAQUEUILLE	1095	679	7	9	22	38	83	124	116	129	71	48	21	11
63236002	MONT-DORE	1050	700	6	8	20	38	80	116	130	148	72	47	22	11
63236003	MONT-DORE	1220	602	3	2	16	30	72	105	129	113	66	43	18	6
63263005	ORCINES	971	659	9	9	23	40	84	123	103	117	71	49	21	10
63264001	ORCIVAL	1080	674	7	7	21	36	81	134	114	125	72	48	20	9
63282001	PLAUZAT	503	781	18	71	62	108	81	62	79	74	80	95	32	19
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893	622	8	14	29	43	119	99	77	71	76	51	24	13
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705	675	11	16	31	50	98	90	78	76	128	56	27	15
63417001	SAYAT	550	673	14	23	41	64	81	77	85	72	104	63	31	19
Pluie efficace (mm)															
63038001	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1050	802	124,8	104,4	86,3	77,0	43,6	0,0	0,0	0,0	33,7	82,5	112,1	138,0
63038002	BESSE-ET-SAINT-ANASTAISE	1287	1557	202,0	197,0	167,4	141,8	102,0	54,0	1,8	16,0	94,0	164,1	202,2	214,5
63089001	CHAPPES	314	44	11,6	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,6	12,8
63098001	CHASTREIX	1385	1053	113,0	106,0	98,5	102,5	76,2	34,0	8,6	25,9	94,7	113,7	153,0	126,9
63113001	CLERMONT-FERRAND	331	13	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	7,3
63163001	GELLES	785	417	80,6	62,6	49,7	42,1	3,5	0,0	0,0	0,0	7,2	31,5	64,3	76,0
63189005	LAQUEUILLE	1095	502	58,9	57,1	44,3	63,2	19,6	0,0	0,0	0,0	41,4	59,5	92,8	65,3
63236002	MONT-DORE	1050	1146	157,9	137,6	127,5	118,2	76,6	15,8	0,0	0,0	65,6	120,5	154,3	172,3
63236003	MONT-DORE	1220	1538	180,5	165,5	155,2	154,4	95,5	48,6	20,6	29,4	104,4	159,6	215,3	209,1
63263005	ORCINES	971	457	64,1	56,1	44,2	61,1	16,6	0,0	0,0	0,0	26,4	42,0	77,8	68,3
63264001	ORCIVAL	1080	474	70,8	61,3	42,9	53,6	5,6	0,0	0,0	0,0	40,2	51,0	82,6	66,4
63282001	PLAUZAT	503	48	13,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	21,4	13,1
63345002	SAINT-GENES-CHAMPANELLE	893	218	33,5	27,1	11,3	32,3	0,0	0,0	0,0	0,0	10,8	22,0	43,2	37,4
63354004	SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE	705	218	45,2	32,2	17,9	19,5	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	13,5	43,3	44,6
63417001	SAYAT	550	176	41,1	30,4	7,8	13,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	39,8	41,1

Tableau II.1 : Tableau des données hydro-climatiques sur la période 1981-2010 sur 15 stations Météo-France à proximité de la Chaîne des Puys. Les calculs d'ETP sont réalisés à partir de la formule de Thornthwaite et en fixant la RFU à 50mm d'après l'étude HMUC, CESAME (2021).

c. Analyse des données de pluviométrie ponctuelles entre 2010-2021

Dans le cadre de cette thèse, les données pluviométriques utilisées sont celles des stations les plus caractéristiques de notre zone d'étude. La période d'observation se place entre 2010 et fin 2021, cette période correspond également aux périodes de suivis hydrologiques disponibles dans les bases de données. Cinq stations avec des chroniques pluviométriques journalières sont regardées pour la période 2010-2021 : Fontaine du Berger, Sayat, Saint-Genès Champanelle, Plauzat et Vernines.

Géographiquement, le pluviomètre de la Fontaine du Berger (970 m) est localisé au cœur de la Chaîne des Puys tandis que celui de Saint-Genès (890 m) est légèrement décalé à l'est de l'axe volcanique de la partie sud de la Chaîne des Puys. Les pluviomètres de Sayat (550 m) et Plauzat (500 m) sont positionnés à une altitude voisine au pied de la faille de Limagne, respectivement au nord-est et au sud-est de la zone d'étude. Enfin le pluviomètre de Vernines, le plus en altitude (1045 m) est excentré au sud de la Chaîne des Puys. Pour ce dernier, nous justifions son utilisation par le fait qu'aucun relief ne sépare la Chaîne des Puys de Vernines. Il sera alors possible de considérer la pluviométrie de Vernines comme étant représentative de celle du sud et sud sud-ouest de la Chaîne des Puys. De plus, certains cours d'eau étudiés dans la suite de ce chapitre prennent leur source à proximité de cette station.

A partir des chroniques journalières de ces 5 pluviomètres, il est possible de calculer :

- Les moyennes mensuelles pour établir une corrélation possible entre pluie et piézométrie.
- Les moyennes annuelles et écart à la moyenne annuelle sur 10 ans pour définir les années excédentaires et les années déficitaires en termes de pluviométrie.

Avant d'être déclinées sous ces deux formats, les données de pluviométrie journalières ont été corrigées de l'évapotranspiration avec la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005 ; Oudin, 2005) qui permet de calculer un ETP journalier à partir de la date, de la température journalière et de la latitude de la station de mesure. En l'absence de données permettant de calculer l'ETR propre au contexte de la Chaîne des Puys, l'ETR journalier est considéré égal à l'ETP journalier dans ce calcul. Joux (2002) a montré la pertinence de cette hypothèse dans le contexte de la Chaîne des Puys.

La comparaison de la pluviométrie efficace moyenne annuelle entre les stations de Sayat (Figure II.3) et de la Fontaine du Berger (II.4), placées sur un axe est-ouest à des altitudes, différentes, permet de montrer :

- Une différence de l'ordre de 200 mm annuel, tant pour les années pluvieuses (2010, 2016 et 2021) que pour les années sèches (2015).
- Cette différence correspond à un gradient pluviométrique de l'ordre de 50 mm de pluie tous les 100 m, comparable à celui estimé par Joux (56 mm/100 m ; 2002) sur la période 1970-2000 et par Barbaud (57 mm/100 m ; 1983) sur la période 1950-1970.

La répartition temporelle des pluies sur une année reste la même pour les deux stations avec de forts cumuls de novembre à mai et des cumuls plus modestes entre juin et octobre. Les mois les moins pluvieux étant ceux d'aout et de septembre.

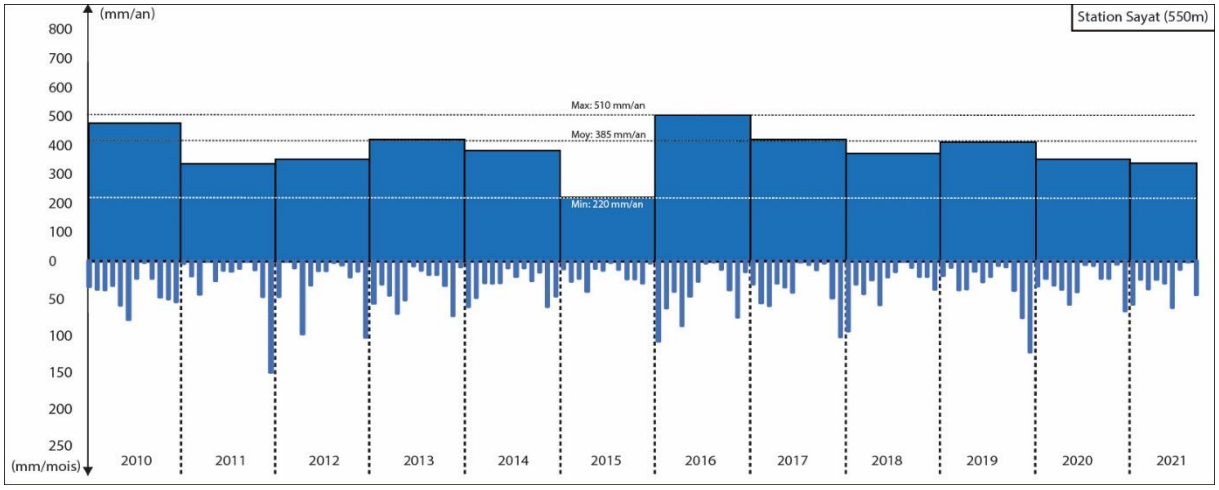


Figure II.3: Données pluviométriques pour la station de Sayat sur la période 2010-2021.

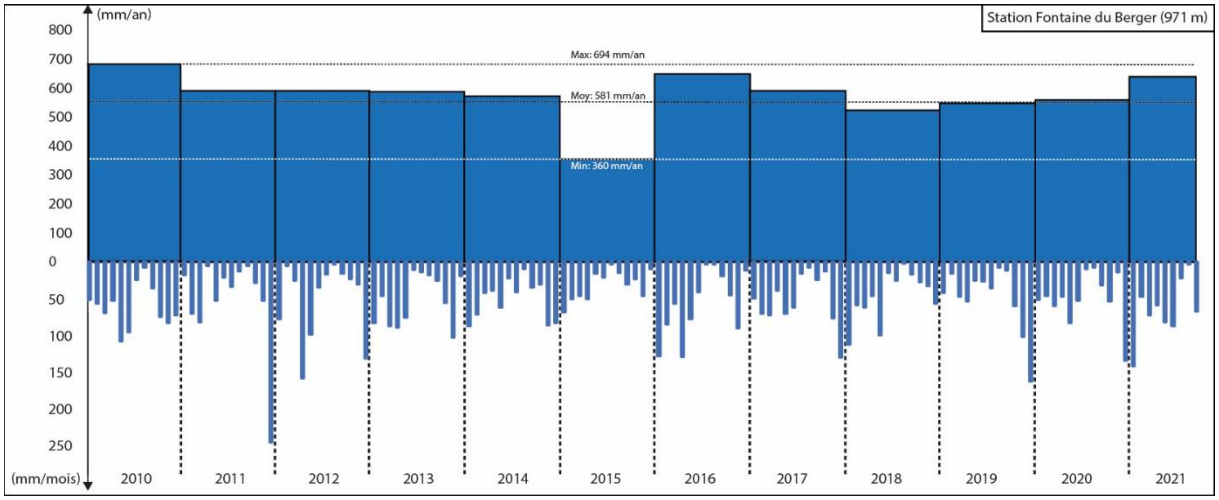


Figure II.4 : Données pluviométriques pour la station de la Fontaine du Berger sur la période 2010-2021.

La comparaison entre la station de Saint-Genès (890 m, Figure II.5) et de celle de la Fontaine du Berger (970 m, Figure II.4), placées sur un axe nord-sud à des altitudes similaires, montre des différences de pluviométrie qui ne peuvent pas être expliquées par le gradient

altitudinal évoqué précédemment. Les précipitations enregistrées à Saint-Genès sont proches de celle enregistrées à Sayat (Figure II.3), 300 m plus bas.

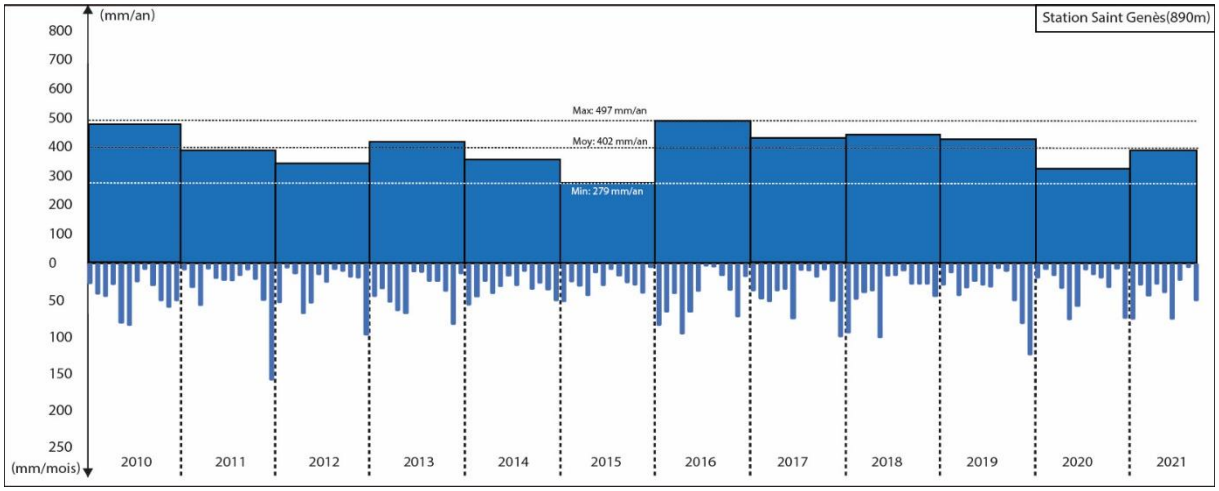


Figure II.5 : Données pluviométriques pour la station de Saint-Genès sur la période 2010-2021.

La comparaison entre les stations de Sayat et de Plauzat, également sur un axe nord-sud et à des altitudes comparables amplifie encore ce contraste nord-sud sans relation avec le gradient altitudinal. Les cumuls pluviométriques sont généralement deux fois moins importants à Plauzat au sud qu'à Sayat au nord de la Chaîne des Puys.

Ces observations peuvent être interprétées en considérant un effet de foehn plus efficient sur la portion sud de la Chaîne des Puys que sur sa partie nord. Cette considération s'appuie sur les travaux de Barbaud (1983), Joux (2002) mais également Bertrand (2009) qui évoquent le blocage des précipitations venant de l'O-SO par le massif du Mont-Dore avant d'arriver sur le versant sud de la Chaîne des Puys. Les précipitations arrivant sur la partie nord de la Chaîne des Puys ne sont pas influencées par le relief du Mont-Dore.

L'influence du massif du Mont-Dore est également perceptible sur les données enregistrées par la station de Vernines. La station la plus haute de cette étude (1045 m) n'est pas celle qui a enregistré les cumuls de pluviométrie les plus importants, ceux-ci sont observés à la station de la Fontaine du Berger (970 m, Figure II.7). La moyenne annuelle sur les dix dernières années de la station de Vernines est de 50 mm inférieure à celle de la Fontaine du Berger, l'année présentant le cumul de précipitation le plus important est néanmoins du même ordre (684-694 mm/an).

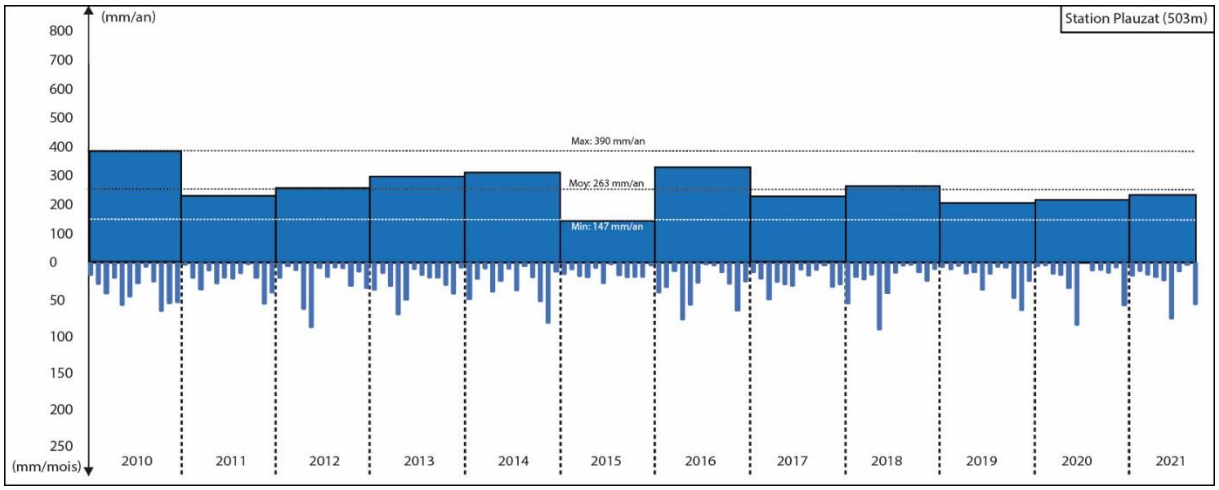


Figure II.6 : Données pluviométriques pour la station de Plauzat sur la période 2010-2021.

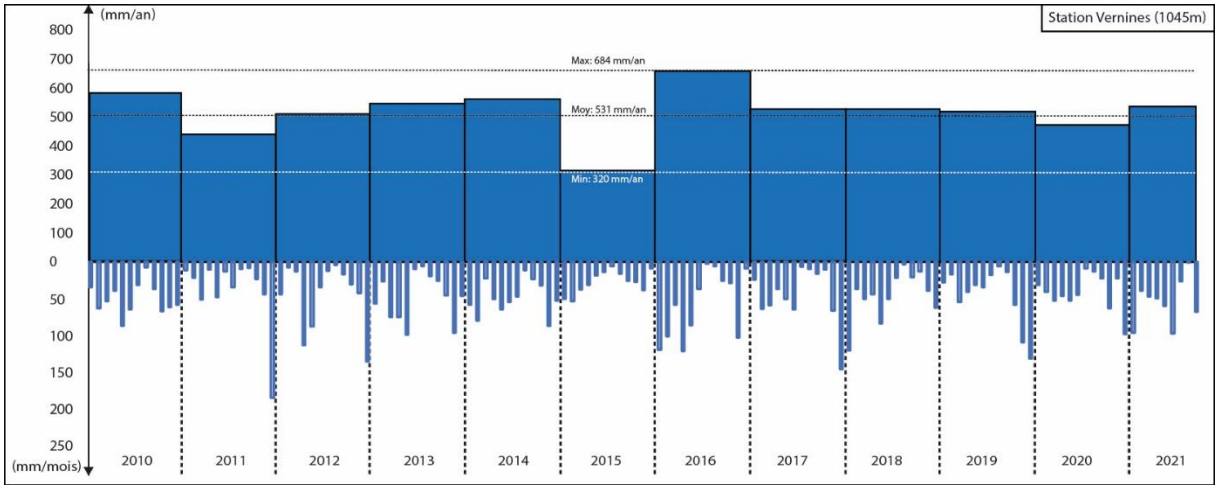


Figure II.7 : Données pluviométriques pour la station de Vernines sur la période 2010-2021.

En conclusion, la prise en compte de la pluviométrie à l'échelle de la Chaîne des Puys et de ses différents bassins versants est complexe, l'impact de la topographie est important, tant du point de vue de l'altitude que de la position géographique vis-à-vis du relief.

Le maillage actuel des stations météorologiques, inégalement réparties sur l'ensemble de la Chaîne des Puys, n'est pas suffisant pour caractériser plus précisément la pluviométrie de ce secteur tant à l'échelle locale que régionale.

2. Analyse du comportement des aquifères volcaniques vis-à-vis de la pluviométrie

L'analyse croisée de chroniques piézométriques, de chroniques de débits d'écoulements et de chroniques de pluviométrie permet de faire ressortir les principaux traits du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des bassins versants. Cette méthode a été utilisée pour la première dans la Chaîne des Puys par Belkessa (1977). Joux (2002) a également employé cette approche sur le bassin versant de Volvic en croisant des données de pluviométrie avec des données de piézométrie et de débit en cours d'eau sur la période 1994-2001 pour caractériser le fonctionnement de l'aquifère volcanique et ses interactions avec le réseau hydrographique. Nous reprenons cette approche en utilisant de nouvelles données acquises en complétant le réseau de mesures grâce aux collaborations avec l'Ecole des Mines de Saint-Etienne (ARMINES) et le Syndicat Mixte Sioule et Morge.

La figure II.8 présente le positionnement de l'ensemble des points de mesure présentés par la suite. Les débits sur cours d'eau (ronds bleus) proviennent de l'étude HMUC (CESAME, 2021 ; Veyre Tallende, Monne, Artière Beaumont, Tiretaine) mais également de la base de données de la Banque-Hydro (débit de la Sioule à Pontgibaud). Les données de débits des émergences ont été fournies par le Syndicat Mixte Sioule et Morge (Exhaures Peschadoires), par le Syndicat à Vocations Mixtes Sioule et Boule (Galerie de Louchadières) et par le Syndicat à Vocations Mixtes d'Issoire (Galerie de Rouillas-Bas). Les données piézométriques (carrés bleus) sont issues de la banque de donnée ADES-France. Les ronds et carrés roses correspondent aux données de débit et de piézométrie acquises dans le cadre du projet CAPRICE.

Les chroniques piézométriques utilisées, existantes et nouvelles, sont réparties sur plusieurs bassins versants de la Chaîne des Puys : Mazaye, Côme, Volvic, la Veyre. Leur étude permet d'actualiser la connaissance sur la dynamique des aquifères en fonction de la pluviométrie et sur leurs différences, propres à leur contexte géologique et géographique.

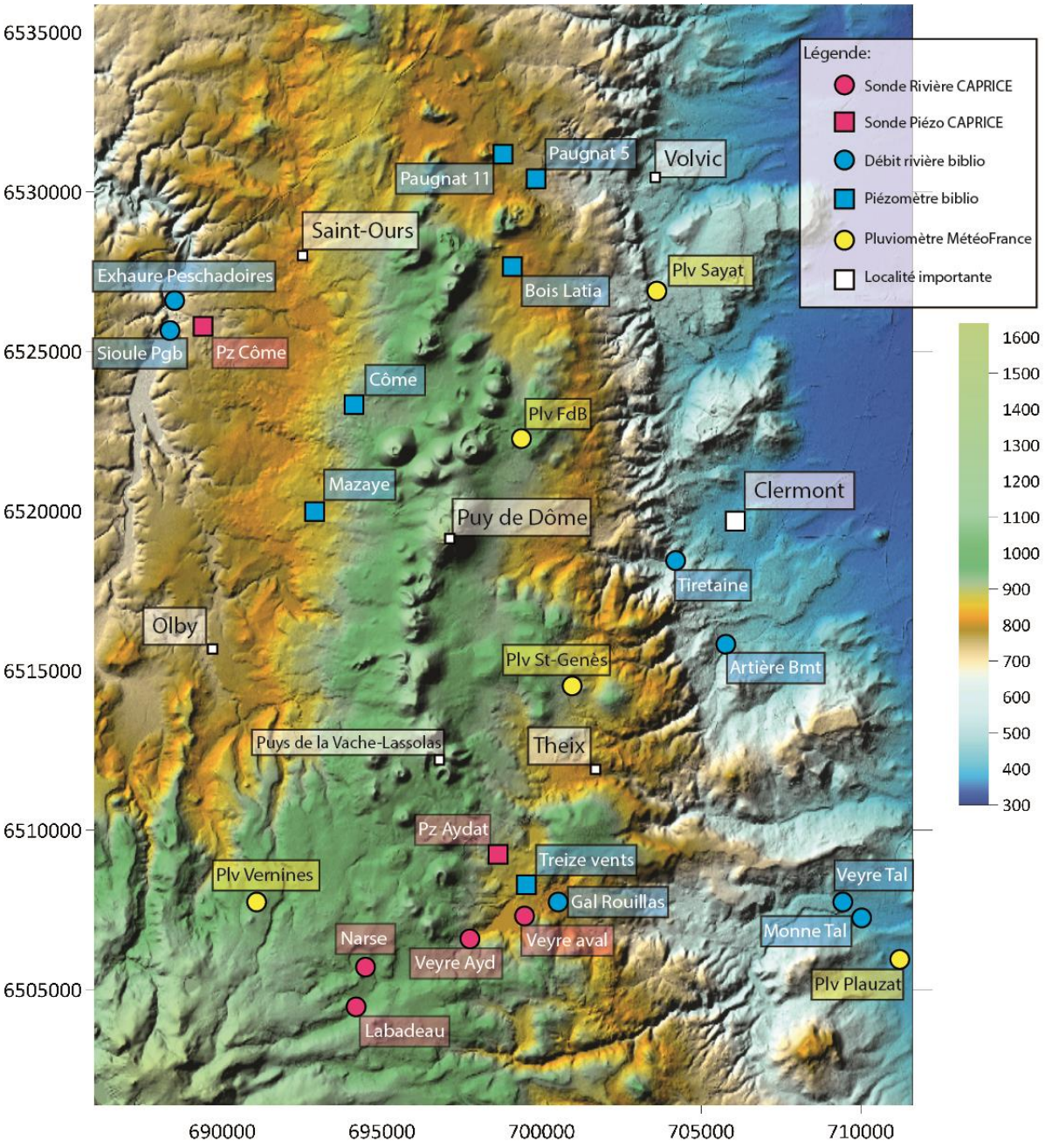


Figure II.8 : Position des points d'observations hydrologiques et hydrogéologiques (projection Lambert 93). Les points bleus correspondent aux stations de mesures de débits provenant des bases de données de l'état. Les points roses correspondent aux sondes de mesures de débit installées dans le cadre du projet CAPRICE. Les points jaunes correspondent à la position des pluviomètres. Les carrés correspondent aux piézomètres (bleu provenant des bases de données de l'état, en rose ceux installés dans le cadre du projet CAPRICE).

Dans cette partie, les données de pluie efficaces sont présentées sous la forme de chroniques journalières et d'histogramme de l'écart à la moyenne annuelle. L'analyse graphique de l'évolution des niveaux piézométriques croisée avec les données pluviométriques mensuelle et annuelle permet de dégager des comportements et des tendances sur la période d'observation.

Les caractéristiques des chroniques piézométriques sont présentées dans le tableau II.2. Les variations mensuelles maximales (+/- Δh) apportent des informations sur la dynamique des aquifères :

- Les piézomètres de Mazaye et de Côme amont (bassin versant de Mazaye et Côme) montrent des vitesses de recharge et de drainage rapides (variation supérieur à +3 m/mois).
- Le piézomètre Côme aval (CAPRICE), dont la chronique n'est disponible que sur une année (déc2020-oct2021), présente des vitesses de recharge équivalentes aux périodes de drainage (+/- 1, 60 m/mois).
- Le piézomètre du Bois Latia (bassin versant de Volvic) montre une vitesse relativement constante avec des variations mensuelles inférieures à 1 m/mois.
- Les piézomètres de Paugnat (bassin versant de Volvic) présentent des vitesses de recharges plus rapides (presque 2m/mois) que les vitesses de drainage (-0,78 m/mois).
- Le piézomètre des Treize Vents (bassin versant de la Veyre) a le même comportement que ceux de Paugnat mais avec des vitesses plus grandes (+2,19 m/mois et -1.9 m/mois).

Piézomètre										
Nom	BV	Niveau Moy (m)	Niveau Min (m)	Niveau Max (m)	(-)ΔH (m)	(+)ΔH (m)	Battement (m)	Pluvio réf	D pluvio (m)	Période
Mazaye	Mazaye	790,99	789,37	796,42	-2,74	3,31	6,1	Fontaide du B	7900	2011-2021
Côme amont	Côme	798,89	798,06	801,52	-3,32	3,06	3,21	Fontaine du B	6100	2011-2021
Treize vents	Veyre	827,66	825,42	830,42	-1,8	2,19	4,06	Vernines/St-Genès	8200/6100	2011-2021
Bois Latia	Volvic	731,68	730,31	731,99	-0,83	0,51	1,31	Sayat/FdB	4800/6400	2011-2021
Paugnat 5	Volvic	759,17	758,2	760,96	-0,78	1,92	2,76	Sayat/FdB	6600/8600	2011-2021
Paugnat 11	Volvic	763,63	762,24	766,19	-0,76	1,81	3,95	Sayat/FdB	7300-8700	2011-2021
Côme aval	Côme	710,62	708,06	712,72	-1,56	1,64	4,66	Fontaine du B	-	2020-2021

Tableau II.2 : Caractéristiques des données de piézométries. Les données en bleu sont issues des bases de données ADES-BRGM, celle en orange correspond aux données acquises dans le cadre du projet CAPRICE. (-Δh) et (-Δh) correspondent aux variations du niveau piézométrique les plus importantes sur 1 mois. « Pluvio réf » correspond au pluviomètre associé à ces données dans l'étude, « D Pluvio » donne la distance entre le pluviomètre et le point

a. Le bassin versant de Volvic dans le nord de la Chaîne des Puys

Le bassin versant de Volvic est le mieux instrumenté en termes de suivi en continu des niveaux piézométriques. Trois forages, parmi un jeu d'une douzaine avec une période de mesure assez longue, ont été sélectionnés, deux au nord du Puy de Paugnat (P5 et P11, Figure II.8) placés sur la branche nord du bassin versant de Volvic et un troisième disposé dans le secteur nommé « Bois Latia » sur la branche sud du bassin versant de Volvic. Ces données piézométriques sont croisées avec la chronique pluviométrique de la station météorologique de la Fontaine du Berger (Figure II.9).

Plusieurs observations peuvent être réalisées à partir du croisement des données pluviométriques et piézométriques :

- Le comportement entre les années 2011 et 2015 est cyclique entre des périodes de recharge et de drainage en phase avec les périodes pluvieuses (hiver-printemps) et sèches (été-automne).
- Les maximums piézométriques sont en pointes sur les piézomètres de Paugnat et plutôt en cloche pour ceux du Bois Latia.
- Sur la période 2011-2021, un seul maximum piézométrique annuel est atteint entre le mois de février et le mois de mai avec un décalage d'un mois entre les maximums pluviométriques et piézométriques. Sauf pour l'année 2019 qui n'en présente pas.
- Des décrochages majeurs du niveau piézométrique sont observables sur le piézomètre du Bois Latia en 2011, 2017, 2019 et 2020 avec un étiage maximum en 2019. Les piézomètres de Paugnat ne présentent pas de décrochage, seulement une absence de maximum marqué en 2019.
- L'année 2015 en déficit pluviométrique ne présente pas de différence piézométrique vis à vis des années normales.
- L'année 2017 semble marquer une rupture car elle est associée à une recharge incomplète en début d'année sur les trois piézomètres et un étiage sévère sur le piézomètre du Bois Latia.
- L'année 2019, pourtant dans la moyenne en termes de pluviométrie annuelle, est marquée par une absence de recharge sur les trois piézomètres mais surtout par l'étiage le plus sévère au Bois Latia consécutif à une période de drainage de 18 mois entre avril 2018 à octobre 2019.

En 2020 et 2021, les piézomètres de Paugnat retrouvent un fonctionnement similaire à la période 2011-2015, à l'inverse de celui du Bois Latia. La recharge franche sur 4 à 5 mois de début 2020 est suivie par un nouvel étiage moins important qu'en 2019. L'année 2021 débute par une recharge rapide et importante pour se poursuivre sur un niveau piézométrique à hauteur constante sur le reste de l'année, en deçà des maximums enregistrés en 2016, 2017 et 2018.

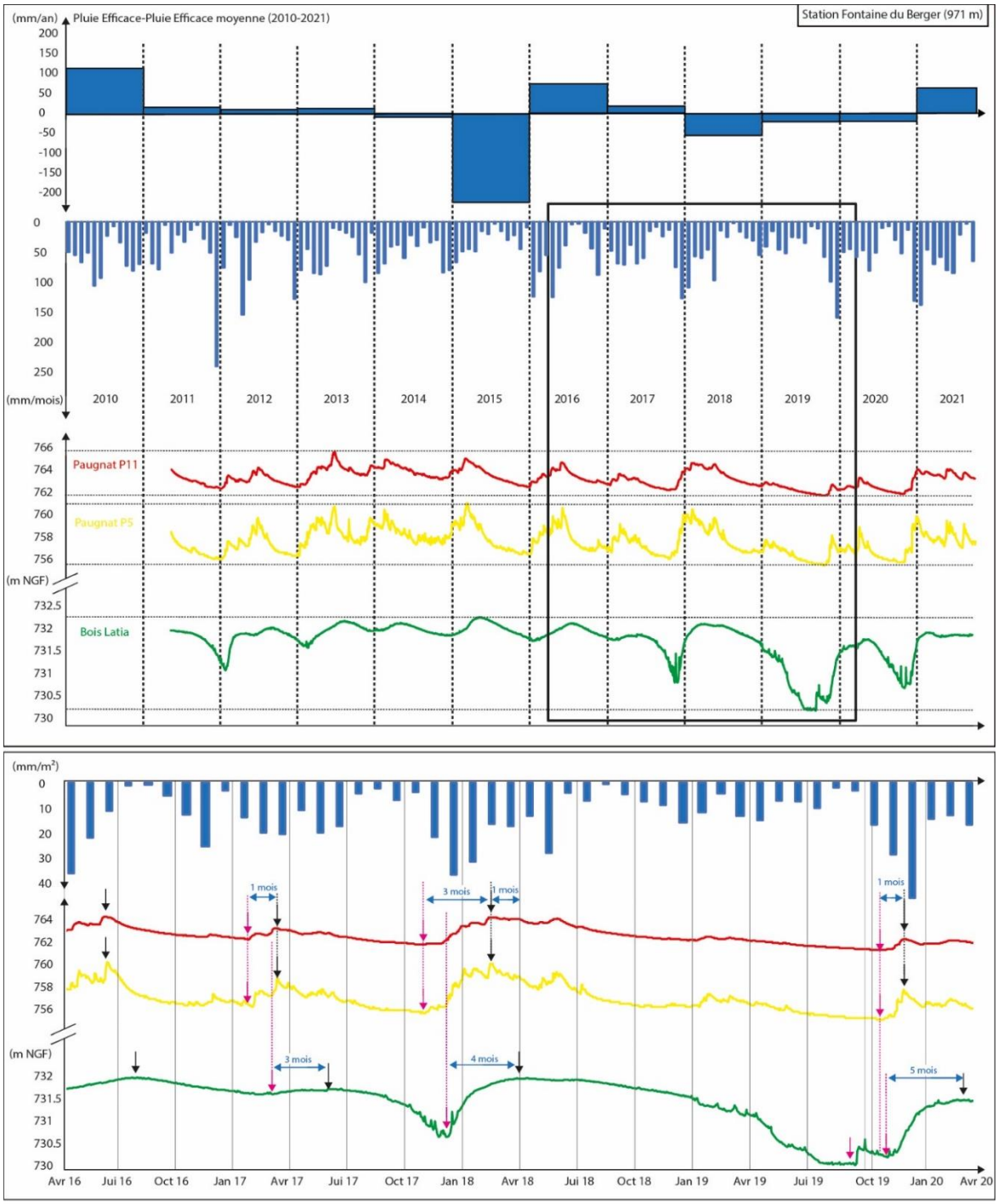


Figure II.9 : Chroniques piézométriques de trois forages du bassin versant de Volvic. La pluviométrie présentée est celle mesurée par la station de la Fontaine du Berger sur la période 2010-2021. Le zoom en bas de la figure correspond à la période mars 2016 – février 2020. Les flèches noires correspondent aux points hauts locaux du niveau piézométrique, les roses correspondent aux points bas.

D'un point de vue temporel, le zoom sur la période 2017-2019 (Figure II.9) permet d'observer des décalages entre les comportements piézométriques sur 3 années :

- 2017 présente un décalage d'un mois entre les minimums piézométriques annuels des deux zones (Paugnat-Bois Latia) et un décalage de 3 mois entre les maximums piézométriques.
- 2018 présente le même schéma que 2017 mais avec des périodes de recharge plus longues (3 et 4 mois).
- 2019 est marquée par un double étiage sévère au bois Latia dont un des creux est aligné avec le minimum piézométriques de Paugnat. Les périodes de recharge ne sont pas de même durée entre les deux zones, 1 mois à Paugnat et 4 mois au Bois Latia.

Au cours de la période 2011-2021, la simple observations années après années ne suffit pas, on peut remarquer des tendances pluriannuelles, ce phénomène avait été nommé mémoire piézométrique par Joux (2002). Au cours de cette période, deux tendances peuvent être observées de part et d'autre de l'année 2015 correspondant à l'année la plus sèche de cette période, une première de recharge et une seconde de drainage.

L'observation de ces trois chroniques montre également la différence de comportement qui peut exister entre deux piézomètres sur un même bassin versant à une altitude similaire et une distance de l'ordre de 2 kilomètres. Avec des contextes géologiques de surface similaire, la géométrie de l'aquifère et les paramètres hydrodynamiques des formations volcaniques entre les branches nord et sud de l'aquifère de Volvic sont les seuls paramètres à pouvoir influencer le comportement piézométrique.

b. Le bassin versant d'Aydat dans le sud de la Chaîne des Puys

Le piézomètre de la cheire d'Aydat (ou du carrefour des Treize vents) est le seul sur le bassin versant de la Veyre et plus globalement dans le sud de la Chaîne des Puys. Les données pluviométriques de la station météorologique de Vernines sont croisées avec la chronique piézométrique des Treize Vents (Figure II.10).

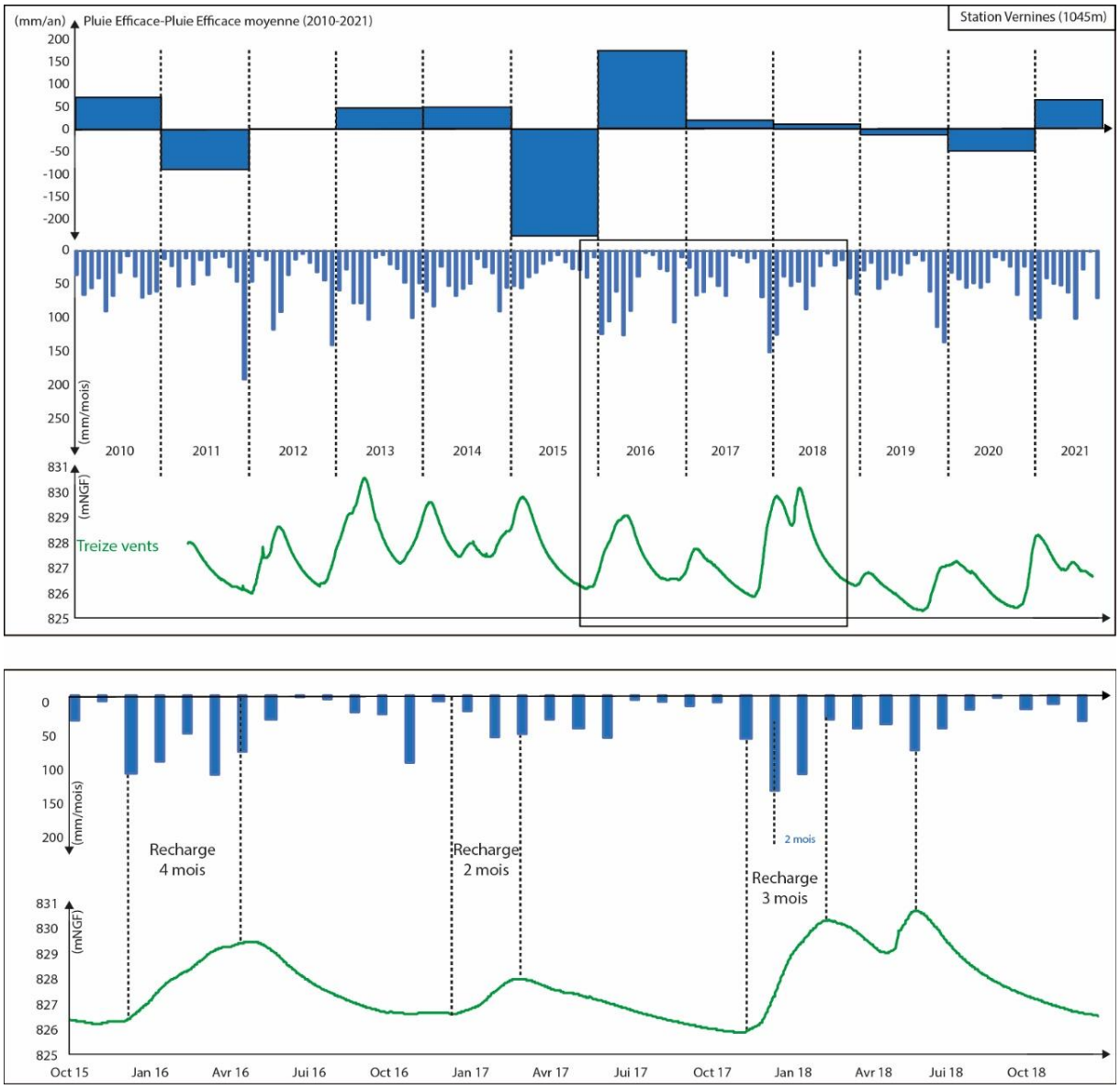


Figure II.10 : Chroniques piézométriques du seul piézomètre du bassin versant de la Veyre (Treize vents). La pluviométrie présentée est celle mesurée par la station de Vernines entre 2010-2021. Un zoom est proposé en bas de la figure sur la période Oct2015-Dec2018

La chronique présentée sur la figure II.10 permet de réaliser plusieurs observations :

- Des cycles annuels bien marqués et corrélés avec les périodes pluvieuses (décembre-mai) et sèches (juin-novembre).
- Les maximums piézométriques sont atteints systématiquement en début d'année entre les mois de janvier et avril.
- Les périodes de recharge de 2 à 4 mois sont synchrones des périodes pluvieuses.
- Les années 2013 et 2018 avec une pluviométrie normale, présentent des maximums piézométriques hauts et parfois à deux pics (2018).

- L'année 2015 pourtant déficitaire en termes de pluviométrie, présente un maximum piézométrique important.
- L'année 2016 la plus pluvieuse de cette chronique, est associée à un maximum piézométrique plutôt bas.
- L'année 2019 est marquée par une période de recharge très courte suivie de l'étiage le plus sévère enregistré sur la période 2010-2021.

Comme pour Volvic, la tendance générale au drainage est symbolisée par des étiages de plus en plus marqués après l'année 2015 qui apparait comme l'année charnière pour ce changement de tendance.

Le décalage temporel d'un à deux mois entre les maximums pluviométriques et piézométriques lors des périodes de recharge annuelle, observé également sur le piézomètre de Paugnat, parait caractéristique d'une piézométrie à comportement cyclique.

c. Les bassins versants de Mazaye et de Côme à l'ouest de la Chaîne des Puys

Les bassins versants ouest de la Chaîne des Puys, au même titre que ceux du sud sont peu instrumentés. Deux piézomètres avec des chroniques longues sont disponibles sur les parties amont des bassins versants de Mazaye et de Côme (Figure II.8). Les données de pluviométrie utilisées sont celle de la station de la Fontaine du Berger (Figure II.11).

La chronique piézométrique du bassin versant de Côme permet d'observer :

- Deux niveaux piézométriques caractéristiques entre 801,5 m et 798 m.
- Le passage entre ces deux niveaux se fait par des périodes de recharge et de drainage rapides (d'une dizaine à une trentaine de jours).
- On peut noter un comportement piézométrique non cyclique qui apparait de ce fait partiellement déconnecté de la pluviométrie, tout en remarquant que de façon non récurrente, les maximums piézométriques de 2012, 2016 et 2018 peuvent être associés à des périodes pluvieuses avec un décalage de 1 à 2 mois.
- Le maximum piézométrique était atteint une fois par an avant l'année 2015 et n'a été observé que trois fois depuis, dont deux fois en 2018 pourtant légèrement en déficit pluviométrique.

La chronique piézométrique du bassin versant de Mazaye n'indique aucune cyclicité. Elle est caractérisée par deux maximums piézométriques en 2015 et 2018 correspondant à des recharges de 4 à 5 m sur des périodes de l'ordre du mois. Ces maximums sont suivis par des

étiages marqués et assez long comme celui de 2019-2020 malgré des périodes pluvieuses importantes comme au début de l'année 2020.

Ces deux chroniques piézométriques semblent marquer une déconnexion totale (Mazaye) ou partielle (Côme) entre le comportement piézométrique et la pluviométrie. Elles permettent néanmoins de confirmer l'existence de cycles piézométriques pluriannuels au vu du changement de tendance marquée par l'année 2015.

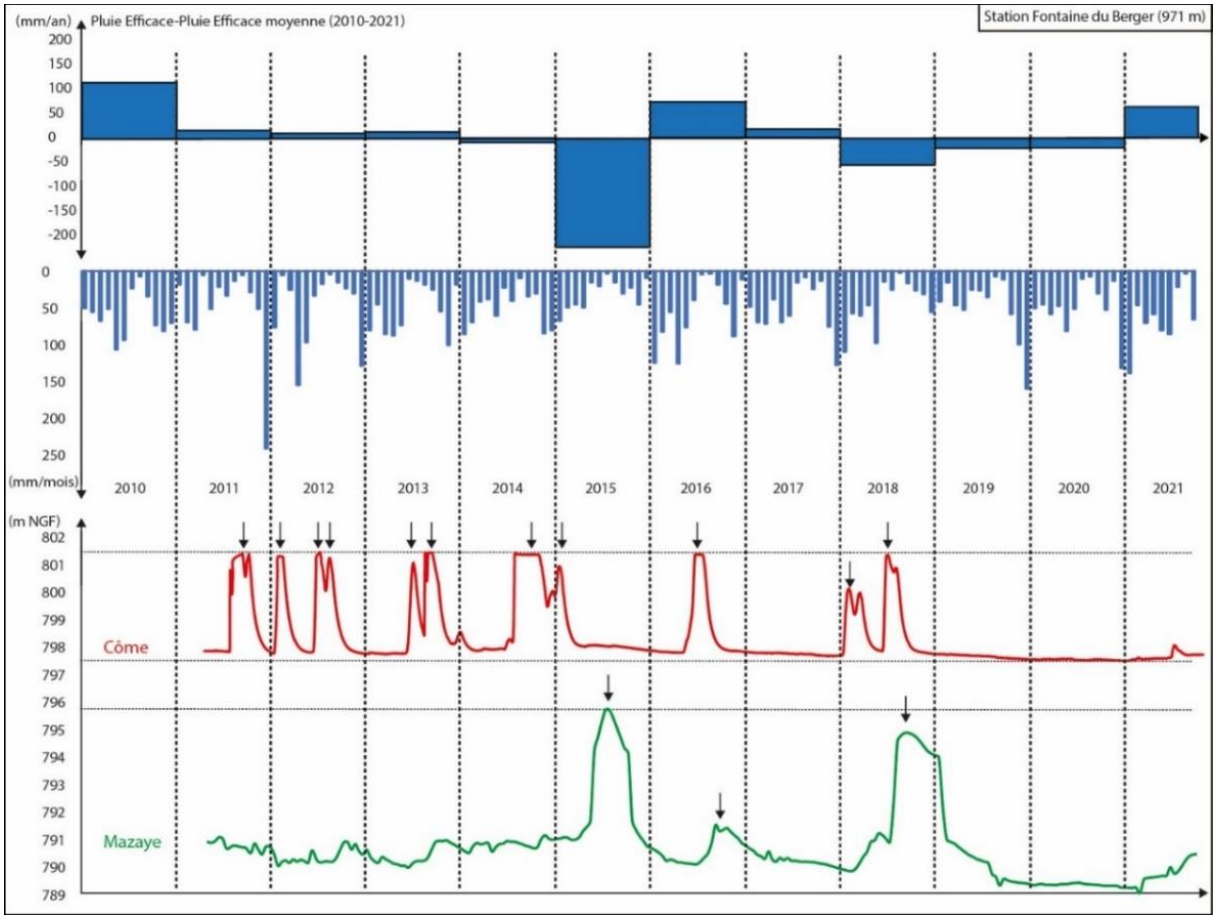


Figure II.11 : Chroniques piézométriques de deux forages des bassins versants de Mazaye et de Côme. La pluviométrie présentée est celle mesurée par la station de la Fontaine du Berger sur la période 2010-2021. Les flèches noires correspondent aux points hauts locaux du niveau piézométrique

d. Conclusions

Il est possible de faire une synthèse des observations générales à partir des comportements piézométriques analysés :

- Trois types de comportement piézométrique ont été observés : cyclique (Paugnat et Treize vent), cyclique lissé (Bois Latia) et non cyclique (Côme et Mazaye).
- Un décalage d'un à deux mois entre les maximums piézométriques et pluviométriques a été observé sur les piézomètres de Paugnat, Treize Vents correspondant à des fonctionnements cycliques.
- Entre les années 2011 et 2021, l'année 2015 marque un passage vers une tendance au drainage général sur toutes les chroniques piézométriques.

Ces observations permettent de confirmer que la variabilité des comportements piézométriques vis-à-vis de la pluviométrie à l'échelle de la Chaîne des Puys n'est pas uniquement dépendante des formations géologiques de surface mais bien de l'agencement en profondeur des formations volcaniques et de leurs paramètres hydrodynamiques. Joux (2002) évoquait la présence dominante de scories autour des piézométrique à comportement cyclique lissé. Les matériaux scoriacés sont associés à un tamponnement des précipitations induit par leur perméabilité de porosité et leur faible transmissivité (Josnin et al., 2007 ; Lachassagne et al., 2014). Les piézomètres à comportement cyclique sont associés à un contexte d'empilement de coulée de lave. Dans ce contexte, le battement de la nappe libre est corrélé ou légèrement décalé vis-à-vis de la pluviométrie du fait d'un temps de réponse induit par la perméabilité du milieu.

Une piézométrie à comportement non cyclique n'a jamais été décrite dans le contexte de la Chaîne des Puys. L'interprétation de ce comportement piézométrique particulier nécessite de mieux contraindre la géométrie des aquifères qui parait être le seul paramètre à pouvoir l'influencer. On remarquera que les deux piézomètres présentant ce comportement sont situés sur la façade ouest de la Chaîne des Puys, la compréhension de ce contraste est-ouest passe par l'étude de plus nombreuses et plus longues chroniques piézométriques.

3. Fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de Côme

Le bassin versant de Côme est situé sur la façade occidentale de la Chaîne des Puys. Il est caractérisé par une absence de cours d'eau et de sources à sa surface. Son exutoire se situe à Peschadoires, où les eaux souterraines sont captées depuis les années 1940 en bordure de la rivière de la Sioule. Les eaux du bassin versant de Côme sont captées à Peschadoires par une galerie et plusieurs puits d'exhaure placés sur les coulées de lave provenant des bassins versants de Louchadières et de Côme (Figure II.12). La concomitance des extrémités des coulées de deux bassins versants en un même point est problématique pour déterminer leurs apports respectifs aux débits des émergences captées. De plus, la présence de la Sioule à proximité de ces captages doit poser la question de l'influence de ce cours d'eau sur les débits captés.

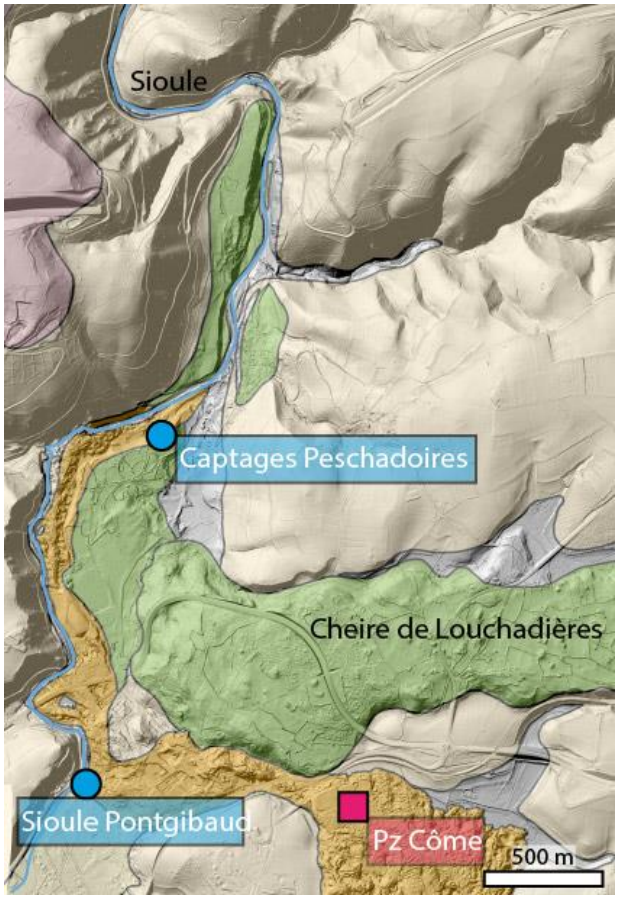


Figure II.12 : Carte de localisation des points de mesure sur le zone d'exutoire du bassin versant de Côme.

L'objectif de l'analyse croisée des chroniques de débits des captages, des niveaux piézométriques en aval du bassin versant et du débit de la Sioule est d'identifier de possibles interactions de la Sioule sur les aquifères volcaniques et de caractériser le comportement de l'aquifère aval (Peschadoires) par rapport aux variations piézométriques plus en amont.

La figure II.13 présente le débit de la Sioule sur les 5 dernières années en fonction de la pluviométrie efficace journalière de la station météorologique de la Fontaine du Berger. La station météo choisie est relativement proche du poste de mesure de débit sur le cours d'eau mais n'est pas représentative de l'ensemble du bassin versant de la Sioule qui s'étend sur une surface de plus de 300 km² vers le sud.

Ce graphique permet d'observer :

- Une corrélation entre le débit du cours d'eau et les périodes à forte pluviosité sur la période 2015-2021.
- Des périodes de hautes eaux en hiver et au printemps et des périodes de basses eaux en été et à l'automne malgré de forts orages estivaux.
- Un décalage temporel de quelques jours entre l'augmentation du débit et les fortes précipitations sur certaines périodes hivernales (2018 et 2020).

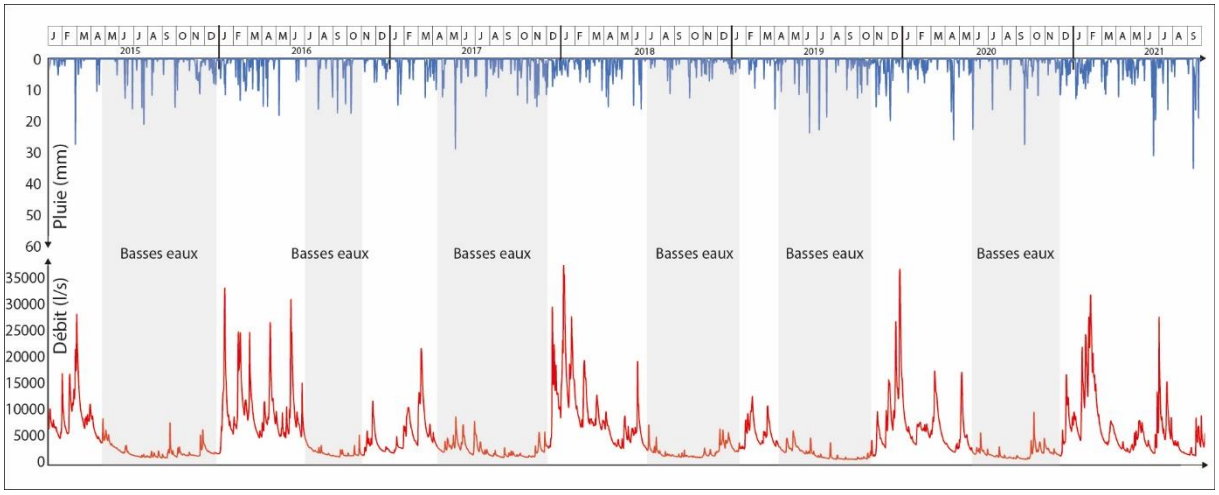


Figure II.13: Graphique représentant le débit de la Sioule sur la période 2015-2021 croisé avec les données de pluviométrie de la station de la Fontaine du Berger.

A partir de ces observations, la Sioule parait avoir une réponse à la pluviométrie différente selon la saison. Les évènements de crue décalés de quelques jours en période hivernale peuvent être interprétés comme des évènements de fontes nivales importants à l'amont du bassin versant.

Les apports de la Sioule vers l'aquifère volcanique de Peschadoires sont soupçonnés depuis la mise en service des captages et questionnés par les études menées pas le BRGM (1991 ; 1992). Néanmoins, l'identification de ces apports n'a jamais été réalisée. Le rattachement de l'émergence de la galerie de Peschadoires au bassin versant de Louchadières est également un questionnement persistant.

Avec l'instrumentation en débitmètres réalisée par le Syndicat Sioule et Morge sur les captages (puits, galerie et surverse) il est maintenant possible de comparer les débits transitant par les formations volcaniques dans le secteur de Peschadoires et les débits de la Sioule. Le croisement de ces données sur la période août 2020 – septembre 2021 est présenté sur la figure II.14.

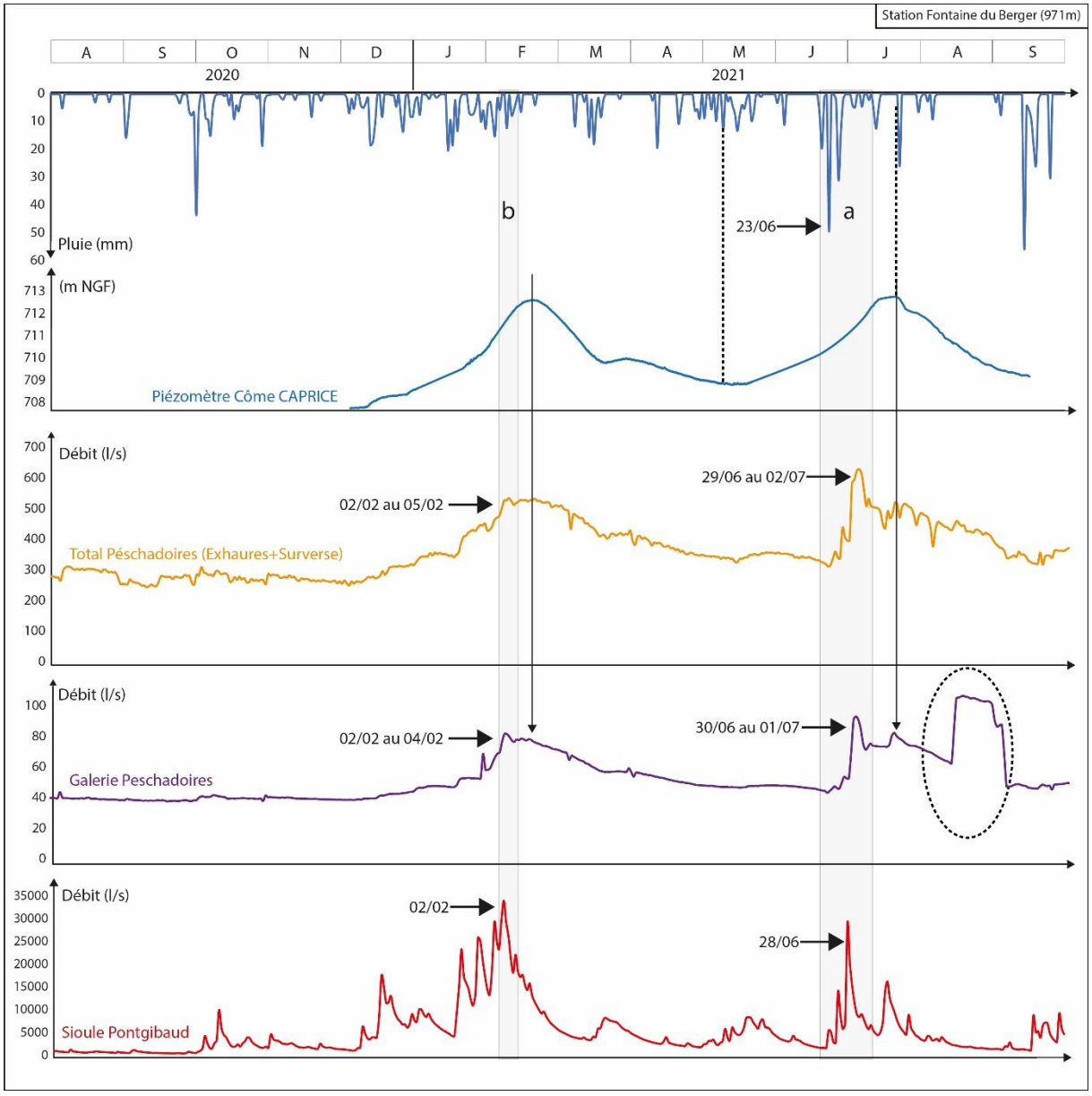


Figure II.14 : Graphique de croisement des données sur le bassin versant de Côme. Les données de pluviométrie présentées sont celles mesurées par la station de la Fontaine du Berger sur la période 2020-2021. La chronique piézométrique « Côme CAPRICE » ainsi que les chroniques de débits de la Galerie de Peschadoires, du pompage total (puit, galerie et surverse), sont présentées sur la période 2020-2021. Les encarts grisés (a) et (b) correspondent à des périodes discutées dans le texte. La portion de la chronique de débit de la galerie de Peschadoires entourée en pointillé est probablement une erreur.

Le piézomètre en amont de Pontgibaud (Piézomètre Côme aval (CAPRICE), figure II.12) montre deux maximums piézométriques, un en janvier-février 2021 et un second en juillet 2021 autour de 712 m d'altitude avec un minimum en mai 2021 à 709 m.

Ces deux maximums piézométriques sont synchrones des périodes présentant les valeurs de débits les plus importantes observées dans les captages de Peschadoires (puits + galerie).

Dans le détail, le comparatif de ces sources de données permet d'observer :

- Une concomitance des maximums débits-piézomètres propres aux formations aquifères avec les périodes de hautes eaux de la Sioule.
- Des augmentations importantes des débits de captages début juillet 2021.
- En février 2021 (encarts grisés « a »), l'augmentation du niveau piézométriques est corrélé avec l'augmentation des débits dans les captages. L'augmentation de faible ampleur du 02/02 au 04/02 sur les captages de Peschadoires est synchrone du pic de crue de la Sioule. L'absence d'événement pluvieux d'importance autour de ces dates ne peut pas expliquer l'augmentation, même limitée, du débit des captages.
- En juillet 2021 (encarts grisés « b »), l'augmentation du débit dans les captages est plus importante qu'en février 2021, avec une augmentation de l'ordre de 300 l/s entre le 30/06 et le 01/07 (2 jours). Cette augmentation des débits est précédée de 7 jours par un évènement pluvieux important (23/06) et par une augmentation du niveau de la Sioule jusqu'à un maximum le 28/06. Les dates des évènements montrent une succession des événements entre le signal pluie (J), le signal Sioule (J+5) et les signaux aquifères (J+6 à +9).

Il est ainsi difficile d'en ressortir une origine pour le pic de débit observé dans les captages entre une alimentation de l'aquifère par la Sioule en période de crue (évoqué par le BRGM, 1991) ou par un évènement de pluie majeur (>50mm) au-dessus de la zone de captage suffisamment efficace pour alimenter directement l'aquifère dans un délai assez court (5 à 6 jours).

Après cette étude graphique, l'influence du cours d'eau de la Sioule sur les débits du captage de Peschadoires restent incertaines. Néanmoins, le débit de la Galerie de Peschadoires est, par son altitude, le seul à ne pas pouvoir être influencé par le débit de la Sioule et présente quand même un maximum localisé durant la période (a) (Figure II.14). Cet argument plaide en la faveur d'une influence des événements de pluie majeurs sur la partie basse du bassin versant

de Côme. La déconnexion Sioule-galerie de Peschadoires n'exclut pas la possibilité d'une interaction aquifères/rivières, en atteste le bruitage de la courbe des débits de l'ensemble des puits d'exhaure comparé à la courbe des débits de la galerie seule. Ce bruitage peut être associé à un apport, même minime, de la Sioule en fonction de ces variations de débit.

En conclusion, l'analyse réalisée sur l'ensemble des données disponibles sur le bassin versant de Côme montre son intérêt dans l'identification de possibles interactions nappes-rivières et dans la compréhension de la relation recharge-drainage-débit des aquifères. Les tendances identifiées à partir de ces observations devront être confirmées avec des chroniques plus longues afin d'être confirmées. Une étude de la structuration des formations volcaniques et du substratum entre la Sioule et la coulée de Louchadières apportera des réponses aux questionnements encore en suspens.

Le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de Côme peut ainsi être caractériser par :

- Un comportement piézométrique en tête de bassin versant partiellement déconnecté de la pluviométrie (section II.2.c).
- Un comportement piézométrique en aval du bassin versant qui parait relativement bien corrélé à la pluviométrie, toutefois ce constat doit être nuancé par le fait que la période d'observation d'un an est trop courte.
- Les débits au niveau des captages à l'exutoire du bassin versant sont totalement corrélés au niveau piézométriques 4 km en amont (Côme aval).
- Une influence possible de la Sioule sur les débits observés au niveau du puit de Peschadoires (bruit de fond du captage associé aux variations du débit de la Sioule).

4. Fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de la Veyre

Le bassin versant de la Veyre est le plus grand de la Chaîne des Puys (entre 70 et 80 km², Belkessa, 1977 ; CETE-LRPC, 2009). Il est certainement celui présentant le plus d'interactions hydrauliques entre les milieux souterrain et aérien, soulignées par la présence de rivières et de lacs. Le fonctionnement de ce bassin versant a été caractérisé à partir :

- D'un suivi des conductivités de plusieurs points d'eau sur un cycle hydrologique (de janvier 2020 à août 2021) ;
- D'un jeu de données hydrologiques (débits d'écoulement) et hydrogéologiques (piézométries) disponibles sur la période 2020-2021.

a. Description du bassin versant de la Veyre et instrumentation

Le bassin versant de la Veyre peut être découpé en trois sous-systèmes (Figure II.15) :

- Un premier système amont caractérisé par la présence de formations volcaniques anciennes et montdoriennes (1), composé des ruisseaux de la Narse, du Labadeau, de la Veyre amont et de Randanne qui se jettent respectivement dans les lac d'Aydat (Narse, Labadeau, Veyre amont) et de Montlosier (Randanne).
- Un second système amont Chaîne des Puys (2) ou bassin versant de Rouillas (Bouchet, 1987), caractérisé par la présence de formations volcaniques récentes, correspondant au système aquifère de la cheire d'Aydat, où aucun écoulement de surface n'est observé.
- Un système post-lac d'Aydat (3) qui débute au niveau du trop-plein du lac d'Aydat jusqu'aux émergences en front de coulée qui marque l'extrémité de l'aquifère volcanique. De nombreuse infiltration des eaux de surface ont lieu dans cette portion du bassin versant de la Veyre.

De même, nous avons distingué trois parties de la Veyre :

- La Veyre amont avant le lac d'Aydat
- La Veyre moyenne en aval du lac d'Aydat et avant la zone d'infiltration
- La Veyre Tallende issue des émergences de la coulée en aval du bassin versant.

La carte de la figure II.15 présente l'ensemble des points d'eau suivis sur le bassin versant de la Veyre ainsi que les postes de mesure des débits et des niveaux piézométriques (Figure II.15).

Les mesures de paramètres physico-chimiques et plus particulièrement la conductivité ont été réalisées mensuellement durant une période de 18 mois dans le but de contraindre l'origine des eaux (sources/émergences en domaine volcanique, sources superficielles, eaux de surface) et de les classer.

Les données physico-chimiques sont présentées dans le tableau II.4 et les mesures de conductivité sont reportées sur la figure II.16 sous la forme d'un diagramme en barres.

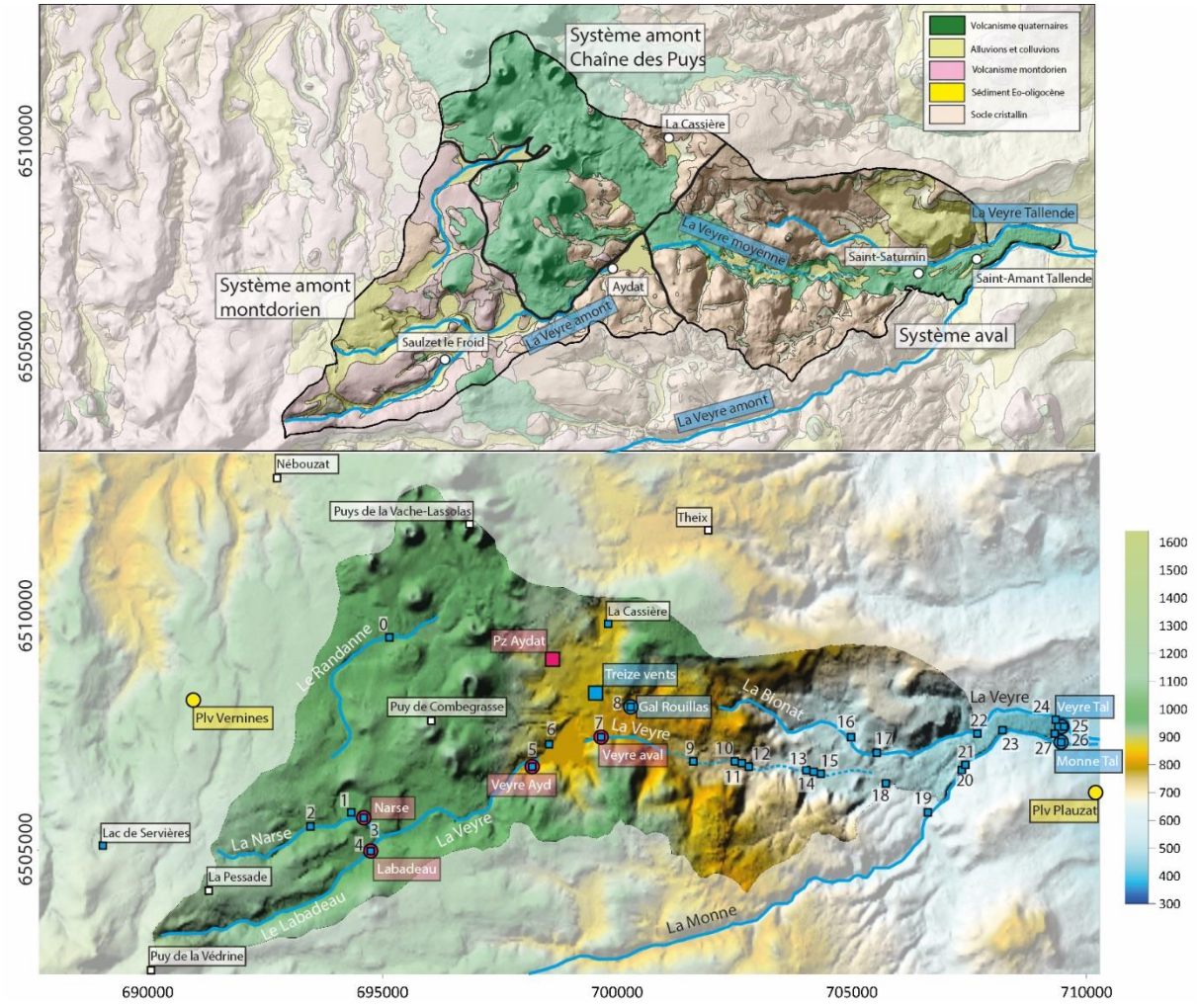


Figure II.15 : Position de l'ensemble des points de suivis hydrologiques et hydrogéologiques sur le bassin versant de la Veyre. Les postes de mesures en bleus sont gérés par le BRGM, le SIVOM d'Issoire ou le bureau d'étude CESAME, ceux en rose sont propres au projet CAPRICE (Projection Lambert 93).

La gamme des conductivités mesurées s'étale entre 73 µS/cm (Labadeau) et 780 µS/cm (Biona) avec une majorité des données comprises entre 100 µS/cm et 300 µS/cm. Le diagramme de la figure II.16 montre un tri des différents point d'eau en fonction de leur conductivité et de leur position dans le bassin versant.

Localisation		Conductivité (µS/cm)				Température (°C)				Oxygène dissous (mg/L)			
Numéro	Nom	Min	Max	Moy	Med	Min	Max	Moy	Med	Min	Max	Moy	Med
0	Rau Randanne	143	232	178	171	0,30	17,60	9,03	8,80	6,06	12,20	9,62	10,00
1	Narse 1	115	146	129	127	2,30	13,50	8,37	8,80	7,60	11,73	9,92	9,80
2	Narse d'espinasse	125	196	147	141	0,00	12,90	7,01	6,30	3,12	7,62	5,51	5,52
3	Narse 2	102	142	125	126	2,90	13,80	8,49	8,70	8,79	11,92	10,13	10,03
4	Labadeau	73	140	93	90	0,30	16,10	8,79	7,90	8,25	12,78	10,12	10,05
5	Veyre amont	102	150	120	120	0,00	13,10	7,68	7,80	9,22	15,90	11,29	11,03
6	Source d'Olmet	273	302	284	284	9,60	10,20	9,88	9,90	9,37	10,12	9,67	9,65
7	Veyre aval	124	139	132	133	0,30	21,10	11,04	8,90	6,30	13,72	9,71	9,75
8	Galerie Rouillas	273	331	295	282	7,10	8,80	8,38	8,40	9,00	11,17	9,77	9,58
9	Veyre Rouillas	124	139	133	133	0,60	19,10	9,69	7,70	6,31	13,51	10,42	11,44
10	Veyre Ponteix	126	142	134	134	0,10	18,50	8,70	6,60	8,54	13,71	10,94	11,45
11	Galerie Prada haute	166	227	193	188	8,00	9,90	8,68	8,40	8,20	10,80	9,29	9,29
12	Veyre Prada	124	157	140	140	0,10	18,30	9,18	8,00	8,68	13,71	10,91	11,42
13	Veyre Parpan	130	158	143	140	4,50	16,40	9,29	8,00	8,95	12,16	10,80	11,40
14	Charbonneyrat	230	279	249	247	3,00	11,00	6,18	5,35	10,11	12,60	11,61	11,80
15	Veyre Tourtelle	132	170	148	143	4,50	18,00	9,52	7,90	8,64	12,20	10,70	11,40
16	Biona Espirat	138	669	222	172	4,50	13,40	7,70	7,00	7,44	12,16	10,32	10,20
17	Biona Vocan	211	790	350	266	5,50	15,50	8,31	7,40	6,84	11,50	10,24	10,97
18	Galerie Cladeyrat	170	195	179	177	7,20	14,00	9,56	9,05	9,50	10,97	10,32	10,40
19	Monne Saint-Sat	86	166	116	114	0,10	16,50	8,43	6,90	8,94	13,83	11,16	11,51
20	Source Freydière	232	286	261	261	9,90	10,20	10,01	10,00	7,78	9,59	8,68	8,77
21	Source Tieu	262	316	286	282	10,00	10,40	10,13	10,05	8,98	9,73	9,36	9,32
22	Sources Pagnat	196	289	233	234	8,40	9,70	9,27	9,40	8,33	10,50	9,03	8,60
23	Fongerines	229	304	265	264	8,80	10,60	9,69	9,65	8,46	10,94	9,16	8,94
24	Veyre Tallende	212	268	242	242	7,40	11,80	9,35	9,15	10,30	11,61	11,00	11,11
25	Lavoir Tallende	230	277	259	260	9,90	10,40	10,18	10,20	8,31	10,11	9,00	8,94
26	Veyre aval	215	274	248	247	7,70	11,40	9,57	9,30	10,01	11,30	10,74	10,80
27	Monne Tallende	109	207	160	159	2,00	13,80	8,58	7,65	9,75	13,46	11,28	11,41

Tableau II.4 : Valeur moyenne, médiane, minimum et maximum de conductivité, température et oxygène dissous pour chacun des 27 points de mesures sur le bassin de la Veyre (mesures 2020/2021).

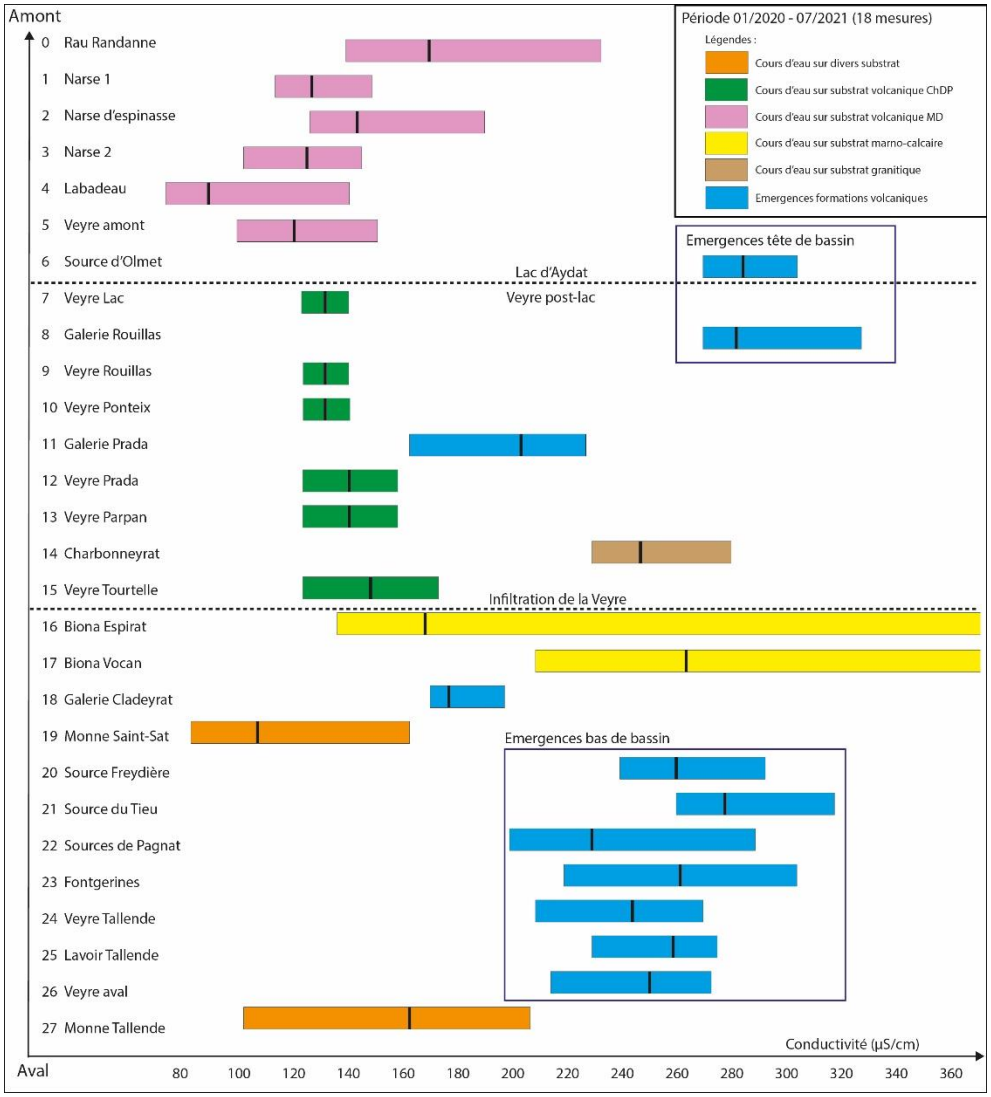


Figure II.16 : Graphique en barre des conductivités mesurées pour les 27 points d'eau du bassin versant de la Veyre (mesures 2020/2021). Le trait noir dans chacune des barres correspond à la médiane des 18 valeurs mesurées. Les données sont classées de l'amont vers l'aval.

L'étalement des valeurs de conductivité peut être expliqué par la géologie rencontrée au cours du cheminement de l'eau :

- L'ensemble des valeurs au-delà de 200 µS/cm sont mesurées sur des émergences en domaine volcanique récent (et en domaine granitique pour le ruisseau du Charbonneyrat**).**
- L'ensemble des valeurs inférieures à 200 µS/cm correspondent à des eaux de surface provenant de sources superficielles ou de cours d'eau drainant des sources d'origines multiples et variées (volcaniques, granitiques, superficielles).
- Le ruisseau de la Biona s'écoule majoritairement dans le domaine marno-calcaire, expliquant les très importantes valeurs de conductivité mesurées (jusqu' à 780 µS/cm) et doit être exclu de cette première analyse.

Cette classification des eaux en fonction des conductivités permet de confirmer l'origine volcanique de certaines sources comme celle de l'Olmet à Aydat ou celle de Fontgerines, dont l'origine était encore discutée.

Les conductivités mesurées sur l'ensemble des émergences en domaine volcanique présentent une diminution générale de l'amont vers l'aval du bassin versant (Figure II.16). En se basant sur cette tendance générale, des points singuliers peuvent être regardés en termes de mélanges et d'interactions entres les eaux superficielles et souterraines :

- Les sources de la Prada haute et de Cladeyrat sont positionnées sur la limite de 200 µS/cm entre les deux groupes et proviennent des formations volcaniques quaternaires. Ces sources présentent des conductivités moyennes, entre 160 et 220 µS/cm, plus faibles que la conductivité des émergences volcaniques. La seule explication à ces conductivités plus faibles est la dilution des eaux de l'aquifère volcanique (à environ 300 µS/cm) par un apport d'eau de surface avec des conductivités plus faibles (entre 100 et 150 µS/cm). La Veyre moyenne, naissant du trop-plein du lac d'Aydat, s'infiltre totalement dans les formations volcaniques entre le lac d'Aydat et l'aval du bassin versant. Elle est ainsi possiblement à l'origine de cette dilution des eaux de l'aquifère.
- La Monne à Tallende présente des conductivités également à la limite fixée à 200 µS/cm. Deux points de mesure sont positionnés sur la Monne, un premier en amont de Saint-Saturnin et de la coulée de lave des Puys de la Vache et Lassolas et un second à Tallende après le passage du cours d'eau sur la bordure de la coulée. Durant les 18 mois, les valeurs mesurées à Tallende ont toujours été supérieures à celles mesurées à Saint-

Saturnin. L'augmentation de la conductivité au passage de la coulée est liée à son alimentation par les émergences de Cladeyrat, Fontgerines, Freydière et Tieu avec des conductivités de l'ordre de 200 à 250 µS/cm (Figure II.16). L'augmentation de la conductivité de la Monne indique que les apports de ces sources sont clairement significatifs en termes de volume.

Notre étude des conductivités de chacun des points d'eau et les connaissances générales sur le bassin versant de la Veyre apportées notamment par la thèse de Bouchet (1987) permet de définir un schéma de fonctionnement global à l'échelle du bassin versant (Figure II.17).

Ce schéma montre l'ensemble des sous-systèmes du bassin versant et les interactions qui existent entre ces sous-systèmes.

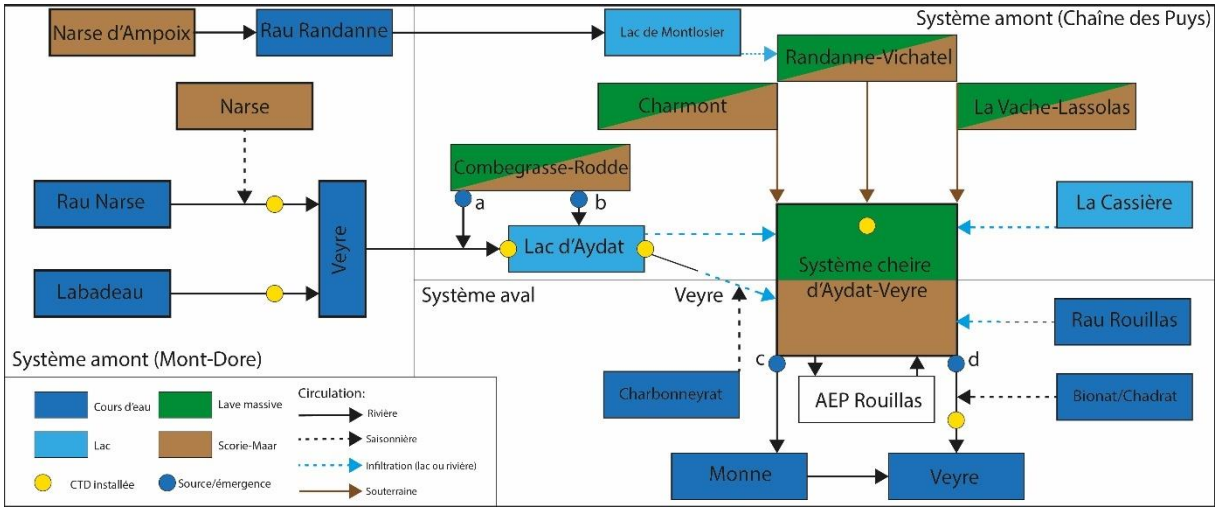


Figure II.17 : Schéma de fonctionnement du système « bassin versant de la Veyre ». Les sonde CTD installées correspondent aux stations de mesure installées dans le cadre du projet CAPRICE. Le point b correspond à la source d'Olmet ; le point c correspond aux sources de Fontgerines, de la Freydière et du Tieu ; le point d correspond aux sources de Pagnat et de Tallende ; Le point a est un apport diffus d'eau soupçonné allant du système sous-volcanique Rodde-Combegrasse vers la Veyre amont.

Sur ce schéma de fonctionnement du bassin versant de la Veyre nous avons reporté la position des stations de mesures installées actuellement sur les cours d'eau et en forage (points jaunes de la figure II.17). Ces mesures ne concernent pas seulement le périmètre d'étude de cette thèse, elles sont ou seront valorisées dans le cadre des projets CAPRICE et HMUC (CESAME, 2021).

b. Fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Veyre

Le fonctionnement du sous-bassin versant de Rouillas (ou système amont Chaîne des Puys) est observable à partir du comportement piézométrique du piézomètre des Treize Vents et des débits mesurés sur l'émergence volcanique correspondant à la source de débordement de Rouillas-bas (Bouchet, 1987 ; Vigouroux et Gironde, 2013) (Figure II.18).

Il existe une corrélation forte entre les données piézométriques des Treize Vents et les données de débit de la galerie de Rouillas-Bas située 800 m plus en aval. Le comportement et l'aspect des deux chroniques sont identiques, l'augmentation du débit de la galerie en fonction du niveau piézométrique confirme bien le fait que la galerie de Rouillas-bas est une source de débordement.

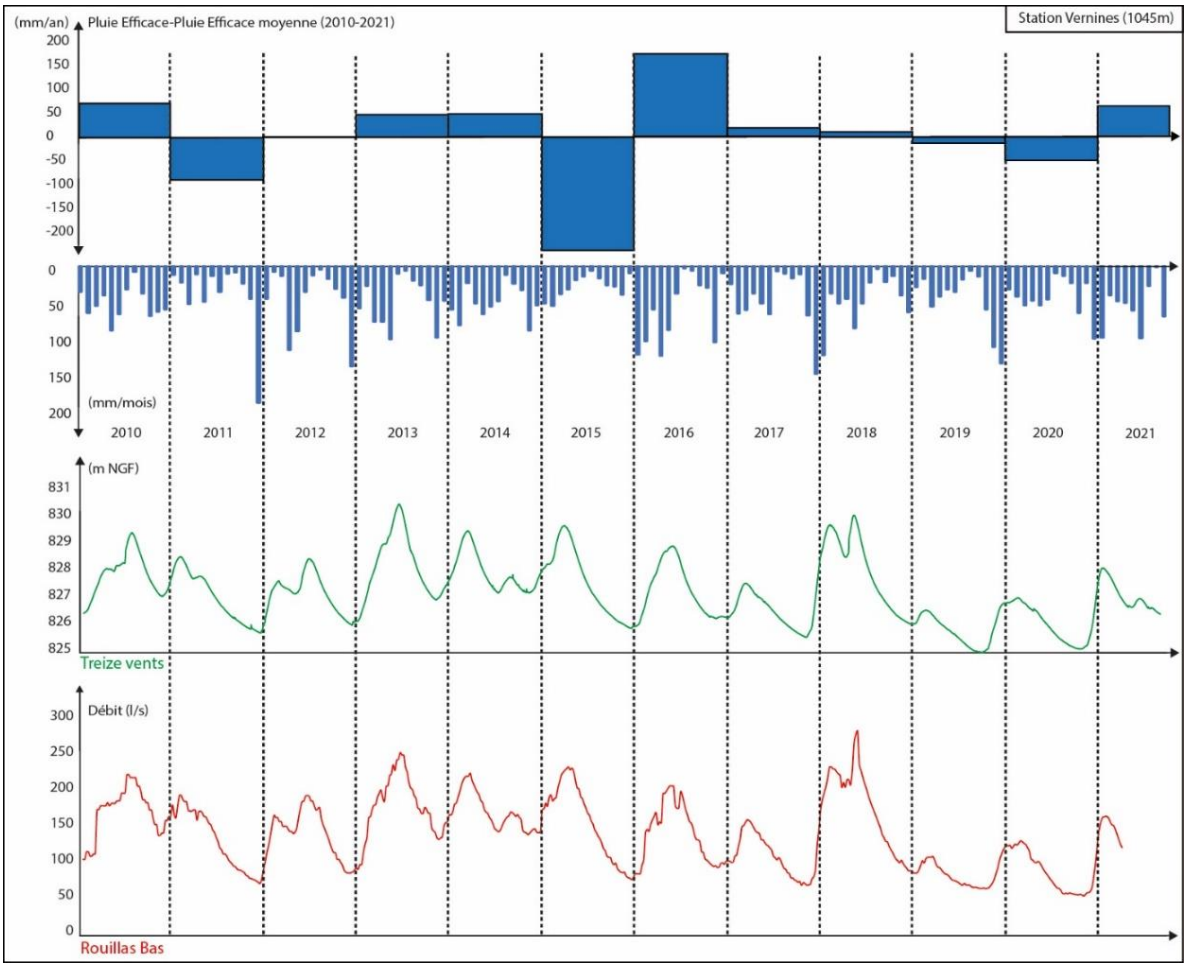


Figure II.18 : Graphique de croisement des données de débit de la galerie de Rouillas-Bas et de piézométrie du piézomètre des Treize Vents sur le bassin versant de la Veyre. Les données de pluviométrie présentées sont celles mesurées par la station de Vernines sur la période 2010-2021.

L'ensemble des données de débit ont été croisées avec des données de pluviométrie enregistrées par la station météorologique de Vernines (figure II.19).

La comparaison de l'ensemble des chroniques permet d'observer :

- Une similarité de comportement sur toutes les chroniques de débit sauf pour la Veyre Tallende et la source de Rouillas-bas.
- Les valeurs maximums de débits sont synchrones des périodes très pluvieuses octobre-décembre 2019, mars 2020, mai-juin 2020 et décembre-janvier-février 2021.
- Les ruisseaux de la Narse, du Labadeau et de la Veyre amont ont exactement le même comportement avec une réponse directe aux périodes de pluies.
- La Veyre moyenne, qui correspond au ruisseau naissant du trop-plein du lac d'Aydat, présente une chronique avec des périodes de hautes eaux synchrones de celle de le Veyre amont.
- Le débit de la Veyre moyenne est globalement plus élevé que celui de la Veyre amont, en période de hautes eaux, son débit peut être jusqu'à deux fois supérieur.
- La chronique de débit de la Monne est synchrone ou légèrement en avance sur celle des cours d'eau du haut du bassin versant de la Veyre avec des pics de crue corrélés avec les pluies importantes en tête de bassin versant.
- La Veyre Tallende présente un fonctionnement totalement différent avec une chronique plus lisse et un amortissement des variations de débit. Le découplage de la chronique de débit de la Veyre Tallende avec les données de pluviométrie est à relier avec le fonctionnement de l'aquifère volcanique qui lui donne naissance.
- Les débits de la Galerie de Rouillas-Bas augmente de façon régulière durant les périodes de hautes eaux. La chronique de débit de la galerie de Rouillas-bas présente des variations amorties comme celle de la Veyre Tallende.

Les cours d'eau du bassin de la Veyre ont des fonctionnements hydrologiques assez différents en fonction de leur origine. Les ruisseaux du Labadeau, de la Narse de la Veyre amont et de la Monne sont des cours d'eau directement influencés par la pluviométrie. Le comportement de ces cours d'eau est un indicateur de la prédominance des phénomènes de ruissellement sur leur bassin d'alimentation.

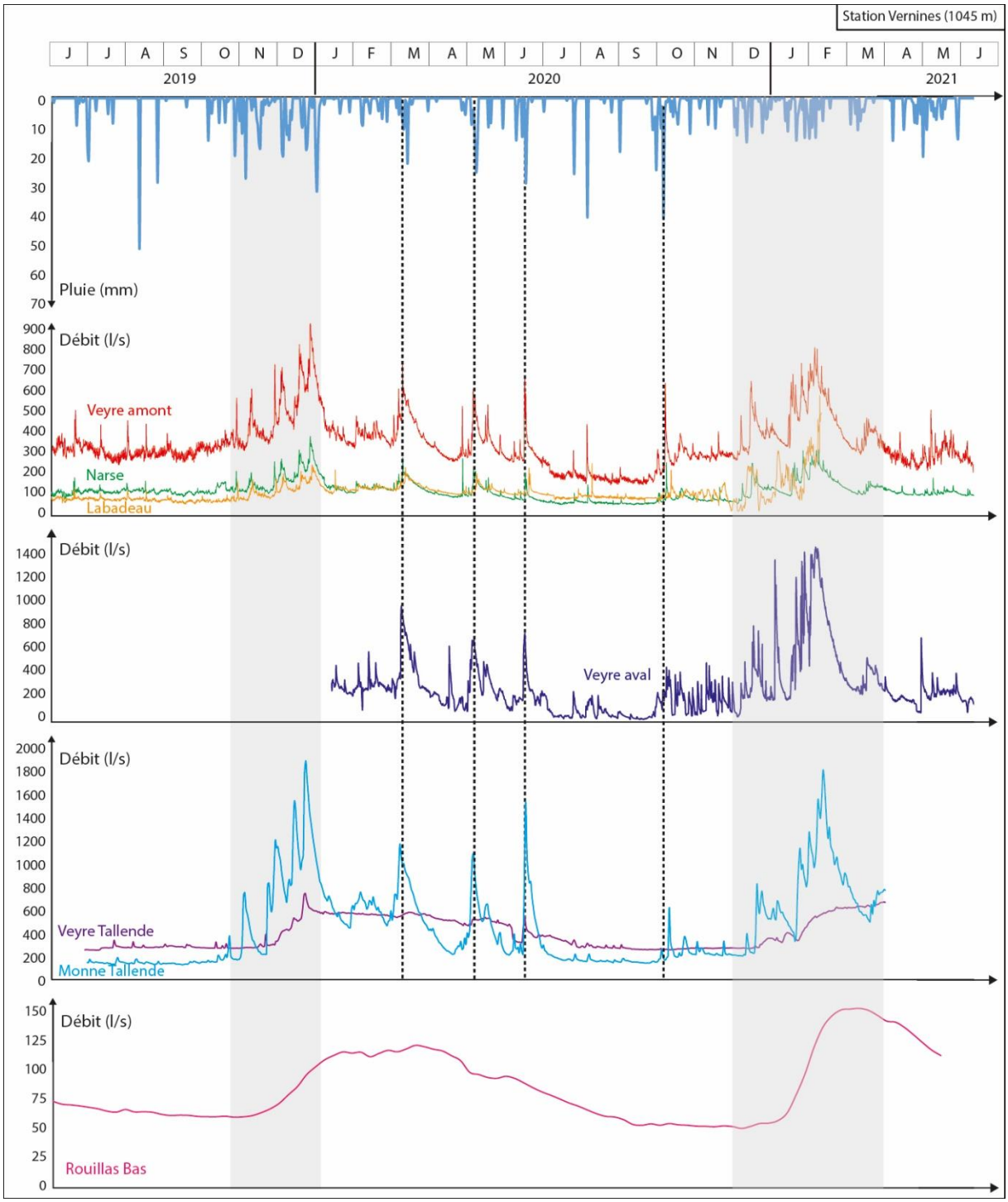


Figure II.19 : Graphique de croisement des données de débit sur le bassin versant de la Veyre. Les données de pluviométrie présentées sont celles mesurées par la station de Vernines sur la période 2019-2021. Les chroniques de débit sont séparées en quatre graphiques : partie amont (Veyre amont, Labadeau, Narse), débits Veyre amont-Labadeau + Narse, partie médiane (Veyre volcanique), partie aval (Veyre aval et Monne). Les traits en pointillés délimitent les périodes de hautes eaux et de basses eaux.

La Veyre à Tallende, issue des émergences volcaniques de Pagnat et de Tallende, et la galerie de Rouillas, ont des comportements amortis déconnectés des évènements pluvieux journaliers. Ce type de fonctionnement est caractéristiques des émergences provenant des

formations volcaniques avec des débits peu variables et des étiages assez faibles. Les allures des deux courbes de débits sont les mêmes, avec des périodes d'augmentation du débit 1 mois après le début des périodes de hautes eaux (janvier-février) et des diminutions très amorties jusqu'à l'étiage en fin d'été. La chronique de la Veyre Tallende présente parfois des sauts de débit correspondant à des apports directs de la pluviométrie au niveau du point de mesure (les sauts de débits correspondent aux pics de crue sur la Monne comme en décembre 2019).

Enfin la Veyre moyenne, provenant du trop-plein du lac d'Aydat, présente un comportement hydrologique proche de celui la Veyre amont malgré la présence du lac d'Aydat qui devrait déconnecter le fonctionnement des deux cours d'eau. Ce graphique croisé montre que le niveau du lac d'Aydat est très réactif aux apports provenant de la tête du bassin versant.

En conclusion, il est possible de mettre en avant quelques points clés utiles à la compréhension du fonctionnement du bassin versant de la Veyre :

- La partie amont du bassin versant fonctionne sans infiltration, les phénomènes de ruissellement confirment le caractère imperméable des formations volcaniques montdoriennes (Bouchet, 1987).
- L'interface du lac d'Aydat entre la partie amont du bassin versant et sa partie aval ne semble pas jouer pas un rôle tampon et régulateur. Bouchet (1987) avait estimé à 10 h environ de décalage entre l'augmentation des débits en entrée et en sortie du lac.
- Au-delà du lac d'Aydat, la Veyre moyenne peut atteindre des débits de plus de 500 l/s, ces débits vont s'infiltrer totalement dans l'aquifère volcanique plus en aval.
- Le comportement de toutes les émergences volcaniques sur le bassin versants de la Veyre est le même, il n'y a pas de décalage temporel entre les émergences de Rouillas Bas et Tallende.
- La piézométrie enregistrée par le piézomètre des Treize vents caractérise le régime hydrogéologique de la partie post-lac du bassin versant de la Veyre.

La suite de cette thèse est principalement axée autour de la méthode mise en œuvre dans le but de reconstituer la topographie anté-volcanique à partir d'une approche structurale et géophysique. L'étude du fonctionnement des aquifères volcaniques présentée dans ce chapitre est rediscutée au regard des implications de la reconstitution de la topographie anté-volcanique dans le chapitre V et dans la conclusion de ce manuscrit.

Chapitre III: Analyse morpho-structurale du plateau des Dômes

Caractériser, à l'échelle du plateau des Dômes, les événements qui se sont succédés entre l'ouverture du fossé de la Limagne et l'apparition de la Chaîne des Puys ne parait pas être d'une importance capitale d'un point de vue hydrogéologique. Il est néanmoins fondamental de pouvoir contraindre au mieux la géomorphologie du socle masqué par la Chaîne des Puys car le socle correspond à la limite inférieure des aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys.

Depuis le début des années 1900 avec les études de Glangeaud (Glangeaud, 1913), la géomorphologie du plateau des Dômes a questionné beaucoup de chercheurs, tant au niveau de ce qui est observable que de ce qui est masqué par la Chaîne des Puys. Cette section se veut une synthèse de l'ensemble des études menées sur le plateau des Dômes afin d'apporter un œil nouveau sur certains aspects de sa morphogénèse. Dans un premier temps, il est nécessaire de caractériser au mieux la structuration du plateau des Dômes en rapprochant la présence de zones de failles et la géomorphologie du socle.

1. Structuration du soubassement de la Chaîne des Puys

a. Les grands traits géomorphologiques du plateau des Dômes

Le plateau des Dômes est une portion du socle hercynien délimitée à l'est et à l'ouest par des accidents tectoniques subméridiens réactivés lors de l'ouverture du ROE. A l'est, la faille de Limagne marque le passage entre le socle hercynien et les sédiments tertiaires du fossé de la Limagne (Figure III.1). La zone de faille de Limagne est une succession d'accidents subméridiens (N170-0E et N10-20E) s'alignant sur une direction globalement N-S. A l'ouest, la faille subméridienne de Pontgibaud sépare le plateau des Dômes des Combrailles. La faille de Pontgibaud correspond à la faille bordière du fossé d'effondrement tertiaire d'Olby dont les sédiments reposent sur le plateau des Dômes. Au Nord, le plateau des Dômes est séparé des Combrailles par le passage de la faille de la Morge. Au sud, il n'existe pas de limite nette pour le plateau des Dômes, il est admis que le plateau des Dômes s'arrête au niveau des premiers reliefs du massif du Mont-Dore sans structure réellement observable. Pour cette étude, la limite du plateau des Dômes est placée au niveau de la zone de faille de la Monne (Figure III.1). D'autres grands accidents traversent le plateau des Dômes comme la zone de faille de Tauves-Aigueperse orientée NE-SW, qui ne s'exprime à première vue pas dans le paysage.

Le substratum du plateau des Dômes est masqué par des roches volcaniques (Chaîne des Puys et massif du Mont-Dore) et sédimentaires (Fossé d'Olby) sur 50% de sa surface rendant l'étude de sa géomorphologie complexe.

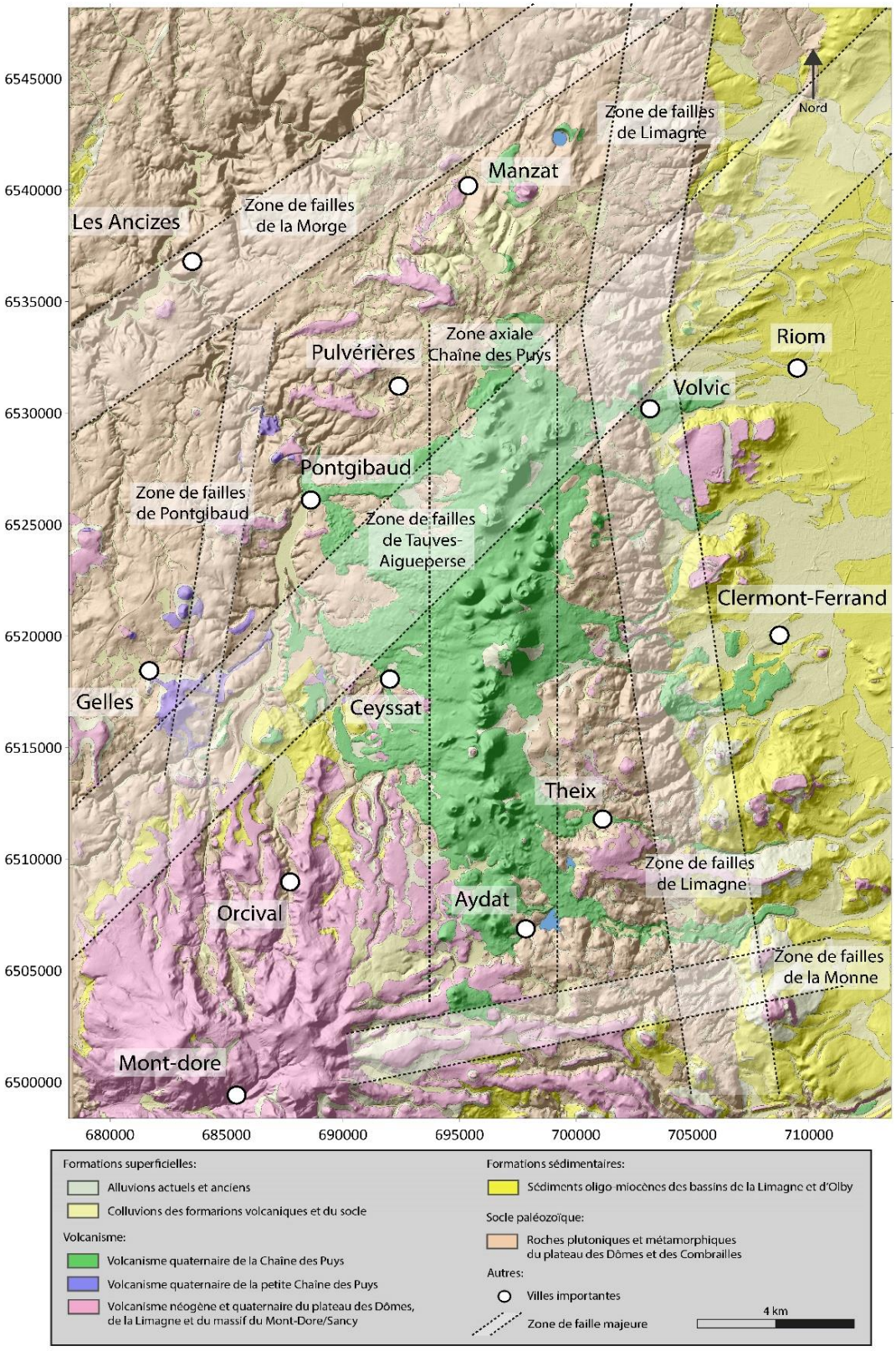


Figure II.1 : Carte géologique du plateau des Dômes, simplifiée à partir de la carte géologique du Puy de Dôme (63) BRGM, répertoriant les zones de failles majeures qui délimitent ou recoupent l'unité du Plateau des Dômes (Projection Lambert 93.

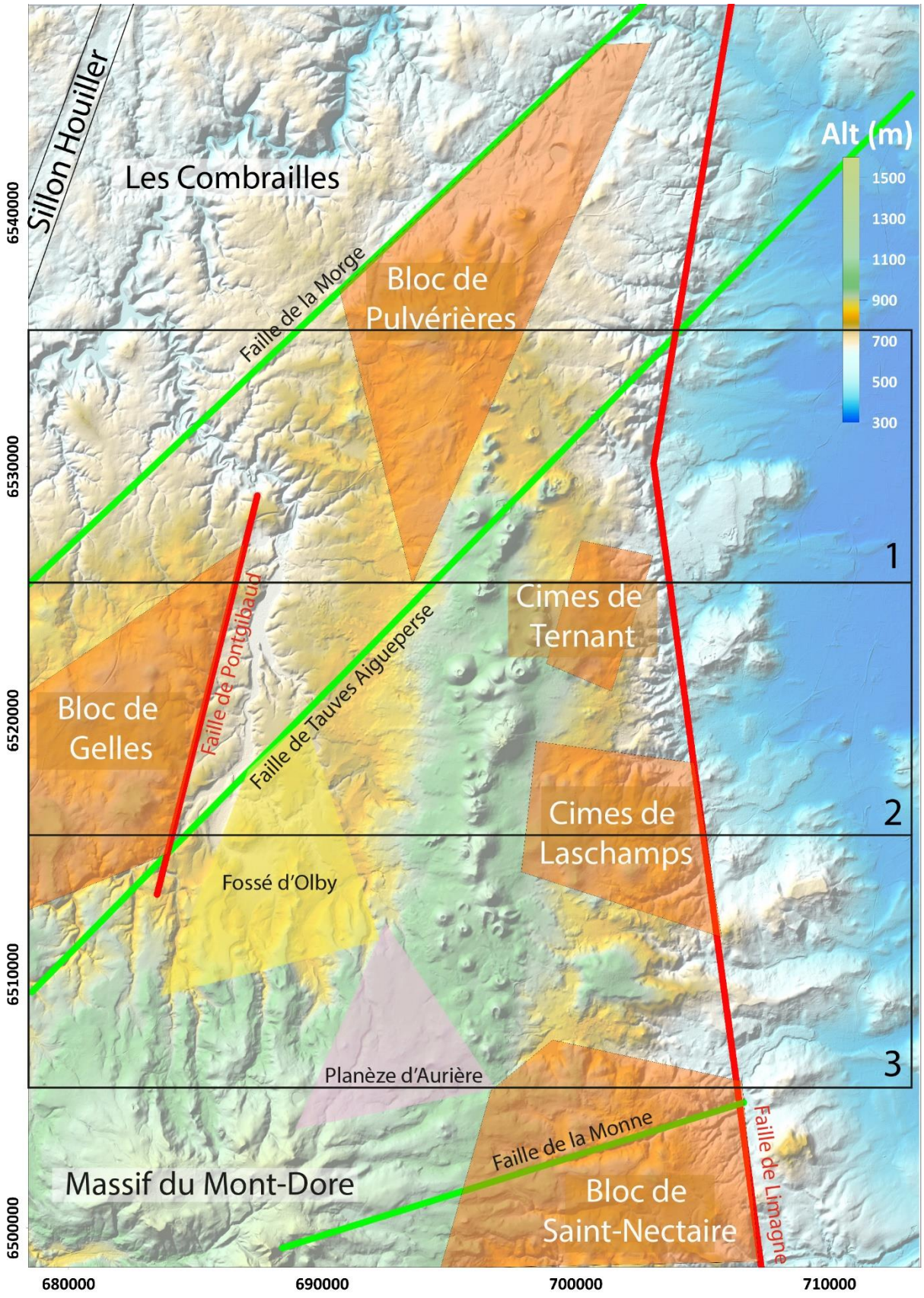


Figure III.2 : MNT colorisé du plateau des Dômes à 10m de résolution avec les zones 1, 2 et 3 qui correspondent aux zones couvertes par les Figures III.3a, III.3b et III.3c des profils sériés. Les failles majeures, les blocs structuraux et les éléments géormophologiques d'importances sont reportés.

A l'échelle du plateau des Dômes, comme à celle du MCF, l'altitude du substratum décroit, globalement, du Sud vers le Nord. Les roches constitutives du socle anté-volcanique culminent à 1250m au sud d'Orcival ou elles sont observables sous les dépôts volcaniques du massif des Mont-Dore dans les fonds de vallée. Au niveau du secteur de la Chaîne des Puys, le substratum culmine au-delà de 1000m à la Croix de Ternant (1023m) au nord d'Orcines (Figure III.2) alors qu'au-delà de la zone de faille de la Morge, l'altitude du substratum ne dépasse plus 800m.

Le plateau des Dômes est communément présenté comme une zone nivelée avec une « zone de crête » émergente du reste du plateau hors reliefs volcaniques (Gachon, 1939 ; Derruau, 1944 ; Derruau, 1948 ; Boivin et al., 2017). Cette « zone de crête » fait le partage entre une portion occidentale du plateau faiblement inclinée (1-3%) jusqu'à la faille de Pontgibaud et une portion orientale avec des pentes moyennes de 5 à 8% descendant jusqu'à la Limagne. Cette portion Est, plus inclinée, matérialise le passage de la zone de faille de Limagne et l'expression du fonctionnement de celle-ci lors de l'ouverture du fossé de la Limagne.

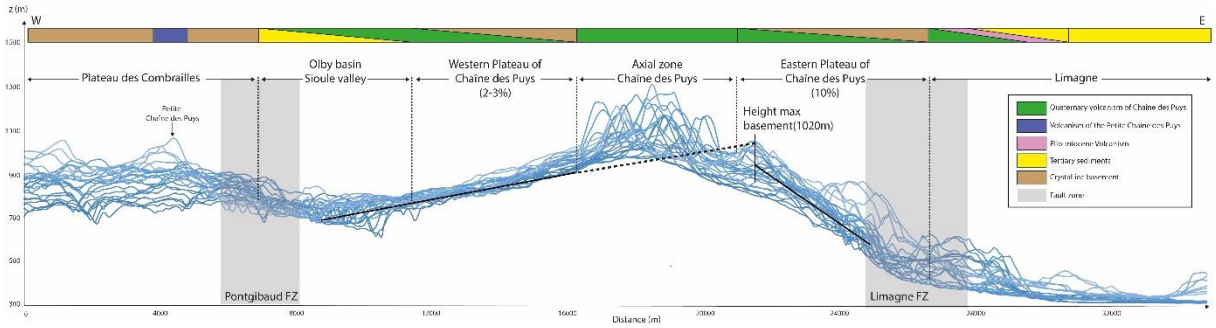


Figure III.3.a : Profil E-O du plateau des Dômes au niveau du secteur 2 de la figure III.2. Les aplats de couleur en haut de la figure correspondent aux lithologies rencontrées sur les profils (la légende est la même que celle de la Figure III.1).

Dans le détail, cette description du plateau des Dômes est surtout valable au niveau de sa zone médiane (Zone 2 Figure III.2) ou la partie occidentale du plateau, faiblement incliné, et la partie orientale sont séparés par une « zone de crête » matérialisée par un bloc de socle à plus de 1000m, à l'est de la zone axiale de Chaîne des Puys (Croix de Ternant et les Cimes de Laschamps, Figure III.2). La partie occidentale du plateau des Dômes est séparée des Combrailles par la zone de faille de Pontgibaud dont l'expression géomorphologique est un plan incliné à 10% qui débute au niveau de la vallée de la Sioule.

La partie nord du plateau des Dômes a une morphologie similaire à la partie centrale avec la partie orientale du plateau séparée de sa partie occidentale par une « zone de crête » à l'ouest de la zone axiale de la Chaîne des Puys (Figure III.3b, zone 1 Figure III.2). La partie

orientale du plateau est ainsi plus étendu que dans la partie centrale du Plateau des Dômes avec des pentes moins importantes (de l'ordre de 2-3%). Ce plateau orientale est séparé de la plaine de la Limagne (~400m) par le plan de faille de la Limagne qui lui est beaucoup plus régulier que dans la partie centrale du Plateau des Dômes avec des pentes constantes de 10%. Le plateau ouest est un plan incliné à 3% qui part de la « zone de crête » dans le secteur de Sauterre-Pulvérières (~950 m) jusqu'aux gorges de la Sioule (~600 m). Au-delà de la vallée de la Sioule, les Combrailles se présentent sous la forme d'un plateau avec peu de relief (~750 m).

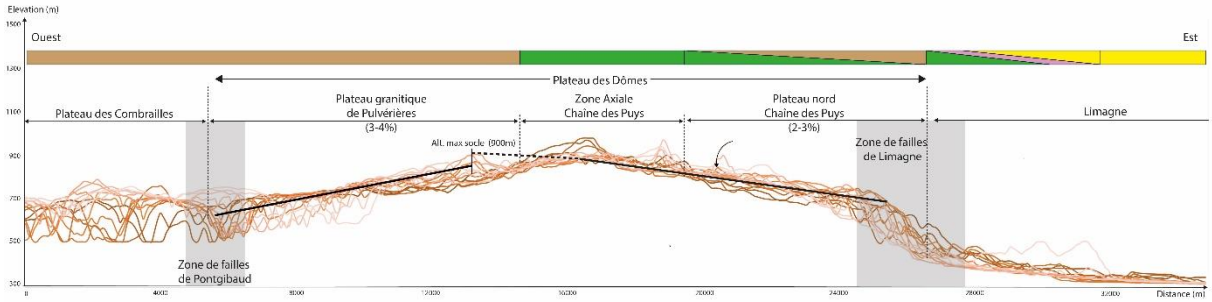


Figure III.3b : Profil E-O du plateau des Dômes au niveau du secteur 1 de la Figure III.2. Les aplats de couleur en haut de la figure correspondent aux lithologies rencontrées sur les profils (la légende est la même que celle de la Figure III.1).

Dans la partie sud, la lecture de la morphologie du plateau des Dômes est perturbée par la présence du fossé d'effondrement tertiaire d'Olby et du volcanisme du massif du Mont-Dore. La zone axiale de la Chaîne des Puys repose sur un plan incliné régulier de 3-5% (Figure III.3c, zone 3 Figure III.2) orienté vers l'est qui connecte le sommet du plateau des Dômes (~950m, secteur Verneuge - Récoleine) avec la plaine de la Limagne (~400m). La partie directement à l'ouest de la zone axiale est difficile à lire entre la dépression du fossé d'Olby qui correspond à la plaine alluviale de la Sioule et la planèze d'Aurières qui correspond au recouvrement volcanique venant du massif du Mont-Dore. Ce plateau basaltique mio-pliocène, dont l'altitude décroit du sud vers le nord, est découpé par des vallées profondes de 100 à 200m de profondeur qui partent des sommets volcaniques du massif du Mont-Dore vers le bassin d'Olby. Le substratum visible au fond de ces vallées montre que l'altimétrie du substratum suit l'altimétrie du volcanisme du massif du Mont-Dore dans ce secteur (entre 1200m et 800m d'altitude), aucune « zone de crête » n'est ainsi identifiée dans ce secteur.

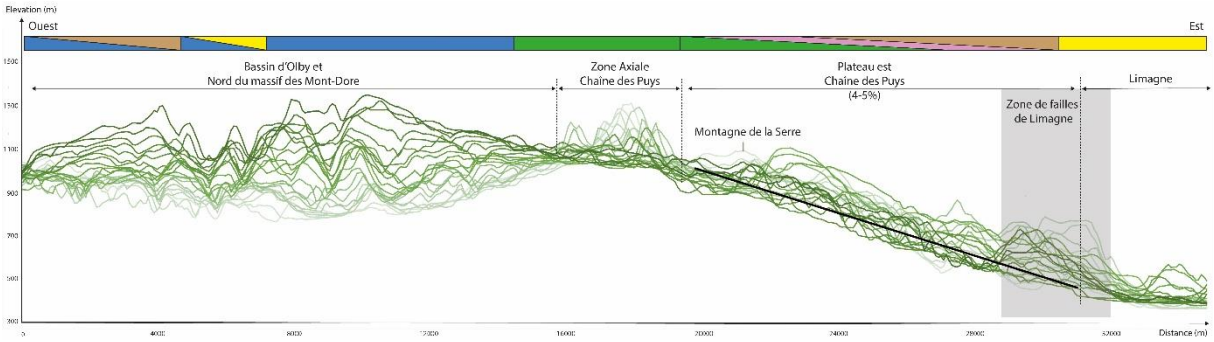


Figure III.3c : Profil E-O du plateau des Dômes au niveau du secteur 3 de la Figure III.2 Les aplats de couleur en haut de la figure correspondent aux lithologies rencontrées sur les profils (la légende est la même que celle de la Figure III.1).

Cette description grande échelle du plateau des Dômes permet de faire ressortir les premiers traits de la morphologie du plateau des Dômes :

- Des limites Est et Ouest marquées par des zones de failles ayant fonctionnées au tertiaire
- Une limite Nord marquée par la zone de faille de la Morge
- Une limite sud recouverte par du volcanisme plio-quaternaire
- Une « zone de crête » du substratum à l'ouest de la Chaîne des Puys au nord
- Une « zone de crête » du substratum à l'est de la Chaîne des Puys au centre
- Aucune « zone de crête » au sud mais plutôt un « haut plateau » incliné vers le nord.

Il est difficile d'identifier une ligne de crête unique dans certaines zones comme au nord du plateau des Dômes ou autour des Cimes de Laschamps. Les notions de « zone de crête », et de « hauts plateaux », peuvent être fusionnées sous l'appellation « bloc de socle », définie dans ce contexte comme étant une portion du plateau des Dômes qui émerge de l'altimétrie moyenne aux alentours de 850m. Les différents blocs de socle du plateau des Dômes sont identifiés sur la Figure III.4 : bloc de Pulvérières, bloc de Ternant, bloc de l'Artière, bloc de Gelles, bloc d'Orcival et bloc de Saint-Nectaire qui se poursuit vers le sud.

D'un point de vue géométrique ces blocs sont clairement délimités par des directions « tectoniques » parallèles ou subparallèles aux directions des zones de faille majeures du plateau des Dômes.

Dans le cas du plateau des Dômes il est délicat d'expliquer pourquoi ces blocs de socle s'individualisent du reste du plateau. Plusieurs arguments peuvent-être évoqués :

- Une érosion différentielle en considérant que les blocs de socle ont une lithologie différente

- Un soulèvement différentiel de ces blocs associé à des mouvements tectoniques récents.
- Une inversion de relief lié à la présence de volcanisme mio-pliocène sur ces blocs.

La première hypothèse n'est pas crédible à l'échelle du plateau du Dôme car les lithologies de ces blocs sont toutes différentes et même parfois variables à l'intérieur d'un même bloc. Afin de valider une des deux hypothèses restantes, la suite de cette section s'articule autour d'une étude morpho-tectonique à l'échelle locale pour distinguer les apports de l'érosion ou de la tectonique à la géomorphologie actuelle du plateau des Dômes.

b. Identification des zones de failles du plateau des Dômes :

Dans cette section (I.2.b) et la section suivante (I.2.c), des zones d'étude clés ont été identifiées :

- Secteur Paugnat
- Secteur du fossé d'Olby
- Secteur Argnat
- Secteur Orcines
- Secteur Aydat

Ce découpage donne une image exhaustive de la variabilité des structures morpho-tectoniques que peut présenter le plateau des Dômes. Avant de présenter les données de terrain et de se focaliser à l'échelle locale, les données disponibles à l'échelle du plateau des Dômes sont discutées.

1. Linéaments et données disponibles

L'étude structurale d'une zone vaste comme le plateau des Dômes est difficilement réalisable avec une approche uniquement de terrain. Depuis les années 90 et l'arrivée des Modèles Numériques de Terrain (MNT), l'approche structurale a évolué vers l'évaluation des directions structurales via l'étude des linéaments. Les linéaments sont des structures continues, courbes ou rectilignes, qui s'expriment dans la topographie. Il existe plusieurs types de linéaments en géologie structurale (Figure III.4) :

- Des ruptures de pente
- L'alignement d'édifices volcaniques
- Des vallées rectilignes ou des alignements de vallées dans un large secteur

Dans le but de faire ressortir l'ensemble des linéaments, le MNT peut être décliné sous plusieurs angles d'éclairage horizontal ou même dérivé vers des cartes des pentes, de rugosité du terrain ou d'hypsométrie via Qgis (Figure III.5). La méthode utilisée consiste à tracer les linéaments manuellement en comparant les différentes représentations du MNT sans prendre

en compte la lithologie des terrains observés. D'autres techniques de détection des linéaments existent notamment des méthodes non supervisées (Casas et al., 2000; Hashim et al., 2013).

En complément des linéaments, la base de données SIG des failles de la carte géologique au 1/50000^{e} vectorisée du BRGM a été ajoutée aux linéaments afin de comparer les orientations préférentielles des deux sources de données (Figure III .6 et III.7).

Les résultats sont présentés sous la forme de rose-diagrammes qui évaluent la proportion de chaque direction pondérée par la longueur des linéaments. Dans cette étude, un intervalle de direction noté N10E correspond à toutes les directions mesurées dans cet intervalle c'est-à-dire entre N10E et N19E.

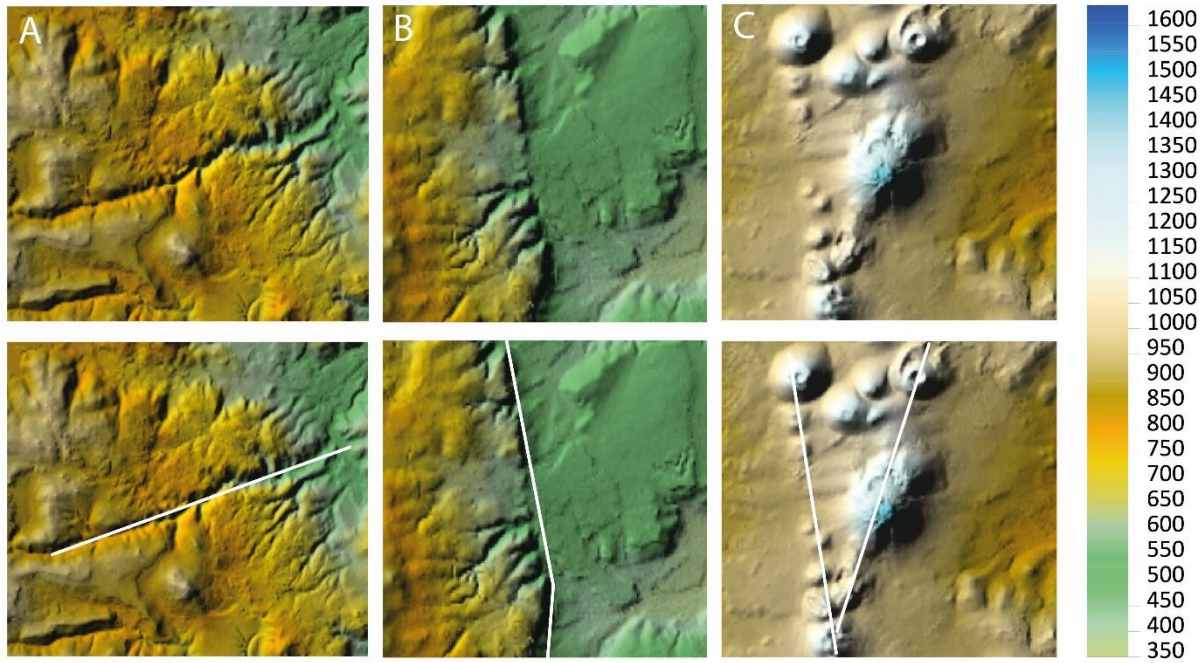


Figure III.4 : Les linéaments associés aux différentes formes géomorphologiques présentes sur le plateau des Dômes : (A) : vallée rectiligne ; (B) : Rupture de pente ; (C) Alignement volcanique.

Les deux bases de données, failles BRGM et les linéaments, n'ont pas la même répartition des directions. Pour les failles de la carte géologique vectorisée du BRGM (Figure III.7), la direction majeure est subméridienne (22%, N170-0E). Viennent ensuite les directions N10-20E (17%), N30-40E (13%) N50-60E (8%) et N150-160E (8%). Les autres directions sont très peu représentées (<6%).

Le diagramme des linéaments (Figure III.7)) montre une répartition des directions différente de celle du BRGM même si la direction subméridienne reste majoritaire (18%) avec la direction N10-20E (18%). Hormis la direction N130-140E (5%) considérée comme négligeable, toutes les autres directions sont représentées : N30-40E (12%), N50-60E (7%), N70-80E (10%), N90-100E (8%), N110-120E (8%) et N150-160E (14%).

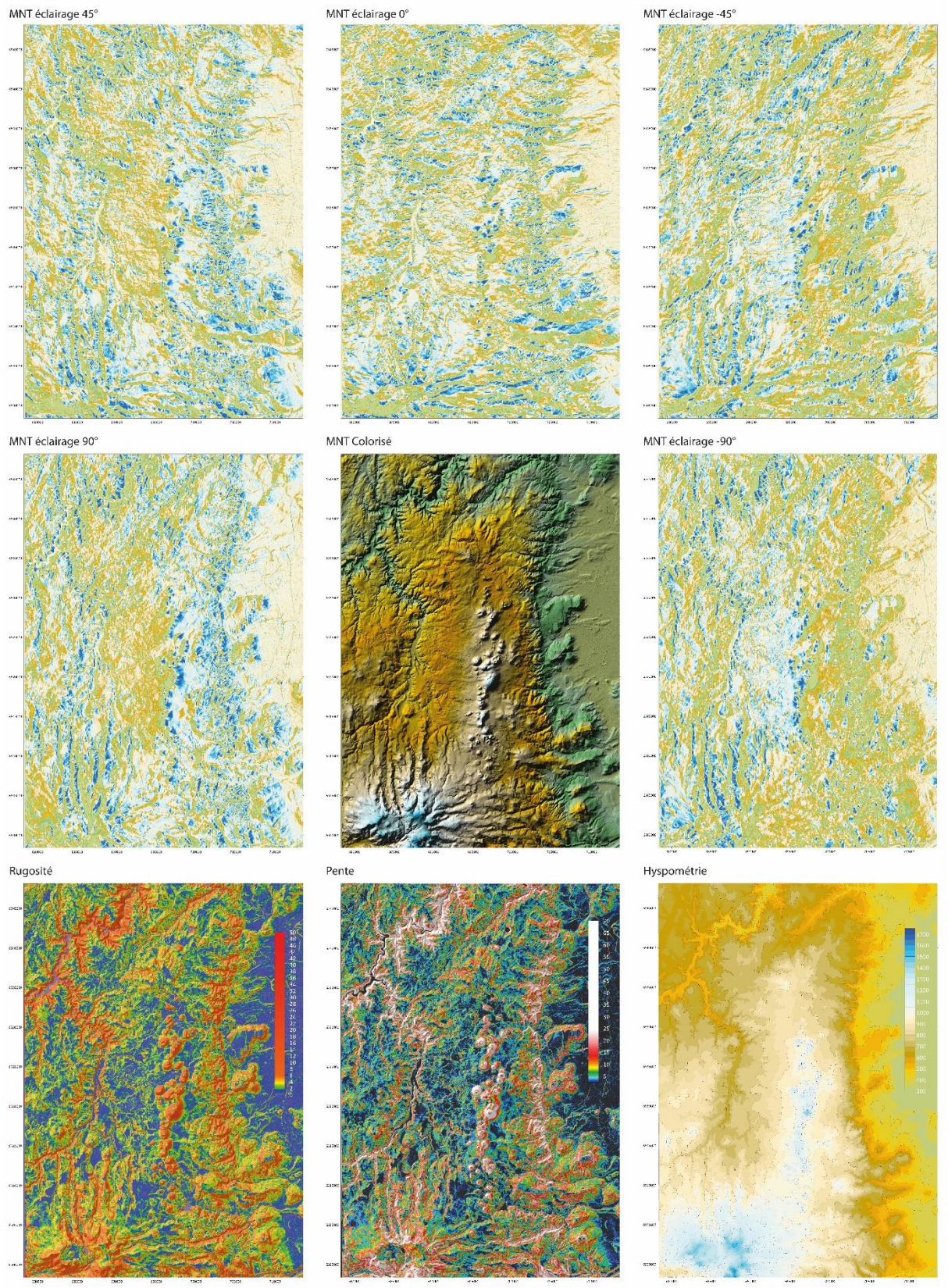


Figure III.5 : Les différentes représentations du MNT et de ses dérivées ayant servi lors de la détection des linéaments. Le MNT à 10m de résolution utilisé est fourni par le CRAIG (Projection Lambert 93).

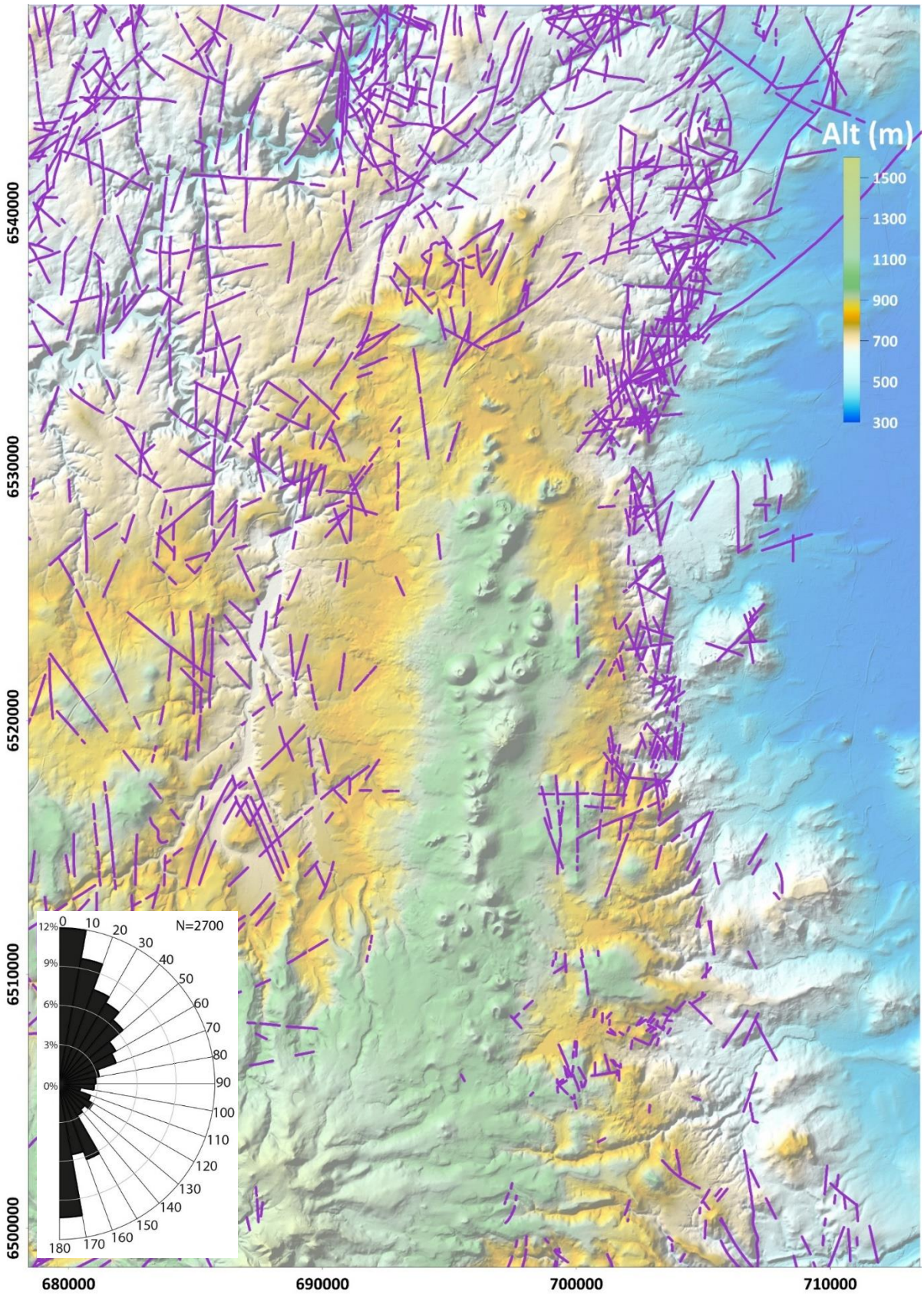


Figure III.6 : Carte des failles de carte géologique vectorisée du BRGM au 1/50000e (1973-2020) avec le rose-diagramme de la distribution des directions des segments de faille (Projection Lambert 93).

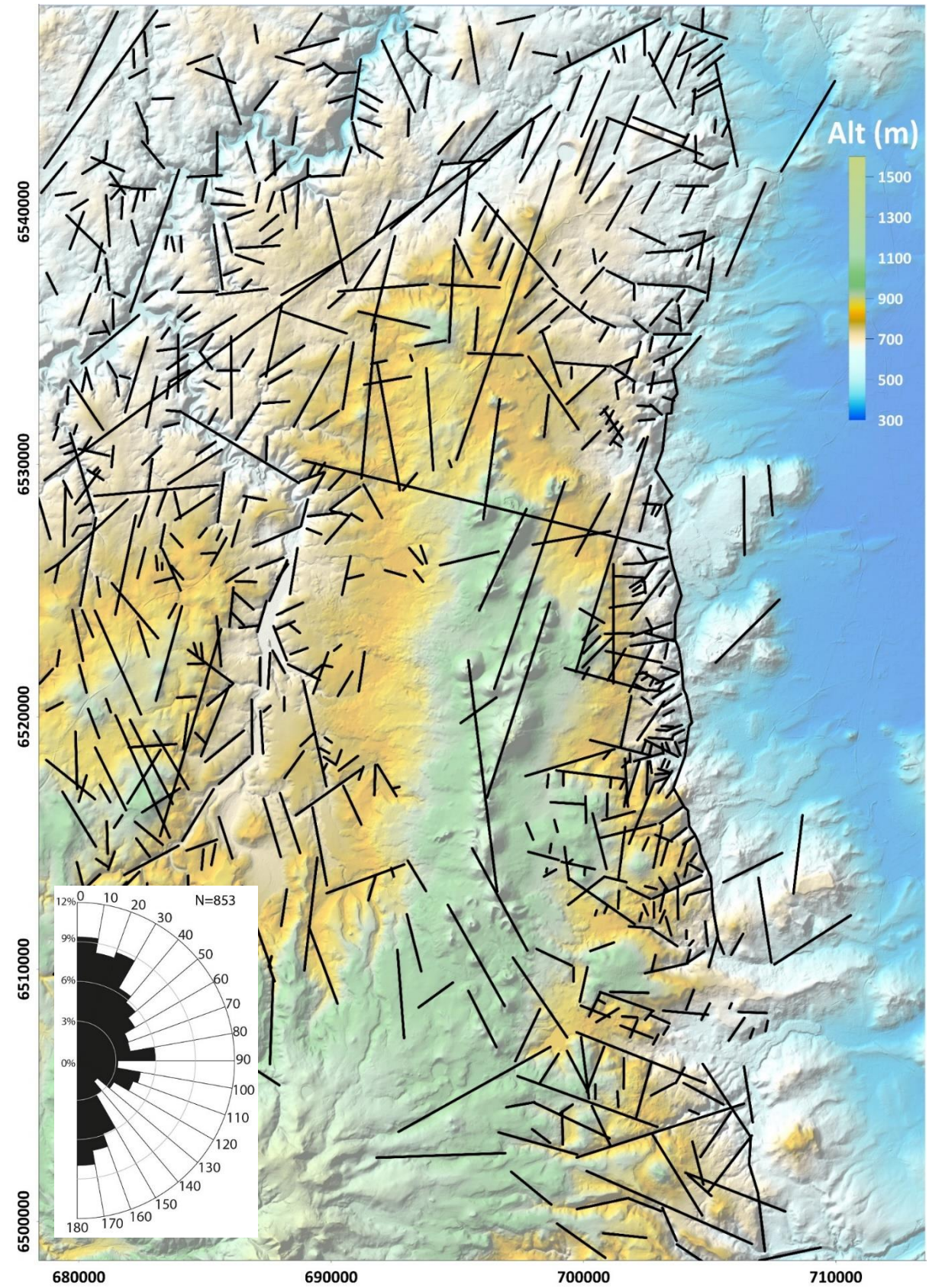


Figure III.7 : Carte des linéaments extraits de façon supervié à partir du MNT résolu à 10m avec le rose-diagramme de la distribution des directions des linéaments (Projection Lambert 93).

Ces deux répartitions de direction différentes peuvent s'expliquer par plusieurs facteurs :

- Une surreprésentation des accidents subméridiens en raison de la facilité à les observer sur le terrain ou sur MNT au niveau de l'escarpement de la faille de Limagne (zone de faille de Limagne) ou de la zone de faille de Pontgibaud.
- Une exagération de la longueur de certains linéaments par rapport à l'étendue réelle d'une faille sur la carte du BRGM.

Ce comparatif entre les données de la carte géologique du BRGM et les linéaments repérés sur MNT montre que de nombreuses directions coexistent à l'échelle du plateau des Dômes, le découpage de ces directions restera le même dans ce chapitre : N170-0, N10-20E, N30-40E, N50-60E, N70-80E, N90-100E, N110-120E, N130-140E et N150-160E.

Dans la suite de cette section, l'étude des linéaments sur MNT est complétée par une étude structurale de terrain visant à caractériser l'expression de ces linéaments.

2. Etude in-situ de la fracturation

L'acquisition des données structurales a été réalisée sur une grande partie plateau des Dômes, notamment autour de la Chaîne des Puys. L'ensemble des affleurements de roches du substratum étudiés (246) sont référencés sur la Figure III.8 et les résultats globaux des mesures structurales sont présentés Figure III.9. Sur le terrain, les zones d'affleurement du socle se découpent en plusieurs groupes :

- Les bords de route ou les carrières (Photo A et Photo B)
- Les surfaces structurales naturelles (Photo C et Photo D)
- Les affleurements naturels éparses (Photo E et Photo F)

Dans le cadre de cette étude, la méthodologie consiste à réaliser une étude comparative de l'orientation des plans de faille et de fracture mesurés sur le terrain. Une fois effectuées, ces mesures systématiques sont pondérées en fonction de la qualité de l'affleurement, du type d'affleurement et de la surface de celui-ci sur une échelle de 1 à 5 :

- 1 : Plan de petite taille sur affleurement médiocre
- 2 : Plan de petite taille sur affleurement de bonne qualité
- 3 : Plan de moyenne et grande taille sur affleurement médiocre
- 4 : Plan de taille moyenne sur affleurement de bonne qualité
- 5 : Plan de grande faille sur affleurement de bonne qualité

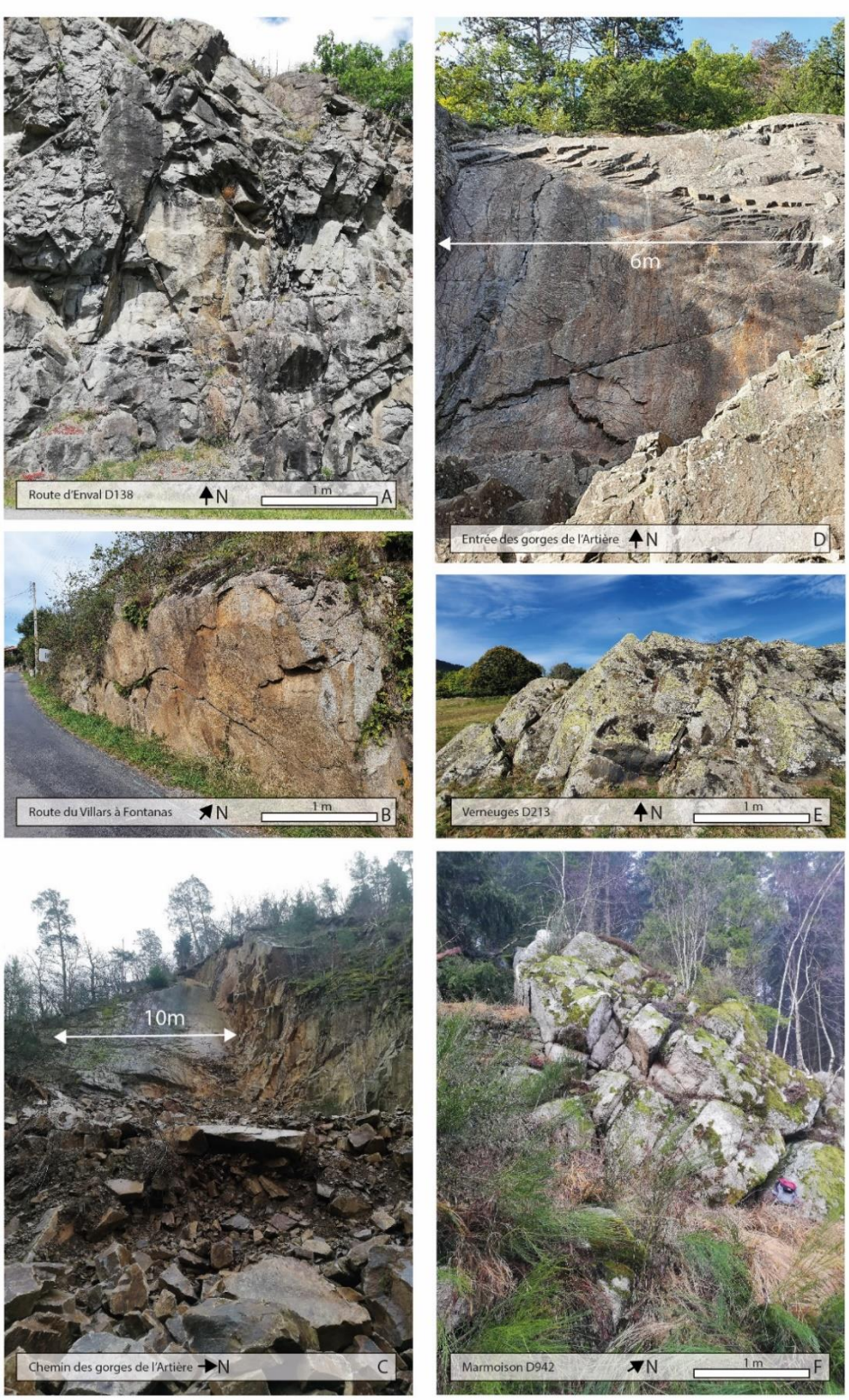


Planche photo III.1 : Localisations des photos sur la figure III.8 : A : Réseau de fracture N0-E70 et N0-W70 sur le secteur de Paugnat. B : Plan de faille N110E sur la route du Villars à Fontanas. C : Plan de faille (N0-W60) dégagé par un glissement de terrain dans la vallée de l'Artière. D : Plan de faille N10-E60 du mur d'escalade de la vallée de l'Artière (Ceyrat). E : Affleurement naturel dans une prairie du village de Verneuge (commune d'Aydat) avec un réseau de faille N20E et N90E. F : Affleurement naturel dans un vallon proche de Marmoison (4 km au sud d'Orcines) avec un réseau de faille N0E et N60E

L'évaluation des affleurements est subjective et nécessite de définir ce qu'est un plan de faille et un plan de fracture. Un plan de faille est une surface structurale impliquant un déplacement sous l'action de contraintes tectoniques. Un plan de fracture est une surface associée au refroidissement d'un pluton magmatique (diaclase), au dégagement par l'érosion d'une surface planaire (strates, filons etc..) ou à la décompression d'un massif rocheux. Dans le cadre de cette étude, les plans de failles et les plans de fractures sont regroupés dans le terme de fracturation générale (plan de faille + plan de fracture).

Au cours de cette étude, l'orientation de 7852 plans ont été mesurés sur l'ensemble du secteur autour de la Chaîne des Puys. Sur ces 7852 mesures, 2256 n'ont pas été prises en compte car elles étaient classées avec une note de 1. Les mesures sont présentées sur un rose-diagramme (total, Figure III.9) ou la pondération citée précédemment a été appliquée.

Le graphique réalisé à partir de l'ensemble des mesures (total sur la Figure III.9) de terrain montre que toutes les directions sont exprimées mais pas dans les mêmes proportions : N170-0E (18%), N10-20E (15%), N30-40E (9%), N50-60E (13%), N70-80E (6%), N90-100E (12%), N110-120E (11%), N130-140E (11%) et N150-160E (5%). Les directions de de plans correspondent à celles discutées dans le paragraphe précédent sur les linéaments avec néanmoins une répartition différente. Des directions secondaires dans l'étude des linéaments comme les directions N40-50E, N60-70E ou N140-160E apparaissent comme prépondérante dans l'étude de la fracturation sur le terrain. Ces observations faites sur la totalité des mesures réalisées sur le secteur du plateau des Dômes ne sont pas valables à une échelle plus petite, la répartition des directions et les directions majeures changeant significativement d'une zone d'étude à l'autre.

Dans le secteur de Paugnat, la direction N170-0E (18%) est moins représentée que la direction principale N10-20E (23%). Trois autres directions sont mises en évidence : N30-40E (12%), N90-100E (15%) et N130-140E (10%). Le secteur d'Argnat présente la même tendance, la direction majeure n'est (N170-0E : 18%) mais plutôt N10-20E (24%) avec trois autres directions observables : N50-60E (13%), N90-100E + N110-120E (21%) et N130-140E (10%). Sur le secteur d'Orcines la direction N10-20E (20%) est majoritaire et les directions N170-0E (17%), N50-60E (10%), N90-100E + N110-120E (36%) et N130-140E (8%) restent importantes comme sur le secteur d'Argnat. Au sud-est du plateau des Dômes, le secteur d'Aydat présente une répartition différente des directions avec la direction subméridienne N170-0E (19%)

dominante et les directions N10-20E (15%), N50-60E (15%), N90-100E+N110-120E (27%) et N130-140E (17%) bien représentées.

A l'ouest du plateau des Dômes, les mesures faites sur le secteur d'Olby montrent une direction majeure N170-0E (21%) et des directions principales N10-20E (16%), N30-40E (16%), N90-100E+N110-120E (21%) et N130-140E (13%).

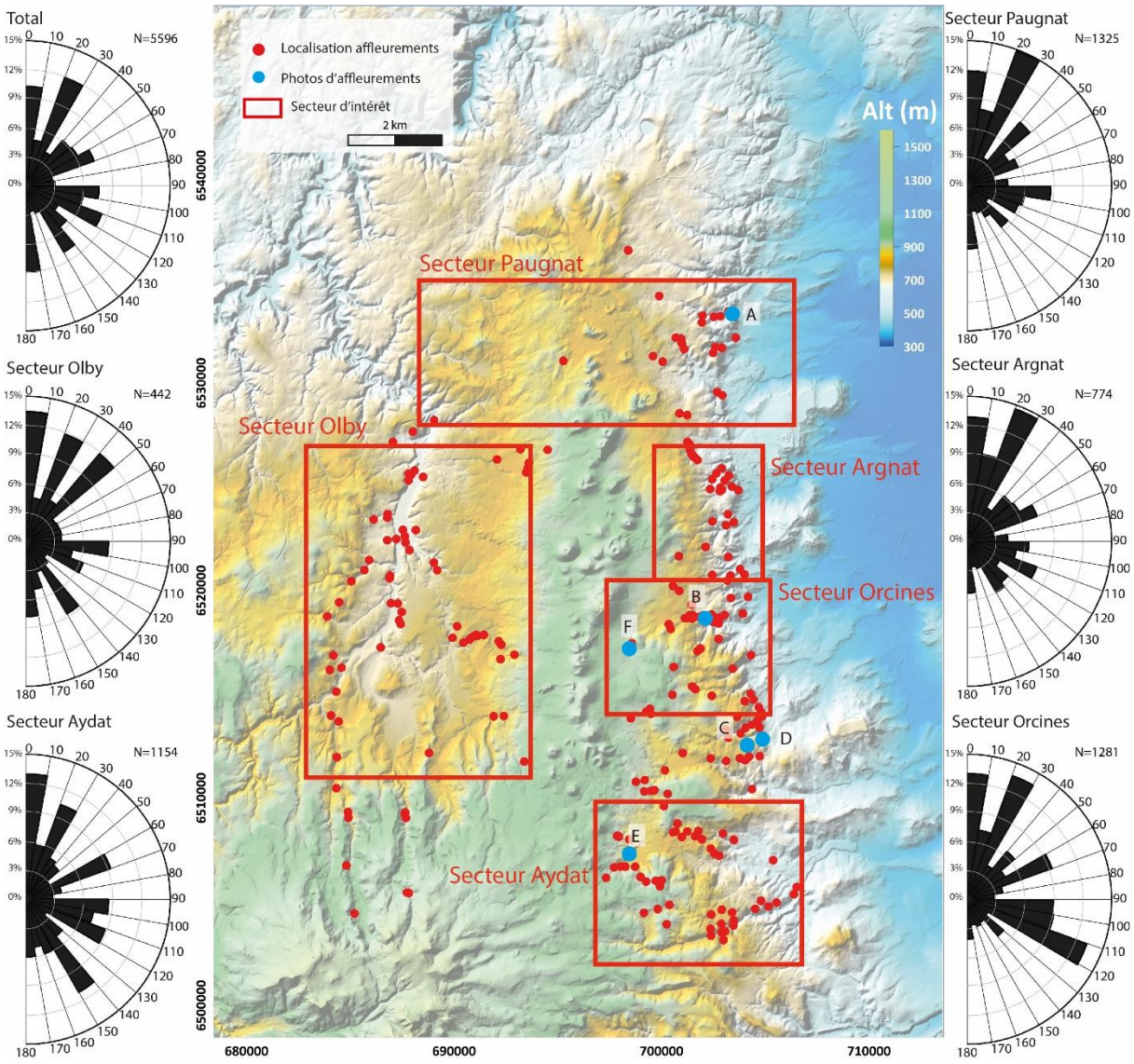


Figure III.8 : Localisation des affleurements étudiés et des zones d'études principales associées à leur rose-diagramme représentant les données d'orientation de plan. Les points bleus représentent la localisation des photos de terrain (Projection Lambert 93).

Malgré le caractère non-homogène des données de direction de la fracturation sur les différents secteurs du plateau des Dômes, les directions N170-0E et N10-20E coexistent

systématiquement. Ces deux directions peuvent être considérées comme les directions tectoniques majeures du plateau des Dômes tant elles se distinguent sur le terrain et sur le MNT. Des directions plus discrètes sur le MNT paraissent importantes sur certains secteurs du plateau des Dômes comme les directions N30-40E, N50-60E, N90-100E, N110-120E, N150-160E.

Dans le cadre de cette étude de la fracturation du socle, les pendages des plans de failles et fractures n'ont pas été pris en compte jusqu'à maintenant car la plupart des plans mesurés sont verticaux ou sub-verticaux (de 80 à 90°). Le tableau III.1 montre que 85% des plans sont verticaux ou sub-verticaux, 14% ont des pendages compris entre 60° et 80° et 1% ont des pendages inférieurs à 60°.

La répartition des pendages est à mettre en parallèle avec le rose-diagramme qui représente la répartition des directions des plans avec un pendage entre 60° et 80°. Parmi ces plans, 70% sont orientées N170-0E et N10-20E. Sur le terrain, ces plans avec un pendage à 60-80° recoupent systématiquement les plans d'autres directions indiquant leur postériorité. En observant la répartition des directions de plans avec des pendages verticaux, la direction majeure est la direction N10-20E (15%) suivie de la direction N90-100E (14%).

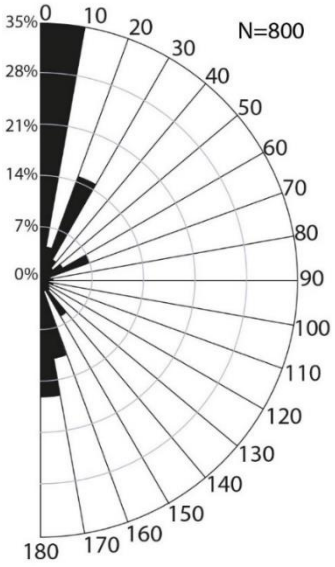


Figure III.9 : Rose-diagramme représentant l'orientation des plans de failles avec un pendage entre 60-80°

Pendage	Orientation	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170	Total
Tous	Nb	526	190	666	190	330	336	358	134	162	341	336	425	173	274	386	162	112	492	5596
	%	15	3	12	1	5	1	11	0	2	12	4	10	3	0	10	1	6	4	100
60°-80°	Nb	283	18	118	9	4	0	56	1	0	10	17	12	7	3	41	5	90	126	800
	%	35	2	15	1	1	0	7	0	0	1	2	2	1	0	5	1	11	16	14
80°-90°	Nb	243	172	548	181	326	336	302	133	162	331	319	413	166	271	345	157	22	366	4796
	%	5	4	11	4	7	7	6	3	3	7	7	9	3	6	7	3	0	8	85

Tableau III.1: Récapitulatif des données sur le nombre de fractures en fonction de leur direction et de leur pendage

Ces premières observations des directions tectoniques principales du plateau des Dômes sont primordiales afin d'appréhender les structures morpho-tectoniques qui le constituent. Dans la suite de cette étude, ces données de directions structurales vont être croisées avec une étude de la géomorphologie des secteurs prédéfinis du plateau des Dômes (Aydat, Olby, Orcines, Argnat et Paugnat) afin d'en définir la morphogénèse.

c. Analyse morpho-structurale du plateau des Dômes

L'analyse des données structurales indique une non-homogénéité des directions de fracturation à l'échelle du Plateau des Dômes. En conservant les zones précédemment définies, l'analyse morpho-tectonique va permettre d'identifier la présence de zone de failles en fonction du MNT et des données structurales sans discuter la dynamique et la chronologie des événements à l'origine des structures observées. Il sera ainsi possible de relier ces zones de failles avec des expressions géomorphologiques en surface comme des vallées (principales ou secondaires) ou des zones de crête. Pour réaliser cette étude morpho-tectonique le MNT à 5m (CRAIG) est utilisé ombré, colorisé et avec un drapage de la carte géologique du BRGM. A partir de ce MNT, des profils topographiques sont tracés avec des rapports horizontaux/verticaux variables.

i. Secteur Paugnat

Le secteur de Paugnat (Figure III.10) est le plus au nord du plateau des Dômes. Il correspond également à la terminaison septentrionale de la Chaîne des Puys. Dans ce secteur, la faille de Limagne n'est plus subméridienne mais N10-20E. Elle est matérialisée par un escarpement de plus de 250m par rapport à la plaine de Limagne. Comme pour les secteurs plus au sud, l'escarpement de la faille de Limagne est marqué par des vallées perpendiculaires et profondément creusées orientées uniquement N90-100E comme les gorges d'Enval, la vallée de Sans Soucis ou des Prades.

Les vallées N90-100E successives sur l'escarpement ne sont pas considérées comme une zone de faille mais plutôt comme plusieurs accidents subparallèles car en dehors de ces vallées peu de plans de faille/fracture sont orientés dans cette direction. Cette direction N90-100E est également présente sur le bloc de Pulvérières et correspond peut-être au prolongement des failles observées au niveau de l'escarpement de la faille de Limagne.

Le bloc de Pulvérières est limité par deux zones de faille marquant une dénivellation de plus de 100m, la faille de Verrières (N10-20E) et la faille de Pulvérières (N150-160E/170-0E). Ces deux zones de failles ont ainsi contrôlé la géomorphologie locale au même titre que la faille de la Morge qui marque la frontière entre le Plateau des Dômes et les Combrailles par une dénivellation de plus de 150m.

Ce secteur de Paugnat est traversé dans sa partie sud par le faille de Tauves-Aigueperse (T-A, N50-60E) et par la faille du Vialard (N130-140E). La zone de faille de T-A, présente également sur le secteur d'Olby, n'a pas d'expression franche d'un point de vue morpho-structurale sur le Plateau des Dômes même si son passage est matérialisé par un réseau de vallées secondaires dans la vallée du Vialard. En se poursuivant en Limagne, la faille de T-A relaie partiellement la zone de faille de Limagne comme faille bordière du fossé d'effondrement de la Limagne. La vallée du Vialard, bordée par un haut topographique directement sur sa bordure ouest qui court jusqu'à la zone de faille de Verrières (Figure III.10), est l'une des expressions géomorphologiques de la faille du Vialard. Ces deux zones de failles, Vialard et Verrières, ont des expressions géomorphologiques ayant directement contrôlées la mise en place des coulées de lave quaternaire de la Chaîne des Puys en créant des barrières topographiques.

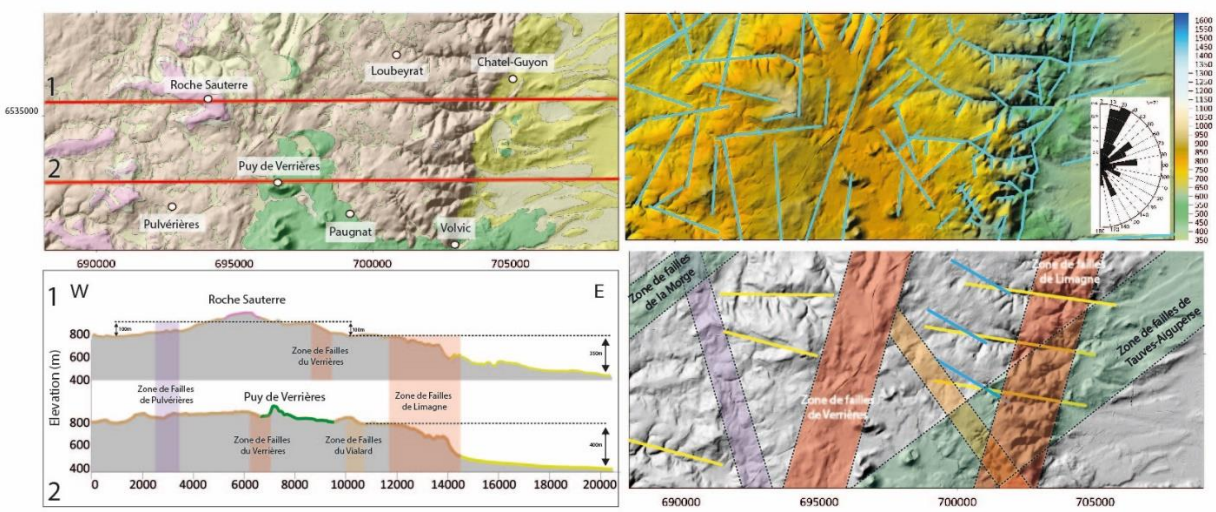


Figure III.10 : Analyse du secteur de Paugnat : carte géologique, MNT colorisé-linéaments, MNT ombré-zone de faille et deux profils topographiques W-E (Projection Lambert 93).

Sur ce secteur, trois directions s'expriment à proximité des zones de crêtes significatives : N130-140E, N150-160E et N10-20E ce qui laisse penser que ces failles ont joué un rôle prépondérant dans la morphogénèse de ce secteur.

ii. Secteur Orcines

Le secteur d'Orcines (Figure III.11), correspondant à la façade orientale du plateau des Dômes, est limité à l'est par l'escarpement de la faille de Limagne (N170-0E) et à l'ouest par la zone axiale de la Chaîne des Puys. Ce secteur est marqué par le passage de la zone de faille d'Orcines (N10-20E). La faille d'Orcines, confondu avec la faille de Limagne dans la partie nord du secteur d'Orcines, marque la transition d'ouest en est entre une zone de crête (Croix de Ternant et Cimes de Laschamps) et la zone d'escarpement vers le fossé d'effondrement de la Limagne. La faille de Limagne marque la limite directe du fossé d'effondrement de la Limagne, avec un escarpement de plus de 300m. La faille d'Orcines marque la limite du creusement des vallées remontant de cet escarpement montrant qu'elle a joué un rôle dans la morphogénèse de l'escarpement en limitant l'érosion régressive. Les ruptures de pentes successives, découpant des marches d'escalier jusqu'à l'escarpement de la faille de Limagne, sont provoquées par le passage d'accidents appartenant à la zone de failles d'Orcines. Sur les profils est-ouest de la figure III.11, les ruptures sont des ressauts topographiques de parfois 100m qui se succèdent depuis la zone de crête de la Croix de Ternant jusqu'à la faille de Limagne.

L'escarpement de la faille de Limagne est recoupé autour de la commune d'Orcines par une structure perpendiculaire matérialisée principalement par le passage de la faille de la Tiretaine. Cette structure prend la forme d'une dépression qui sépare la ligne de crête de la Croix de Ternant et les Cimes de Laschamps avec une direction N90-100E/N110-120E (Figure III.11, profil nord-sud). L'origine de cette dépression, érosive ou tectonique (discutée dans la suite de chapitre), n'a pas d'importance vis-à-vis des structures mise en jeu dans sa création. Elle est bordée au nord par la faille de la Fontaine du Berger, repérée sur le terrain et sur le MNT, et au sud par la zone de faille de la Tiretaine qui se poursuit jusqu'à la Limagne et probablement sous la Chaîne des Puys vers l'Ouest.

La zone de faille de la Tiretaine est à l'origine d'une rupture de pente nette de 120m entre les Cimes de Laschamps et la zone déprimée d'Orcines. La limite nord de cette zone déprimée est moins nette car elle est structurée en deux paliers depuis la Croix de Ternant jusqu'à Orcines : un premier palier allant de la Croix de Ternant jusqu'à la faille de la Fontaine du Berger (qui appartient possiblement à la zone de failles de la Tiretaine) et un second, entièrement couvert par des produits volcaniques quaternaires de la Chaîne des Puys, qui part de cette faille jusqu'au cours actuel de la Tiretaine.

Deux hypothèses peuvent être proposées pour interpréter une telle structuration :

- Le creusement des vallées (Tiretaine et talweg de Durtol), contrôlé par la présence d'accidents locaux, qui laisse des terrasses d'érosion en deux temps (Niveau 1 et 2).
- Une action conjointe érosion/tectonique active ou la zone de faille de la Tiretaine a probablement rejouée de façon à favoriser le creusement de la zone déprimé d'Orcines de façon dissymétrique (le talweg de Durtol étant plus haut que la vallée de la Tiretaine).

De la même manière que pour le secteur de Paugnat, les zones de failles orientées N170-0E et N10-20E contrôlent la position des hauts topographiques. La faille de la Tiretaine, orientée N90-100E joue également un rôle, autant dans la délimitation des hauts topographiques que dans la structuration des zones déprimées.

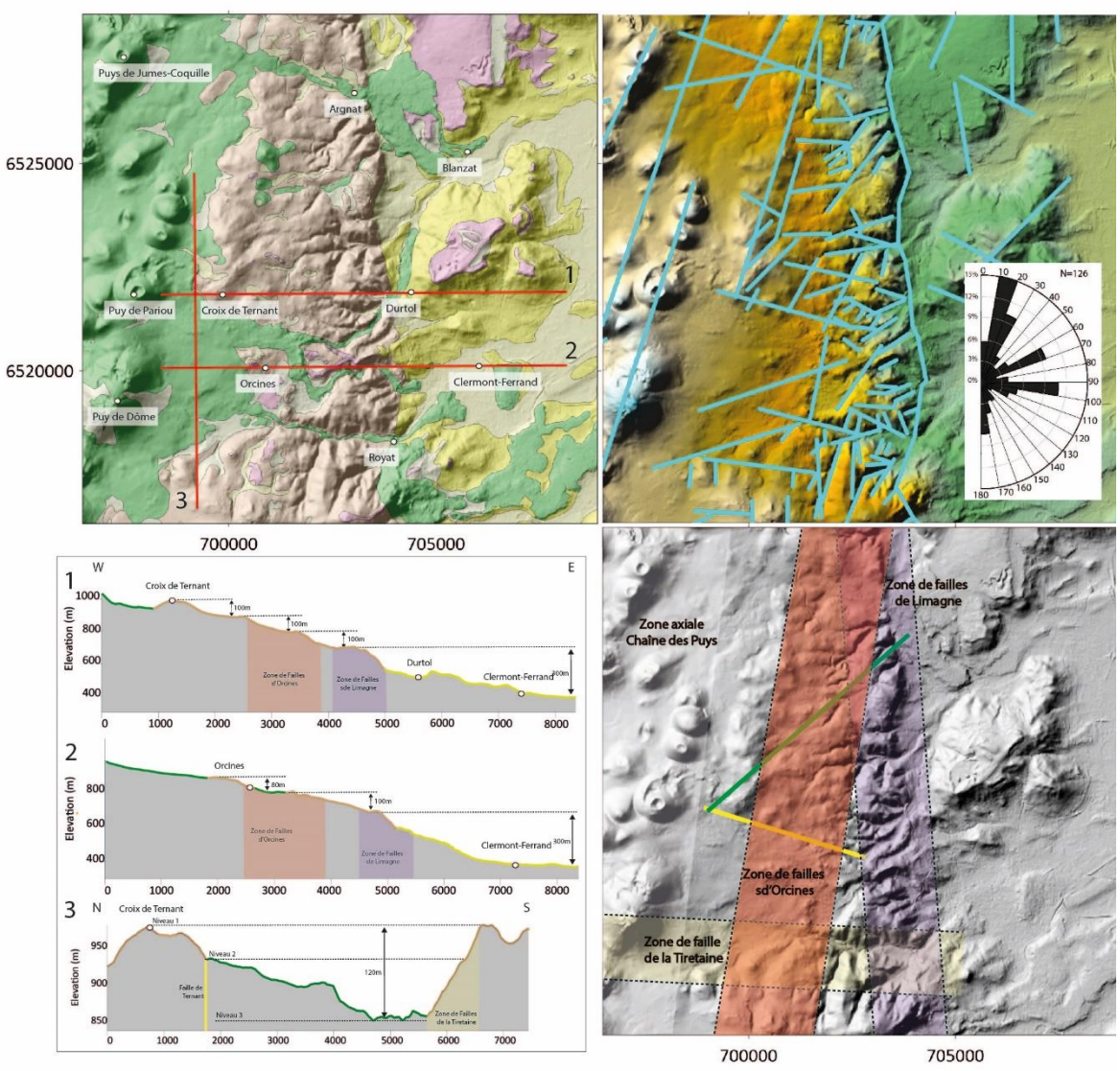


Figure III.11: Analyse du secteur d'Orcines : carte géologique, MNT colorisé-linéaments, MNT ombré-zone de faille et deux profils topographiques W-E (Projection Lambert 93).

iii. Secteur Aydat

Le secteur d'Aydat (Figure III.12) correspond à la partie sud-est du plateau des Dômes. La faille de la Monne correspond à sa frontière sud. Comme les autres secteurs de la façade est, le secteur d'Aydat est traversé par la faille de Limagne (N170-0E) ou son escarpement est moins marqué (entre 200 et 250m de dénivellation) que sur les autres secteurs de la façade orientale. La zone d'escarpement de la faille de Limagne est recoupée par le passage de la zone de faille de la Serre (N10-20E) matérialisée par toutes les vallées secondaires de la vallée de la Veyre et de l'Auzon. Dans le secteur de Theix, des linéaments N170-0E et N10-20E s'entrecroisent montrant que les deux zones de faille sont superposées. Une structuration en escalier est observable sur la partie sud du secteur d'Aydat (Profil 2, Figure III.12) sur le bloc de Saint-Nectaire et dans une moindre mesure sur le bloc de l'Artière. Cet étagement le long de l'escarpement de la faille de Limagne se fait par ressaut de 80 à 120m le long d'accidents N10-20E associés à la zone de faille de la Serre.

Sécantes à ces deux failles, les zones failles de l'Auzon et de la Veyre (N90-100E) sont dans la même disposition que la faille de la Tiretaine et de la faille de la fontaine du Berger. La faille de l'Auzon est marquée par la présence de la vallée de l'Auzon et de nombreux plans de failles notamment dans le secteur de Theix. La faille de la Veyre est matérialisée par la vallée de la Veyre mais particulièrement par la présence de nombreux plans de faille N90-100E sur le versant sud de la Montagne de la Serre. La Montagne de la Serre est ainsi encadrée par deux vallées/dépressions assez larges, qui correspondent à l'expression géomorphologique de deux zones de failles, qui la sépare du bloc de l'Artière (Figure III.4, au nord) et de Saint-Nectaire (Figure III.4, au sud).

La zone entre la faille de la Veyre et la faille de l'Auzon est un analogue à la zone abaissée d'Orcines même si la Montagne de la Serre reste le point haut topographique de ce secteur. La coulée de lave de la Montagne de la Serre a freiné l'érosion entre les deux zones de faille et a permis la préservation de cette zone haute. Les secteurs non couverts par le volcanisme pliocène de la Montagne de la Serre ont clairement été érodés comme sur le profil topographique nord-sud de la figure III.12. Comme sur le secteur d'Orcines, les bordures extérieures de la zone abaissée sont étagées de façon à créer deux niveaux de même hauteur.

Le rôle des failles avec une direction N90-100E dans la structuration du plateau des Dômes est plus important que les zones de failles N50-60E. Les zones de faille de la Monne et

de l'Artière n'ont pas d'impact sur la géomorphologie générale même si elles sont matérialisées par des gorges qui parcourent l'escarpement de la faille de Limagne.

D'autres failles plus modestes traversent le secteur comme la faille de Beaune (N170E) qui parait limiter le bloc de l'Artière à l'ouest ou la faille de Saulzet qui limite le bloc de Saint-Nectaire sur sa partie nord-ouest.

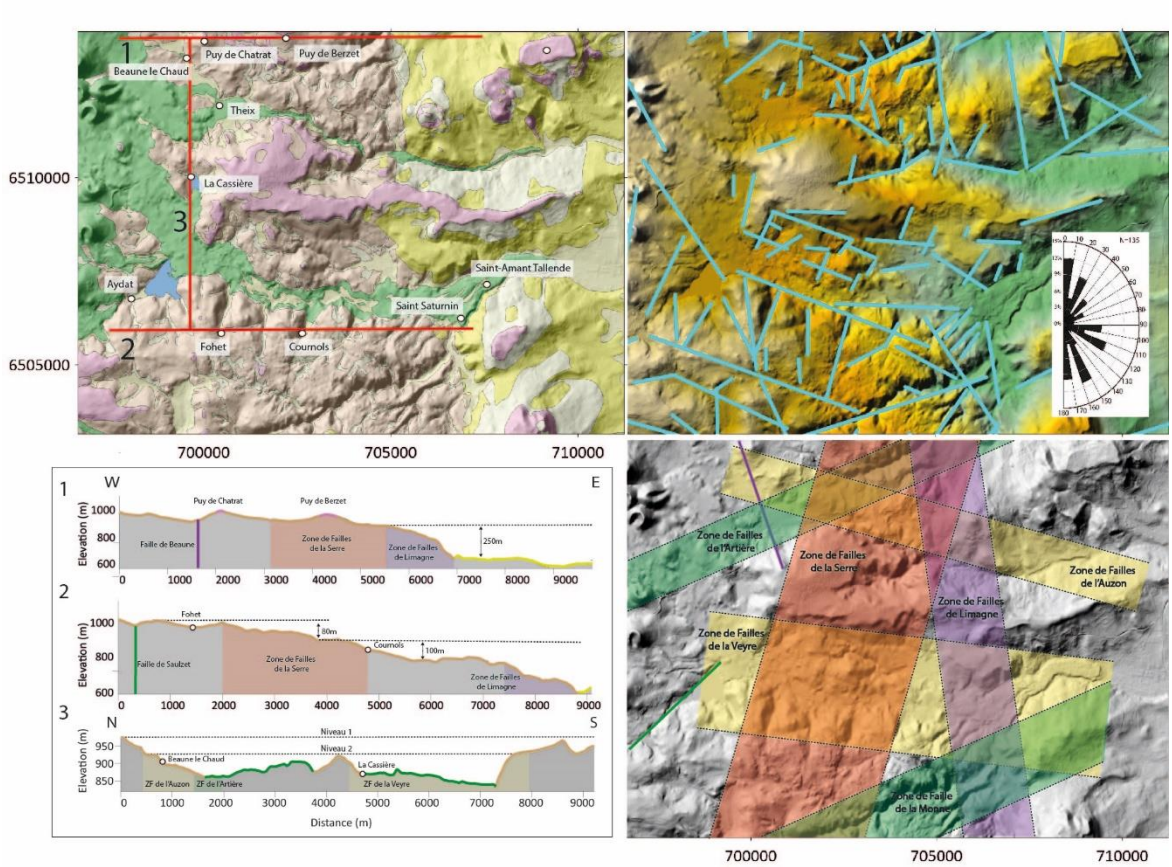


Figure III.12 : Analyse du secteur de Aydat : carte géologique, MNT colorisé-linéaments, MNT ombré-zone de failles et trois profils topographiques est-ouest (Projection Lambert 93).

L'étude du secteur d'Aydat n'apporte pas de contraintes sur le rôle des zones de failles N170-0E et N10-20E dans la structuration et l'individualisation des zones de crête. Néanmoins, il vient confirmer que la faille de Limagne est associée à des zones de failles N10-20E comme la faille d'Orcines ou de la Serre. Dans le même contexte que le secteur d'Orcines, le secteur d'Aydat comporte des vallées relativement larges associées à des zones de failles N90-100E qui font supposer qu'une zone abaissée existe au niveau de la Montagne de la Serre.

Comme pour le secteur d'Orcines, l'étagement de l'escarpement de la faille de la Limagne laisse penser que des failles N10-20E ont probablement joué un rôle durant le fonctionnement de la zone de faille de Limagne ou postérieurement.

iv. Secteur Olby

Le secteur d'Olby (Figure III.13) correspond à la terminaison nord du fossé d'effondrement tertiaire d'Olby qui mesure jusqu'à 7km de largeur. La zone de failles de Pontgibaud (N10-20E) correspond à la faille bordière de ce fossé d'effondrement. Cette structure est aujourd'hui visible par le biais d'un escarpement de faille qui domine la plaine d'Olby de 150m. Des failles, orientées N70-80E et N90-100E /N110-120E, s'expriment par la présence de vallées creusées perpendiculairement à l'escarpement.

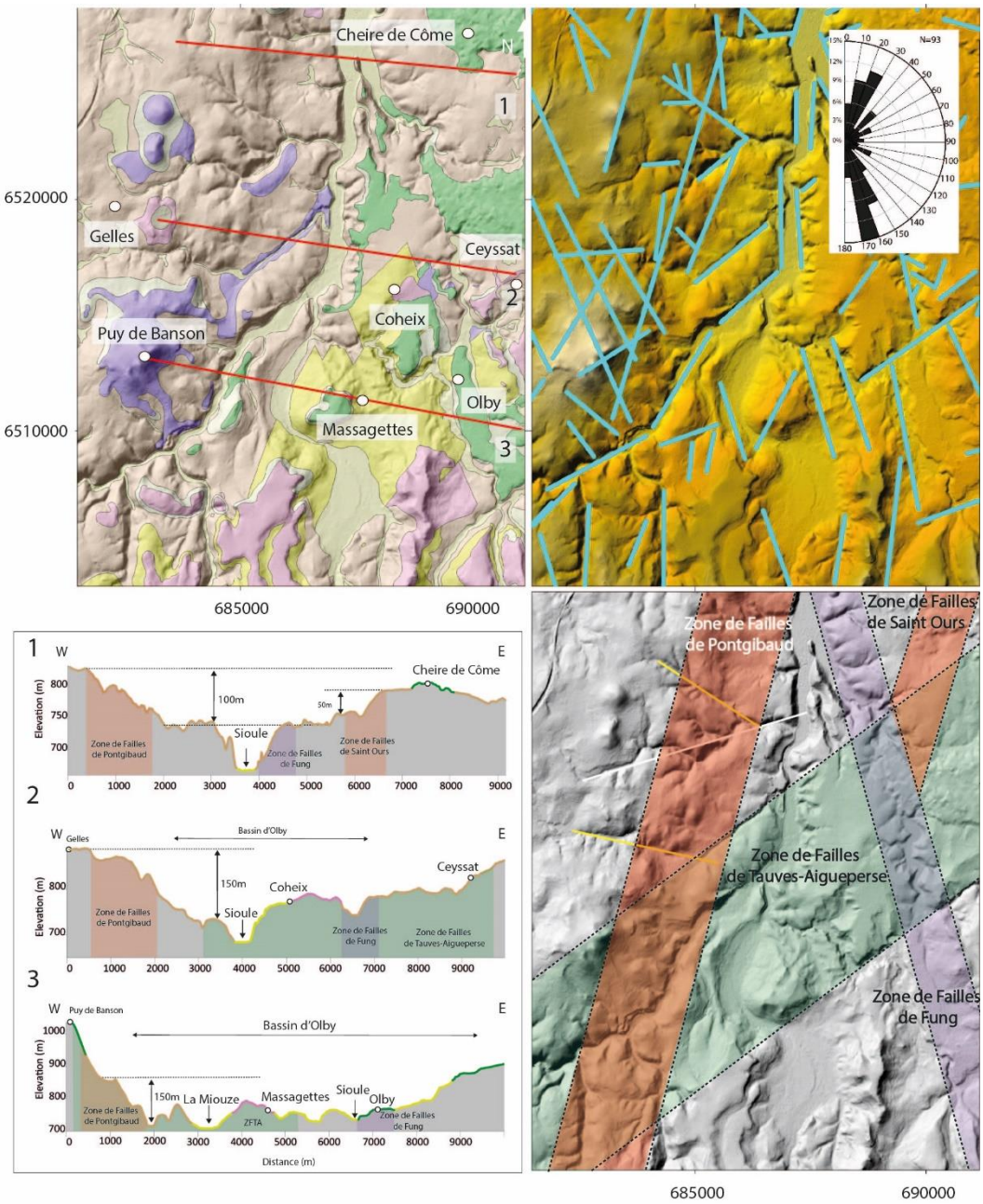


Figure III.13 : Analyse du secteur d'Olby : carte géologique, MNT colorisé-linéaments, MNT ombré-zone de failles et trois profils topographiques est-ouest (Projection Lambert 93).

Comme le secteur de Paugnat, le secteur d'Olby est traversé par la faille de T-A avec une direction N30-40E/N50-60E. Dans ce secteur, de nombreuse vallées orientées N50-60E, relativement profondes, indiquent son passage. La faille de T-A joue certainement un rôle dans la structuration du fossé d'effondrement d'Olby. Dans cette zone relativement plate, les sédiments tertiaires et le socle hercynien sont en contact via un accident orienté N40-50E. La faille de TA joue ainsi pour le fossé d'Olby le même rôle que celui joué pour le fossé de Limagne où elle prend le relais de la zone de faille de Limagne au nord de Riom (voir section I.3.c) pour devenir une faille bordière.

La limite orientale du fossé d'effondrement d'Olby est moins visible du fait de la couverture volcanique importante. Néanmoins, la faille de Fung (N170-0E) pourrait faire office de faille bordière. De la même manière que le fossé d'effondrement de la Limagne (Michon et Merle, 2001), le fossé d'effondrement d'Olby parait être un fossé asymétrique avec un déplacement au niveau de la faille bordière ouest (faille de Pontgibaud) plus importante que sur la faille bordière est (faille de Fung).

Enfin la zone de faille de Saint-Ours (N10-20E) localisée au nord du secteur d'Olby se poursuit sous la cheire de Côme et n'implique qu'un ressaut de 50m dans le secteur de la Sioule.

Le secteur d'Olby, plus complexe que les autres secteurs, montre cependant les mêmes directions de zone de failles que le reste du plateau des Dômes. D'un point de vue géomorphologique, le nombre de lithologies plus importantes que les autres secteurs rend l'interprétation morpho-tectonique plus délicate. Dans l'ensemble, les traits morpho-structuraux principaux associés aux directions des zones de failles sont présents :

- Des zones de failles N10-20E et N170-0E qui contrôlent les structures liées aux évènements Oligocènes et plus récents.
- Des zones de failles N90-100E et N50-60E qui s'expriment par le biais de zones abaissées et/ou de vallées principales
- La zone de faille de Tauves-Aigueperse contrôle la structuration des évènements oligocènes mais pas les plus récents.
- Des failles locales avec des implications restreintes sur la topographie générale.

2. Evolution du relief du plateau des Dômes de l'Oligocène à l'actuel :

Après l'identification et la caractérisation des liens entre les accidents tectoniques et les différentes formes géomorphologiques observées, il est nécessaire de caler chronologiquement la succession des évènements à l'origine de la morphogénèse du plateau des Dômes. Dans un premier temps, l'étude des profils en long des cours d'eau révèle l'existence de mouvements tectoniques post-oligocènes. Ensuite, l'analyse des données existantes sur le volcanisme post-oligocène permet de fixer la chronologie des événements tectoniques locaux mais également régionaux. Pour finir, la dernière partie de cette section reprend l'ensemble des observations de ce chapitre pour proposer un modèle de morphogénèse du plateau des Dômes.

a. Analyse du réseau hydrographique du plateau des Dômes :

Les études de l'analyse des profils longitudinaux des cours d'eau dans le MCF ont été nombreuses par le passé, poursuivant l'un des trois objectifs suivants : déterminer les périodes de soulèvement du MCF (Le Griel, 1988 ; Define, 1988 ; Lageat et De Goer, 1991 ; Seranne et al., 2002 ; Larue, 2005 ; Define et al., 2005; Pastre et al., 2007 ; Larue, 2008 ; Larue, 2011; Olivetti et al., 2016), mettre en évidence le fonctionnement récent d'accident tectonique (Baulig, 1928 ; Derruau, 1944 ; Etienne, 1984 ; Michon et Merle, 2001) ou retrouver la paléo-morphologie d'une vallée comblée par des coulées de lave récentes (Rouquet et al. 2012). Les profils longitudinaux de cours d'eau sont découpés en tronçons de pente constante séparés par des zones de rupture de pente. Dans le contexte du plateau des dômes, les ruptures de pente concaves (décroissance des pentes de l'amont à l'aval) caractérisent les portions de cours d'eau dit à l'équilibre. Les ruptures de pentes convexes sont synonymes de cours d'eau en déséquilibre, indiquant qu'un événement tectonique, régionale ou locale, a déstabilisé le cours d'eau, lequel tente de revenir progressivement à l'équilibre.

Que ce soit une étude locale ou à grande échelle, la méthode reste la même. Les profils longitudinaux montrent l'altitude du cours d'eau de l'amont (source) à l'aval (arrivé en plaine ou confluence). Sur le plateau des dômes, la variabilité de longueur et d'altimétrie des cours d'eau ne permet pas une comparaison classique des cours d'eau complet (de sa source à sa confluence ou son arrivé en plaine). Les profils longitudinaux complets des cours d'eau ont été conservés au maximum. Néanmoins, certains ajustements ont été nécessaires afin de pouvoir les comparer entre eux : les cours d'eau s'écoulent uniquement sur le substratum cristallin (les parties amonts de la Monne et de l'Ambène ont été supprimés) ; chacun des cours d'eau doit se

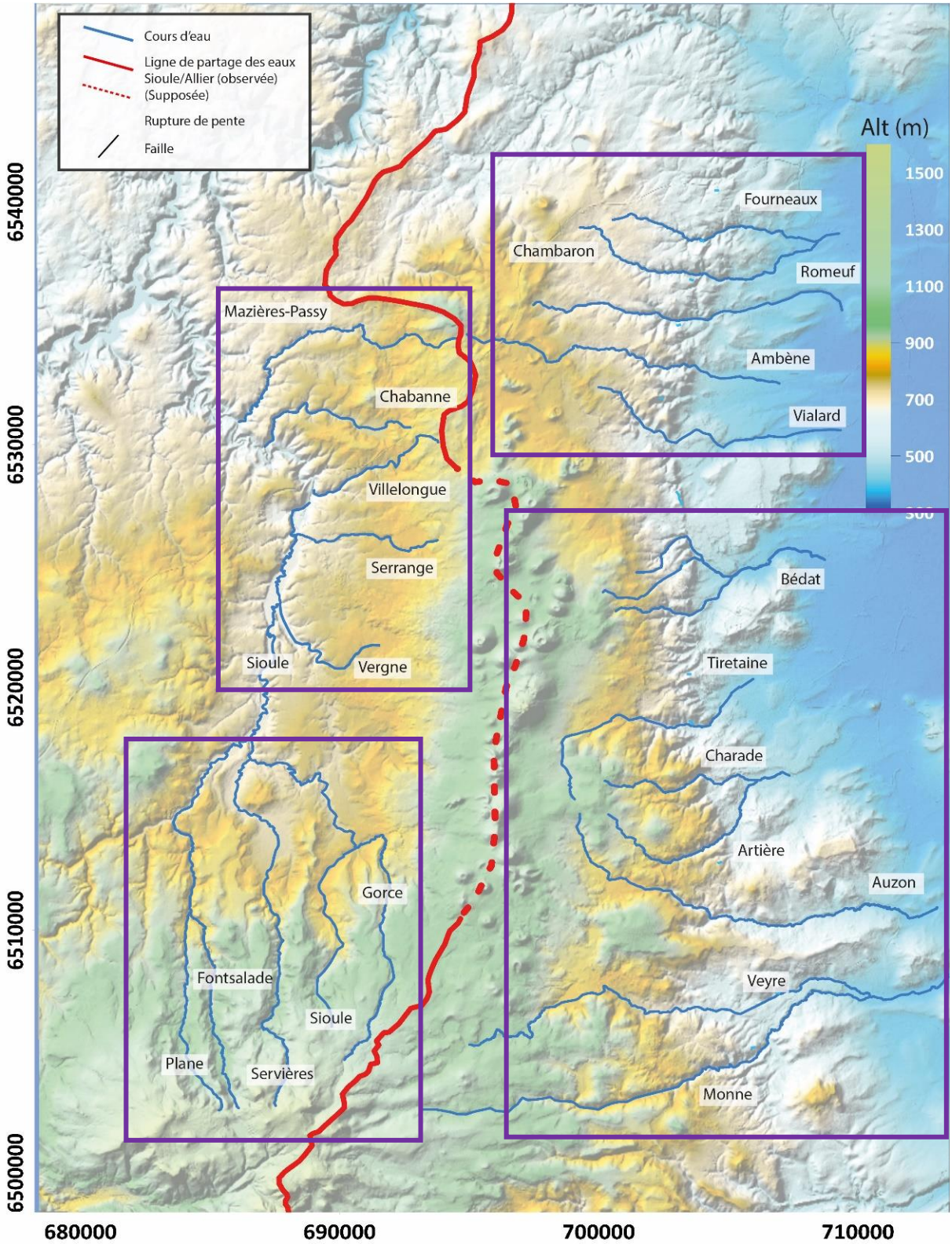


Figure III.14 : Carte de situation des cours d'eau du plateau des Dômes. La ligne de partage des eaux sous le volcanisme quaternaire (pointillés rouges) entre l'est et l'ouest est tirée de l'étude du CETE-LRPC (2009) (Projection Lambert 93).

terminer à des altitudes comparables, pour cela certains cours d'eau ont été raccourcis dans leur partie aval. Ce découpage des cours d'eau facilite la comparaison graphique de l'allure des profils longitudinaux des cours d'eau et de leurs caractéristiques physiques (pente et rupture de pente) en fonction des unités géomorphologiques recoupées.

Les cours d'eau étudiés (Figure III.14) sont regroupés en fonction de leur direction d'écoulement et de leur position géographique. Quatre groupes sont ainsi étudiés, le groupe nord (les ruisseaux de l'Ambène, de Romeuf, des Fourneaux et du Chambaron), le groupe est (les ruisseaux du Bédat, de la Tiretaine, de l'Artière, de l'Auzon et de la Monne), le groupe sud (Les ruisseaux de la Plane, de Fontsalade, du Servières, de Gorce et la Sioule) et le groupe ouest (les ruisseaux des Vergnes, de Serrange, de Villelongue, de Chabanne et de Mazières-Passy).

Les profils longitudinaux de chacun des groupes sont reportés sur des graphiques (Figure III.15, III.16, III.17 et III.18 ou plusieurs informations sont indiquées : pentes, ruptures de pentes, substrat du cours d'eau. Pour une comparaison plus aisée, les profils longitudinaux sont tous orientés est-ouest même les cours d'eau s'écoulant de l'ouest vers l'est.

La Figure III.15 représente les profils longitudinaux des cinq cours d'eau principaux de la partie centrale et sud de la façade orientale du plateau des Dômes. Les longueurs des cours d'eau diminuent du sud vers le nord, la Monne étant le plus long (même sans sa portion montdorienne) et le Bédat le plus court. Ces cours d'eau prennent naissance au niveau de la zone de crête du plateau des Dômes (sauf la Monne) et s'écoulent en direction de la Limagne via des vallées profondes creusées après l'extension oligocène. Les écoulements s'effectuent tous de l'ouest vers l'est sauf dans la partie sommitale de l'Auzon et de la Tiretaine ou les écoulements sont nord-sud (Auzon) ou sud-nord (Tiretaine).

L'Auzon, l'Artière, la Tiretaine et le Bédat présentent une très forte pente à proximité de leur source, celle-ci correspond au passage de la zone de crête du plateau des Dômes à une zone régulièrement inclinée de 25m/km à 30m/km (Pente 1, Figure III.15). Une première rupture de pente distingue les cours d'eau situés plutôt au nord à forte pente (Pente 2', 75m/km Figure III.15) comme le Bédat, la Tiretaine et l'Artière et de ceux situés plutôt au sud avec des plus faibles pentes (Pente 2, 55m/km, Figure III.15) comme l'Auzon et la Monne. La seconde rupture de pente a lieu au passage de la zone de faille de Limagne. Dans le cas des cours d'eau situés le plus au nord, cette seconde rupture de pente prend place directement à la suite de la portion inclinée à 75m/km alors que pour les cours d'eau situés au sud, la jonction entre la portion inclinée à 55m/km et la seconde rupture de pente est faite avec une portion à 25m/km.

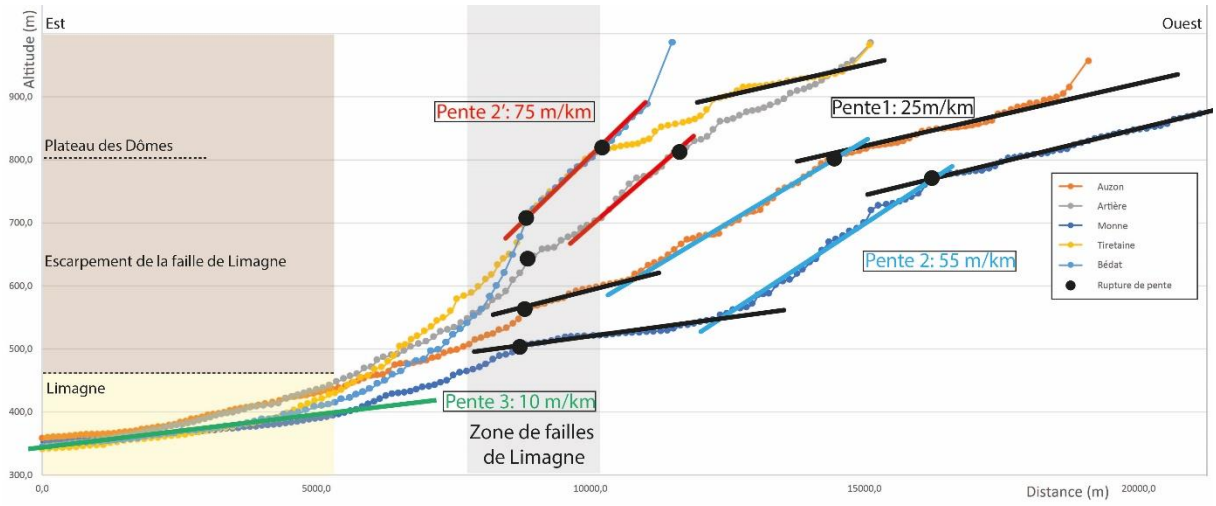


Figure III.15 : Graphique représentant les profils longitudinaux des cours d'eau de la façade est du plateau des Dômes.

De la même manière que pour la première rupture de pente, les inclinaisons sont plus importantes pour les cours d'eau situés au nord que pour ceux au sud (une portion du Bédat présente une pente à plus de 100m/km). La configuration générale de cette dernière rupture attenue le passage de la faille de Limagne dans la partie sud du plateau des dômes. A l'inverse de la première rupture de pente qui est à altitude quasi-constante, la seconde rupture de pentes est progressivement plus basse du nord au sud. Les profils des cinq cours d'eau montrent qu'ils sont à l'équilibre après la seconde rupture de pente jusqu'à l'aval. Avant d'atteindre la plaine de Limagne (Pente 3, Figure III.15) ces profils peuvent être décomposés en trois portions : une portion de plateau partant de la source du cours d'eau jusqu'à une première rupture de pente, une portion d'escarpement ou de gorge située entre les deux ruptures de pente et une dernière portion à l'équilibre jusqu'à leur confluence.

Cette disposition des unités géomorphologiques, plateau puis gorges, est similaires pour les cours d'eau de la façade est plus au nord du plateau des dômes représentés sur la Figure III.16. Ces quatre cours d'eau ont la même typologie que les cours d'eau de la façade orientale. Ils naissent au niveau de la ligne de crêtes du plateau des dômes puis ils s'écoulent en direction de la plaine de Limagne via des vallées profondes. L'Ambène, même oblitérée de sa portion amont, reste le cours d'eau le plus long de ce groupe. Les cours d'eau de ce groupe nord s'écoulent depuis le bloc de Pulvérières marqué par la faille de Verrières, où ils présentent des pentes importantes, jusqu'à une zone inclinée de 25m/km vers l'est (Pente 1, Figure III.16). Une première rupture de pente marque le passage entre cette zone faiblement inclinée et une portion de cours d'eau à 60m/km (Pente 2, Figure III.16). A l'inverse des cours d'eau centrale

et sud de la façade orientale, les profils longitudinaux des cours d'eau au nord de la façade orientale présentent tous la même morphologie jusqu'à la seconde rupture de pente qui marque le passage de la zone de faille de Limagne.

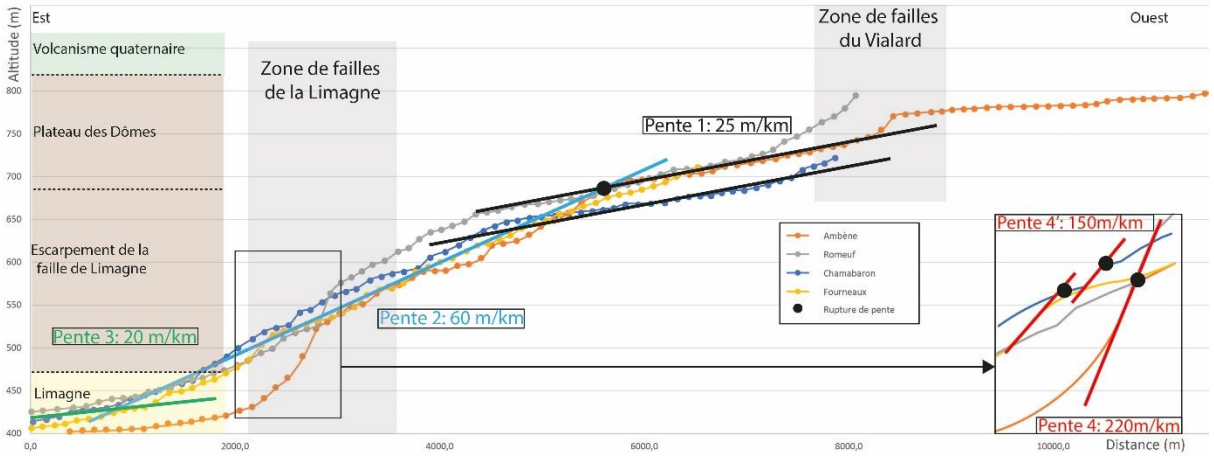


Figure III.16 : Graphique représentant les profils longitudinaux des cours d'eau de la façade nord du plateau des Dômes.

Cette seconde rupture de pente se fait directement après la zone inclinée à 60m/km mais ne se manifeste pas de la même manière sur tous les cours d'eau de la partie nord de la façade orientale. L'Ambène présente une portion avec des pentes de 220 m/km (Pente 4, Figure III.16) alors que les ruisseaux des Fourneaux, de Romeuf et du Chambaron présentent des portions plus réduite que l'Ambène avec des pentes de 150 m/km (Pente 4', Figure III.16). Ces portions à forte pente sur les cours d'eau de Romeuf, Chambaron et Fourneaux sont suivies de portion non équilibrées jusqu'à leur arrivé progressive dans la plaine de Limagne (Pente 3, Figure III.16). Le ruisseau de l'Ambène se distingue des autres après cette rupture de pente. Il devient parfaitement concave et rejoint la plaine de Limagne à une côte altimétrique inférieure que les autres cours d'eau.

Pour les deux groupes de cours d'eau de la façade orientale, les portions de cours d'eau à l'aval de la seconde rupture de pente montrent des profils à l'équilibre. Il en va de même pour les portions les plus en amont des cours d'eau étudiés de leur source jusqu'à la première rupture de pente. Entre les deux ruptures de pentes les profils longitudinaux indiquent une dynamique de recherche d'équilibre notamment sur les profils des cours d'eau les plus au sud de la façade orientale, la Monne, l'Auzon et l'Artière. En amont de la seconde rupture de pente, les profils de ces cours d'eau présentent une pente faible qui fait la jonction entre la portion aval à l'équilibre et la portion centrale non équilibrée. Cette zone de faible pente suggère que l'érosion régressive remonte progressivement depuis la rupture de pente aval jusqu'à probablement la

rupture de pente amont et que les cours d'eau sont en cours d'équilibrage. Cette dynamique à trois portions parait être propre au contexte de ces cours d'eau de la façade orientale du plateau des dômes et sera rediscutée au regard d'autres données dans la suite du manuscrit.

Les cours d'eau de la façade occidentale (Figure III.17) montrent une dynamique similaire dans leur portion amont, les plus long débutent par une zone de forte pente, au niveau du bloc de Pulvérières, puis s'écoulent sur une zone faiblement inclinée à 25m/km (Pente 1, Figure III.17). Deux cas de figure sortent de ce schéma : le ruisseau de Passy-Mazières, plus long que ses voisins, qui marque une première rupture de pente au passage de la zone de faille Verrière (N10-20E) puis se poursuit par une portion faiblement inclinée (Pente 1); le ruisseau de Villelongue, le plus court de ce secteur, qui prend sa source sur cette zone faiblement inclinée. L'ensemble de ces cours d'eau présentent une rupture de pente au passage de la zone de faille de Saint-Ours (N10-20E). Les deux cours d'eau les plus au nord de ce secteur ouest, Chabannes et Mazières-Passy, s'écoulent sur une portion très faiblement inclinée à 10 m/km (Pente 2, Figure III.17) avant d'atteindre la rupture de pente provoquée par le passage de la zone de faille de Saint-Ours. Pour tous les cours d'eau, cette rupture de pente se poursuit par une zone fortement inclinée à 65 m/km jusqu'à l'entrée dans les gorges de la Sioule où les pentes des cours d'eau restent fortes.

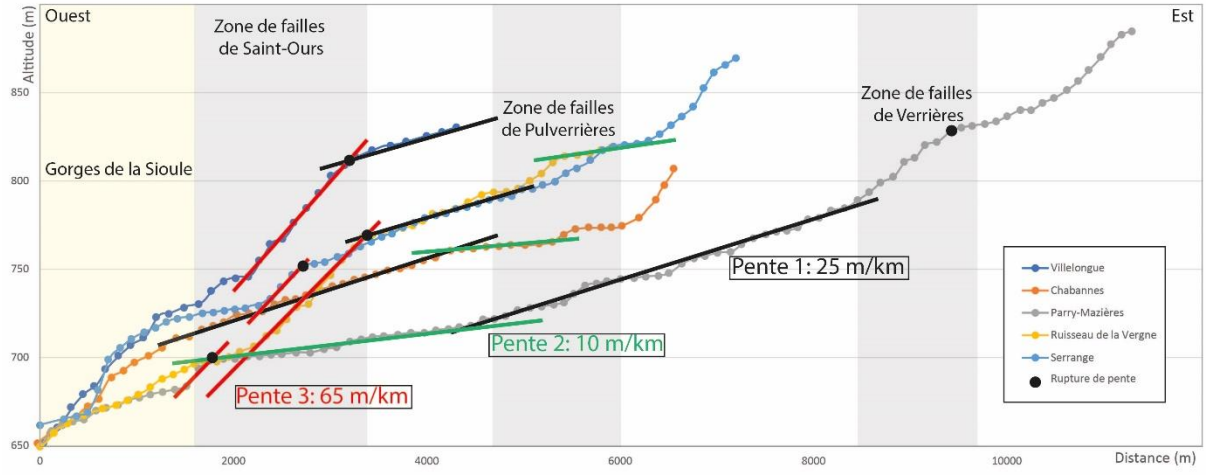


Figure III.17 : Graphique représentant les profils longitudinaux des cours d'eau de la façade ouest du plateau des Dômes.

De la même manière que pour les cours d'eau de la façade est et nord du plateau des dômes, les profils de cours d'eau de cette façade occidentale ne sont pas entièrement équilibrés. Le profil longitudinal du ruisseau de Passy-Mazières est symptomatique de cette façade car il est segmenté en trois portions. Une portion amont, entre sa source et la rupture de pente provoquée par le passage de la zone de faille de Verrières, qui est à priori à l'équilibre. Une

portion médiane, ou de « plateau », qui ne parait pas totalement équilibrée au vu de son profil « cassé » à la jointure entre la pente 1 et la pente 2 (Figure III.17). La portion aval, très perturbée, qui va de la rupture de pente provoquée par le passage de la faille de Saint-Ours jusqu'à la confluence avec la Sioule. Ce dernier segment de profil n'est clairement pas à l'équilibre et montre clairement que le cours d'eau est en cours d'ajustement à la suite de mouvements tectoniques locaux ou généralisés.



Figure 43 : Graphique représentant les profils longitudinaux des cours d'eau de la partie sud du plateau des Dômes.

Les profils longitudinaux des cours d'eau de la façade sud (Figure III.18) sont moins complexes que les cours d'eau des deux autres façades. Ils présentent tous un profil à l'équilibre dès que la transition entre le domaine volcanique montdorien et le socle granito-métamorphique est franchie. Les ruptures de pente indiquées sur les profils sont difficiles à associer avec une zone de faille comme pour les autres façades du plateau des Dômes, du fait de la variabilité lithologique importante dans ce secteur. Néanmoins, un accident tectonique N80-90E (faille d'Orcival) passe dans ce secteur pouvant expliquer certaines de ces ruptures de pente. L'allure de ces profils longitudinaux suggère qu'il n'y pas eu de mouvement tectonique postérieur à la mise en place des coulées montdoriennes et que seuls les contrastes de résistance à l'érosion entre les roches volcaniques et les roches du substratum les expliquent.

Les ruptures de pente de chaque groupe de cours d'eau sont reportées sur la figure III.19 Cette vue cartographique des ruptures de pente montre qu'elles s'alignent toutes pour les façades orientale et occidentale. Le substratum étant considéré comme homogène sur ces façades, les ruptures de pente sont uniquement dues à un contrôle tectonique et non à un contraste de lithologie comme pour la façade sud (contraste socle/volcanisme du Mont-Dore). Les directions des alignements de ruptures de pente, N0-170E et N10-20E, correspondent aux

directions tectoniques majeures précédemment décrites. Dans ce contexte, il est essentiel de contraindre la chronologie et la dynamique des événements tectoniques à l'origine de la struc turation du réseau hydrographique actuel.

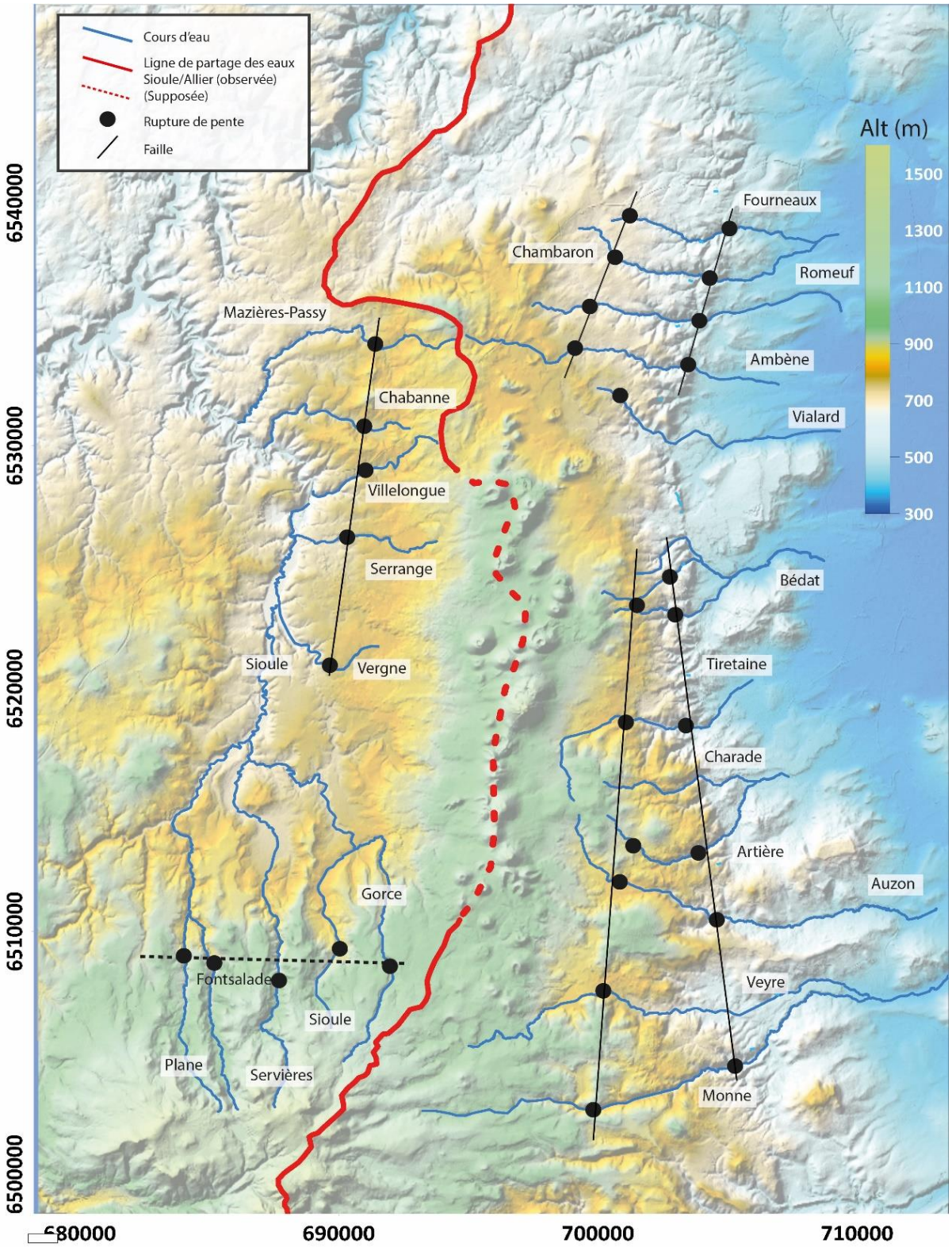


Figure III.19 : Cartes de situation des cours d'eau du plateau des dômes. Les ruptures de pente de chaque cours d'eau sont reportées en jaune (Projection Lambert 93).

b. Le volcanisme mio-pliocène sur la marge orientale du plateau des Dômes

Dans l'analyse de la géomorphologie du socle du plateau des Dômes, aucune référence n'a été faite au volcanisme mio-pliocène. Pourtant, ces manifestations volcaniques peuvent communiquer des informations sur la chronologie des événements durant et après leur période de mise en place. La plupart des manifestations volcaniques mio-pliocènes sont actuellement en inversion de relief, notamment en Limagne, ou sous forme de coulées ou lambeaux de coulée sur le plateau des Dômes. D'après la bibliographie (Tableau III.2), deux phases volcaniques (hors Chaîne des Puys) se sont succédées dans le secteur du plateau des Dômes : une première synchrone du volcanisme syn-rift de la Limagne entre 20 Ma et 12 Ma ; une seconde, synchrone de la phase volcanique majeure (PVM, Michon et Merle, 2001), entre 5 Ma et 3 Ma.

Site	Ages	Référence(s)	Surface	Type d'affleurement	Z max	Z min	N° ID
Chateaugay	9,3 Ma	*Derruau, 1976*	10,62 km²	Mésa	534	460	1
	13 Ma	*Baubron, 1996*					
	15,5 ±0,4Ma	*Guérin, 1983*					
	17 ±1Ma	*Chantepie, 1990*					
Puy de Perady			0,04 km²				2
Côtes de Clermont inf.	15,1 Ma	*Derruau, 1976*	1,56 km²	Mésa	608	550	3
	15,9 Ma	*Baubron, 1996*					
Chanturgue	15,8 Ma	*Baubron, 1996*	0,25 km²	Centre éurptif	550	486	3
	16,9 ±0,4 Ma	*Fouris, 1989*					
Côtes de Clermont sup.	3 Ma		0,32 km²	Mésa	624	525	3
Croix de Ternant	16 Ma	*Cantagrel et Boivin, 1978*	0,03 km²	Lambeau de coulée	1016	855	4
Calvaire d'Orcines	13,8 ± 0,3Ma	*Chantepie, 1990*	0,03 km²	Dyke	878	865	5
Montagne Percée	3 Ma		0,34 km²	Centre éruptif+coulée	800	675	6
Sagne Vida	3,6 Ma	*Cheguer, 1991*					7
Montrodeix	13,6 ± 0,3Ma	*Chantepie, 1990*	0,21 km²	Neck	904	900	8
Puy de Charade	3 Ma	*Bout et al. 1966*	0,14 km²	Centre éruptif+coulée	905	590	9
Saint-Genés	3,6 Ma	*Cheguer, 1991*	0,92 km²	Coulée	941	800	10
Mont Devet	15 Ma	*Cantagrel et Boivin, 1978*	0,6 km²	Lambeau de coulée	994	970	11
Puy de Berzet	4 Ma		0,37 km²	Centre éruptif+coulée	964	523	12
Theix INRA	17,9 ±0,8Ma	*Chantepie, 1990*	0,002 km²	Dyke	931	822	13
Fallateuf	12,5 ±0,3Ma	*Chantepie, 1990*	0,05 km²	Centre eruptif	1016	983	14
Montagne de la Serre	3 Ma		7,64 km²	Centre éruptif+coulée	1040	595	15
Mont Redon	16,0 ± 0,4Ma	*Chantepie, 1990*	0,01 km²	Neck	865	852	16
Puy de Peyronère	14 ± 1Ma	*Ly, 1983*	1,31 km²	Centre éruptif	848	660	17
Gergovie sup	15 ±1Ma	*Camus, 1969*	0,88 km²	Mésa	744	701	18
	16 ±1Ma	*Bout et al. 1966*					
	17 ±1Ma	*Cantagrel et Boivin, 1978*					
Gergovie inf	19 ±1Ma	*Bout et al. 1966*	0,84 km²	Mésa	722	701	18

Tableau III.2 : Liste et caractéristiques des marqueurs de l'activité volcanique mio-pliocène dans le secteur oriental du Plateau des Dômes et à proximité de la faille de Limagne.

Le tableau ne répertorie que les affleurements de la partie orientale du plateau des Dômes. D'autres édifices volcaniques mio-pliocène affleurent à l'ouest de la Chaîne des Puys comme la Roche de Sauterre et le volcanisme de la Sioule dont les âges sont compris entre 5.4 Ma et 2.1 Ma. L'ensemble des sites du tableau III.2 sont reportés sur la carte de la figure III.20.

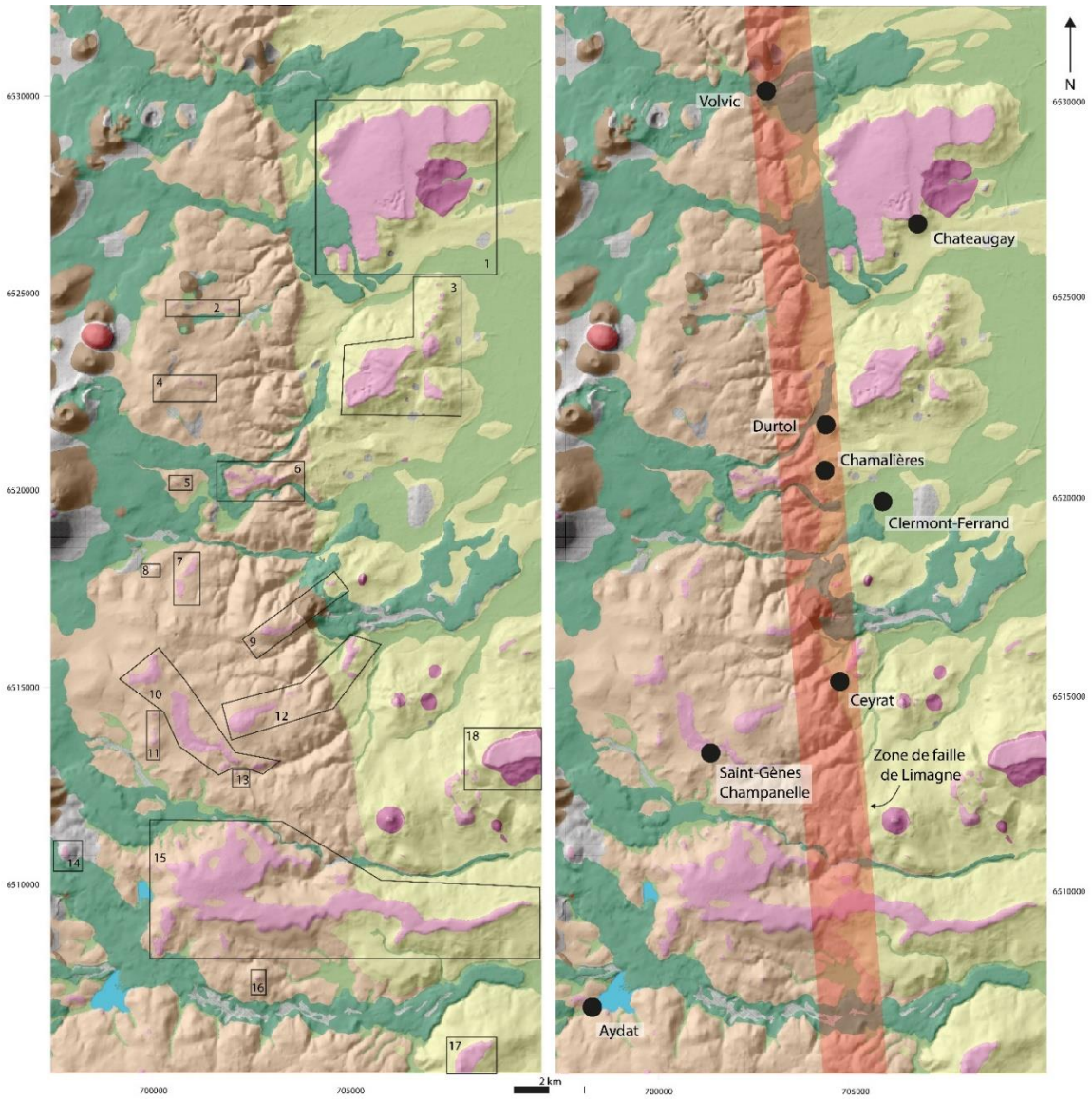


Figure III.20 : Carte des marqueurs de l'activité volcanique mio-pliocène sur la bordure orientale du plateau des dômes. A gauche, les numéros correspondent aux numéros d'identification du tableau III.2. A droite, la carte montre la position de la zone de faille de Limagne et de certaines villes (Projection Lambert 93).

Le volcanisme miocène se retrouve sur le Plateau des Dômes sous la forme de lambeaux de coulées, comme à la Croix de Ternant ou au Mont Devet, ou sous la forme d'anciens points d'émission comme le Fallateuf, le Mont Redon, Montrodeix, le dyke de Theix, le Calvaire d'Orcines et le Puy de Pérady. Leur position dans la topographie actuelle sur des points hauts locaux montre qu'ils ont peut-être protégé les roches sous-jacentes de l'érosion créant des inversions de relief très localisées. La surface que ces lambeaux de coulées ont fossilisée est celle du miocène inférieur (Burdigalienne). Tous ces points s'alignent selon une direction subméridienne N10-20E (sauf le Fallateuf) le long de la zone de crête du plateau des Dômes (Cimes de Laschamps et bloc de Ternant). De faible étendue et souvent très mal préservés, ces affleurements donnent peu d'information sur l'évolution morpho-structurale du plateau des

dômes. Néanmoins, ces affleurements de volcanisme miocène ne se retrouvent pas aux mêmes altitudes (le Calvaire d'Orcines (878m) et la croix de Ternant (1016m) distant de seulement 2km) impliquant l'existence d'une topographie miocène.

Le volcanisme pliocène est matérialisé par des centres éruptifs associés à des coulées de lave encore continues comme au Puy de Nugeras, au Puy de Berzet, au Puy de Charade, à la Montagne Percée ou à la Montagne de la Serre. Les coulées de lave de ces édifices se sont épanchées jusque dans la plaine de Limagne sauf pour le Puy de Nugeras. Ces affleurements pliocènes en Limagne sont souvent déconnectés des affleurements qui leur sont associés sur le plateau des dômes.

i. Les coulées Montagne Percées-Côtes de Clermont et de Malauzat

La mésa des Côtes de Clermont (Figure III.21) est un ensemble de deux coulées d'âges différents. La coulée inférieure est d'âge miocène inférieur (15,9 Ma, Baubron (1996)) et la seconde d'âge pliocène moyen (3,5 Ma, Chantepie (1990)). La superposition de ces coulées implique que le secteur des Côtes de Clermont soit resté un point bas topographique pendant plus de 13 Ma entre le Miocène inférieur et le Pliocène moyen (Michon, 2001). La pérennité des vallées creusées du Plateau des Dômes vers la Limagne entre le Miocène et le Pliocène démontre qu'il n'y a eu aucun mouvement tectonique dans cette région durant cette période.

L'évolution de la morphologie du contact entre le plateau des Dômes et la Limagne du Miocène au Pliocène montre que l'érosion devait être très faible. La période d'érosion à l'origine du déblaiement des sédiments de la Limagne et du creusement des vallées descendant du Plateau des Dômes s'est produite entre 3,5 Ma à l'actuel.

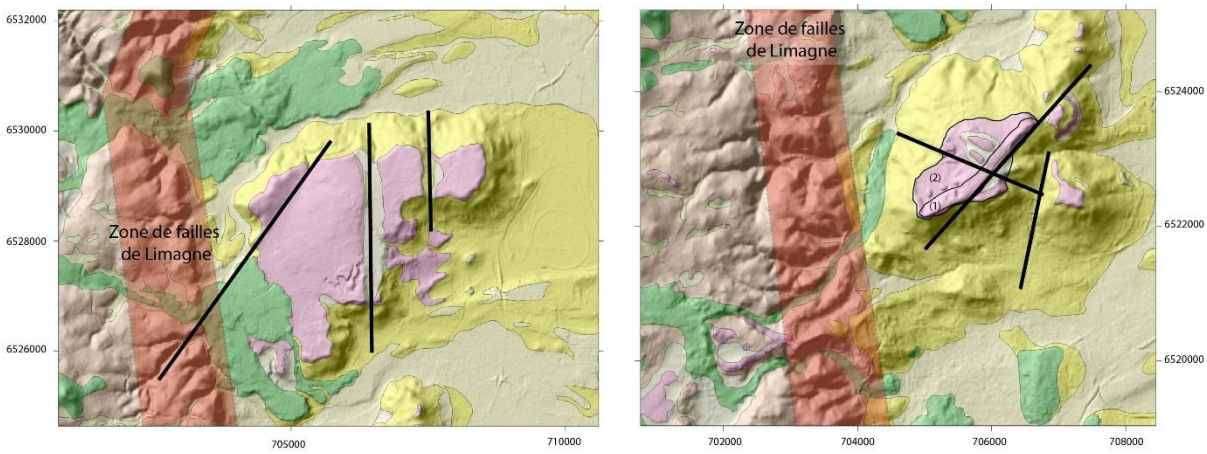


Figure III.21 : A gauche : le plateau de Malauzat ; A droite : Les côtes de Clermont avec (1) la coulée supérieure et (2) la coulée inférieure (Projection Lambert 93).

Les coulées de lave mio-pliocènes qui se sont épanchées dans la Limagne montrent des marques d'une activité tectonique postérieure à leur mise en place. Les mésas des Côtes de Clermont et de Malauzat-Châteauguay plus au nord, présentent des ressauts topographiques signalant le fonctionnement de plusieurs failles. Le Plateau de Malauzat-Châteauguay (Figure III.21) est découpé en trois compartiments par des failles globalement nord-sud. Les ressauts créés par ces failles ne dépassent pas la dizaine de mètres mais ont permis à l'érosion d'attaquer cet entablement basaltique en créant de petits talwegs nord-sud. Ces failles traduisent le rejet d'un faisceau de fractures appartenant à la zone de faille de Limagne entre le début du Pliocène et l'actuel. Les Côtes de Clermont (Figure III.21) révèlent également des signes d'activité tectonique postérieure à la mise en place de la coulée inférieure. La même faille que celle du plateau de Malauzat-Châteauguay recoupe les Côtes de Clermont et vient détacher le lambeau du Puy de Var du reste de la coulée miocène. D'autres failles orientées N40E et N90-110E viennent recouper cette mésa sans créer de décalage visible dans la coulée inférieure. Elles sont marquées par des talwegs creusés dans les sédiments sous-jacents.

La coulée supérieure ne parait pas avoir été affectée significativement par une activité tectonique postérieure à sa mise ne place. Cette coulée pliocène est considérée comme la continuité de la coulée de la Montagne Percée (Glangeaud, 1912 ; Kieffer 1962 ; Ledoux, 1987 ; Chantepie, 1990), 2 km au sud-ouest, laquelle repose sur la bordure orientale du plateau des Dômes. Le fait que ces deux affleurements d'une même unité soient séparés au passage de la faille Limagne implique un probable mouvement (sans déplacements significatifs) de celle-ci postérieurement à la mise en place de cette coulée pour en favoriser l'érosion. La coupe géologique schématique de la situation actuelle de l'ensemble Montagne Percée-Côtes de Clermont de la figure III.22 montre qu'il n'y a pas de décalage entre les deux affleurements.

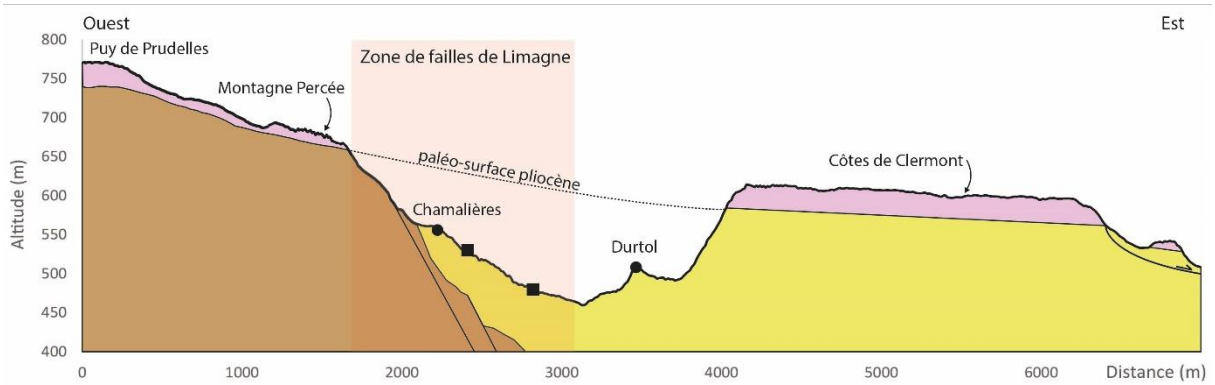


Figure III.22 : Coupe géologique schématique de l'ensemble Montagne Percée-Côtes de Clermont. Les carrés représentent la localisation des affleurements basaltiques non en place.

Cette hypothèse est confirmée par la présence de failles N-S, sans décalage, qui recoupent l'entablement de la coulée de la Montagne Percée (Planche photo III.2). Des affleurements basaltiques non en place appartenant à la Montagne Percée (Chantepie, 1990) sont observables en contrebas de celle-ci laissant penser à des blocs basaltiques provenant du démantèlement de la coulée entre la Montagne Percée et les Côtes de Clermont.

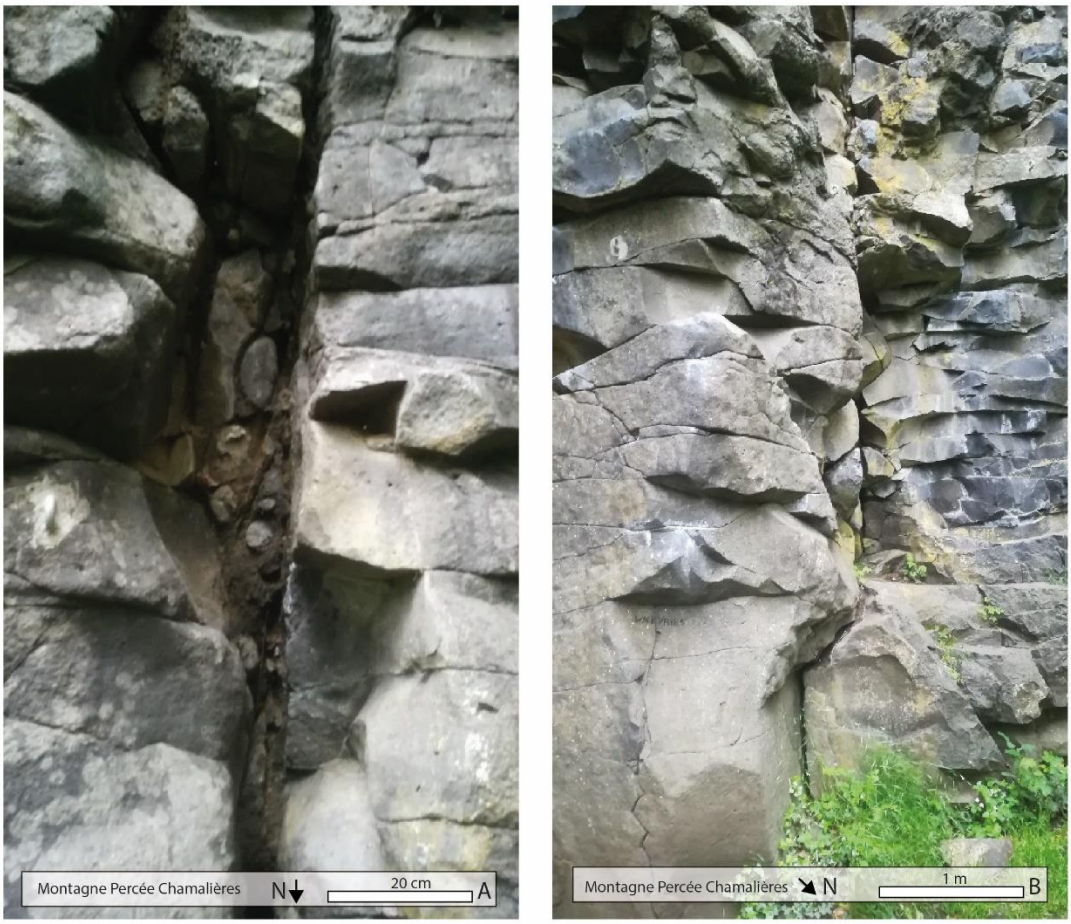


Planche photo III.2 : A : Zoom sur une faille N170-0E post-volcanique de la Montagne Percée. B : Faille N170-0E recoupant l'intégralité de l'entablement basaltique de la Montagne Percée.

ii. Les coulées de Berzet, Charade et Saint-Genès

La coulée de Saint-Genès s'est mise en place dans un vallon entre Chatrat et Berzet et correspond toujours au bas topographique du secteur. Cette coulée est détachée de sa partie sommitale située 100m au-dessus dans le secteur de Nugeras au passage d'une faille subméridienne isolée appartenant à une zone de failles associée à la faille de Beaune (N170-0E). Ceci implique un rejet post-pliocène de cette faille favorisant le démantèlement de la coulée de Saint-Genès (Figure III.23).

Dans le même secteur, le centre éruptif du Puy de Berzet et sa coulée domine la dépression de Thèdes au nord et celle de Theix au sud. D'âge pliocène moyen, cet ensemble volcanique ne repose pas sur un horst, comme l'avait défendu Derruau (1944) et Kieffer (1962). L'origine de cette différence d'altitude avec la vallée de Thèdes et la vallée de l'Auzon est une légère inversion de relief. La coulée du Puy de Berzet s'est épanchée vers le nord-est puis vers l'est au-delà de la faille de la Limagne, le lambeau de coulée du camping de Ceyrat correspondant à sa partie distale (Figure III.24).

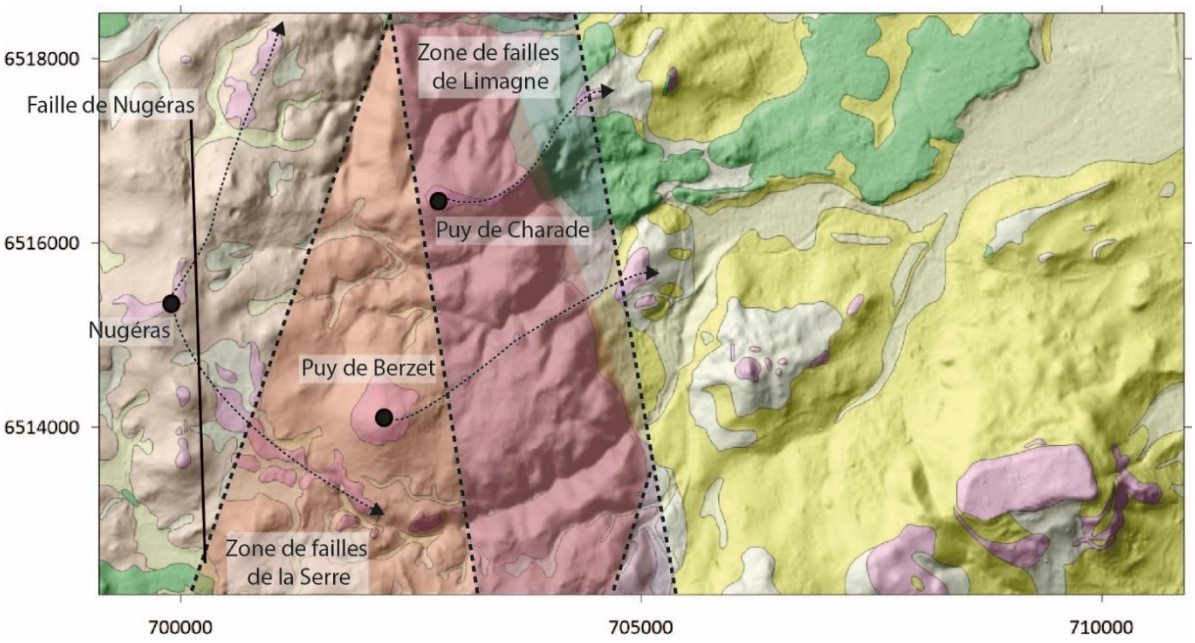


Figure III.23 : Schéma morpho structurale du secteur Nugeras-Puy de Berzet-Puy de Charade (Projection Lambert 93).

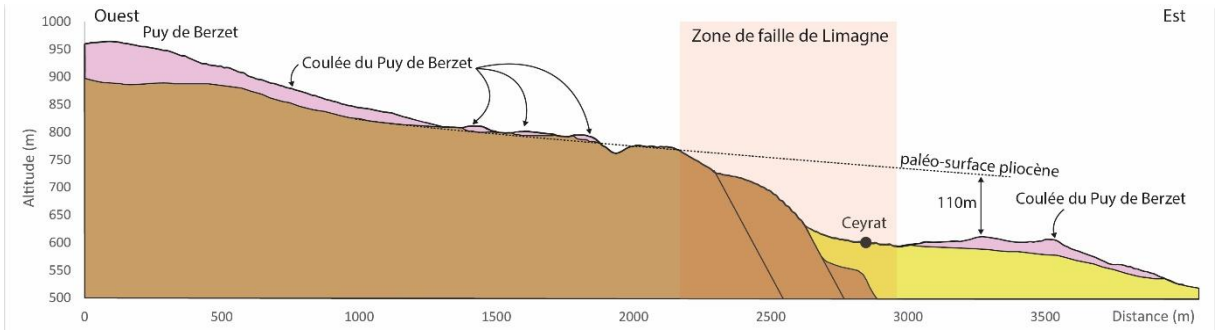


Figure III.24: Coupe géologique schématique du Puy de Berzet et de sa coulée

Au passage de la faille de la Limagne, une différence d'altitude importante existe entre le bout de la coulée sur le plateau des dômes et son extrémité localisée en Limagne. Cette différence d'altitude n'existait pas au pliocène car il a été montré qu'aucune rupture de pente n'existait entre le plateau des dômes et la Limagne (la Montagne de la Serre et les côtes de Clermont sont de bons exemples).

La dénivellation mesurée est postérieure à la mise en place de cette coulée et peut être estimée à une centaine de mètres. Le démantèlement de cette coulée en plusieurs lambeaux se fait par le biais de faille N-S, sur le terrain, appartenant à la zone de faille de Limagne.

Ce découpage des coulées pliocènes en bordure du Plateau des Dômes est connu depuis l'étude de Baulig (1926) repris par Derruau (1944), Kieffer (1962), Scarth (1966) et Chantepie (1990) avec le cas de la coulée du Puy de Charade, découpée en plusieurs compartiments dans sa partie proximale et dont la partie distale se retrouve à l'est du Puy de Gravenoire à proximité du camping de Royat (Figure III.25).

Le découpage en échelons de la partie sommitale de la coulée est difficile à discerner dans la topographique et sur le MNT mais la dénivellation de la partie distale de la coulée est bien marquée. La partie proche de la faille de Limagne est masquée par la mise en place du cône strombolien de Gravenoire (60ka, Boivin et al., 2017). Comme pour la coulée du Puy de Berzet (située 2 km plus au sud), le décalage postérieur à la mise en place de la coulée est estimé à une centaine de mètres et montre que ces deux systèmes volcaniques font partie d'un même bloc structural.

Comme pour la coulée de Berzet, se sont des failles N-S appartenant à la zone de faille de Limagne qui ont provoqué ce démantèlement et le détachement de la partie distale de la coulée.

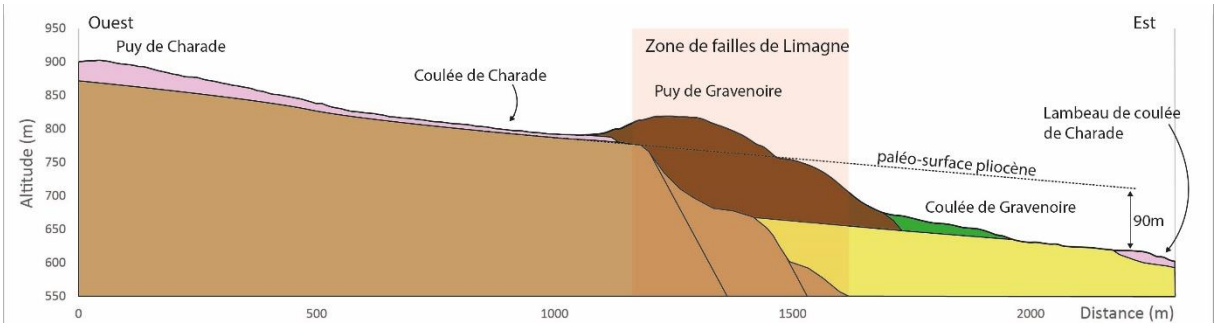


Figure III.25 : Coupe géologique schématique du Puy de Charade et de sa coulée.

iii. La Montagne de la Serre et le plateau de Gergovie.

Les observations autour de l'évolution post-éruptive du volcanisme mio-pliocène posent la question de la parfaite préservation de la Montagne de la Serre au vue de l'état des autres mésas qui recoupent la zone de faille de Limagne (Figure III.26). Cette longue (10 km) coulée de lave qui prend naissance au niveau du Puy du Vigerale, qui est probablement l'ancien centre éruptif, descend du plateau des Dômes vers la Limagne. Sur son passage, cette coulée a fossilisé une paléovallée globalement ouest-est avec ses confluences au niveau de Rouillas bas (sud-

ouest) et de Chadrat (sud-est). Directement au nord de la coulée principale, une seconde langue de lave s'est probablement épanchée dans un vallon de même direction que cette dernière laissant penser que le centre éruptif du Puy de Vigerale s'est édifié sur un interfluve. Aucune donnée géochronologique n'est disponible pour ce complexe volcanique, seul son état de préservation et sa position actuelle laisse penser qu'elle a le même âge que les coulées de Charade et de Berzet, autour de 3 Ma.

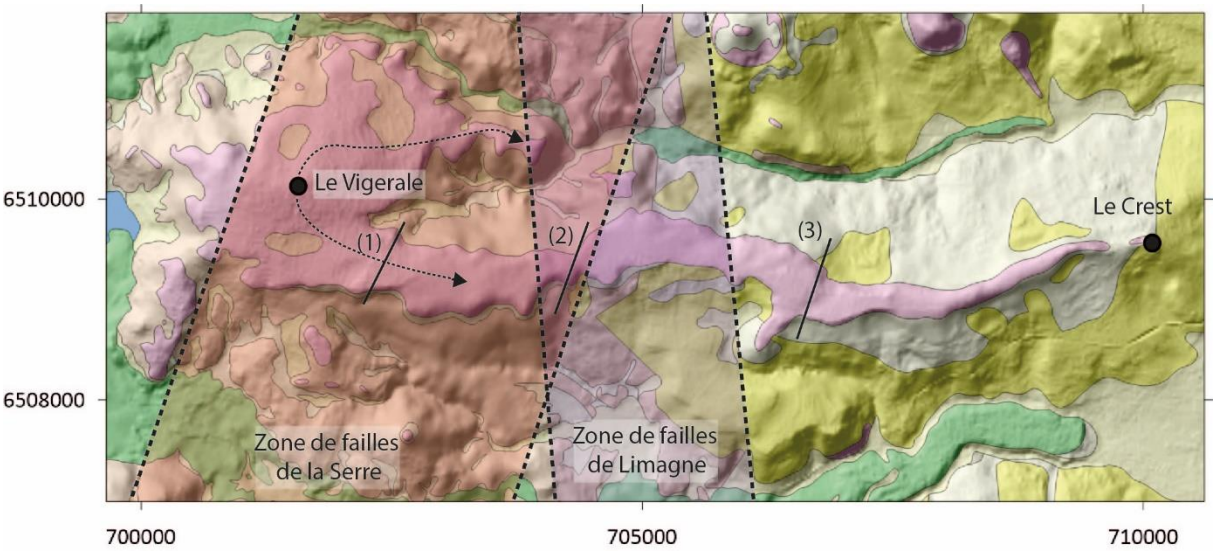


Figure III.26 : Contexte morpho-structurale de la Montagne de la Serre (1), (2) et (3) représentent des ressauts topographiques le long de la coulée (Projection Lambert 93).

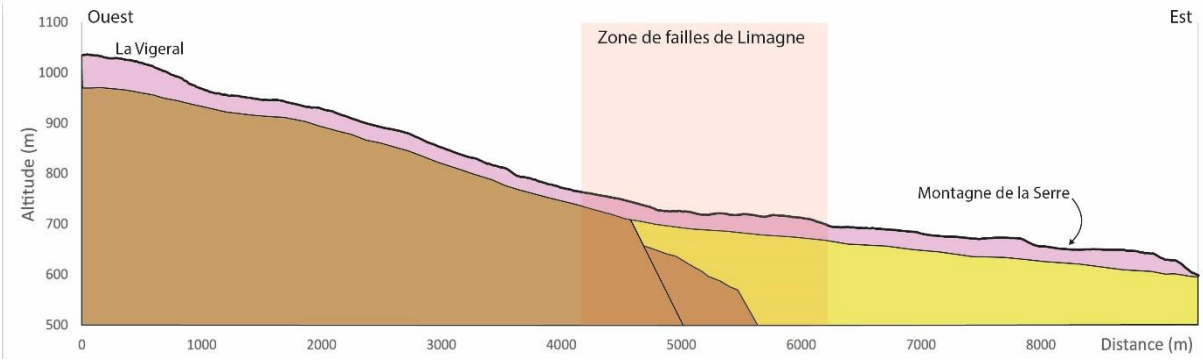


Figure III.27 : Coupe géologique schématique de la coulée de la Montagne de la Serre.

Le profil topographique très régulier de cette coulée montre (Figure III.27) qu'aucune faille n'a affecté cette structure et que l'érosion des sédiments n'avait pas encore eu lieu lors de sa mise en place. Néanmoins, quelques ressauts d'une dizaine de mètres marquent un changement de pente au passage la zone de faille de la Serre. L'origine de ces ressauts est inconnue car il est difficile de distinguer entre l'effet de la topographie anté-éruptive et l'activité

tectonique post-éruptive du fait de l'absence d'indice de terrain allant dans l'un des deux sens. En comparaison avec les deux coulées pliocènes de Berzet et Charade, la montagne de la Serre n'a pas été affectée par des mouvements importants postérieurs à sa mise en place, ce qui suggère qu'elle n'appartient pas au même bloc structural que Beret et Charade.

En Limagne, les plateaux de Gergovie, Malauzat-Châteauguay et la coulée inférieure des Côtes de Clermont, d'âge miocène inférieur pour la plupart (même si certains âges de la bibliographie sont plus jeunes), sont également de beaux exemples d'inversion de relief où les entablements basaltiques protègent les sédiments oligo-miocènes de l'érosion. Ces mésas ont fossilisé les surfaces miocènes de la Limagne, en atteste les affleurements de sable burdigalien observés sous ces coulées. Ces expressions du volcanisme mio-pliocène donne des informations clés sur l'évolution morpho-structurale récente du plateau des dômes et notamment de sa bordure orientale.

A l'inverse des trois exemples de volcanisme pliocène, la mesa du plateau de Gergovie, reposant intégralement sur les sédiments du fossé de la Limagne, donnent peu d'information sur la morphogénèse du plateau des dômes car elle en est éloignée (au même titre que le plateau de Malauzat-Châteauguay). Le point d'émission à l'origine de ces coulées n'est pas connu mais Chantepie (1990) les rattache à un appareil complétement démantelé entre le plateau lui-même et le Puy Giroux. Des études récentes (Degeai, 2004 ; Degeai et Pastre, 2008 ; Valentine et Van Wyk De Vries, 2014) ont montré la complexité du soubassement des coulées de Gergovie avec la présence de plusieurs maars (deux à trois) superposés et de leur système d'alimentation. Le plateau de Gergovie est recoupé par une faille N-S créant un décalage d'une quinzaine de mètres dans l'entablement.

Les marqueurs du volcanisme mio-pliocène montrent qu'une activité tectonique post-pliocène d'ampleur variable s'est produite le long de la faille de Limagne sur la quasi-totalité de la bordure orientale du plateau des dômes. Des failles dans d'autres directions, notamment au niveau des côtes de Clermont, ont également rejoué de la même façon que les failles méridiennes montrant que l'activité tectonique récente a réactivé de nombreuses failles anciennes. D'autres exemples de cette réactivation récente de failles s'observent dans la carrière de Gandaillat où Michon (2000) a mesuré des failles normales N110E et N60E conjuguées post-dépôt recoupant les sédiments du rift.

c. Structuration et évolution géomorphologique du plateau des Dômes

i. *Evaluation de l'impact de la surrection sur du plateau des Dômes*

Les sections II.2.a. et II.2.b. permettent de proposer un modèle d'érosion depuis le Miocène de la marge est du plateau des Dômes. Les exemples du complexe Montagne Percée-Côte de Clermont ou du secteur de Nugeras montrent que l'érosion était très réduite entre le Miocène et le Pliocène. La surface d'érosion Miocène correspond aux formes d'érosions en vallée large et peu profonde caractéristiques de la zone peu tectonisée du plateau des Dômes (les zones de blocs et leurs périphéries). Cette paléo-surface mio-pliocène correspondait à la surface des sédiments oligocènes dans la Limagne au début du Pliocène (Derruau, 1944 ; Kieffer, 1961 ; Scarth, 1966 ; Le Griel, 1988 ; Lageat, 1993). Ceci induit une érosion des sédiments de la Limagne sur les trois derniers millions d'années.

Les profils en long des cours d'eau des façades occidentale et orientale du plateau des Dômes sont tous en déséquilibre ce qui est en accord avec l'existence de mouvements tectoniques locaux ou régionaux. L'ensemble des données collectées permet de tracer un profil de cours d'eau théorique à l'équilibre (courbe rouge, Figure III.28) depuis la limite tectonique imagée par les ruptures de pentes des cours d'eau de la façade occidentale jusqu'à la confluence avec l'Allier. Ce profil théorique à l'équilibre est différent des profils des cours d'eau actuels (courbe orange, Figure III.28) qui sont eux en déséquilibre. Les zones des cours d'eau en déséquilibre soulignent la localisation des mouvements, autour des failles N170-0E et N10-20E (faille de Saint-Ours, de Pulvérières, d'Orcines,de la Serre et de Limagne) et leur ampleur (jusqu'à 150m de rejet).

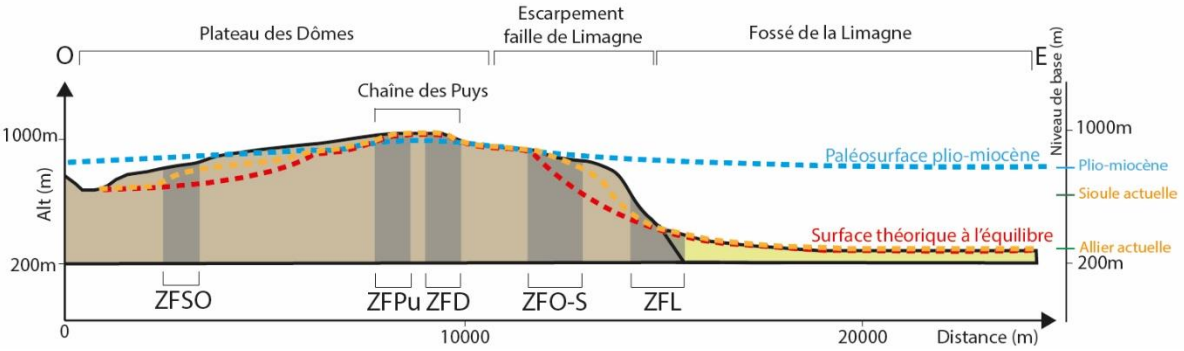


Figure III.28 : Les niveaux de base théorique, actuel et plio-miocène du plateau des dômes.

L'écart entre le profil théorique mio-pliocène et le profil des cours d'eau actuel est lié aux mouvements tectoniques pliocènes qui ont affecté la partie nord du MCF. D'après l'écart entre ces deux profils, un soulèvement généralisé de l'ordre de 700 à 900 m au dessus du niveau de base peut-être évoqué. L'expression de ce soulèvement, même généralisé, est accommodée

par des accidents tectoniques préexistants de façon locale sur des blocs comme montré dans les sections précédentes. Les observations faites sur le volcanisme mio-pliocène montrent que la faille de Limagne a rejoué, par portion, lors de soulèvement.

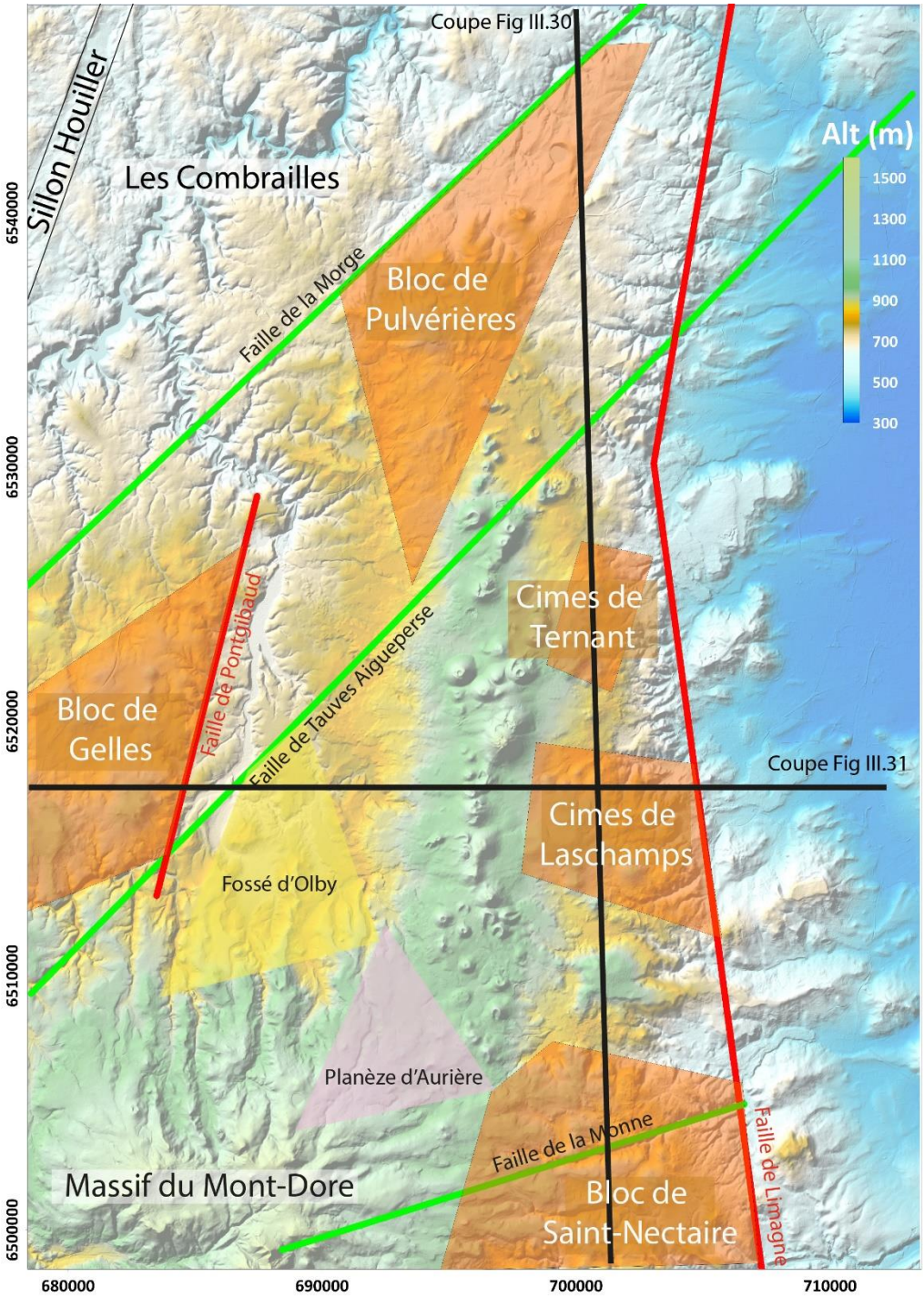


Figure 29 : Carte des unités géomorphologiques du plateau des Dômes avec le tracé des coupes des figures III.30 et III.31

Le rejet de la faille de Limagne se localise sur les blocs de l'Artière, de Ternant et de Saint-Nectaire (Fig III.29) et ne dépasse jamais les 150m de déplacement. Les blocs le long de la faille de Limagne sont découpés sur le plateau des Dômes par des failles N30/40E/N50-60E

et N90-100E/N110-120E (Figure III.29) qui elles aussi ont rejoué au moment de ce soulèvement. Le rejet de ces zones de faille est du même ordre que celui de la zone de faille de Limagne montrant qu'elles ont aussi accommodé le mouvement à l'échelle locale.

Entre les blocs exhaussés, des blocs n'ont pas subi le soulèvement local le long de la marge occidentale du plateau des Dômes : la zone abaissée d'Orcines, de la Serre et le bloc nord du plateau des Dômes (Figure III.30). Le soulèvement local de la marge occidentale du plateau des Dômes peut être interprété comme un soulèvement différentiel entre des blocs soulevés de plus de cent mètres et des blocs statiques. L'érosion s'est localisée au niveau des zones de faille bordières des blocs surélevés.

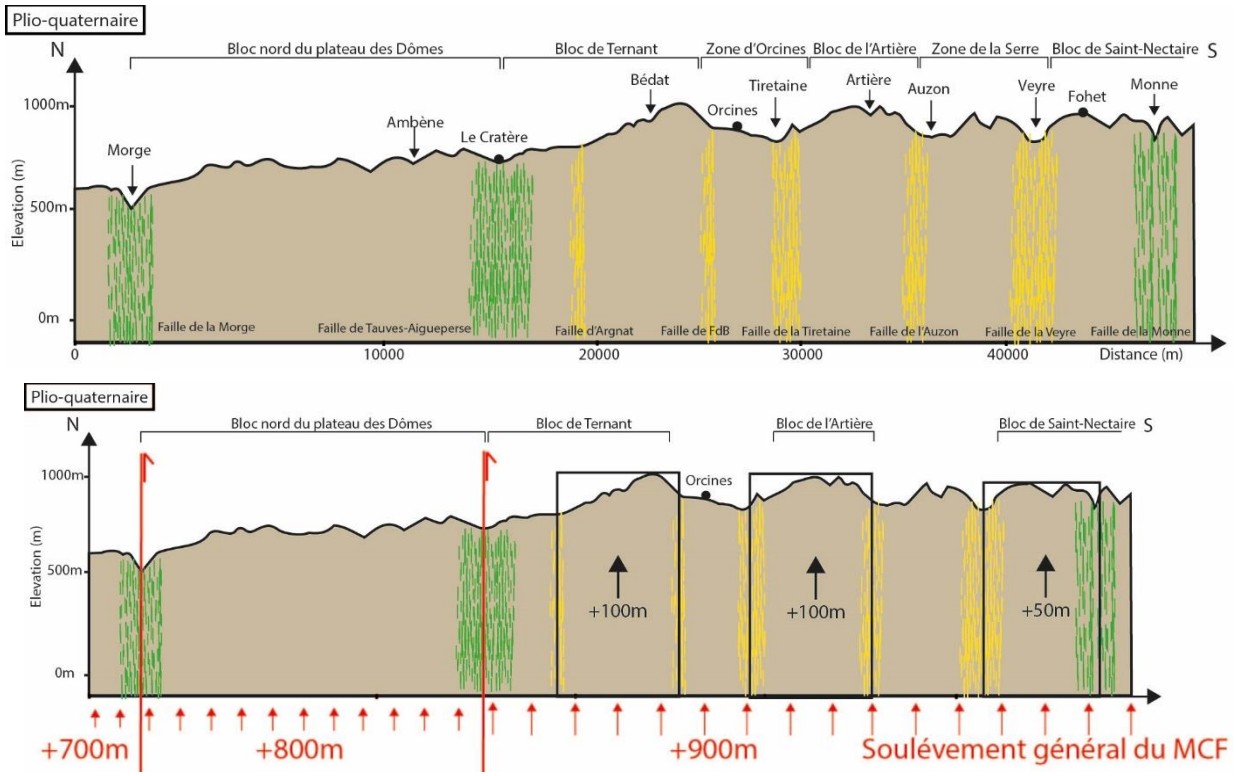


Figure III.30 : Coupe schématique nord-sud de la structuration de la façade est du plateau des Dômes. Les traits verts matérialisent les zones de failles N30-40E/N50-60E et les jaunes les zones de failles N90-100E/N110-120E..

Le soulèvement différentiel à l'échelle locale se superpose avec le soulèvement général estimé entre 700 et 900 m dans le secteur du plateau des Dômes. Ce soulèvement régional n'est probablement pas homogène à l'échelle du nord du MCF. Larue (2011) a montré que le secteur du bassin versant du Cher avait subi un soulèvement de seulement 150 à 200 m alors que Etienne (1970, 1984) estime à 250-300m le soulèvement du secteur Forez-Livradois. Ces valeurs evoquaient dans le passé sont faibles car le plus souvent exprimées en relatif par rapport à l'altimétrie minimum locale. En considérant que le MCF était au niveau de la mer lors de l'ouverture de fossé d'éffodrement de la Limagne (Le Griel, 1991), l'ensemble des altitudes

actuelles sont issues du soulévement général du MCF. Il apparait que ce soulèvement Pliocène et post-Pliocène est hétérogène est qu'il est probablement contrôlé par de grands accidents tectoniques préexistants. Sur le plateau des dômes, les accidents tectoniques N40-50E contrôlent le découpage en blocs d'échelle régionale. Les failles de Tauves Aigueperse et de la Morge découpent des bandes N40-50E qui ont subit un soulévement d'ampleur décroissante vers le nord par palier d'une centaine de mètres (Figure III.30). Michon et Merle (2001) ont déjà évoqué le rôle de limite joué par la faille de la Morge (N50-60E) entre le secteur surélevé de 100-150m du plateau des Dôme/plateau de Gelles (altitude moyenne de 800m) et le plateau des Combrailles (altitude moyenne 700m).

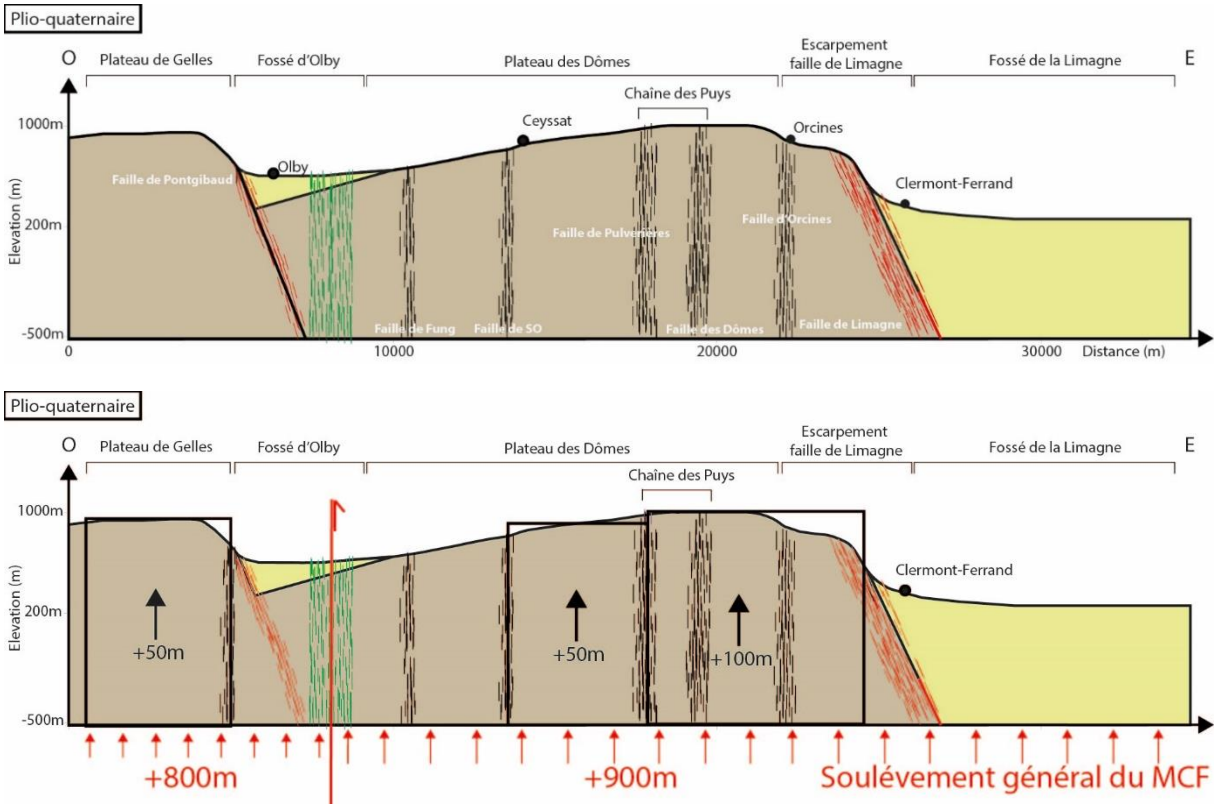


Figure III.31 : Coupe schématique ouest-est de la structuration de la zone centrale du plateau des Dômes. Les traits verts matérialisent les zones de failles N30-40E/N50-60E ; les rouges les zones de failles normales ; les noires les zones de failles N0-170E et N10-20E.

La partie nord du plateau des Dômes, entre la faille de la Morge et la faille de TA est considérée comme une zone de transition entre le plateau des Dômes et les Combrailles. La faille de Tauves-Aigueperse est également une faille bordière impliquée à l'oligocène dans l'ouverture des bassins de la Limagne nord et d'Olby. De plus, l'orientation de la zone de faille de Limagne dans le secteur nord du plateau des Dômes passe de N170-0E à N10-20E à son passage et la subsidence y est sensiblement plus forte en atteste les épaisseurs de sédiments plus

importantes dans la fosse de Riom (Grolier and Tchimichkian, 1963 ; Morange et al., 1971 ; Bois, 1993).

Les mouvements tectoniques sur la marge orientale du plateau des Dômes ne se localisent pas uniquement le long de la faille de Limagne. Des marqueurs d'un rejet récent se retrouvent également sur les accidents N10-20E appartenant aux faille d'Orcines et de la Serre (Figure III.31). Ainsi que l'a montré l'étude des ruptures de pentes sur les profils en long des cours d'eau, ces deux zones de failles matérialisent le passage entre le plateau des Dômes et la plaine de la Limagne via l'escarpement de la faille de Limagne. En dehors des vallées, des paliers d'altitude constante limités par des accidents locaux N10-20E rattachés aux faille de la Serre et d'Orcines sont observés dans les mêmes zones. Ces « marches d'escaliers », mises en lumières pas Derruau (1944), Kieffer (1961), Scarth (1966) et Lageat et De Goer (1991) sont présentes dans les secteurs d'Orcines et d'Aydat depuis les portions de socle les plus hautes et la dernière rupture de pente de l'escarpement de la faille de Limagne.

En complément des ruptures de pente systématiques sur les profils de rivière aux passages de ces failles ou de la structuration en marche d'escalier des secteurs d'Aydat et d'Orcines, les coulées de lave pliocènes recoupant ces zones de failles sont sectionnées, voire décalées, postérieurement à leur mise en place. La structuration post-éruptive des formations volcaniques pliocènes, déjà soupçonnée par Kieffer (1961), Chantepie (1990) et Lageat (1993), est observable sur les coulées de Berzet, Charade et Nugeras appartenant toutes au bloc de l'Artière et découpées par des faisceaux de failles N10-20E. Le complexe Montagne Percée-Côtes de Clermont présente des failles N170-0E qui n'ont pas provoqué de décalage. Cette fracturation statique vient confirmer le fait que la zone « abaissée » d'Orcines n'a pas subi de soulèvement local entre le Pliocène et l'actuel mais que la faille de Limagne a légèrement rejoué.

Les failles orientées N170-0E et N10-20E ont joué un rôle dans la structuration récente du plateau des Dômes en dehors de l 'escarpement de la faille de Limagne. Les blocs de Pulvérières, de Gelles ou de l'Artière sont délimités par des failles N170-0E et/ou N10-20E qui ont été récemment réactivées comme l'indique les reliefs encore existants actuellement et des inversions de relief importantes du volcanisme de la chaîne de la Sioule. La prédominance de ces failles N10-20E entre la faille de Pulvérières et la faille de Limagne suggère qu'il existe dans ce secteur une seule zone de faille N10-20E avec une extension est-ouest importante qui expliquerait la population importante de linéaments dans cette direction.

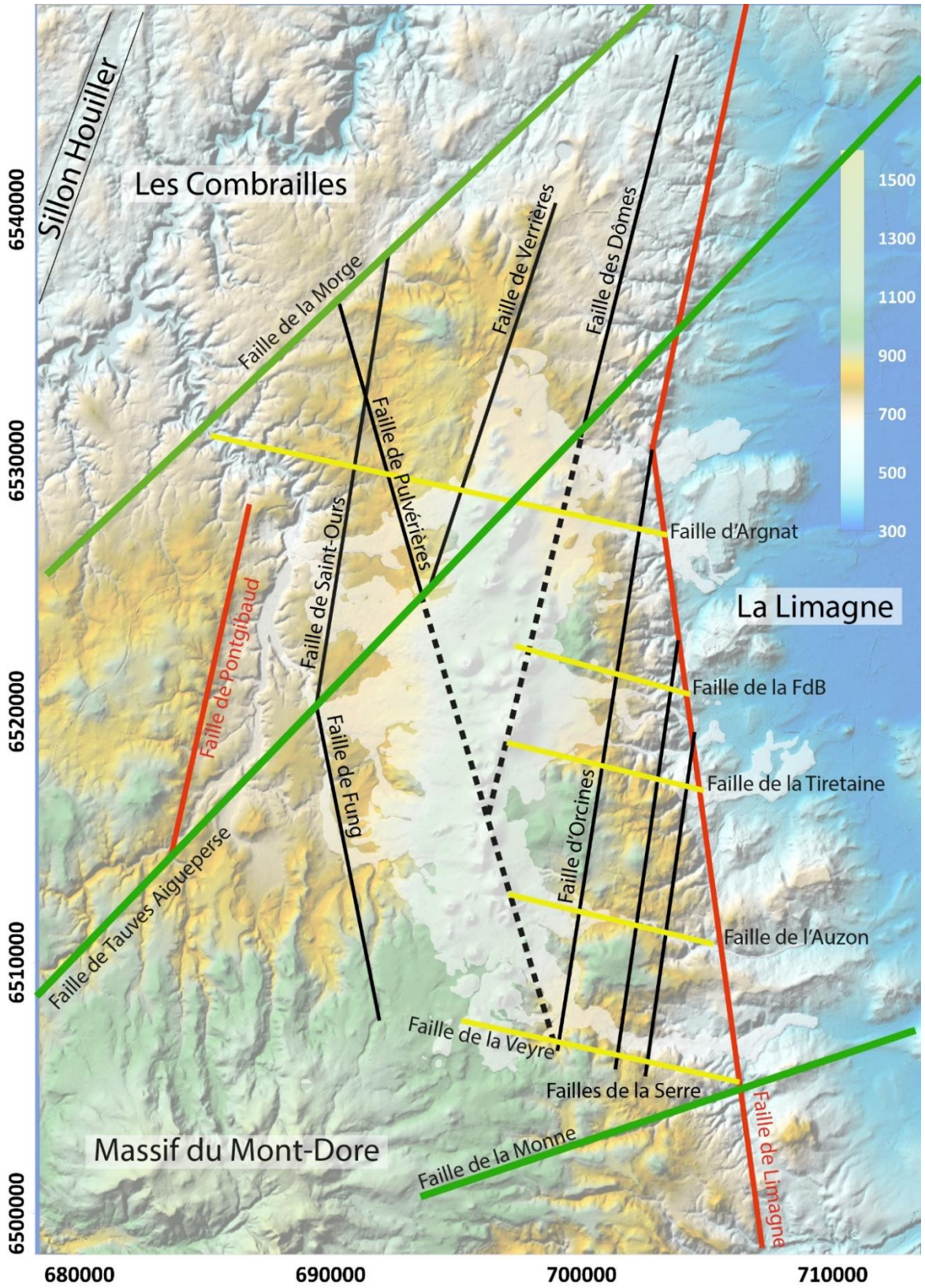


Figure III.32 : Schéma structural du plateau des Dômes. les failles en rouge ont fonctionné à l'Oligocène et plus récemment ; les failles noires : N170-0E, N10-20E ; les failles vertes : N30-40E/N50-60E ayant fonctionnées récemment ; les failles jaunes : les failles N90-100E/N1106120E ayant fonctionnées récemment (Projection Lambert 93).

Du côté du bassin d'Olby, la faille de Pontgibaud (N10-20E) a rejoué de la même manière que la faille de la Limagne. Le rejet d'une cinquantaine de mètres a accentué la dénivellation entre le fossé d'effondrement d'Olby et le plateau de Gelles (Figure III.31) donnant lieu à une érosion importante des sédiments tertiaires. Les changements d'altimétrie dans ce secteur sont à l'origine du surcreusement de la Sioule en amont de Pontgibaud et *in fine* des gorges de la Sioule. La similarité des comportements morpho-structuraux entre l'escarpement de la faille de Limagne et l'escarpement de la faille de Pontgibaud montre que les phénomènes de surrection locaux ne se limite pas à la partie orientale du plateau des Dômes mais qu'ils affectent probablement tout le nord du MCF.

3. *Schéma structural de la Chaîne des Puys*

Les observations faites sur les zones de failles ayant eu un rôle lors de la structuration récente du plateau des Dômes permettent de tirer des conclusions sur la géomorphologie du substratum masqué par le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys. Le schéma structural du plateau de Dômes (Figure III.31) montre que plusieurs zones de failles se poursuivent probablement sous la Chaîne des Puys. Dans cette partie, la géomorphologie du soubassement de la Chaîne des Puys est brièvement esquissée avant de contraindre le rôle des zones de failles dans la disposition des édifices volcaniques quaternaires et plus anciennes.

D'après les alignements volcaniques (Figure III.32), certaines failles ont joué un rôle dans la remontée des magmas vers la surface, notamment celles orientées N170-0E et N10-20E. Ces deux orientations ont donné naissance aux deux alignements les plus remarquables de la Chaîne des Puys, l'axe reliant le Puy de Côme au Puy de Charmont et celui partant du Petit Sarcoui jusqu'au Puy des Gromanaux (Figure III.32).

La direction N170-0E ne s'exprime que sur cet alignement alors que la direction N10-20E s'exprime sur au moins trois alignements volcaniques. La faille de Pulvérières (N170-0E), qui est considérée comme le prolongement nord de l'alignement volcanique Côme-Charmont, correspond à une limite structurale majeure du plateau des Dômes. Cette zone de failles a été réactivée lors de la surrection du bloc de Pulvérières. Il est possible que cette faille conserve la même expression sous la Chaîne des Puys. Associée à cette zone de failles N170-0E, la failles des Dômes, qui supporte le second alignement majeur de la Chaîne des Puys, pourrait servir de limite occidentale à un bloc surélevé, analogue à celui de Pulvérières ou de l'Artière, sous la zone centrale de la Chaîne des Puys. La position des volcans hors alignement, notamment au nord de la partie centrale de la Chaîne des Puys, peut être expliquée par le passage de la faille

de Tauves-Aigueperse. Cette zone de failles d'échelle crustale (Granet et al., 1995 ; Sobovlev et al., 1997 ; Babuska et al., 2002 ; Ars et al., 2019), ayant elle aussi rejouée au Plio-Quaternaire, pourrait être à l'origine de la position des Puys de Fraisse, de Chaumont, de Clierzou et des Suchets.

Il est également envisageable qu'elle ait pu constituer la limite du bloc surélevé de la Chaîne des Puys comme la faille de la Morge pour le bloc de Pulvérières (Figure III.31). Au-delà de la faille de Tauves-Aigueperse, le plateau des Dômes est vraisemblablement faiblement incliné vers le nord. Cette analogie est renforcée par l'absence de relief en dehors des blocs délimités par les zones de failles subméridiennes.

La partie sud de la Chaîne des Puys échappe en partie à ce raisonnement autour des failles N170-0E et N10-20E car la répartition des volcans à la surface ne parait pas, s'aligner sur des structures dans ces directions et que la direction N170-0E n'est pas majeure dans ce secteur de la Chaîne des Puys.

Néanmoins, la faille de Pulvérières peut expliquer l'alignement des puys du sud-est de la Chaîne des Puys. Les puys entre le Puys de Pourcharet et le Puy de la Rodde s'alignent plus ou moins sur un axe N150-160E. Cette direction a été mesurée sur le terrain sur des plans de fractures et validée par la présence de linéament sur le MNT autour de Recoleine, identifiant ainsi la faille de Recoleine (N150-160E, Figure III.32).

Plus au sud, les édifices excentrés de la Narse d'Ampoix, la Narse d'Espinasse et du Puy de l'Enfer forment un alignement N10-20E dans l'alignement de la faille d'Orcines. Les zones de failles présentes dans ce secteur sud de la Chaîne des Puys n'étant pas observées dans d'autres secteurs proches, il est difficile de définir la géomorphologie du substratum anté-volcanique. Néanmoins, la failles de Recoleine (N150-160E) marque une délimitation dans le substratum entre la planèze d'Aurières au sud-ouest et le plateau apparemment granitique sous les édifices volcaniques du sud de la Chaîne des Puys. L'altitude plus élevée du socle granitique à l'ouest d'Aydat jusqu'au secteur à l'ouest du Puy de Pourcharet indique un probable haut topographique sous les édifices volcaniques dont l'altitude avoisine les 1000 m.

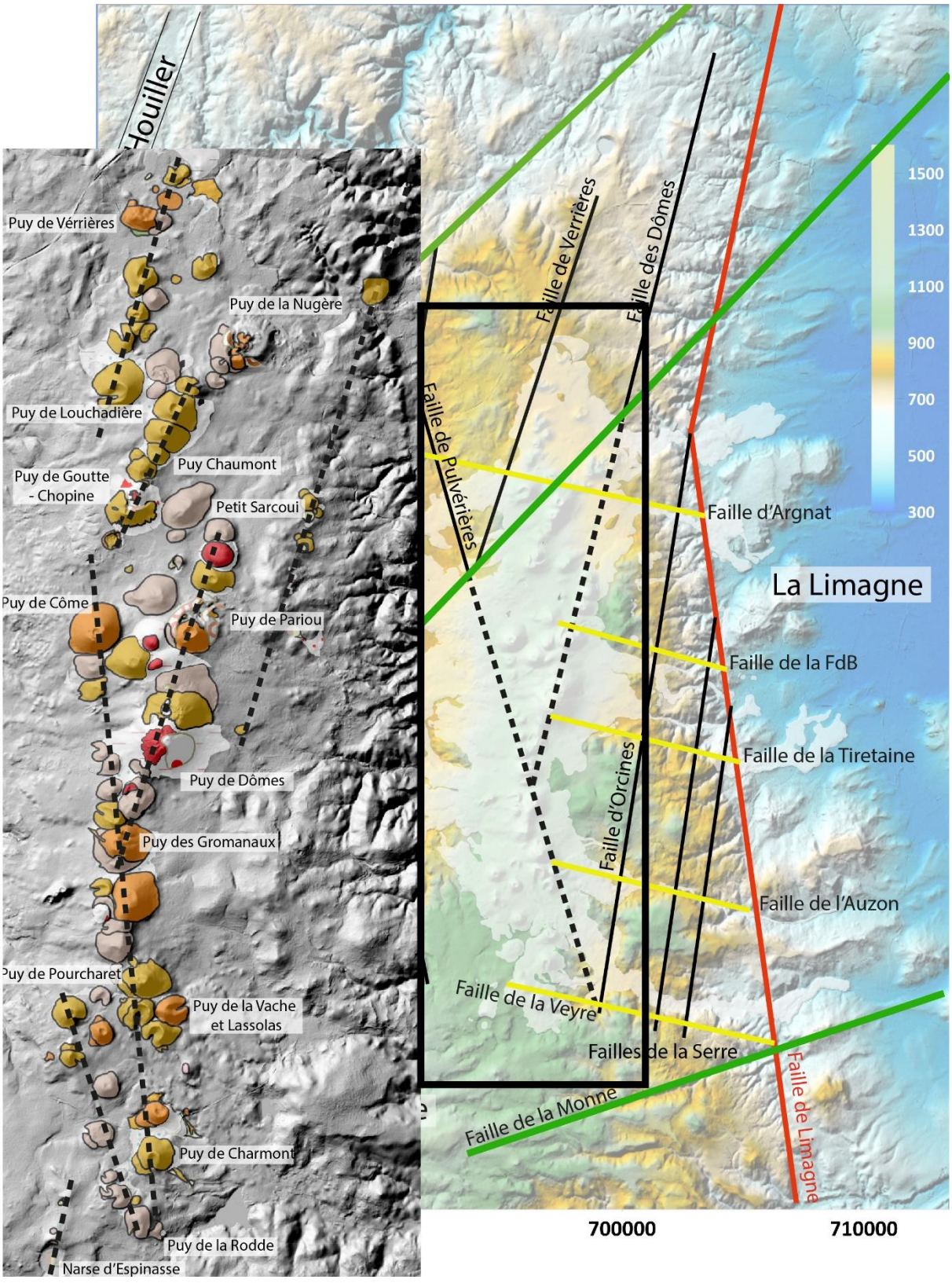


Figure III.32 : Carte des alignements volcaniques de la Chaîne des Puys en fonction du contexte structural du plateau des Dômes.

La faille de la Serre (N10-20E) est une limite structurale dans le secteur de la Montagne de la Serre, il est possible qu'elle en soit une dans le secteur d'Aydat. Les pentes importantes observées sur le socle du secteur d'Aydat sont en adéquation avec l'existence d'un haut topographique relativement accidenté en direction de l'ouest.

L'étude menée dans ce chapitre a clairement mis en évidence que le magma est préférentiellement remonté le long des zones de failles ayant rejouées au Plio-Quaternaire. Les causes de la structuration des champs monogéniques sont encore débattues entre l'implication de structure préexistante (Valentine and Krogh, 2006) ou l'unique action du champ de contrainte dans un milieu fracturé (Marti et al, 2016). La réactivation récente d'accident d'échelle crustale (faille de Limagne, faille de Tauves-Aigueperse, faille de Pontgibaud) a sans aucun doute joué un rôle sur l'acheminement du magma et sur la disposition des édifices volcaniques à la surface.

Outre les observations réalisées sur l'agencement des édifices volcaniques, ce chapitre apporte des contraintes fortes sur la géomorphologie du substratum anté-volcanique. Les informations apportées par ce chapitre sont intégrées comme *à priori* dans le processus de reconstitution de la paléo-topographie du substratum anté-volcanique. La diversité des données exploitées permet également d'apporter une vision quantitative (ampleur des rejeux), spatiale (localisation des rejeux) et temporelle (période de soulèvement) des mouvements tectoniques associés au soulévement général du MCF.

Chapitre IV: Modéliser la topographie anté-volcanique: Apports des méthodes géophysiques

1. Imager l'interface socle-volcanisme : la méthode ERT

La prospection géophysique par la méthode électrique à courant continu est utilisée pour déterminer la distribution des résistivités électriques dans le sous-sol. Cette méthode est mise en œuvre dans les domaines de la géotechnique, du génie civil mais également dans le cadre de prospections archéologiques ou d'études environnementales. Les mesures de résistivité électrique peuvent être réalisées à la surface du sol ou en forage, dans le but de caractériser l'hétérogénéité des formations géologiques et leurs relations géométriques. Dans le cadre de cette thèse, la méthodologie d'acquisition utilisée est celle de la tomographie de résistivité électrique ou ERT (Electrical Resistivity Tomography).

a. Historique et applications

L'Imagerie de Résistivité Electrique (IRE) a été utilisée au début du XVIII^{ème} siècle dans le cadre des travaux de G.S. Ohm, A. M. Ampère et M. Faraday. L'IRE repose sur les lois physiques et mathématiques de l'électromagnétisme et de l'électricité développées par G. S. Ohm et J. C. Maxwell. Dès le début du XX^{ème}, l'ERT se développe, d'abord en Suède ou elle est utilisée pour la première fois dans le but de détecter des structures géologiques dans le sous-sol à des fins minières. Dans les années 1920, les deux grands noms associés aux méthodes électriques, Schlumberger (France) et Wenner (USA), ont développé et théorisé une méthode de caractérisation de la résistivité des sous-sols avec l'objectif d'identifier des gisements pétroliers ou miniers.

Dans les années 70 à 90, le développement des moyens techniques et informatiques ont permis de faire un bond en avant dans les méthodes d'IRE. Alors que les mesures au début du XXème siècle permettaient de réaliser uniquement des modèles en une dimension (1D ; i.e. contrastes de résistivités en fonction de la profondeur), le développement de la Tomographie de Résistivité Electrique, ou ERT, (Edwards, 1977) et des méthodes d'inversion associées (Tikhonov et al., 1977 ; Loke and Barker, 1996a et 1996b) a permis de passer à une modélisation et une représentation en deux (2D) ou trois dimensions (3D).

Depuis, l'utilisation de l'ERT s'est largement démocratisée, que ce soit dans le monde de la recherche fondamentale ou dans le monde socio-économique, en prouvant sa fiabilité sur tous types de terrain (Loke et al., 2013). Très utilisée en géologie pour caractériser les formations en 2D ou 3D (Storz et al., 2000 ; Bedrosian et al., 2012 ; Panek et al., 2010), elle est également utilisée en pédologie pour déterminer l'épaisseur, la saturation et le type de sols (Marescot et al., 2003). Les utilisations en génie civil dans le cadre de diagnostic d'ouvrages

(Rucker et al., 2010 ; Fargier et al., 2014) ou pour la prévention des risques, comme dans le cas de l'étude et du suivi des glissements de terrain (Socco et al., 2010 ; Grandjean et al., 2011 ; Hibert et al., 2012) se sont également largement développées.

L'étude des volcans, actifs ou éteints, est propice à l'utilisation de l'ERT. Les volcans, constitués de produits éruptifs sains, altérés ou remaniés, présentent des contrastes de résistivité importante. Les dépôts volcaniques peuvent avoir des épaisseurs très variables selon leur mode de mise en place ou leur distance à la source nécessitant ainsi l'utilisation des méthodes d'imagerie du sous-sol pour les caractériser (Bolos et al., 2014 ; Portal et al., 2016 ; Pedrazzi et al., 2016 ; Gailler et al., 2019 ; Portal et al., 2019). L'ERT, parfois couplée à d'autres méthodes géophysiques, est notamment utilisée pour étudier les systèmes hydrothermaux sur les volcans actifs (Figure IV.1 ; Lénat et al., 2000 ; Finizola et al., 2004 ; Revil et al., 2008 ; Finizola et al., 2009 ; Barde-Cabusson et al., 2009 ; Revil et al., 2011 ; Brothelande et al., 2014; Lesparre et al., 2014 ; Brothelande et al., 2016 ; Rosas-Carbajal et al., 2016 ; Ahmed et al., 2018 ; Gailler et al., 2019).

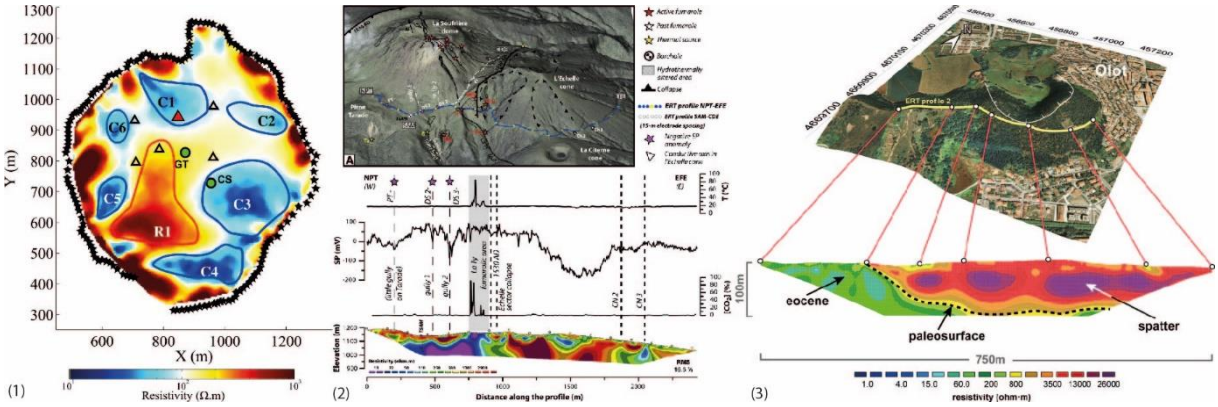


Figure IV.1 : Différentes applications de l'ERT en volcanologie : (a) Cartographie des résistivités du dôme de la Soufrière de Guadeloupe (Antilles) d'après Lesparre et al. (2014) ; (b) Comparaison des données PS et de résistivité sur la Soufrière de Guadeloupe d'après Brothelande et al. (2014) ; (c) Caractérisation d'un volcan monogénique de la province volcanique de Garrotxa (Espagne) d'après Bolos et al. (2014).

En hydrogéologie, la tomographie de résistivité électrique est utilisée pour rechercher et gérer des ressources en eau potable en amont des campagnes de forage d'exploration (Fargier, 2011), pour imager la géométrie des aquifères (Auken et al., 2006 ; Coppo et al., 2009 ; Brunet et al., 2010 ; Robert et al., 2011 ; Quenet et al., 2019 ; Leopold et al., 2021), pour détecter des circulations souterraines (Kukemilks and Wagner, 2021) ou pour tracer d'éventuels panaches contaminants (Lima et al., 1995 ; Chambers et al., 2006 ; Chambers et al., 2008). Dans le

domaine de l'hydrogéologie côtière, la méthode ERT est utilisée, en particulier, pour imager des niveaux salins (Singha et al., 2005 ; Galazoulas et al., 2015 ; Kumar et al., 2016).

D'autres méthodes géophysiques permettent de caractériser la résistivité du sous-sol comme la méthode magnétotellurique (Rosas-Carbajal et al., 2016 ; Yoshimura et al., 2018) ou la méthode électromagnétique qui grâce aux dispositifs aéroportés permet de cartographier de grandes régions à des fins hydrogéologiques (Ozouville et al., 2008 ; Finn et al., 2018 ; Dumont et al., 2019 ; Dumont et al., 2021).

b. Notions théoriques sur la méthode ERT

La méthode électrique utilise une source de courant ponctuelle placée à la surface du terrain naturel, l'objectif étant d'imager la distribution des résistivités dans le sous-sol. Le principe revient à mesurer la valeur du courant I injecté et la différence de potentiel U (en Volts, V) entre deux electrodes, pour déterminer la valeur de la résistance R (en Ohm, **Ω**) d'après la loi d'Ohm :

$$U = R * I \; ou \; R = U / I \qquad (3)$$

La résistance R d'un matériau est dépendante de sa géométrie et de sa résistivité ρ (en **Ω**.m) d'après l'équation de Pouillet :

$$R = \rho \frac{L}{S} \qquad (4)$$

Où L est la longueur (en m) du matériau et S sa section (en m²).

En pratique, lors des acquisitions de données par la méthode ERT, ce sont des différences de potentiel qui sont mesurées. Les résistivités sont calculées à partir de la loi d'Ohm et de l'équation de Pouillet qui fait intervenir la notion de coefficient géométrique où $k=\frac{L}{S}$.

Lors d'une tomographie de résistivité électrique, les acquisitions se font par un quadripôle d'électrodes ABMN : un couple d'électrodes A et B qui assure l'injection d'un courant d'intensité connue dans le sol, générant des lignes de courant à l'origine de différences de potentiel mesurable par un couple d'électrodes de mesure M et N (Figure IV.2).

La différence de potentiel ΔV mesurée est influencée par la présence de deux sources de courant (+I en A et –I en B) et s'écrit :

$$\Delta V = \frac{\rho l}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right) \qquad (5)$$

Où AM, AN, BM et BN représentent les distances inter-électrodes.

Néanmoins, le sous-sol n'est pas un milieu homogène et isotrope, les résistivités mesurées ne sont pas des résistivités vraies ρ_r mais des résistivités apparentes notées ρ_a :

$$\rho_a = k * \frac{\Delta V}{I} \qquad (6)$$

Avec $k = 2\pi * \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)^{-1}$ (7)

k est un facteur géométrique prenant en compte la géométrie du dispositif d'acquisition (i.e. fonction des distances inter-électrodes). Fargier et al. (2014) propose une formulation plus générale du facteur k permettant de s'affranchir de la position des électrodes et de la géométrie du milieu sondé (Kunetz, 1966).

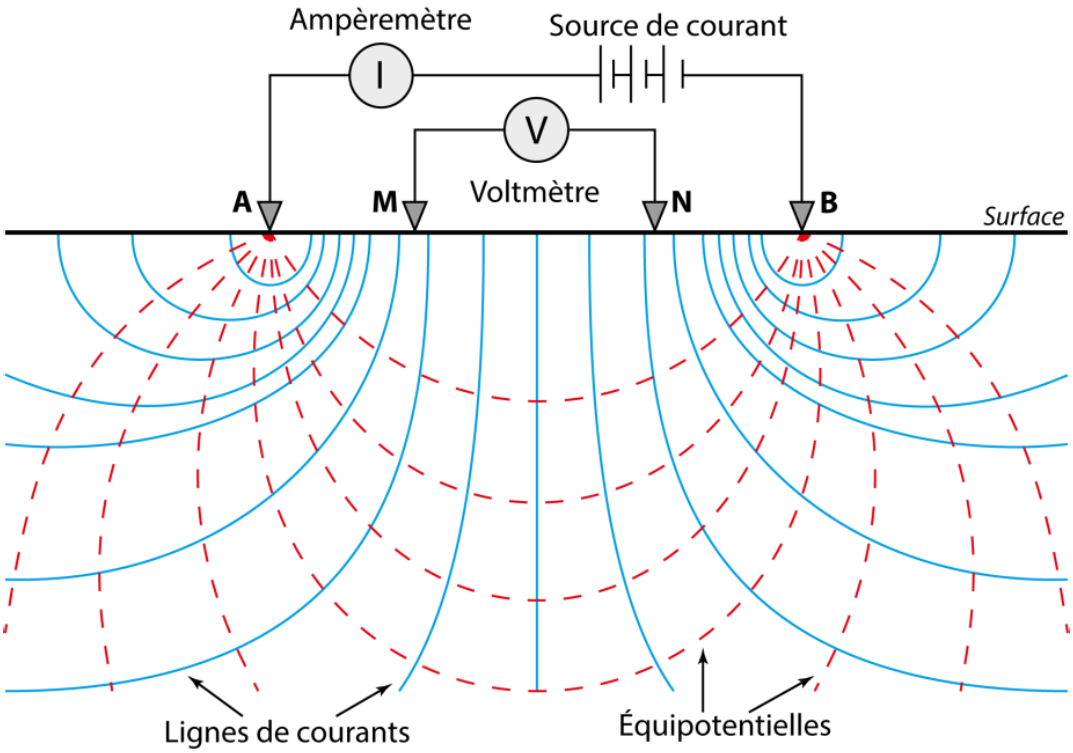


Figure IV.2 : Répartition des lignes de courant et d'équipotentielles dans un sol homogène.

Le but de la méthode ERT est de fournir des pseudo-sections de la répartition des résistivités ρ dans le sous-sol. La résistivité électrique d'une roche est fonction de sa minéralogie et de la taille des minéraux qui la compose mais également de sa structure : fracture, diaclase, altération et porosité. Le facteur majeur influant sur la résistivité d'un matériau est la

résistivité de la phase aqueuse contenue dans ses pores. Les matériaux géologiques peuvent donc présenter des gammes de résistivités très larges, sur plusieurs ordres de grandeur (Figure IV.3). La dépendance de la résistivité d'un matériau géologique à la résistivité du fluide qu'il contient a guidé les travaux d'Archie. La loi d'Archie est la relation expérimentale qui lie la résistivité des roches ρ_r, la résistivité du fluide ρ_f et la porosité du matériau ϕ (Archie, 1942):

$$\rho_r = \rho_{f*}\, \phi^{-m} \qquad (8)$$

Où m le facteur de cimentation allant de 1,3 à 2.35, dépendant de la distribution des vides et de la compaction du matériau.

D'une façon générale, les circulations de fluides, d'origine météorique ou hydrothermale (contexte volcanique) vont contribuer à modifier les résistivités des roches, soit par le biais de dépôt de phases minérales conductrices (argiles ou minéralisations métallifères) ou en induisant des processus d'altération. Tous ces phénomènes contribuent à la grande variabilité des gammes de résistivités pour les différents types de roches (Figure IV.3)..

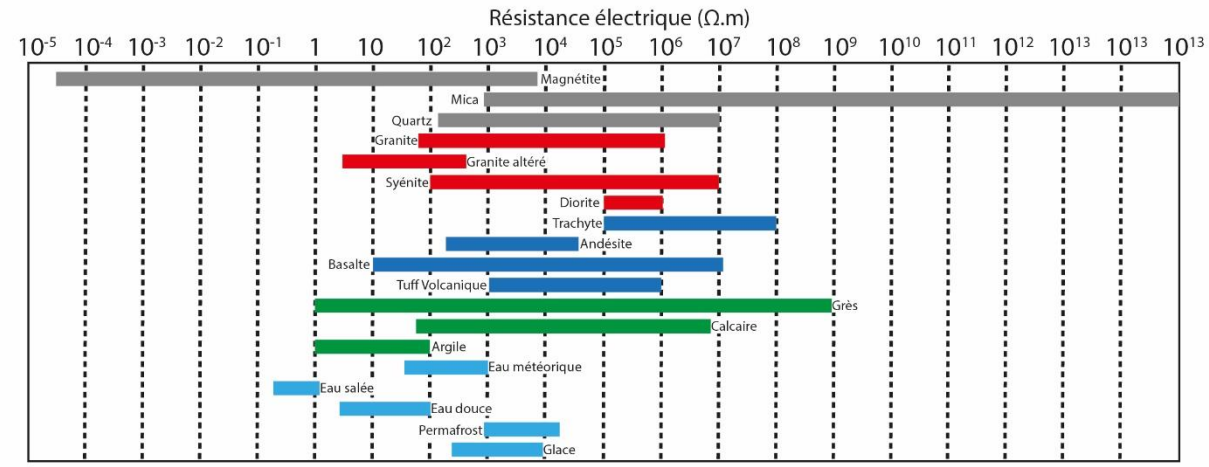


Figure IV.3: Résistivité électrique de différents matériaux géologiques (minéraux en gris, roches plutoniques en rouge, roches volcaniques en bleu, roches sédimentaires en vert) et des dérivés de l'eau liquide ou solide ou de sols spécifiques (d'après Telford et al., 1976 ; Palacky, 1988 ; Reynolds, 2011 et Portal, 2015).

c. Acquisition, traitement et inversion des données

i. *Les dispositifs expérimentaux :*

Pour acquérir des données ERT 2D, plusieurs configurations existent, elles correspondent à la manière d'agencer le long d'un profil d'acquisition (ou panneau électrique ou dispositif) les électrodes. Un panneau électrique est composé le plus couramment de N électrodes espacées d'une distance a. Chaque quadripôle, c'est-à-dire les deux couples

d'électrodes, de mesure et d'injection, change à chaque injection de façon à répartir les mesures sur toute la longueur du panneau (Figure IV.4). Plus l'espace inter-électrodes est grand, plus la profondeur d'investigation augmente.

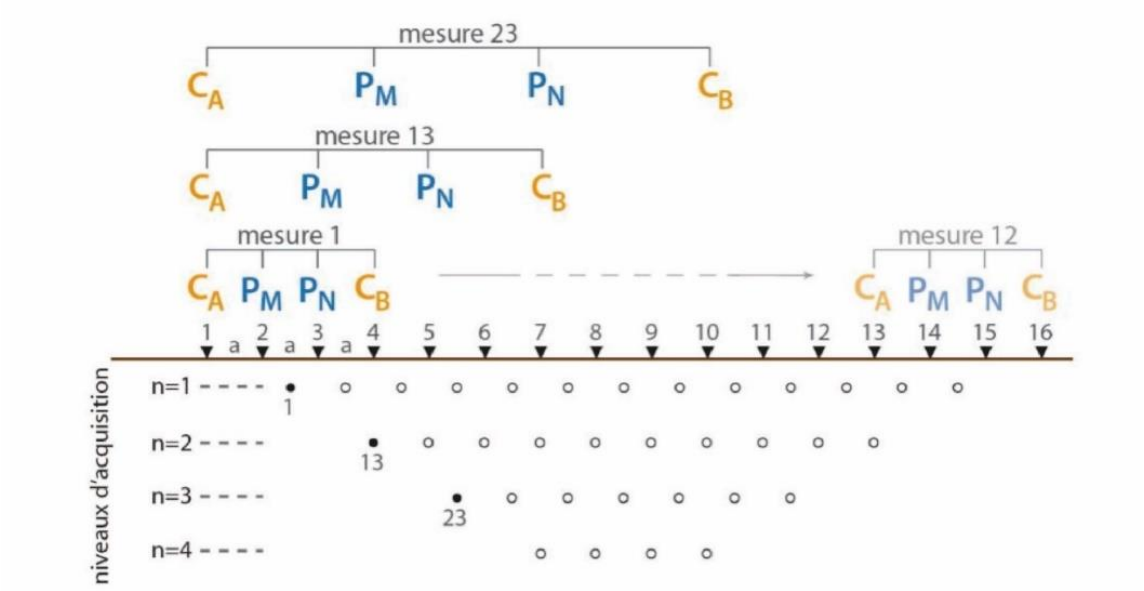


Figure IV.4 : Principe de l'acquisition d'une pseudo-section en fonction du numéro de mesure. A chaque mesure, les couples d'électrodes de mesure (P_M et P_N) et d'injection (C_A et C_B) changent selon un protocole préenregistré.

Une grande variété de protocoles d'acquisition existe, les différences entre ces protocoles résident dans la façon de répartir les couples d'électrodes à chaque injection. Le choix du dispositif est fonction des *a priori* qui existent sur le type de lithologies à imager, la répartition des résistivités dans le sous-sol, la profondeur d'investigation, la résolution attendue et le bruit potentiel sur les données (anthropisation ou fort contraste de résistivités entre différentes lithologies). Deux types de protocoles ont été utilisés dans le cadre de cette étude, les protocoles Wenner-alpha et Wenner-Schlumberger (Figure IV.5).

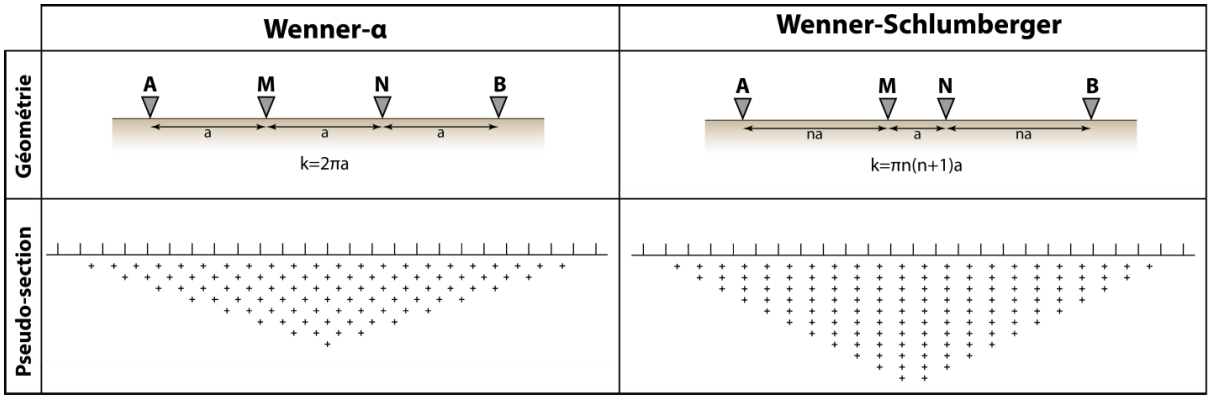


Figure IV.5 : Les géométries des configurations Wenner-alpha et Wenner-Schlumberger avec leur pseudo-section associée (d'après Loke, 2012 et Portal, 2015).

Le dispositif Wenner-alpha est connu pour son rapport signal/bruit optimal, le second pour sa profondeur d'investigation plus importante (Dahlin et Zhou, 2004). Néanmoins, ces deux protocoles n'offrent pas la même sensibilité au regard des formations géologiques à imager. Le dispositif Wenner-alpha est recommandé pour l'investigation des structures horizontales alors que le dispositif Schlumberger (Dipôle-Dipôle) est lui plutôt adapté à l'investigation des structures verticales. Le dispositif Wenner-Schlumberger est un compromis entre les deux dispositifs cités précédemment, avec un nombre de points de mesure supérieur au dispositif Wenner-alpha Les premières estimations d'une profondeur dite médiane d'investigation de la méthode ERT ont été développées par Edwards (1977). Cette profondeur médiane, définie comme celle dont les terrains au-dessus et en-dessous contribuent chacun pour moitié au signal mesuré, n'est pas représentative de la profondeur réelle d'investigation.

Elle a néanmoins permis de développer un système de représentation graphique sous forme de pseudo-section des données mesurées de résistivités apparentes. Sur une pseudo-section, les mesures sont placées à l'intersection du milieu des électrodes réceptrices (M et N) et de leur pseudo-profondeur dépendante de la géométrie du quadripôle d'électrodes (Edwards, 1977).

Les panneaux électriques ont des longueurs dépendantes du nombre N d'électrodes et de l'espacement inter-électrodes a. La méthode dite du roll-along (ou saute-mouton) permet d'étendre la longueur d'un dispositif : à la suite d'une première phase d'acquisition, il est possible de déplacer une portion du profil, un quart ou un demi-dispositif, vers l'amont ou l'aval et de relancer l'acquisition (Figure IV.6). Ce processus peut être réitéré à l'infini et permet d'étendre la zone d'étude, le long d'un profil donné, tout en conservant la même profondeur d'investigation et la même résolution spatiale (lié à l'espacement inter-électrodes et au protocole choisi).

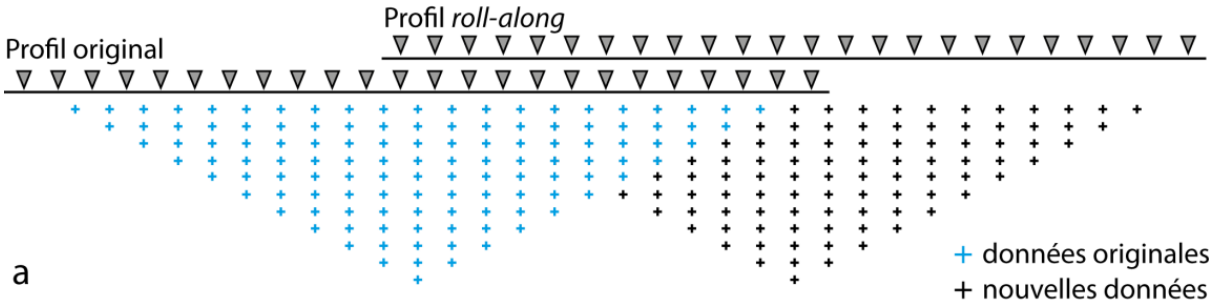


Figure IV.6: Schéma de la technique du roll-along dans le cas d'un dispositif à 24 électrodes et un déplacement d'un demi-dispositif (d'après Portal, 2015).

ii. Matériel et déroulement d'une acquisition

Le matériel utilisé dans le cadre du projet CAPRICE est un résistivimètre ABEM Terrameter SAS4000 associé à un multiplexeur ES10-64 (Figure IV.7). Les dispositifs de mesure sont composés de 64 électrodes en acier inoxydable. Ces électrodes de 30 cm de long sont enfoncées dans le sol sur les 2/3 de leur longueur avant d'être raccordées, par une bretelle, aux câbles multicanaux connectés au multiplexeur (Figure IV.7).

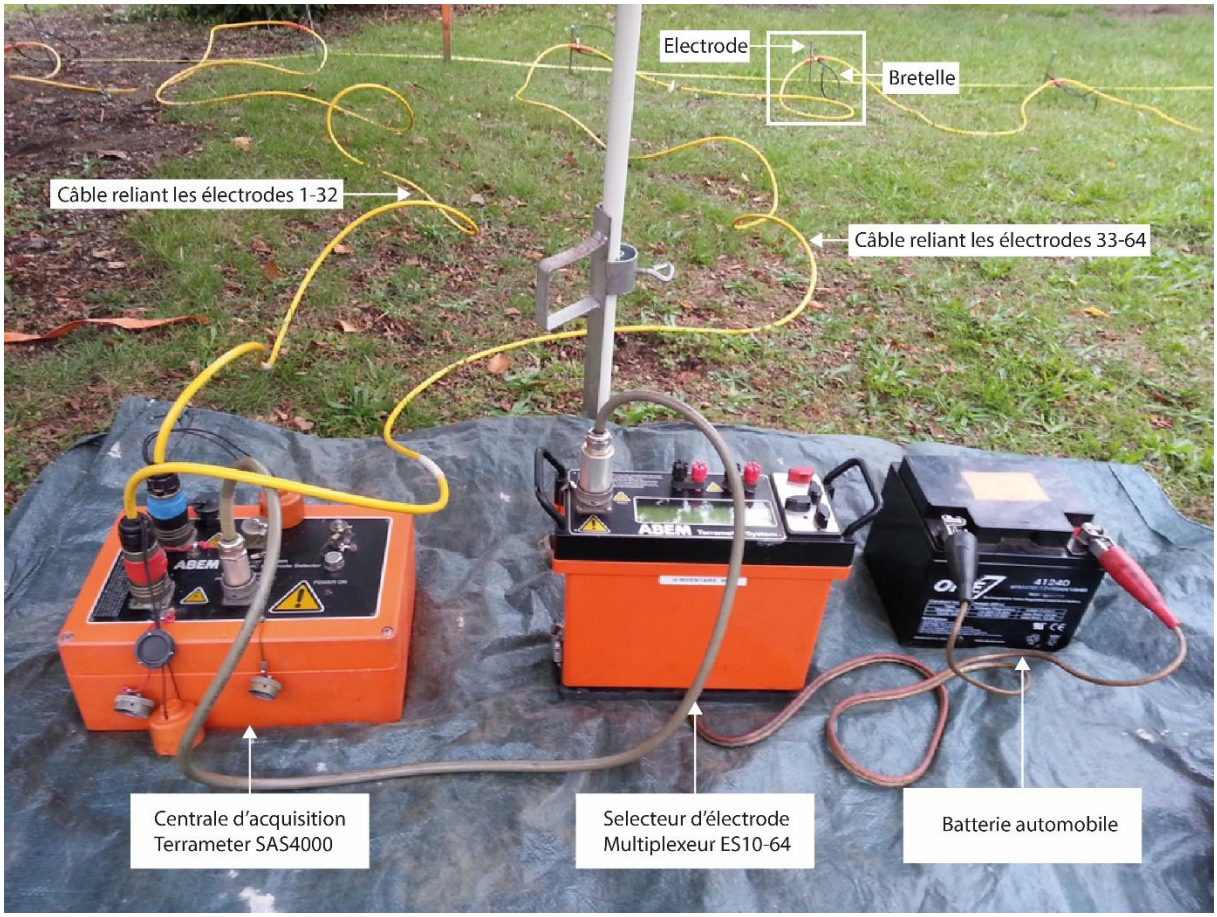


Figure IV.7 : Dispositif expérimental ERT ABEM distribué par Géoreva.

Les résistances de contact des électrodes sont testées à l'aide d'un protocole pré-acquisition lancé à partir du résistivimètre. Généralement, les résistances de contact sont inférieures à 1 kOhm pour des sols classiques ; de 1 à quelques kOhm pour des terrains résistants, comme les surfaces de coulées de lave, par exemple. Lorsque des résistances de contact ne sont pas conformes aux valeurs attendues ou qu'elles présentent des variabilités importantes sur des électrodes voisines, il est possible d'améliorer le couplage électrique sol-électrode, et donc de diminuer les résistances de contact, en arrosant d'eau salée la base de l'électrode, ou, dans le cas de terrains très résistants, comme les surfaces de coulées de lave scoriacées (i.e. les cheires), en la scellant dans une bouillie d'argile (mélange de bentonite et

d'eau salée). Les valeurs de résistance de contact acceptables dans le contexte du déploiement de la méthode ERT en terrain volcanique récent, donc très résistant, sont inférieures à 5 kΩ.

Les coordonnées (x, y, z) des électrodes ont été levées par méthode GNSS, à l'aide de 2 récepteurs Trimble R10, une base de référence et de position connue (ou calculée dans un référentiel absolu en post-traitement) et un récepteur mobile, en mode RTK (positionnement relatif par rapport à la base de précision centimétrique en temps réel). Le système de projection utilisé est le système RGF Lambert-93.

Lors de la procédure d'acquisition, les injections et les mesures de différence de potentiel sont réalisées selon un protocole prédéfini. Le nombre d'injections (fonction du protocole et de la méthode choisie, (i.e. Wenner-Schlumberger dans le cas de cette étude) et le nombre de mesures imposées pour chaque cycle d'injection (ou nombre de *stacks*) contrôlent le temps d'acquisition total pour l'ensemble du dispositif. Une même mesure est réitérée entre deux et quatre fois pour un même quadripôle d'électrodes. Si les deux mesures présentent un écart inférieur à 1% (valeur imposée par l'opérateur dans le protocole de mesure), la mesure est validée et passe à la mesure suivante. Lorsque l'écart type obtenu sur les 2 premiers cycles de mesures est supérieur à 1%, une nouvelle mesure est réalisée (jusqu'à 4 fois). La répétition des mesures, ou « *stacking* », améliore le rapport signal/bruit. Les mesures de résistivités apparentes correspondent donc à une valeur moyenne d'au maximum quatre mesures réalisées pour chaque géométrie d'injection, associées à une erreur calculée à partir de l'écart-type.

Après chaque acquisition, les données sont exportées sur un ordinateur portable de terrain, et sont modélisées par inversion itérative à l'aide du logiciel Res2DInv (Aarhus GeoSoftware), après filtrage des valeurs aberrantes ou suspectes), de façon à vérifier la qualité des mesures acquises à partir de l'analyse temps réel de la pseudo-section de résistivités vraies. Cette étape de contrôle sur le terrain permet éventuellement de détecter des problèmes d'acquisition et de réitérer rapidement un nouveau cycle de mesures, soit en utilisant un protocole différent soit en remédiant, quand cela est possible, au problème identifié.

iii. Jeux de données et filtrage

Afin de réduire les artefacts lors des processus d'inversion des données, l'ensemble des mesures de résistivité font l'objet d'une procédure de filtrage. Malgré les précautions prises durant l'acquisition des données pour limiter les facteurs de perturbation, il arrive que des jeux de données restent bruités. Les causes de ces perturbations peuvent être anthropiques (réseau d'eau ou d'électricité, pollutions), naturelles (géométrie des formations du sous-sol, topographie, systèmes hydrothermaux) ou expérimentales (mauvais contact entre l'électrode et le sol).

Une première action de filtrage consiste à supprimer les valeurs de résistivité négatives. Dans un deuxième temps, à partir d'une interface graphique sous Res2DInv, logiciel de traitement et d'inversion des données de résistivités électriques (Loke, 2012), qui présente la pseudo-section des logs des résistivités apparentes en fonction de lignes d'iso-pseudo-profondeurs, l'opérateur réalise à un filtrage supervisé des données de résistivités apparentes. La représentation log des résistivités apparentes permet de procéder sans ambiguïté au pointé et à la suppression des valeurs ponctuelles erronées, qui se présentent sous la forme de pics isolés, grâce à l'option « *exterminate bad datum point* » (Figure IV.8). Ces valeurs « aberrantes » correspondent physiquement à des artefacts de mesure avec un rapport signal/bruit trop faible.

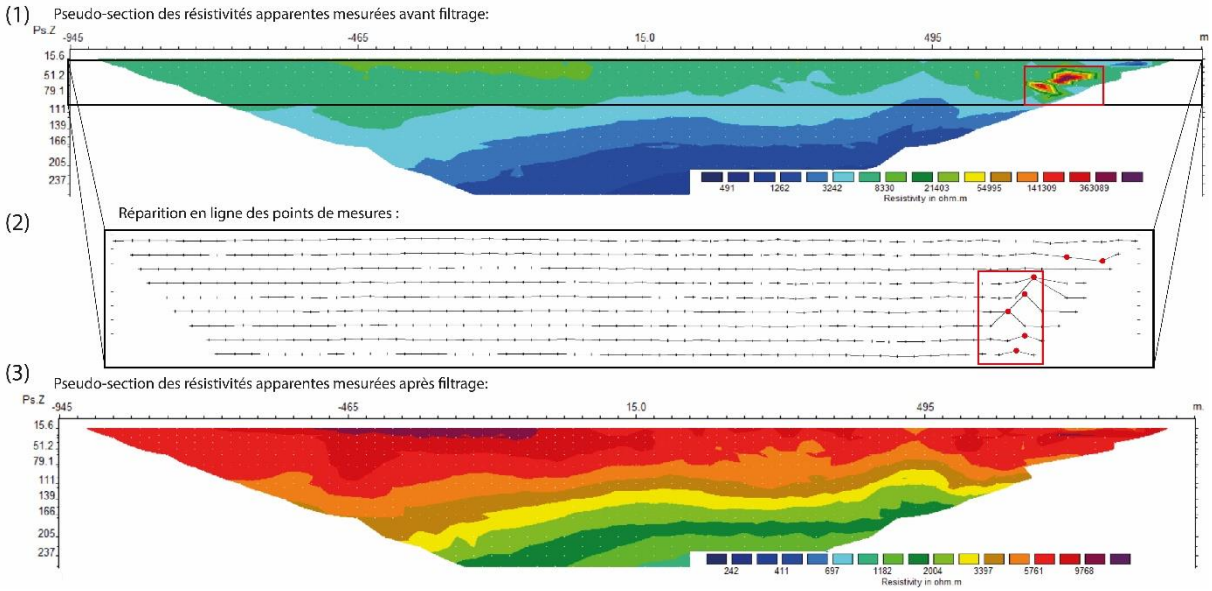


Figure IV.8 : Pseudo-sections des résistivités apparentes d'un profil ERT. (1) pseudo-section colorisée du jeu de données non filtré. (2) Pseudo-section des logs des résistivités apparentes en fonction de lignes d'iso-pseudo-profondeurs ; (3) Pseudo section nettoyée des données aberrantes.

iv. Notions d'inversion des données et qualité des modèles

L'inversion est un processus mathématique permettant de caractériser les paramètres d'un modèle physique à partir d'observations. De manière générale un phénomène physique quel qu'il soit obéit à des principes théoriques (par exemple la gravité terrestre est décrite par les équations de Newton). La mesure des variations de quantités physiques (champ de pesanteur, résistivité électrique, déplacement...) associées à un tel phénomène fournit un jeu de données mesurées. Ces mêmes principes théoriques permettent de simuler un phénomène physique et donc de prédire un jeu de données (mesures calculées) à partir d'un modèle synthétique (problème direct). À chaque jeu de données (mesurées ou calculées) est attachée une erreur, qui provient des incertitudes sur la mesure (bruit instrumental, hétérogénéités géologiques, ...), des erreurs associées à la modélisation (simplifications, altération des données par l'algorithme d'inversion...) ce qui implique l'incapacité du problème inverse à trouver un modèle exact.

Dans le cadre de cette thèse, l'inversion des données de résistivité est réalisée avec le logiciel Res2DInv. Ce logiciel permet de déterminer les résistivités calculées (interprétées) à partir des résistivité apparentes mesurées. En premier lieu, le protocole passe par la discrétisation du milieu en plusieurs blocs (ou éléments) dont la taille augmente avec la profondeur (Figure IV.9). L'augmentation de la taille des blocs est inhérente à la diminution du nombre de mesures sur les niveaux d'acquisition les plus profonds. Pour l'opération d'inversion, les premières valeurs introduites dans les éléments rectangulaires du modèle sont les valeurs de résistivités apparentes mesurées.

A partir du premier modèle de résistivités apparentes calculé, le logiciel procède à la résolution d'un problème direct en injectant un courant fictif de façon à recalculer les valeurs de résistivités apparentes. La comparaison des résistivités apparentes mesurées et des résistivités apparentes calculées permet d'estimer l'erreur par la méthode des moindres carrés ou erreur RMS (Root Mean Square) (Loke and Barker, 1996a). Le logiciel va réaliser plusieurs fois cette procédure, via le calcul de la matrice Jacobienne qui permet de quantifier la sensibilité des paramètres aux données, de façon à fixer les paramètres du modèle avant l'inversion.

Avant de lancer l'inversion, il est possible d'injecter la topographie du dispositif d'acquisition. Sans que l'utilisateur n'ajoute une topographie, Res2DInv définit une topographie plate jouant ainsi sur la répartition des résistivités en profondeur si le profil présente

une topographie non négligeable. La prise en compte de la topographie dans le calcul d'inversion est définie comme une correction topographique.

Le processus d'inversion consiste à la réalisation d'itérations successives de l'opération discutée précédemment (comparaison des valeurs inversées et mesurées et ajustement des paramètres du modèle en fonction) jusqu'à ce que l'erreur RMS ne varie plus significativement ou jusqu'à ce qu'elle atteigne une valeur la plus faible possible (paramètres fixés par l'opérateur) (Figure IV.9). En moyenne, la convergence du modèle (obtention d'une erreur RMS satisfaisante) se fait entre 5 et 8 itérations. Au-delà, il est possible de laisser le logiciel réaliser des itérations pour réduire encore l'erreur RMS mais avec le risque que le logiciel commence à créer des valeurs de résistivités aberrantes n'ayant aucune signification géologique Dans le cadre de cette thèse, le nombre d'itération minimum a été fixé à 5 et l'erreur RMS de convergence à 2 %.

Il convient de garder en mémoire que le modèle calculé obtenu n'est pas unique et que l'ensemble des paramètres disponibles sous Res2DInv sont autant de possibilités d'obtenir des résultats d'inversion différents.

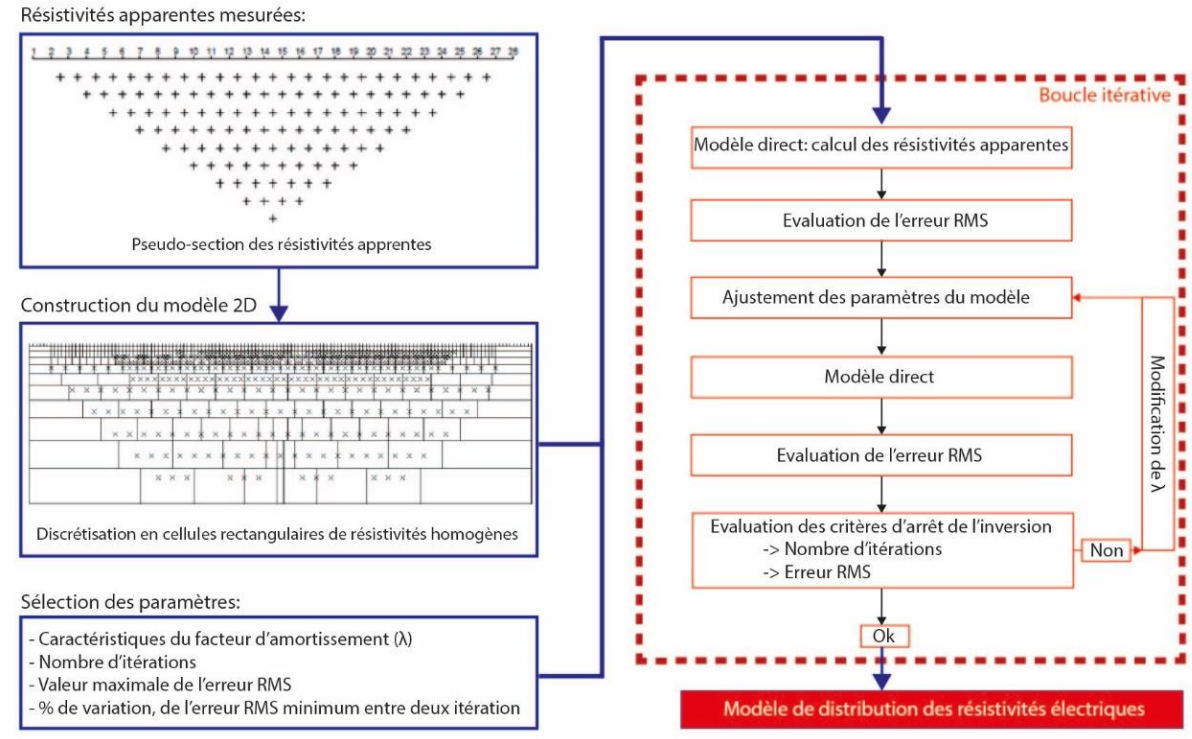


Figure IV.9 : Organigramme de la structure de fonctionnement du logiciel Res2DINV (d'après Loke and Baker, 1996a)

d. Résultats des campagnes de terrain

i. Présentation des campagnes d'acquisition et des jeux de données

Dans le secteur d'Aydat, les prospections géophysiques avaient pour but de déterminer les axes de circulations d'eau souterraine sous les différentes coulées de lave de la zone. L'épaisseur du volcanisme quaternaire dans ce secteur étant plus faible que dans d'autres portions de la Chaîne des Puys, l'interface entre le socle et le volcanisme a été imagée sur chaque profil ou au moins sur une portion de profil. Dans un second temps, les objectifs de ces campagnes géophysiques étaient de comprendre l'agencement des formations sédimentaires associées à des paléo-lacs (ex : Lac de Randanne) vis-à-vis des produits volcaniques mais également de caractériser la signature résistive des produits volcaniques montdoriens suspectés d'être présents sous les formations quaternaires de la Chaîne des Puys (Figure IV.10).

Sur le bassin versant de Côme, l'objectif principal du profil « Cheire_de_Côme » était de déterminer l'axe de la paléovallée remplie par le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys. Une autre visé de cette prospection était de caractériser la forme de cette paléovallée et de peut-être imager une zone saturée à la base de cet empilement volcanique. Les attentes pour les deux profils réalisés dans l'axe de la Chaine des Puys étaient principalement la détermination d'une altimétrie du socle à l'aplomb des dispositifs plus qu'à la détermination de la géomorphologie du socle ou de l'agencement des produits volcaniques (Figure IV.13).

L'ensemble des acquisitions de données à partir de la méthode ERT se sont déroulées de mai 2020 à juin 2021. Durant cette période, 9 profils ont été réalisés avec des espacements inter-électrodes allant de 5 m à 35 m.

	Acquisitions			Traitements et inversion			
Nom du dispositif	Espacement (m)	Nombre d'électrodes	Nombre de mesures	Données supprimées	Nombre d'itérations	Erreur RMS finale	Intervalles résistivités inversées (Ω.m)
Pariou_Clierzou	30	64	854	0,82%	6	4,10%	10-19000
Côme_Fraisse	35	64	817	19,60%	4	22%	50-23000
Cheire_Come	10	112	2092	0,60%	5	7,10%	500 - 20000
Cheire_d'Aydat	10	112	2021	1,20%	7	13,60%	50 - 14000
Montlosier	10	96	2218	0,80%	6	5,40%	500 - 15000
Randanne	10	64	978	0,41	7	4,63%	10 - 5000
Toupe_Randanne	10	64	978	0,92%	7	6%	100 - 12000
Monteillet	10	112	2062	2,20%	9	8,80%	700 - 16000
Boursoux 1	5	72	1152	0%	5	2,80%	200 - 6400
Boursoux 2	5	72	1146	0,50%	5	1,90%	100 - 2300

Tableau IV.1: Récapitulatif des informations propres aux 9 dispositifs de tomographie de résistivité électrique réalisés dans la Chaîne des Puys dans le cadre du projet CAPRICE.

Dans l'ensemble, les jeux de données de tomographie de résistivité électrique sont de très bonne qualité. Sur l'ensemble des profils, très peu de données acquises ont été supprimées : entre 1 et 2,5% de mesures supprimées pour les profils « Monteillet » et « Cheire d'Aydat » et

plus de 19% pour le profil « Côme_Fraisse ». La partie NE de ce profil problématique présentait des gradients de résistivité avec des rapports signal/bruit proche de 1.

Finalement, seuls deux profils présentent des erreurs RMS > 10%. Ces valeurs peuvent être expliquées par les forts gradients de résistivité entre les formations volcaniques très résistante (supérieur à 20000 Ohm.m) et les formations du substratum (en dessous de 3000 Ohm.m) (Coppo et al., 2009 ; Portal et al., 2016 ; Dumont et al., 2018 ; Dumont et al., 2019).

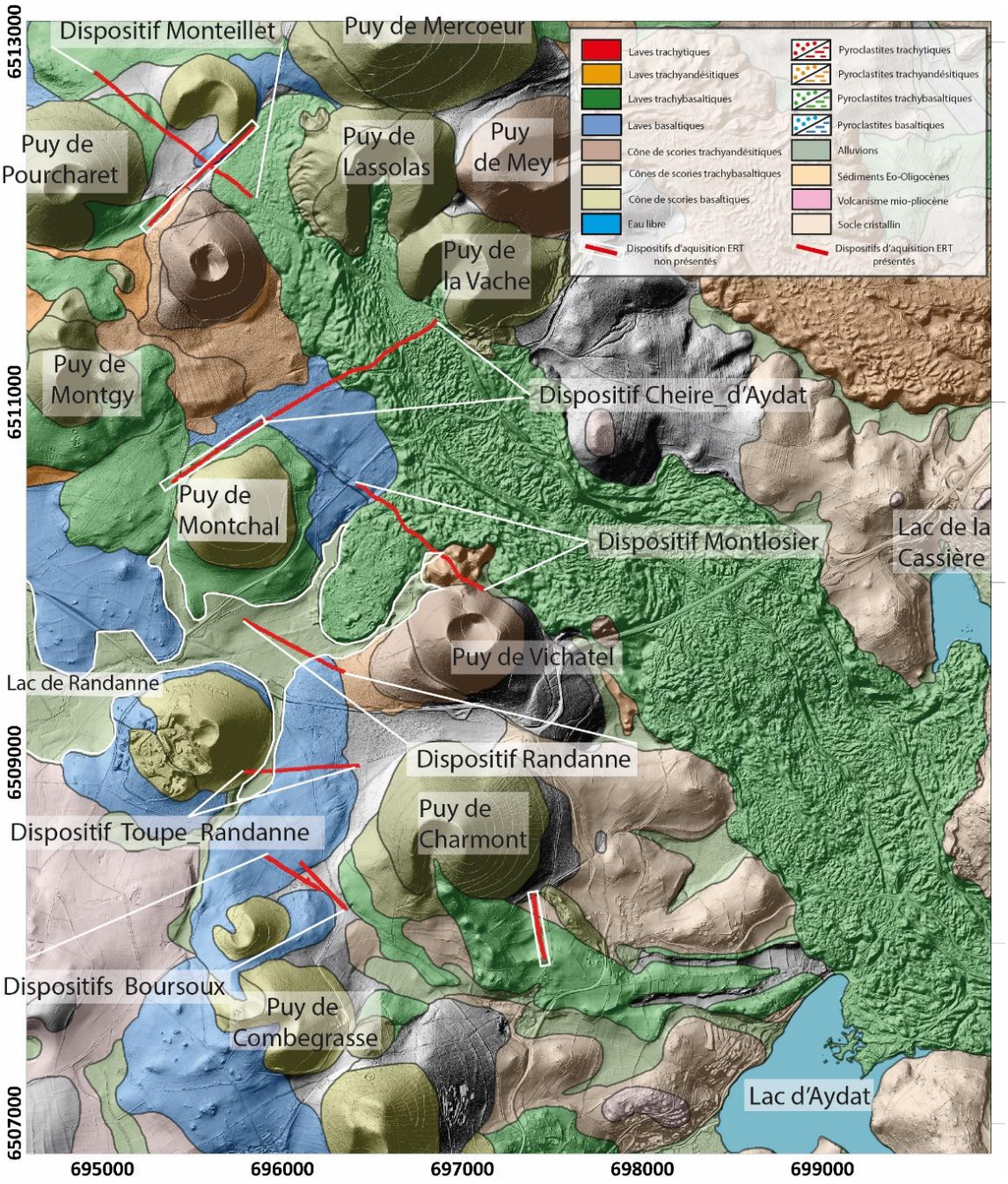


Figure IV.10 : Localisation des dispositifs ERT sur le secteur Randanne-Veyre amont (partie amont du bassin de la Veyre)sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017). La zone contourée en blanc correspond à l'étendue du paléo-lac de Randanne.

Pour chaque dispositif ERT, les résultats sont présentés sous la forme de pseudo-sections des modèles de résistivité électrique. accompagnés d'une interprétation géologique conjointe, combinant les contraintes géométriques extraites des modèles géophysiques et les informations (âge des structures et lithologies à l'affleurement) extraites de la carte volcanologiques de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017) et des données de forages présentées dans le Chapitre I.2.c.

ii. Le secteur Veyre amont

Les résultats pour le secteur de Randanne-Veyre amont se divisent en deux parties :

- Une première série d'acquisitions réalisées à l'aplomb et au voisinage de la cheire d'Aydat (Figure IV.11) ou l'objectif était d'identifier la paléovallée de la Veyre amont au pied des Puys de la Vache et de Lassolas (dispositif « Cheire_d'Aydat ») et dans le secteur de Montlosier (« Dispositif Montlosier ») et d'identifier la tête du bassin versant de la Veyre (dispositif « Monteillet »).
- Une seconde série d'acquisitions faites dans le secteur de Randanne (Figure 69) dans le but d'identifier des possibles paléovallées (dispositif « Toupe-Boursoux » et « Boursoux »), d'estimer l'épaisseur des sédiments de comblement du lac de Randanne (dispositif « Randanne ») et de caractériser des possibles contacts entre formation montdoriennes et formation volcaniques quaternaires.

Le dispositif « Cheire_d'Aydat » (Figure IV.11) a été réalisé perpendiculairement à la cheire d'Aydat sur un axe SO-NE, au pied du Puy de la Vache, avec une profondeur d'investigation d'environ 100 m pour une longueur totale de 1250 m. La pseudo-section des résistivités électriques présente plusieurs structures, du sud-ouest vers le nord-est :

- Une formation présentant des résistivités de l'ordre de quelques milliers d'Ohm.m et d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, attribuée à la coulée basaltique du Puy de Montchal.
- Un ensemble de formations résistives, depuis la surface topographique (altitude compris entre 1000 et 1020 m), jusqu'à la côte altimétrique 930 m (soit une épaisseur totale moyenne comprise entre 70 et 110 m environ), qui correspond à l'empilement volcanique (coulées de laves superposées), comblant la paléovallée de la cheire d'Aydat.

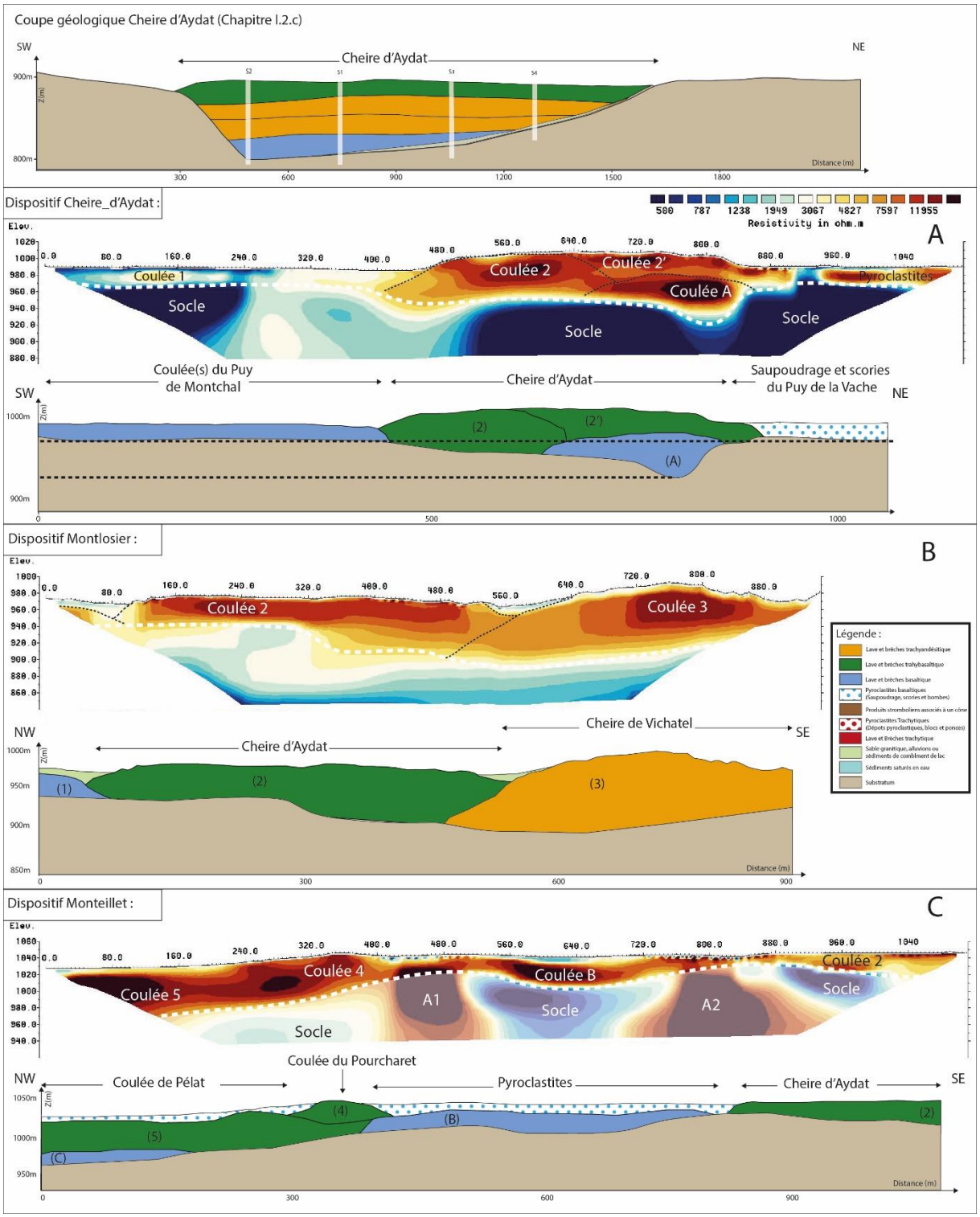


Figure IV.11: Pseudo-sections de tomographie de résistivité électrique et interprétations géologiques associées sur le secteur Veyre amont, la localisation des profils est présentée sur la figure (IV.10) . L'échelle de couleurs des résistivités est identique pour toutes les pseudo-sections. (A)Dispositif « Cheire Aydat », (B) Dispositif Montlosier (C)Dispositif Monteillet dont la partie en transparence correspond à une zone ou le degré de confiance dans le modèle n'est pas satisfaisant du fait de la présence d'artefacts.

-

- Une dernière formation résistive, spatialement déconnectée de la précédente, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, associée aux dépôts de saupoudrage (projections volcaniques de type lapillis et petites bombes) provenant du Puy de la Vache.
-

L'ensemble de ces dépôts volcaniques, dont les résistivités électriques sont généralement supérieures à 7000 Ohm.m, repose sur une formation homogène et continue de résistivité intermédiaire inférieure à 3000 Ohm.m constituant l'ensemble du soubassement de la zone qui correspond au socle cristallin.

Il est possible de discrétiser des unités volcaniques à l'intérieur du remplissage de la paléovallée. En effet, les trois nodules très résistifs identifiés au sein de l'empilement volcanique peuvent être interprétés comme des cœurs massifs de coulées. L'unité basale, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, est clairement identifiable. À partir de l'analyse comparée avec la coupe géologique, située à l'aval du profil, présentée sur la figure IV.11 (cf. Chapitre I.2.c), montrant que la paléovallée de la cheire d'Aydat est comblée par 4 coulées de lave, dont une coulée inférieure de nature basaltique (coulée A). Ainsi la coulée (A) correspond à une coulée basaltique provenant peut-être des éruptions des Puys de Monteillet ou de Mercœur.

Les deux coulées supérieures qui constituent le haut topographique dans la zone centrale du modèle géophysique (notées (2) et (2') sur la figure IV.11.A) correspondent à la cheire d'Aydat décrite à l'affleurement. La distinction de deux sous-unités au sein de cette formation résistive, qui constitue l'ensemble des écoulements laviques de la cheire d'Aydat, et étayée par l'origine de cette dernière, issue de l'éruption des Puys de la Vache et Lassolas (Figure IV.10).

En aval du dispositif « Cheire_d'Aydat », le dispositif « Montlosier » (localisation sur la figure IV.10) orienté NW-SE a été réalisé perpendiculairement à une digitation de la cheire d'Aydat, dont l'origine et la nature seront discutées. Deux structures sont observables sur la pseudo-section modélisée (Figure IV.11.B), depuis le nord-ouest vers le sud-est :

- Une formation résistive, de 40 m d'épaisseur, légèrement plus épaisse dans la partie centrale du profil, qui correspond à une des coulées de la cheire d'Aydat.
- Une seconde formation très résistive, de 100 m d'épaisseur, qui correspond à la coulée trachyandésitique du Puy de Vichatel.

Ces deux coulées surmontent la même formation avec des résistivités comprises entre 1000 et 3500 Ohm.m qui correspond au socle cristallin. Dans un premier temps, la coulée de Vichatel s'est mise en place dans un vallon faiblement marqué qui devait correspondre à la

paléovallée de Randanne. La coulée provenant de l'éruption des Puys de la Vache et de Lassolas a remonté le vallon entre le substratum et la coulée de Vichatel pour obstruer le ruisseau de Randanne. La coulée ayant remonté le vallon et probablement la coulée 2 du dispositif « Cheire_d'Aydat » provenant du Puy de Lassolas.

Le comblement de ce vallon secondaire de Randanne par la coulée du Puy de Lassolas a entrainé la formation d'un nouveau lac de barrage, le lac de Randanne (Figure IV.10), dont les sédiments sont visibles de part et d'autre et en amont de la digitation de la coulée de Lassolas et clairement visible dans le paysage (dépression topographique plane de comblement). Ce secteur-clé du Lac de Randanne a également fait l'objet d'une acquisition ERT, dont le modèle de résistivités électrique et son interprétation conjointe sont discutés ci-après (Figure IV.13.A).

Le dispositif « Monteillet » (Figure IV.11. C), d'orientation NW-SE, qui visait à caractériser les structures et formations géologiques de l'extrémité amont de la partie nord-ouest du bassin versant de la Veyre (i.e. tête de la paléovallée de la cheire d'Aydat) est plus compliqué à interpréter du fait de la présence de deux artefacts fortement résistifs verticaux (depuis la surface jusqu'à la base de la pseudo-section, notés A1 et A2 sur la pseudo-section de résistivités électriques de la figure IV.11.B). Ces deux artefacts sont probablement dus aux nombreux contacts latéraux (et verticaux) entre différentes unités volcaniques présentant des forts contrastes de résistivité en surface. Les interprétations proposées font abstraction de ces deux anomalies résistives et sont limitées à la partie supérieure du modèle. La partie inférieure de la pseudo-section, opacifiée sur la figure IV.11.B est donc interprétée avec un indice de confiance moindre. Différentes formations sont identifiées, du nord au sud :

- Une unité très résistive, entre l'extrémité nord du dispositif et le premier artefact résistif A1, correspondant à un empilement de plusieurs coulées de lave (4) et (5), dont celles des Puys de Cocusset et de Pourcharet. Cet ensemble de coulées est surmonté par une formation conductrice, attribuée à des dépôts de saupoudrage d'une quinzaine de mètres d'épaisseur.
- Entre les deux artefacts résistifs A1 et A2, une coulée de lave (notée coulée (B)), qui correspond à celle du Puy de Mercœur, est également surmontée par une formation conductrice, également attribuée à des produits de saupoudrage plus ou moins saturés car ils présentent une résistivité faible pour des pyroclastites.
- Une troisième formation résistive, dont l'épaisseur augmente vers le sud, est définie sur le dernier quart du profil, et correspond à la coulée du Puy de Lassolas.

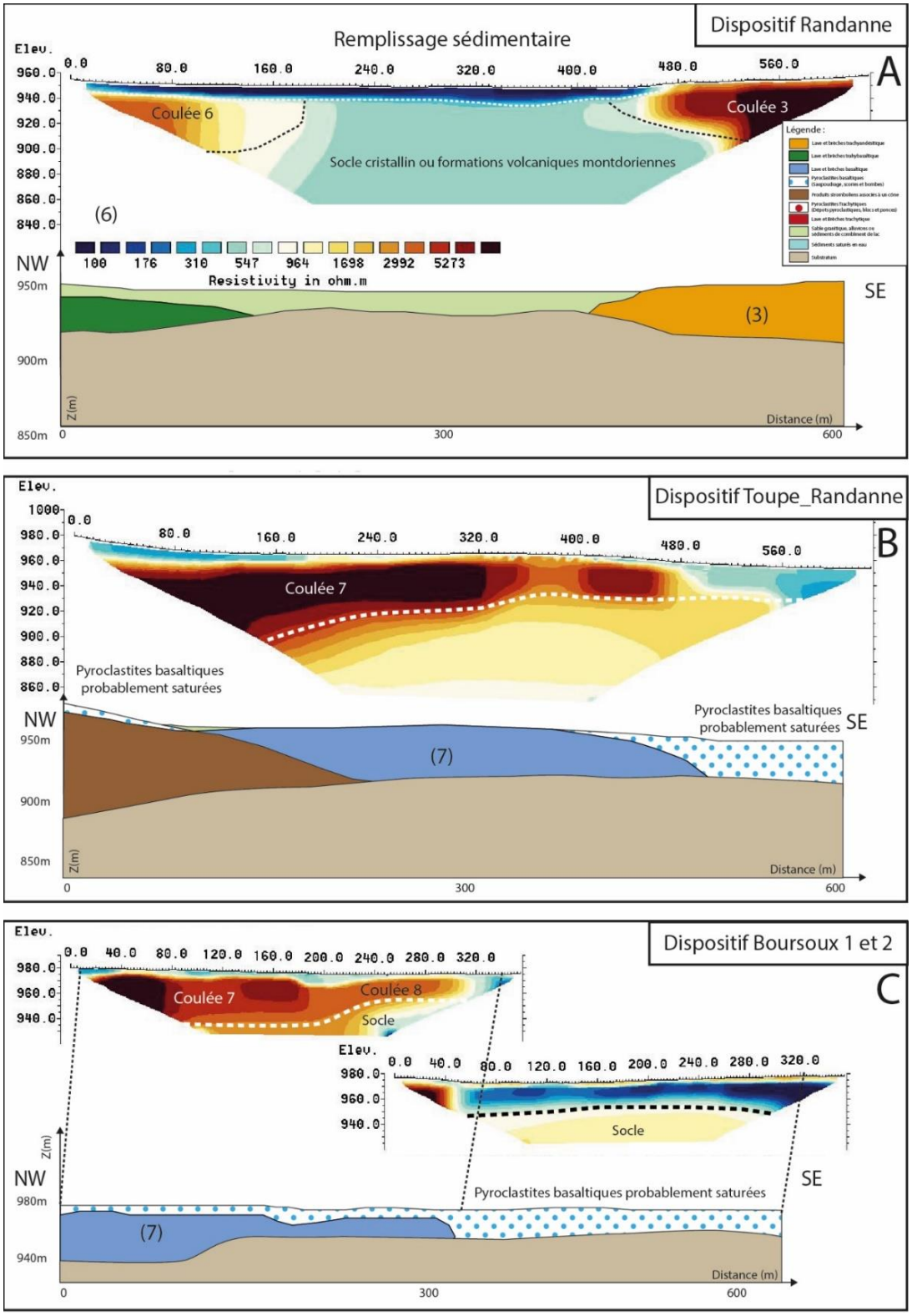


Figure IV.12: Pseudo-sections de tomographie de résistivité électrique et interprétations géologiques associées, sur le secteur Randanne, la localisation des profils est présentée sur la figure (IV.10) . L'échelle de couleurs des résistivités est identique pour toutes les pseudo-sections. (A)Dispositif Randanne, (B) Dispositif Toupe Randanne (C) Dispositif Boursoux 1 et 2.

Il est impossible de discrétiser avec certitude les différentes formations volcaniques dans ce secteur du fait de l'empilement de nombreuses coulées de lave au nord du dispositif et en raison de la présence des deux artefacts résistifs A1 et A2 déjà mentionnés. A partir des informations géophysiques et géologiques, nous proposons que l'ensemble de ces formations volcaniques reposent directement sur le socle cristallin, l'interface socle-volcanisme étant assimilée à la valeur de résistivité électrique égale à 3000 Ω.m.

Plus au sud du secteur de la Veyre amont, le secteur de Randanne (Figure IV.12), a été prospecté à partir de 4 dispositifs de 5 à 10 m d'espacement inter-électrodes sur les coulées du Puy de Boursoux et sur la plaine du lac de Randanne.

Le dispositif « Randanne » (Figure IV.12.A) présente deux unités résistives de part et d'autre de la pseudo-section, qui correspondent aux coulées des Puys de Montchal ou de Montgy (coulée (6) au nord) et de Vichatel (coulée (3), au sud). Entre ces deux coulées, une formation très conductrice repose sur une formation avec des résistivités intermédiaires, présente jusqu'à la base de la pseudo-section. Cette formation présentant des résistivités inférieures à 500 Ohm.m repose également sur la coulée (6), elle correspond aux formations sédimentaires du paléo-lac de Randanne saturée (le dispositif a été réalisé lorsque les sols étaient saturés). La formation avec des résistivités autour de 800 Ohm.m sous les sédiments peut être interprétée comme étant le socle cristallin ou des formations volcaniques montdoriennes partiellement argilisées. Dans le contexte géologique du lac de Randanne, il n'est pas impossible de retrouver des formations montdoriennes dans ce secteur au vue de leur présence 800 m vers l'ouest. Dans le cadre de cette étude, les formations montdoriennes sont considérées comme partie intégrante du substratum anté-volcanique, aucune distinction n'est faite sur la coupe A de la figure IV.12.

Le dispositif « Toupe_Randanne » (Figure IV.12.B), réalisé perpendiculairement à la coulée du Puy de Boursoux (voir localisation sur la figure IV.10) présente une formation très résistive correspondant à cette coulée. Le corps très résistant au nord du dispositif correspond à l'édifice même du Puy de la Toupe dont la partie superficielle des formations volcaniques apparait saturée. La limite entre le socle et les formations volcaniques est fixée à une valeur 3000 Ohm.m comme précédemment. La zone conductrice en surface a l'extrémité du dispositif SE correspond à des dépôts de saupoudrage basaltique identifié comme étant les retombées pyroclastiques issues du Puy de Charmont. Ces dépôts pyroclastiques scoriacés, classiquement définis comme des formations résistives (en raison de la présence d'air interstitiel entre les

scories), présentent ici des résistivités faibles autour de 500 Ohm.m. Ces faibles valeurs de réisitivités sont dues à la période de réalisation de la campagne géphysique qui correspond à une période de hautes eaux. Les formations étaient saturées en eaux et représentaient des aquifères de surface alimentant des sources superficielles saisonières comme les sources de Randanne ou de Boursoux qui sont en eau que quelques mois dans l'année (janvier-juin).

Enfin les dispositifs « Boursoux 1 et 2 » (Figure IV.12.B) ont été réalisés sur la bordure occidentale de la coulée du Puy de Boursoux. Comme pour les dispositifs précédents, la limite entre le socle et les formations volcaniques est fixée à 3000 Ohm.m. La coulée de Boursoux est caractérisée par une forte résistivité (> 4500 Ohm.m) vis-à-vis des autres formations. L'épaisseur de la coulée augmente régulièrement en direction de l'ouest, ce qui tend à montrer que l'axe de circulation de la coulée (i.e. axe de la paléovallée) n'a pas été imagé, et qu'il doit se situer plus à l'ouest de l'extrémité du dispositif réalisé. Cette coulée est surmontée dans sa partie occidentale par une formation conductrice que l'on peut associer à des produits pyroclastiques basaltiques probablement saturés en eau (même zone de saupoudrage que sur le dispositif « Toupe_Randanne »).

iii. Secteur Côme-Chaîne des Puys

Les dispositifs du secteur Côme- Chaîne des Puys (Figure IV.13) se divisent en deux parties :

- Une première acquisition réalisée au centre de la cheire de Côme (dispositif « Cheire_de_Côme ») dont l'objectif était d'imager la paléovallée remplie par les formations volcaniques du Puy de Côme.
- La seconde série d'acquisition s'est déroulée sur et proche de l'axe volcanique de la Chaîne des Puys dans le secteur des Puy de Pariou, Puy de Côme, Puy de Clierzou. Le but était d'imager l'épaisseur des formations volcaniques dans ce secteur, de caractériser l'empilement volcanique et de définir la géomorphologie et l'altimétrie du socle. Le dispositif « Côme_Fraisse » a été implanté pour imager la partie amont de la paléovallée de Côme.

Les dispositifs « Clierzou_Pariou » et « Côme_Fraisse » sont des profils de 64 électrodes avec des espacements inter-électrodes de 30m et 35m, respectivement, permettant une investigation d'environ 300m de profondeur. Cette profondeur est indispensable pour atteindre l'objectif principal, à savoir imager l'interface socle-volcanisme, au niveau de la zone axiale de la Chaîne des Puys, où les accumulations de formations volcaniques attendues sont les plus conséquentes.

Les résultats des tomographies de résistivité électrique réalisées dans le secteur central de la cheire de Côme et à travers ou à proximité de l'axe volcanique central de la Chaîne des Puys sont présentés sur la figure IV.14.

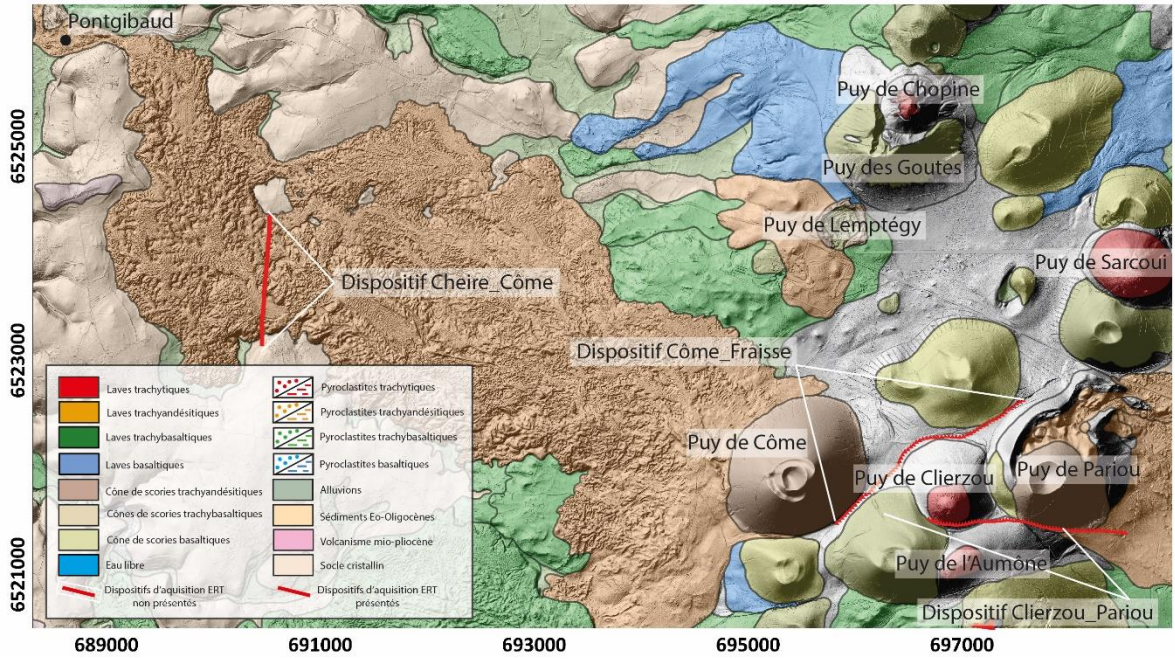


Figure IV.13 : Localisation des dispositifs ERT sur le secteur Côme-axe Chaîne des Puys sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017).

Le dispositif « Cheire_de_Côme » orienté S-N dans la partie centrale de la cheire de Côme (Figure IV.13) correspond à un profil de 64 électrodes, avec un espacement de 20 m, soit une profondeur d'investigation attendue de l'ordre de la centaine de mètres. Le modèle de distribution des résistivités et la coupe géologique interprétative (Figure IV.14.A.1) montrent une structure typique de paléovallée. Un ensemble important de formations résistives (l'essentiel des valeurs de résistivité électrique sont comprises entre environ cinq et plusieurs dizaines de kOhm.m) forme l'essentiel de la zone d'investigation et surmonte des formations de résistivité intermédiaire (inférieure à 3000 Ohm.m). Cette unité résistive correspond au remplissage par des écoulements laviques d'une paléovallée de près de 600 m de largeur (entre x=400m et x=1000m, sur l'axe de la pseudo-section de résistivités électriques). La profondeur d'investigation permet de tangenter l'axe de la paléovallée, dont la côte NGF est située à environ 675m, soit une profondeur maximale par rapport à la surface topographique d'environ 100-110 m. Compte tenu des très fortes résistivités de l'ensemble des formations laviques imagées, il n'est pas possible de discrétiser les différentes unités laviques, même s'il est avéré sur la base des forages existants en amont et en aval de ce dispositif, que la cheire de Côme est composée d'un empilement de 6 à 7 coulées de lave. La formation plus conductrice qui forme tout le soubassement du profil et qui est retrouvée en surface (ou en subsurface) sur les

extrémités nord et sud du dispositif correspond au socle cristallin. Comme déjà explicité pour les cas d'étude précédents la valeur de résistivité qui correspond à l'interface entre le socle et les formations volcaniques est fixée à 3000 Ω.m.

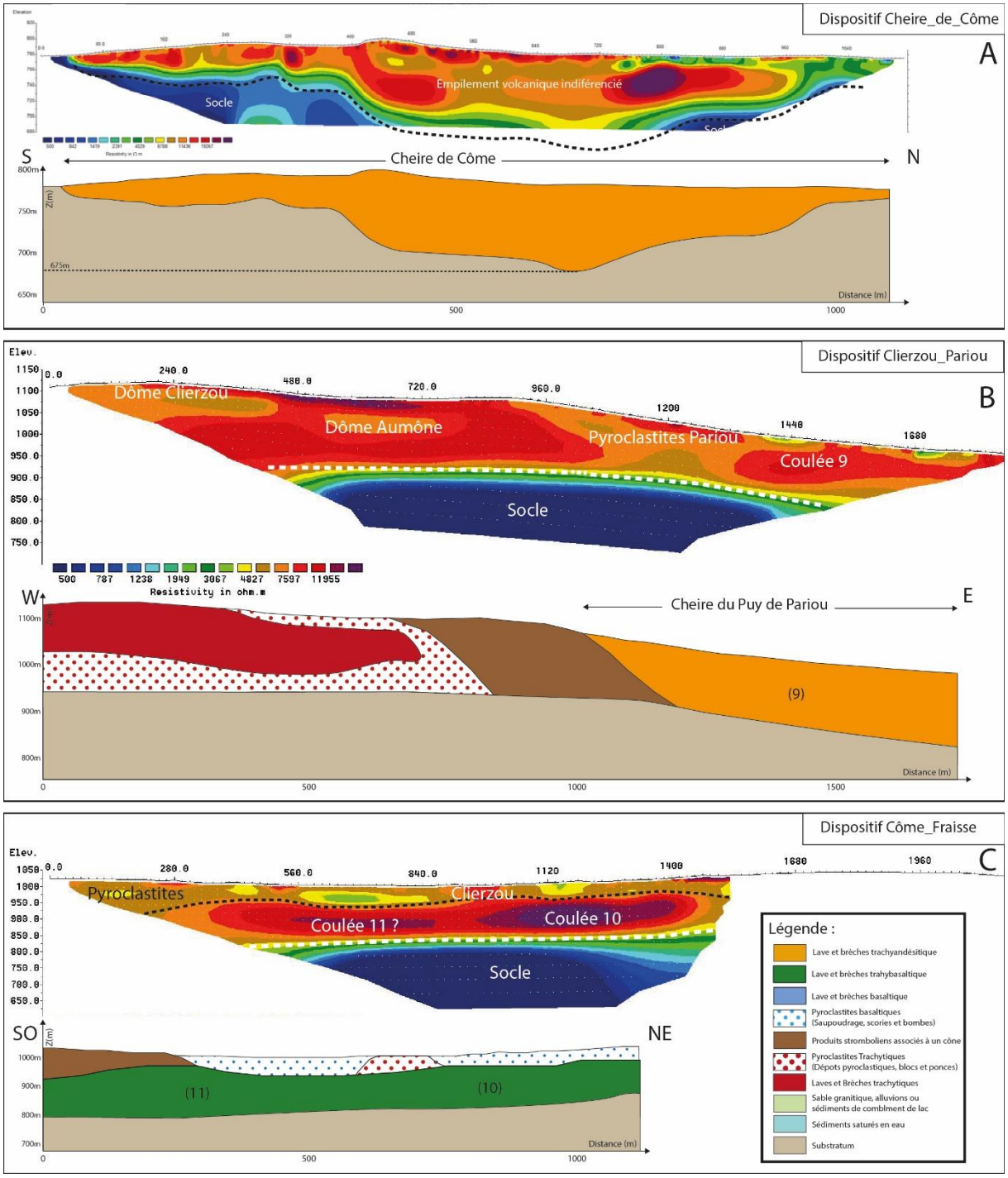


Figure IV.14 : Pseudo-sections de tomographie de résistivité électrique pour les acquisitions réalisées sur la cheire de Côme et l'axe volcanique de la Chaîne des Puys, et coupes géologiques interprétatives associées. (A) dispositif « Cheire de Côme » ; (B) dispositif « Clierzou_Pariou » ; (C) dispositif « Côme_Fraisse ». L'échelle de couleurs des résistivités électriques est présentée sous la pseudo section du dispositif « Clierzou_Pariou ».

De x=30 m à x=400 m environ, la coulée de lave supérieure, la plus récente, déborde latéralement de la paléovallée (localisée entre x=400 m et x=1040 m) et vient recouvrir sur une vingtaine à une trentaine de mètres d'épaisseur le substratum avec une topographie relativement lisse. Ce trait géomorphologique est clairement visible dans le paysage, le toit de la cheire de Côme étant a en relief par rapport au socle environnant.

Le dispositif « Clierzou_Pariou » (Figure IV.14.B) orienté O-E a été réalisé entre les édifices volcaniques des Puy de Clierzou, Petit Suchet et du Puy de Pariou (Figure IV.13). D'ouest en est, plusieurs structures, associées à des dépôts et formations d'origine volcanique (résistivités supérieures à 3000 Ohm.m, pouvant atteindre plusieurs dizaines de kOhm.m) sont observables (Figure IV.14.B) :

- Un nodule de résistivité intermédiaire (5000-8000 Ohm.m) englobé par des formations de résistivité plus élevée (8000-12000 Ohm.m), correspondant à la base du dôme du Puy de Clierzou dans sa gangue de brèches et de blocs.
- Surmonté d'une formation très résistive en surface, un second nodule de résistivité intermédiaire englobé par des formations très résistives correspondant à la base du dôme du Petit Suchet. La formation très résistive en surface est interprétée comme des dépôts de blocs et brèches trachytiques, provenant des deux dômes, Clierzou et Petit Suchet. Ces 2 unités résistives sont regroupées sous la même entité géologique (laves et brèches trachytiques, en rouge sur la coupe géologique, figure IV.14.B) et son enserrées par une couronne de dépôts pyroclastiques trachytiques (représentée par une unité de couleur blanche à pointillés rouges sur la coupe géologique)
- Dans la zone centrale du profil, une formation avec des résistivités intermédiaires à la base de l'édifice du Puy de Pariou correspondant à ses projections.
- Sur le dernier tiers du dispositif, l'unité résistive identifiée correspond à un empilement de coulées de lave de près de 100m d'épaisseur, dont la plus récente, en position supérieure, correspond à la coulée trachyandésitique du Puy de Pariou,

Ces formations volcaniques (dômes et dépôts pyroclastiques associés, cônes de scorie et coulées de lave associées) reposent sur le socle cristallin, dont la limite avec les formations volcaniques est fixée à 3000 Ohm.m. La détermination de l'agencement des formations volcaniques est complexe dans ce secteur central, d'autant que les âges des édifices sont très proches (Grand Suchet : avant 15000 ans ; Clierzou et Aumône : 15000 ans ; Pariou : 9800 ans ;

d'après Boivin et al., 2017). Il est admis ici que les formations se sont directement mises en place sur le socle cristallin même s'il ne peut être complètement exclu, au vu de l'épaisseur des formations volcaniques (plus de 200m, localement) que d'autres dépôts soient présents entre les formations volcaniques décrites à l'affleurement et le socle cristallin en profondeur.

Le dispositif « Côme_Fraisse » (Figure IV.14.C, localisation sur la Figure IV.13), orienté SO-NE, a été supprimé sur le dernier tiers de sa longueur (côté nord-est) car les résistivités mesurées présentaient des anomalies importantes (artefacts, mesures négatives, erreur moyennes très élevées, de plusieurs dizaines de %), probablement d'origine anthropique, mais dont l'origine n'a pu être vérifiée de façon stricte (réseaux haute tension, conduites enterrées, etc...) rendant cette partie du profil inexploitable. La pseudo-section de la portion du dispositif utilisé pour la modélisation des résistivités vraies (les 2/3 du côté sud-ouest) présente la superposition de trois unités distinctes (en fonction de leur résistivité), tabulaires et dont les limites sont faiblement inclinées vers l'ouest. Du haut vers le bas, on distingue :

- Une unité avec des formations présentant des résistivités intermédiaires mais très hétérogènes (entre 3000 Ω.m et 9000 Ω.m), correspondant à des produits de saupoudrage basaltiques ou trachybasaltiques provenant des édifices voisins (Puy de Côme et de Pariou, notamment). La partie légèrement plus résistive, en contrebas du Puy de Clierzou, centrée sur l'abscisse 950m, correspond à un dépôt de cendres et blocs provenant de la mise en place du dôme trachytique du Clierzou.
- Entre les cotes altimétriques 800 et 900m NGF, une formation très résistive de plus de cent mètres d'épaisseur, qui correspond à un empilement de plusieurs coulées de lave non affleurantes. Ces coulées de lave sont peut-être celles que l'on retrouve à la base du remplissage volcanique de la paléovallée de cheire de Côme.
- En profondeur, une unité de terrains plus conducteurs que les formations volcaniques qui surmonte cet ensemble, correspondant au socle cristallin.

La limite entre le socle cristallin et les formations volcaniques est fixée comme pour les autres coupes géologiques interprétatives à une valeur de 3000 Ω.m. L'ensemble des descriptions géologiques réalisées à partir des modèles de distribution des résistivités électriques dans le sous-sol, jusqu'à des profondeurs d'environ 300m sous la surface topographique pour les dispositifs ERT les plus grands, permet de proposer des interprétations géologiques. Toutefois, comme indiqué dans les paragraphes précédents, la caractérisation fine des différentes unités laviques au sein des empilements volcaniques est parfois délicate voire impossible, compte tenu des contrastes de résistivité peu marqué entre différentes unités très

résistives. Il est même envisageable, dans certains cas, que les variations subtiles de résistivités soient uniquement liées à des changements de rhéologie et de faciès au sein d'une même coulée de lave. Seules des données « vérité-terrain », comme les logs de forage, permettent, dans certains cas, de contraindre et préciser les géométries des différents écoulements laviques superposés au sein des paléovallées.

L'interprétation des modèles électriques permet de fournir une estimation fiable de la position de l'interface entre le socle et les formations volcaniques car le contraste de résistivité entre ces deux types d'unités géologiques est important : des résistivités supérieures à 5000 Ohm.m pour les formations volcaniques, résistivités inférieures à 3000 Ohm.m pour le socle cristallin. Il existe néanmoins des méthodes de *clustering* et de *data mining* permettant de préciser au mieux les résistivités limites marquant les interfaces géologiques (Sabor et al., 2021).

Dans certains cas, il apparait que le gradient de résistivité est progressif (i.e. contraste de résistivités peu marqué) au voisinage de l'interface entre ces deux types de formations, rendant le positionnement de la limite socle-volcanisme plus délicat. Par souci d'homogénéités des modèles géophysiques et des interprétations géologiques conjointes, Il est ainsi nécessaire de définir une valeur limite constante entre les résistivités électriques du socle cristallin et des formations volcaniques. Aubert et Camus (1974), Bouchet (1987), Besse et Mercier (1991) et Coppo et al. (2009) ont tous placé l'interface entre le socle et le volcanisme dans la Chaîne des Puys entre 1000 et 6000 Ohm.m. Dans l'ensemble de ces études, la résistivité choisie comme seuil n'est fixée qu'en fonction de la lithologie du socle, ce qui a inévitablement une incidence sur le choix de celle-ci. En effet, un granite sain ne présente pas la même résistivité électrique qu'une diorite ou qu'un gneiss (cf la gamme des résistivités pour différentes lithologies, présentée sur la Figure IV.3). Le choix de cette valeur limite est fait sans préjuger de l'état d'altération du socle, qui, selon son état, peut faire diminuer drastiquement sa résistivité électrique. Ainsi il est possible d'observer un intervalle des résistivités électriques propres au socle cristallin s'étalant sur deux ordres de grandeurs, entre 300 Ohm.m et 3000 Ohm.m en fonction de sa lithologie et de son degrés d'altération. Ce genre de situation a été observée dans d'autres contextes géologiques et notamment à la Réunion (Dumont et al., 2019 ; Dumont et al., 2021) ou les résurgences apparaissent au contact entre le substratum volcanique et les formations volcaniques récentes. L'imperméabilisation du substratum volcanique est dépendante de son altération ce qui va faire varier sa résistivité de plusieurs ordres de grandeur (Dumont et al., 2021).

La méthode ERT donne également des informations de premier ordre sur l'épaisseur et l'agencement des formations volcaniques. L'ensemble de ces données servent de base à la reconstitution de la paléo morphologie du socle anté-volcanique et de la structuration de l'empilement volcanique. Les altimétries des interfaces socle-volcanisme imagées dans les secteurs étudiés fournissent des contraintes quantitatives essentielles, pour l'analyse et l'interprétation de géomorphologie du substratum cristallin, impossibles à décrypter sans l'apport des données géophysiques, comme les modèles de résistivités électriques présentés dans cette partie ou les cartographies de données de polarisation spontanée, qui sont présentées et détaillées dans la partie suivante.

2. Modéliser l'interface volcanisme-substratum : la méthode des potentiels spontanés

La méthode de Polarisation spontanée ou des potentiels spontanés (PS) a été mise en œuvre pour la première fois en Angleterre au XIXe siècle par Robert Fox pour tenter de reconnaitre un gisement de sulfate de cuivre à l'aide de deux tiges de métal et d'un galvanomètre. En 1922, Schlumberger a utilisé pour la première fois des électrodes impolarisables afin de rendre la méthode PS plus fiable pour la reconnaissance des dépôts métalliques dans le sous-sol. Depuis le début des années 1970, l'utilisation de la méthode des potentiels spontanés a été étendue à l'étude des ressources géothermiques (Corwin and Hoover, 1979 ; Revil and Pezard, 1998) et hydrogéologiques (Bouchet, 1987 ; Fournier, 1989 ; Aubert et al., 1993 ; Jouniaux et al., 2009 ; Revil et al., 2017 ; Grobbe and Barde-Cabusson, 2019).

Cette méthode a également été appliquée à d'autres contextes d'investigation, comme la prévision des séismes (Corwin and Morisson, 1977 ; Varotsos and Alexopoulos, 1984), la surveillance de l'activité volcanique (Zablocki, 1976 ; Finizola et al., 2002 ; Crespy et al., 2008 ; Barde-Cabusson et al. , 2012), l'étude des structures volcaniques internes (Patella, 1997a ; Zlotnicki and Nishida, 2003 ; Finizola et al., 2004 ; Lénat, 2007 ; Revil et al., 2008), ou encore à des fins archéologiques (Drahor, 2004) ou pour le suivi des panaches de contamination dans le sous-sol (Naudet et al., 2003 ; Naudet et al., 2004, Arora et al., 2007 ; Linde and Revil, 2007).

La méthode des potentiels spontanés est passive, elle se résume à la mesure des courants naturels qui parcourent le sous-sol. La différence de potentiel mesurée entre deux points de mesure au sol peut-être de l'ordre de quelques millivolt (mV), plus rarement du volt (V) et d'un signe, positif ou négatif. La force de cette méthode se résume dans la simplicité de sa mise en œuvre et dans le faible coût du matériel nécessaire à la mesure.

Les potentiels spontanés sont générés par plusieurs sources naturelles dont le processus physique responsable des signaux PS reste encore mal expliqué pour certaines. Il est avéré que dans certains contextes géologiques, comme sur des volcans actifs ou sur des zones à fort potentiel géothermique, la différence de potentiel mesurée soit à une combinaison des effets de plusieurs phénomènes sources. Dans le domaine de la géologie superficielle, les mécanismes ou les couplages à l'origine des potentiels spontanés sont d'ordre électrochimiques, thermoélectriques ou électrocinétiques.

a. La méthode des potentiels spontanés : Sources et interprétations

i. Origines et variations des potentiels spontanés

- *Les effets électrochimiques*

Il existe deux types de contributions électrochimiques : le potentiel d'électrodiffusion (ou de jonction) lié à la présence d'un gradient de concentration et à la diffusion différentielle des ions dans le milieu (Revil et Leroy, 2004); le potentiel redox lié à la mise en contact de deux portions de sous-sol avec des conditions d'oxydation différentes (réductrice ou oxydante) par un conducteur électrique (Sato and Mooney, 1960 ; Winter et al., 1989 ; Naudet et al., 2003). Le potentiel redox répond au même principe que celui d'une pile, un potentiel électrique est généré via les échanges ioniques. La diffusion hétérogène des anions et cations va entrainer des déséquilibres de charge à l'origine d'un courant électrique durant la période de répartition des charges lorsque l'électroneutralité n'est pas encore assurée (Figure IV.15). Ce couplage a été mis en évidence durant les premières prospections minières par le biais de la méthode PS où des anomalies de plusieurs centaines de mV ont été détectées à l'aplomb de lentilles de minerais conductrices.

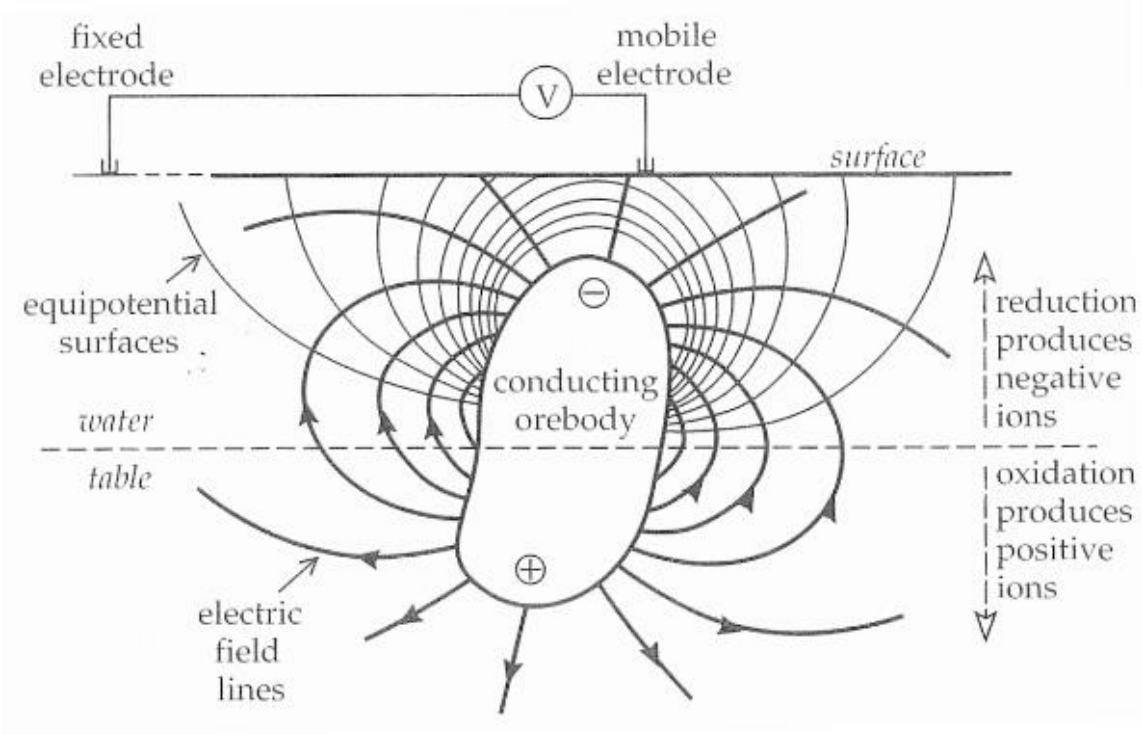


Figure IV.15 : Oxydation d'un minerai de FeS impliquant un transfert d'électrons à l'origine des potentiels spontanés dans un contexte de recherche de minerais métalliques (d'après Sato and Mooney, 1960).

- *L'effet thermoélectrique*

Le couplage thermoélectrique correspond au gradient de potentiel électrique généré lorsqu'un gradient de température est appliqué sur un échantillon de roche ou un massif rocheux (Figure IV.16 ; Nourbehecht, 1963 ; Corwin, 1976 ; Corwin et Hoover, 1979, Revil and Jardani., 2013; Revil et al., 2016). Ce potentiel électrique provient de la diffusion thermique différentielle des ions dans le fluide présent dans les pores de la roche : on parle alors de potentiel d'électrodiffusion comme pour l'effet électrochimique et le potentiel de jonction (Leinov et al., 2014). Le coefficient de couplage thermoélectrique correspond au rapport entre le potentiel électrique et le gradient de température ($\Delta\varphi/\Delta T$), il peut être calculé à partir des propriétés de l'électrolyte et du milieu poreux d'après le modèle proposé par Revil (1999). Les valeurs fournies dans la littérature vont de -0.1 à +1.5 mV/°C (Nourbehecht 1963).

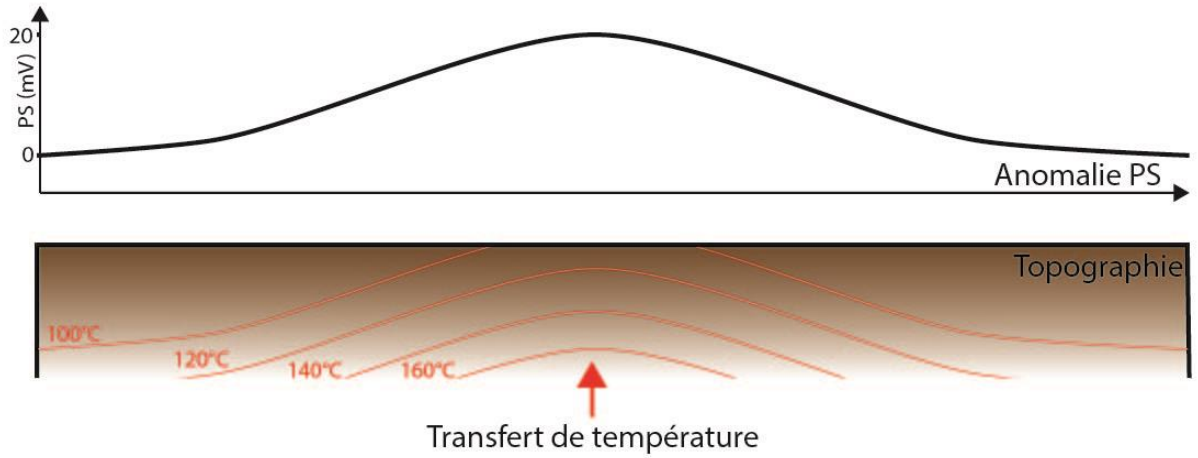


Figure IV.16 : Exemple d'anomalie PS en fonction d'une anomalie thermique au sol, d'après (Nourbehecht 1963).

Dans le cas des roches volcaniques, l'ordre de grandeur admis est de 0,2 à 0,4 mV/°C. Au regard des anomalies produites par les autres types de couplage, l'effet thermoélectrique n'est pas prépondérant mais il ne doit pas être négligé notamment dans les zones à fort potentiel géothermique ou hydrothermal où de forts gradients de température sont observés (Fitterman and Corwin, 1982 ; Fitterman, 1983).

- *L'effet électrocinétique ou d'électrofiltration*

Le couplage électrocinétique ou l'électrofiltration est associé à la circulation, contrainte ou gravitaire, d'un fluide porteur de charge à l'intérieur des pores constituant les formations du sous-sol (Fitterman, 1979 ; Ishido and Mizutani, 1981 ; Sill, 1983). Le modèle généralement admis pour expliquer les effets électrocinétiques est le modèle de distribution ionique à l'interface solide (Ishido et Mizutani, 1981 ; Morgan et al., 1989).

Dans ce modèle, la surface des minéraux possède en général un excès de charge négative du fait des substitutions isomorphiques de certains cations dans le réseau cristallin (dans le cas des aluminosilicates), des interactions chimiques entre les groupes hydroxyles réactifs à lasurface du minéral (silanols et aluminols) et l'électrolyte, et des échanges acide-bases entre les groupes de surface silanols et aluminols et l'électrolyte. La polarisation des ions en solution dans le fluide est directement dépendante des caractéristiques physico-chimiques du fluide et notamment du pH (Naudet, 2003). Ce cumul de charges fixes est localement neutralisé par le voisinage d'un excès d'ions (appelés contre-ions dans ce contexte) présent dans la phase fluide. L'organisation des ions à l'interface phase fluide/milieu poreux est appelée Double Couche Electrique (DCE, figure IV.17). Lorsque la phase liquide s'écoule dans ce milieu poreux, elle entraine les contre-ions, induisant un phénomène de polarisation à l'échelle du milieu poreux appelé électrofiltration (Antraygues and Aubert, 1993 ; Revil, 2002 ; Suski et al., 2006 ; Crespy et al., 2008 ; Jouniaux and Ishido, 2013).

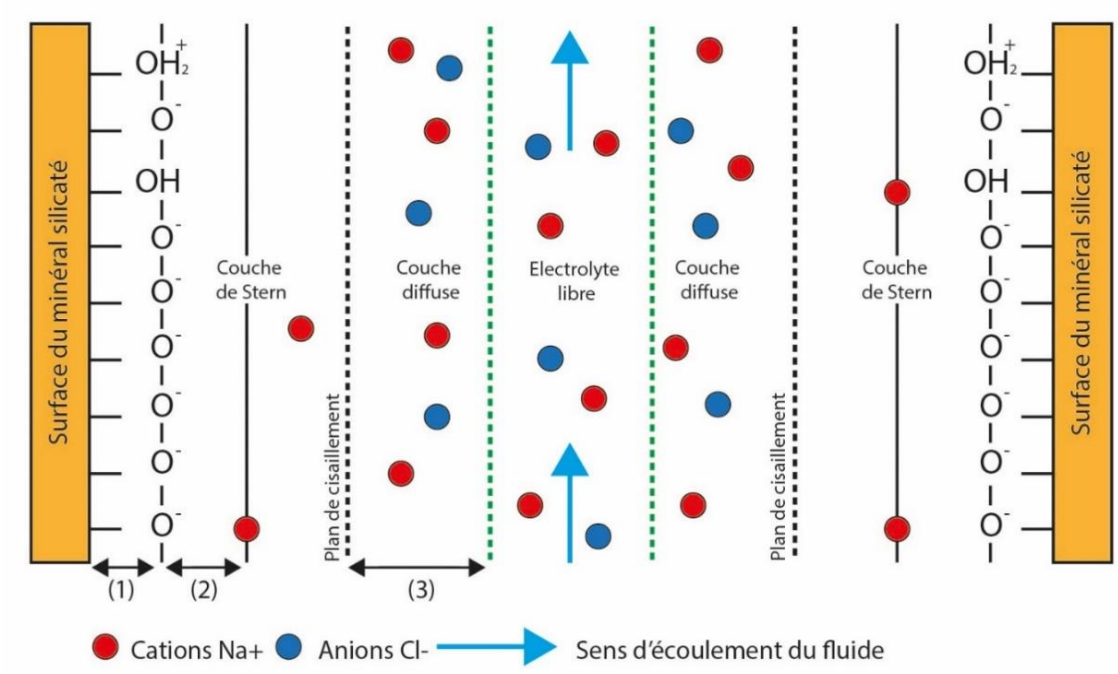


Figure IV.17 : Schéma du fonctionnement de la Double Couche Electrique (DCE) (d'après Créspy, 2008).

Dans le détail, la DCE se divise en une couche interne appelée couche de Stern, où les ions sont fixés au solide, et une couche externe appelée couche diffuse de Gouy, où la densité de charge ionique décroit exponentiellement jusqu'à la zone de libre circulation des ions de l'électrolyte (figure IV.16). La couche interne peut elle-même être divisée en deux couches ioniques : le plan interne de Helmotz (IHP), constitué principalement d'ions partiellement dissous, et le plan externe de Helmotz (OHP), occupé par les ions hydratés.

Le potentiel électrique généré entre la couche de Stern et le plan de cisaillement, paramètre contrôlant les potentiels électrocinétiques à l'interface solide-liquide, est noté zêta ζ. L'équation d'Helmholtz-Smoluchowski permet de calculer le rapport entre la différence de potentiel électrique apparaissant aux bornes d'un échantillon poreux et la différence de pression de l'eau. Ce rapport correspond a coefficient de couplage électrocinétique C_{HS} (V. Pa^{-1}):

$$C_{HS} = \frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 . \zeta}{\eta . \sigma_f} \qquad (3)$$

Où ε_r est la constante diélectrique du fluide, ε_0 est la permittivité électrique du vide ($8{,}854.10^{-12}$ $F.m^{-1}$) , ζ (V) le potentiel zêta qui correspond au potentiel électrique à l'interface fluide/solide, η la viscosité du fluide et σ_f la conductivité électrique du fluide. Il est ainsi possible d'exprimer la différence de potentiel en fonction de la différence de pression :

$$\Delta V = (\varepsilon\zeta)/(\eta\sigma).\Delta P \qquad (4)$$

Cette équation est valable quelque soit la géométrie du système à condition de pouvoir considérer comme négligeable la conductivité de surface σ_s du milieu poreux devant la conductivité du fluide σ_f (Revil et al., 1999b ; Jougnot et al., 2019)

Le coefficient de couplage électrocinétique (C_{HS}) peut être mesuré en laboratoire ce qui permet de déduire ζ expérimentalement sur des minéraux, des roches ou des poudres (Ahmad, 1964 ; Ishido and Mizutani, 1981 ; Massenet, 1985 ; Morgan et al., 1989 ; Jouniaux and Pozzi, 1995 ; Jouniaux and Pozzi, 1995 ; Lorne et al., 1999a ; Lorne et al., 1999b ; Naudet, 2003 ; Suski, 2005 ; Jougnot et al., 2019). C_{HS} et ζ varient tous deux en fonction des paramètres régissant les propriétés de l'interface solide-solution et dépendent donc directement de la nature (i.e. composition chimique) de cette dernière en interaction avec le fluide. Des études réalisées sur des roches volcaniques de la Montagne Pelée (Jouniaux et al., 2000) ont montré que C_{HS} était également influencé par les variations de conductivité de surface.

L'ensemble de ces effets explique la génération naturelle locale de potentiels spontanés en profondeur. Les mesures de PS sont réalisées en surface, il est intuitif de considérer que les mesures sont réalisables uniquement grâce à la conductivité électrique des terrains placés entre la surface et la source du potentiel. Les variations d'amplitude du signal PS mesuré en surface peuvent être expliquées par trois paramètres : une variation de la distance à la source, une variation de la source elle-même ou une variation des résistivités liée à l'hétérogénéité des terrains entre la source et la surface.

- *Variation de la distance à la source*

Dans le cadre des prospections hydrogéologiques, la distance entre la surface et une source générant le potentiel mesuré est très variable. Une relation inverse et linéaire entre PS et altitude a été observée sur plusieurs volcans dans des zones non affectées par des circulations hydrothermales (Figure IV.18 ; Corwin et Hoover, 1979 ; Zablocki, 1978 ; Jackson et Kauahikaua,1987 ; Aubert et al., 1993 ; Boubekraoui et al., 1998 ; Fournier, 1989 ; Aubert et al., 1990 ; Aubert et al., 1991 ; Aubert et Atangana, 1996 ; Finizola et al., 2004 ; Sarraco et al., 2004 ; Lénat, 2007). Cette relation entre altitude et PS s'écrit sous la forme :

$$\Delta V = Ce * h + A \qquad (6)$$

Où ΔV est la différence de potentiel (en mV), Ce le coefficient directeur de la droite reliant la PS à l'altitude (en mV/m), h l'altitude et A une constante en mV.

Dans le cas des travaux réalisés sur des îles volcaniques, le potentiel de référence est pris en bord de mer car l'aquifère se termine au niveau de la mer. De ce fait, ΔV = 0 mV, h = 0 donc la constante A est nulle. L'augmentation régulière du signal PS sur les flancs du volcan est attribuée au fonctionnement hydrogéologique des formations volcaniques. Zablocki (1978), Aubert et al. (1993), Boubekraoui et *al.* (1999) repris par Zlotnicki et al., (2003), Finizola et al. (2004), Lénat (2007) et Barde-Cabusson et al. (2012) montrent l'augmentation de l'épaisseur de la zone non saturée comme facteur d'apparition de l'anomalie négative PS. Pour ces auteurs, l'augmentation du trajet de percolation de l'eau météorique entre la surface et la nappe favorise les phénomènes d'électrofiltration. Un gradient PS/altitude, régulier et négatif, suggère la présence d'un milieu homogène avec un niveau piézométrique qui s'approfondit avec l'altitude (Boubekraoui et *al.*, 1998 ; Finizaola et al., 2003 ; Finizola, 2004 et al, 2004 ; Lénat, 2007 ; Barde Cabusson et al., 2012 ; Brotheland et al., 2014, Brotheland et al., 2016 ; Zlotnicki et al.2017 ; Mauri et al., 2018).

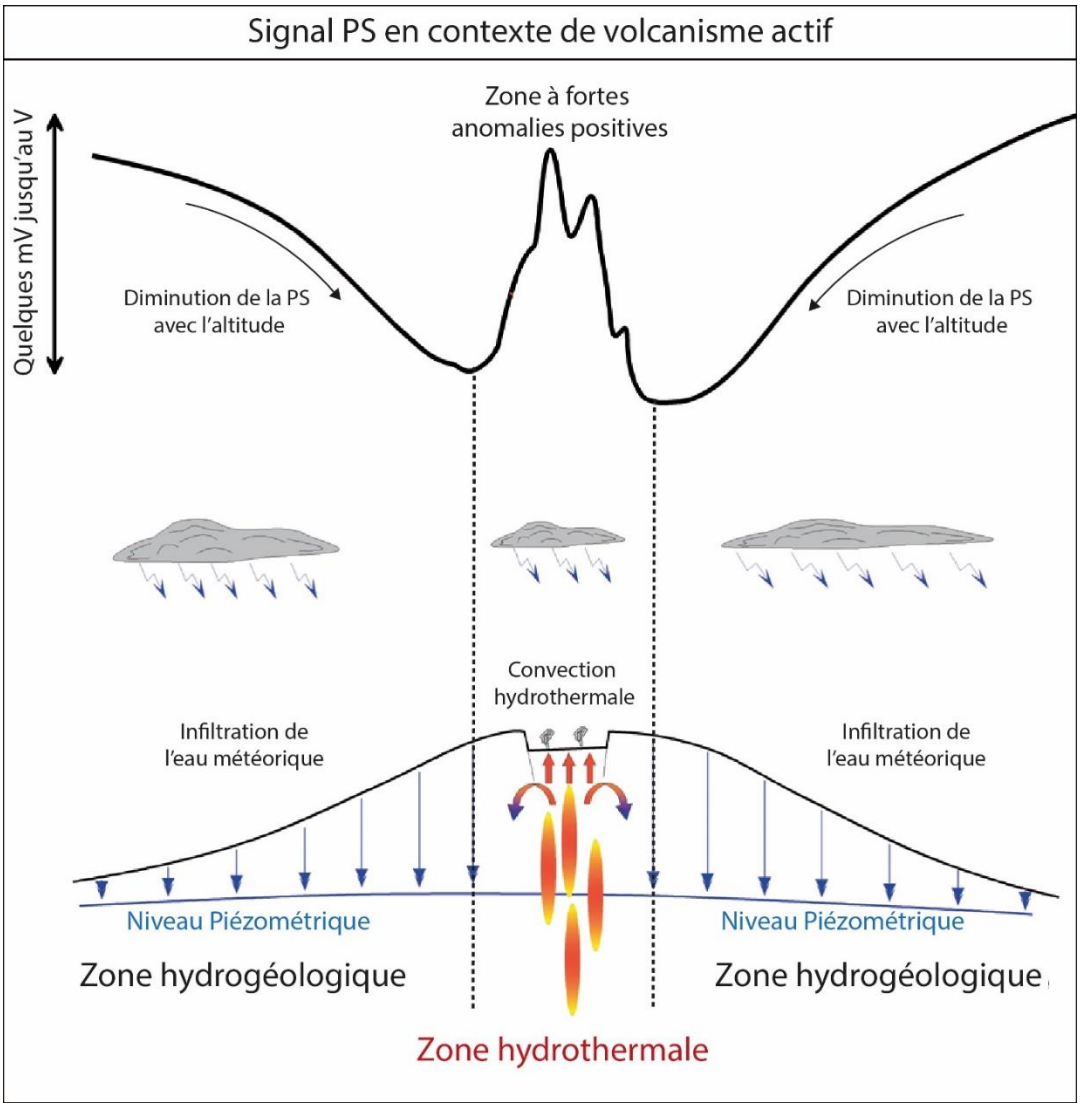


Figure IV.18 : Schéma conceptuel du comportement du signal PS en contexte de volcanisme actif (d'après Lénat., 2007)

- *Variation de la source* :

Les variations latérales de signal PS en surface peuvent être induites par des variations au sein même de la source ou tout simplement de la dissipation progressive du phénomène 'source'.

Dans le cas d'un signal généré par un effet électrocinétique, le potentiel électrique ΔV généré par le flux d'une phase fluide est contrôlé par l'équation de Helmholtz-Smoluchowski (Eq. 3 et 4). Cette relation est valable dans le cas des roches saturées, où le fluide qui circule est très conducteur au regard de la conductivité du milieu poreux, que l'on nomme conductivité de surface. Ainsi, dans le cas où la conductivité de surface est non négligeable, pour des roches contenant des argiles ou des zéolithes par exemple, elle doit être prise en compte (Revil et al., 1999b ; Revil et al., 2002).

Revil et al. (2007) et Linde et al. (2011) ont étudié les variations des potentiels spontanés générées dans la zone non saturée. Les caractéristiques du fluide sont directement liées à l'interaction fluide-roche lorsque celui-ci circule dans le sol, ce qui explique le contrôle de la nature de l'encaissant lorsque l'on traite de la conductivité des fluides qui circulent. D'une manière générale, ces phénomènes de minéralisation sont fonction du temps de contact entre l'encaissant et le fluide mais aussi de la distance parcourue, ce qui permet de considérer à l'échelle d'un aquifère que les caractéristiques de l'eau sont constantes.

Des apports extérieurs peuvent quant à eux modifier les propriétés chimiques de l'eau de façon brutale, comme dans le cas de résurgence d'eaux thermo-minérales par le biais d'un accident tectonique, ou tout simplement par l'infiltration d'un contaminant (pollution et/ou cours d'eau). Les études théoriques et expérimentales sur l'évolution du potentiel ζ montrent qu'il est fonction de la minéralisation du fluide (Pride and Morgan, 1991), de son pH (Lorne et al., 1999) et de la température du milieu (Ishido et Mizutani, 1981). Ainsi, dans le cadre d'une étude hydrogéologique, seuls les changements nets de minéralogie de l'encaissant ont un effet sur ζ. Il convient de noter que dans ce type de contexte, les signaux PS sont également fonction de la position du niveau piézométrique, quel que soit la source envisagée du potentiel PS, dans la zone saturée, dans la zone non saturée, ou dans les deux.

- *Variation de résistivité :*

Les hétérogénéités du milieu entre la source du potentiel électrique et la surface sont à l'origine d'une modification du signal mesuré en surface. La résistivité électrique des roches (Figure IV.3) conditionne la distribution des potentiels électriques dans l'espace. Ainsi, ces variations de résistivité, en subsurface et en profondeur, peuvent réduire ou augmenter l'amplitude des anomalies mais également modifier leur géométrie. Des travaux réalisés sur des volcans japonais (Usu et Hokkaido/Komaga-kate) indiquent qu'une relation forte existe entre la variation de la PS et les changements latéraux de la résistivité (Nishida et al., 1997).

ii. Les erreurs de mesure et perturbation du signal

- *Les sources de bruit anthropiques* :

La plupart du temps, les effets anthropiques sont liés à la présence dans le sol de structures métalliques partiellement ou totalement corrodées, des conduites souterraines, des captages, des lignes électriques ou des pollutions chimiques.

La figure IV.19 présente l'impact de plusieurs aménagements anthropiques sur le signal PS dans le cadre de prospections hydrogéologiques. Les effets anthropiques génèrent des anomalies du signal PS de longueur d'onde variable, positives ou négatives, en fonction de l'origine de la perturbation, et pouvant atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mV en amplitude.

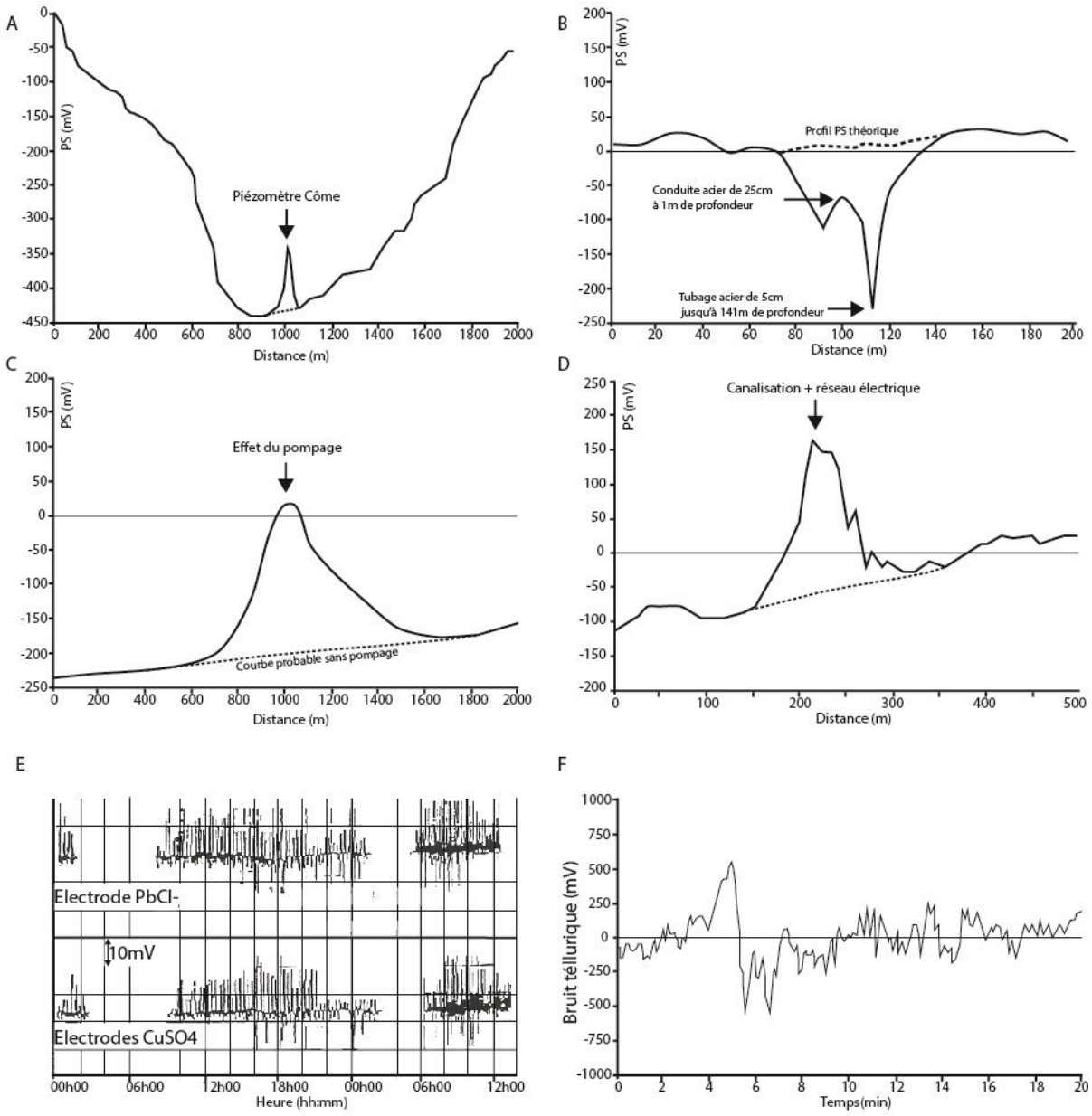


Figure IV.19: (a) Cas d'une anomalie positive à l'aplomb d'un forage équipé d'un piézomètre dans la Cheire de Côme (Atangana 1992); (b) Cas d'une anomalie provoquée par un captage (conduite et forage) dont le tubage acier est réalisé jusqu'à la nappe (Atangana 1992) ;(c) Cas d'une anomalie positive provoquée par un pompage sur forage dans l'aquifère de Volvic (Atangana, 1992) ; (d) Cas d'une anomalie positive observée au passage d'une conduite d'eau potable dans la Cheire de Côme (Atangana 1992); (e) Ces des anomalies provoquées par des courants perdus en fonction du type d'électrode (Corwin, 1989) ; (f) Bruit tellurique mesuré pendant 20 minutes (Atangana 1992).

Dans le cas de forages équipés de tubage acier, l'anomalie est négative du fait de la corrosion du tubage (Figure IV.19b) (Maineult, 2016). Lorsque le captage est utilisé pour l'AEP (Alimentation en Eau Potable), Atangana (1992) a montré que les effets de pompage génèrent des anomalies positives dont l'amplitude est fonction de l'amplitude du rabattement (Figure IV.19c et Figure IV.19a) liées au mouvement ascendant de l'eau conformément à l'expérience de Bogoslovsky and Ogilvy (1973). Les conduites d'eau, les réseaux électriques (Figure IV.19b et Figure IV.19d) ou de télécommunication enterrés créent des anomalies positives directement à leur aplomb. Ces anomalies sont très localisées mais de forte amplitude. À proximité des routes ou voies ferrées, des anomalies positives de faible amplitude et courte longueur d'onde sont observées et peuvent être facilement filtrées. Les lignes à haute tension sont également des sources de perturbation car elles provoquent de faibles anomalies positives relativement constantes.

Également considérés comme des bruits d'origine anthropiques, les courants perdus ou les bruits industriels (Figure IV.19e) sont des courants électriques de basse fréquence et de périodes variant d'un dixième de seconde, d'une heure, voire un jour ou plus, pouvant présenter des amplitudes de bruit de 100 à 1000 mV/km (Corwin, 1989).

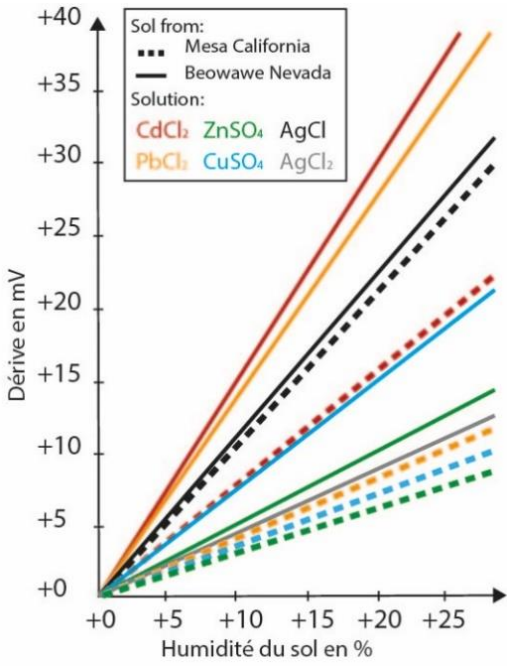
- *Les sources de bruits naturels*

Les sources naturelles de bruit ont pour origine les courants électriques qui circulent dans la croute terrestre (ou courants telluriques). Ils peuvent résulter de l'existence ou la combinaison d'autres effets, externes (e.g. circulations hydrothermales, gisements de minerais) ou instrumentaux (i.e. dérive instrumentale). Les courants telluriques (Figure IV.19f) ont des périodes qui varient de quelques millièmes de secondes à plusieurs heures. Ceux présentant une anomalie sur un période de 10 à 40 secondes sont facilement détectables car ils apparaissent sous la forme d'un bruit haute fréquence. Les courants ayant une période supérieure au temps entre deux mesures, de l'ordre de la minute, seront difficilement repérables sauf à l'aide d'un moniteur tellurique. Les variations de potentiels engendrées par des courants telluriques sont généralement de l'ordre de quelques mV/km à quelques dizaines de mV/km en terrain conducteur. Dans les terrains à très forte résistivité (comme pour les coulées volcaniques récentes de la Chaîne des Puys) ou durant un orage magnétique, ces variations telluriques peuvent atteindre 10 mV/km à 1V/km (Corwin, 1989). Dans un tel contexte, il est impossible d'obtenir des mesures fiables, même en se servant d'un moniteur de courants telluriques.

Les signaux d'origine hydrothermale (en domaine volcanique) ou géothermique (dans le socle, en domaine volcanique ou dans les bassins sédimentaires) peuvent être considérés comme des sources de bruit lors de prospections hydrogéologiques. Par exemple, ces deux types de sources de signaux PS donnent des anomalies positives de très grandes amplitudes (parfois de l'ordre du Volt) et sont donc facile à reconnaitre. Il convient de mentionner également les signaux générés par des gisements de minerais conducteurs, comme la pyrite ou la galène, qui engendrent des anomalies PS similaires aux potentiels d'électrofiltration étudiés en hydrogéologie.

- *Les dérives instrumentales et environnementales*

Les erreurs durant l'acquisition des données de potentiels spontanés peuvent avoir plusieurs origines, en lien avec le dispositif de mesures (voir Chapitre III.2.b ci-après) : une dérive du voltmètre au cours du temps ; une polarisation des électrodes à la suite de l'utilisation du voltmètre sur un terrain avec une résistivité trop importante au regard de son impédance d'entrée ; un mauvais contact entre l'électrode et le sol. Ces altérations de la mesure du signal PS sont directement liées à la capacité de l'opérateur et de l'appareillage à réaliser des mesures, dans un environnement stable, de façon répétable. Des variations peuvent intervenir, extrinsèques au protocole de mesure lui-même, liées notamment à la modification de l'environnement de mesure sur une journée.



Les variations du taux d'humidité dans le sol, sur une journée, peuvent engendrer des erreurs lors des mesures. Afin de minimiser ces erreurs, la solution est de creuser un trou permettant de trouver une partie humide du sol (considérée comme étant à un taux d'humidité constant dans la journée) et de maintenir ces conditions durant toute la période d'acquisition. Corwin (1989) a étudié les variations des potentiels spontanés en fonction de l'humidité du sol pour différents types d'électrodes (Figure IV.20). Une variation de 25% de l'humidité du sol provoque une dérive de 9 à 18 mV du signal PS lorsque l'on utilise des électrodes $CuSO_4$.

Figure IV.20 : Variation du signal PS en fonction de l'humidité du sol pour plusieurs type d'électrodes (d'après Corwin, 1989).

En conclusion, la mesure des potentiels PS peut être perturbée par une multitude de signaux parasites. Le préalable à la réalisation d'une prospection PS est de bien se renseigner sur l'anthropisation du secteur d'étude pour ne pas réaliser des mesures sur des zones fortement bruitées. Par la suite, l'exploitation des données PS repose, si c'est nécessaire, sur le filtrage et le lissage des données, manuel ou semi-automatique, afin de corriger les distorsions dues à l'influence des effets indésirables décrits dans cette section.

iii. La méthode PS dans la Chaîne des Puys

Comme évoqué précédemment, plusieurs articles se sont intéressés à l'interprétation des potentiels PS liés à l'hydrogéologie en domaine volcanique dans les années 1980 (e.g. Fournier, 1983 ; Jackson et Kauahikaua, 1987 ; Ishido, 1989 ; Aubert et al., 1993). Pour ces différents auteurs, ce sont des phénomènes électrocinétiques générés par la circulation de l'eau dans les formations volcaniques, soit en milieu poreux saturé (Fournier 1983, 1989 ; Guichet et al ,2003), soit en milieu non saturé (Jackson et Kauahikaua, 1987) ou dans les deux (Dana, 1989 ; Aubert et al., 1991 ; Atangana, 1992). Dans le contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys, deux approches de modélisation du signal PS s'opposent : l'approche de Fournier (1983) et la méthode Aubert et al. (1991).

- *La modélisation des potentiels spontanés de Fournier (1983)* :

La modélisation de Fournier (1983, 1989) se base sur le concept de pseudo-potentiel total de Fitterman (Fitterman, 1979) pour modéliser les anomalies PS en terrain volcanique (Chaîne des Puys). Ce concept montre l'évolution du potentiel total au travers d'une interface séparant deux domaines homogènes. Le potentiel mesuré en surface créé par une interface séparant deux milieux homogènes s'écrit :

$$\psi = \frac{-(C_2 - C_1)}{2\pi} \iint H \frac{r.n}{r^3} ds \qquad (8)$$

Où ψ représente le potentiel électrique total (somme des deux potentiels, conductif et convectif), H le gradient hydraulique (Pa/m), C_1 et C_2 les coefficients de couplage électrocinétiques des deux milieux, r la distance à la source du signal PS, $\underset{n}{\rightarrow}$ la normale à l'élément de surface $\underset{dS}{\rightarrow}$

L'apparition d'un signal PS en surface nécessite deux conditions : la présence d'une charge hydraulique dans les formations volcaniques (H) et une interface présentant un contraste de couplage électrocinétique. Cette interface représente la zone de transition entre la zone saturée, où la circulation d'eau génère des effets électrocinétiques importants et la zone non

saturée, où la seule percolation n'en génère aucun. Ainsi, seule la surface piézométrique, avec un coefficient de couplage non nul, est capable de générer des potentiels spontanés mesurés en surface. En définissant des conditions aux limites de son modèle, Fournier (1989) a fourni plusieurs cas de figure permettant d'interpréter des anomalies PS (Figure IV.21).

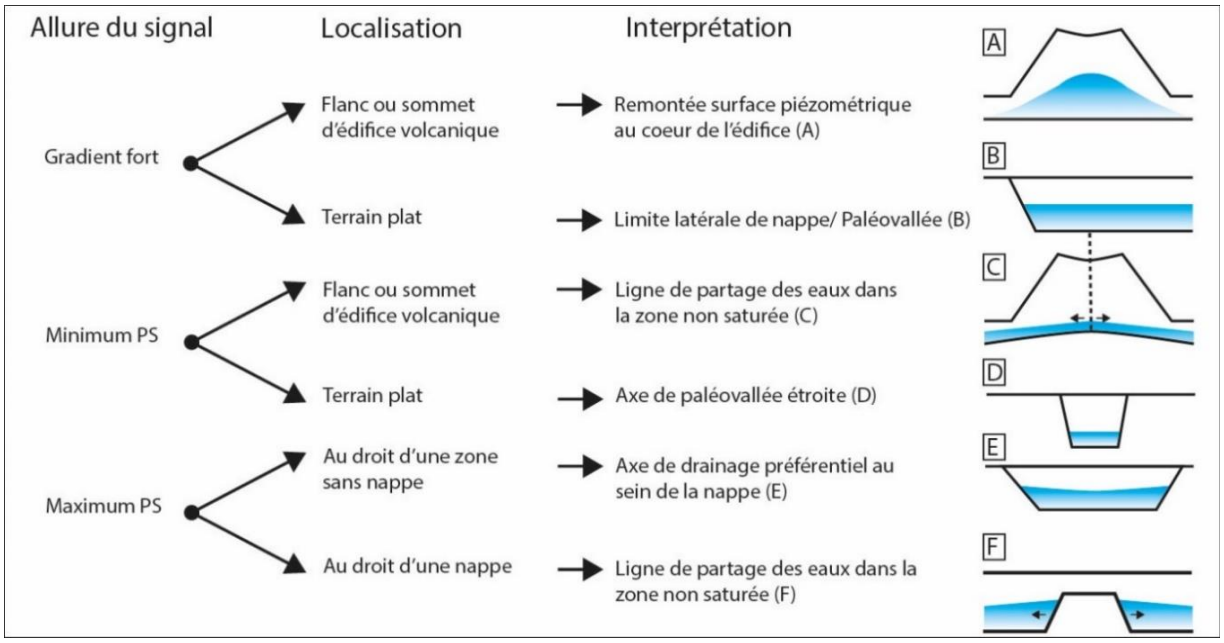


Figure IV.21 : Planche d'interprétation des signaux PS d'après Fournier (1983).

- *<u>La modélisation des potentiels spontanés et méthode SPS de Aubert el al. (1991) :</u>*

L'approche de modélisation d'Aubert est qualifiée d'expérimentale mais elle est particulièrement efficace dans le contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys. Les mécanismes sources générant les différences de potentiels et leur localisation ne sont pas pris en compte. Le contexte hydrogéologique dans lequel la méthode SPS (décrite dans les paragraphes suivants – ou ci-après) a été appliquée, la Chaîne des Puys, se caractérise par :

- La circulation d'eaux souterraines à la base des formations volcaniques reposant sur un substratum granito-gneissique imperméable,
- L'hypothèse de contrastes de résistivité électrique significatifs entre l'ensemble zone saturée/socle imperméable et des formations volcaniques non saturées, sont suffisants pour valider cette méthode ;
- La morphologie irrégulière du substratum en raison de l'encaissement des paléovallées ;
- La perméabilité des formations volcaniques essentiellement de porosité facilitant la génération des potentiels PS. Il convient de noter qu'au niveau des coulées de lave,

souvent fracturées et fissurées, on rencontre une perméabilité « en grand », dite de fracture.

Comme l'avaient déjà proposé Jackson et Kauahikaua (1987) à Hawaï avec la détermination du coefficient Ce, la méthode « Aubert » se base sur une relation linéaire entre les variations des amplitudes PS mesurées et la variation d'épaisseur de la zone non saturée dans des forages.

Cette relation linéaire permet de créer une surface géophysique appelée SPS (Figure IV.22 ; Aubert et al., 1991 ; Atangana, 1992 ; Aubert et al., 1993) :

$$V(x,y) = V_0 + KE(x,y) \qquad (9)$$

Où V(x, y) (mV) est l'amplitude du signal PS en un point (x, y), V0 et K sont des constantes exprimées en mV et en mV/m et E correspond à l'épaisseur de la zone non saturée.

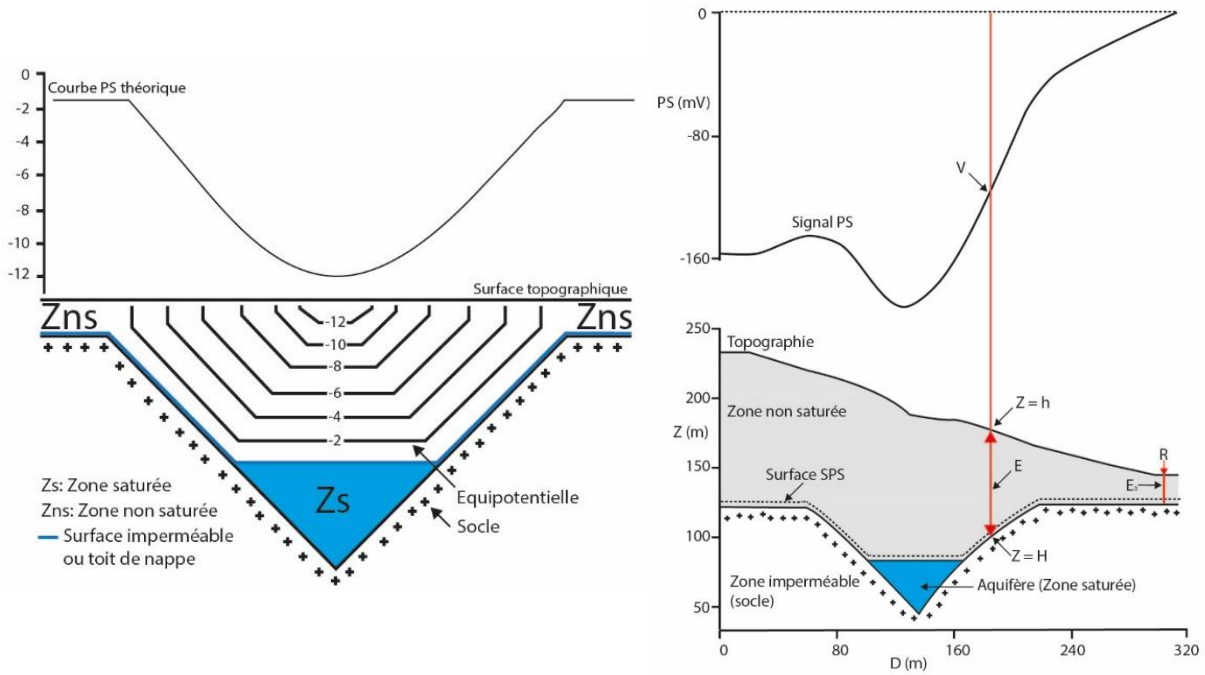


Figure IV.22 : A gauche : répartition des anomalies PS dans un contexte de paléovallées, d'après Aubert et al. (1990) ; A droite : Modélisation de la surface SPS, d'après Atangana (1992).

En généralisant l'équation (9), Aubert et Atangana (1996) introduisent la notion de surface géophysique SPS qui correspond à l'altitude du toit du premier terrain conducteur. Dans le contexte géologique de la Chaîne des Puys, cette surface géophysique image ainsi la surface piézométrique (limite zone saturée / zone non saturée) ou l'interface entre le substratum et le volcanisme quaternaire en l'absence d'un niveau piézométrique.

La formule donnant l'altimétrie en (x, y) de la surface SPS est :

$$H(x, y) = h(x, y) - (V(x, y)/K) - E_0 \qquad (10)$$

Avec, H la cote altimétrique de la surface SPS en m, h la cote altimétrique de la valeur de PS en m, V la valeur PS en mV, E_0 l'épaisseur de la zone non saturée à l'aplomb de la référence du réseau de mesure de PS et K le coefficient SPS calculé à partir des données de forage exprimé en mV/m.

Le facteur K est calibré à partir des données de forages ayant atteint le substratum ou la nappe phréatique (Aubert et Atangana, 1996 ; Labazuy, 2001). Les facteurs à l'origine de ce coefficient sont mal contraints même si la géologie des terrains (Aubert et al 1991 ; Atangana, 1992) leurs résistivités électriques ou leurs paramètres hydrodynamiques (transmissivité, perméabilité, porosité ; Boubekraoui-Laurent, 1999) sont évoquées.

b. Acquisition et traitement des données

i. *Matériel et protocole de mesure*



Figure IV.23 : Equipement de mesure de la PS avec une bobine de câble de 1km, un voltmètre haute impédance, une canne où se loge l'électrode de mesure mobile.

- *Voltmètre*

Le modèle de voltmètre utilisé dans le cadre des prospections hydrogéologiques et volcanologiques a été conçu par l'OPGC dans les années 1980 (Figure IV.23) inspiré de celui développé par l'Observatoire Volcanologique d'Hawaï (HVO). L'appareil est adapté pour réaliser des mesures avec une résolution de l'ordre du mV. Il est pourvu d'une haute impédance d'entrée équivalente à $10^{10}\,\Omega$ qui permet de réaliser des mesures sur des terrains ou la résistance de contact électrode-sol est élevée comme sur les coulées volcaniques récentes. La gamme de mesure de cet appareil va de 1 à 1999 mV sur le mode PS mais à partir de plusieurs modes de mesure, il est capable de réaliser des mesures de l'ordre de la centaine de volts. En outre, le voltmètre possède une fonction ohm-mètre alternatif permettant d'effectuer un contrôle de la résistivité des terrains et de vérifier la continuité du circuit de mesure.

- *Les électrodes*

L'acquisition des données PS se fait à l'aide de deux électrodes, une première dite de référence (fixe) et une seconde, mobile, de mesure (voir protocole d'acquisition ci-après). Les électrodes Cu-$CuSO_4$ utilisées (modèle 'Aubert') sont impolarisables (elle conserve une neutralité électrique indépendamment de la résistivité des sols et de l'intensité du signal électrique), elles sont constituées d'une tige en cuivre baignant dans une solution saturée en sulfate de cuivre (couple métal-sel Cu/CuSO4). La structure des électrodes correspond à un tube étanche en PVC de faible diamètre. Le contact entre le sol et l'électrode est assuré par une bougie poreuse en bois de hêtre fixée à la base du tube PVC (Figure IV.24a). Il existe d'autres types d'électrodes, comme les électrodes non polarisables de type Pb/PbCl2 (électrodes Petiau ; Petiau, 2000).

- *Le câble de liaison*

La connexion entre le voltmètre et les électrodes est assurée par un câble monobrin de 1,1 mm de diamètre dont l'âme en cuivre est isolée par une gaine souple en PVC. Ce type de câble est habituellement utilisé dans le câblage des appareils de télécommunication et des composants d'armoires électriques. Le point fort de ce câble est qu'il est réutilisable relativement peu couteux, et très léger. La quantité de câble disponible sur l'enrouleur est de 1 km pour un poids total de moins de 4 kg. Deux câbles électriques, utilisés pour connecter le voltmètre à l'électrode de mesure et l'enrouleur avec le voltmètre, un GPS de randonnée (Garmin 66st dans cette étude) et le matériel basique pour réparer les différentes composantes de l'appareillage complètent l'équipement nécessaire pour réaliser les mesures sur le terrain. Cet équipement léger permet à

un utilisateur de réaliser l'acquisition des données PS en autonomie avec une progression efficace (1 km/h avec une mesure tous les 25 m, soit environ 40 mesures/h).

- *Protocole de mesure*

Deux configurations de mesure existent en prospection PS, la technique à dispositif mobile et celle à base fixe (Figure IV.24a et IV.24b). La technique à base fixe est plébiscitée afin de réduire la manutention sur le terrain et le cumul des erreurs de mesure lors du traitement. Le principe consiste à implanter l'électrode fixe en un point dénommé 'référence' et de déplacer, à pas constant, l'électrode mobile le long d'un cheminement. L'autre méthode consiste à déplacer le dispositif de dimension fixe en fonction du pas de mesure, le long du profil, et est classiquement dédiée à une mesure du gradient PS (fonction de la distance horizontale).

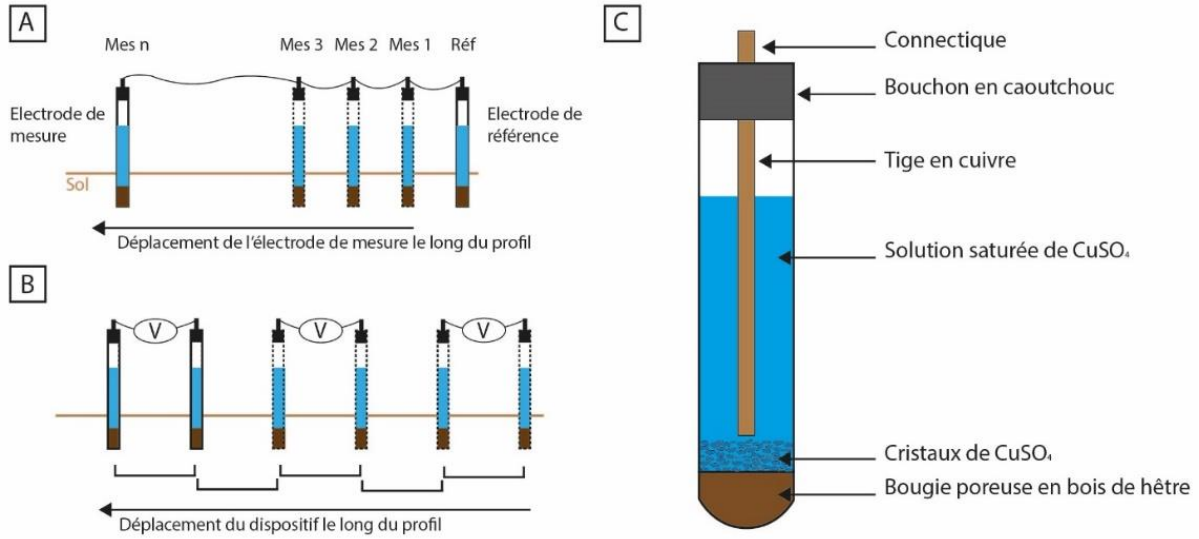


Figure IV.24 : (A) Schéma du protocole de mesure à base fixe ; (B) Schéma du protocole de mesure à base mobile ; (C) Schéma d'une électrode impolarisable de type Aubert d'après la description de Aubert et al., 1990.

Le pas de mesure doit être adapté à l'ordre de grandeur des anomalies à détecter mais également en fonction du bruit de fond local. Pour des cibles hydrogéologiques, le pas de mesure est classiquement de l'ordre de 10 à 30 m (Aubert et al, 1991 ; Atangana 1992). En contexte géothermique, où les anomalies sont de tailles importantes, Jackson and Kauahikaua (1987) préconisent un pas de mesure de l'ordre de la centaine de mètres. En géologie minière ou en volcanologie, les pas de mesure peuvent être de l'ordre du mètre jusqu'à une cinquantaine de mètres. Dans le cas de cette étude, un pas de mesure de 25m a été adopté. Les points de mesures sont géolocalisés avec un GPS de randonnée classique (Garmin 66st), d'une précision planimétrique et altimétrique, comprise entre 1 et 5 m.

Lors des mesures, l'électrode de référence est enfoncée de 10 à 15 cm dans le sol, afin d'avoir un contact optimal entre l'électrode et le terrain, de préférence dans une zone où le sol est assez humide, peu exposé au soleil ou au vent. L'électrode de mesure doit également être enfoncée dans un trou de 10 cm environ, de façon à s'affranchir des perturbations pouvant être causées par la terre végétale et le système racinaire, de trouver une portion de sol humide et d'améliorer le contact entre le sol et l'électrode. Deux trous distants d'une dizaine de cm sont réalisés à chaque point de mesure afin de tester et valider la fiabilité et la répétabilité des mesures. Lorsque l'écart entre les deux mesures est supérieur à 10 mV, une troisième mesure doit être réalisée, afin de déterminer au mieux la valeur PS et son incertitude. Afin de limiter l'impact du changement de type de sol et de sa compaction, l'ensemble des mesures d'un même profil sont prises sur un même type de surface (prairie, chemin, sentier, forêt) lorsque cela est possible.

Un contrôle de la résistance du circuit électrique est réalisé toutes les deux ou trois mesures afin de vérifier sa stabilité. Une variation de la résistance du circuit peut être induite par un signal parasite au niveau de l'électrode de mesure, ce qui engendre une erreur sur cette mesure, ou sur l'électrode fixe, ce qui propage des erreurs sur l'ensemble des mesures. Cette mesure de dérive, peu chronophage, vient s'ajouter aux vérifications réalisées avant le début de chaque profil : (1) stabilité de mesure lors du contact entre les deux électrodes : il existe toujours une différence de potentiel lorsque les électrodes sont mises en contact (au maximum de l'ordre de quelque mV) ; (2) stabilité d'une mesure réitérée à chaque retour à la référence avant de réaliser un nouveau profil que l'on nomme écart de fermeture. Lors de la vérification de ces deux paramètres, si une variation d'une des deux mesures est repérée, il est possible de corriger les mesures acquises sur le profil précédent. La correction est faite par répartition homogène pondéré de l'écart en fonction de la distance sur l'ensemble du profil précédent.

ii. Raccordement et base de données

- *Raccordement et homogénéisation des nouvelles mesures :*

Dans le but de créer une base de données PS homogénéisée remmenée à une références absolue commune, il est nécessaire de créer une hiérarchisation des données à partir d'un réseau de mesure d'ordre 1. Ce réseau d'ordre 1 est celui qui permet de définir la référence absolue de la cartographie PS à partir de profils raccordés en plusieurs points à l'entité géologique ou hydrogéologique qui fixe la valeur 0 mV de la cartographie PS.

Dans le cas des îles volcaniques comme à la Réunion, l'océan est défini comme référence absolue (à 0mV par convention) car il matérialise l'extrémité basse des aquifères volcaniques (Figure IV.25b ; Levieux, 2003 ; Lénat, 2007 ; Barde-Cabusson et al., 2012). Dans le cas de la Chaîne des Puys, ce sont les affleurements de granitiques qui sont identifiés comme référence absolue à 0 mV car ils correspondent à la surface inférieure des aquifères volcaniques.

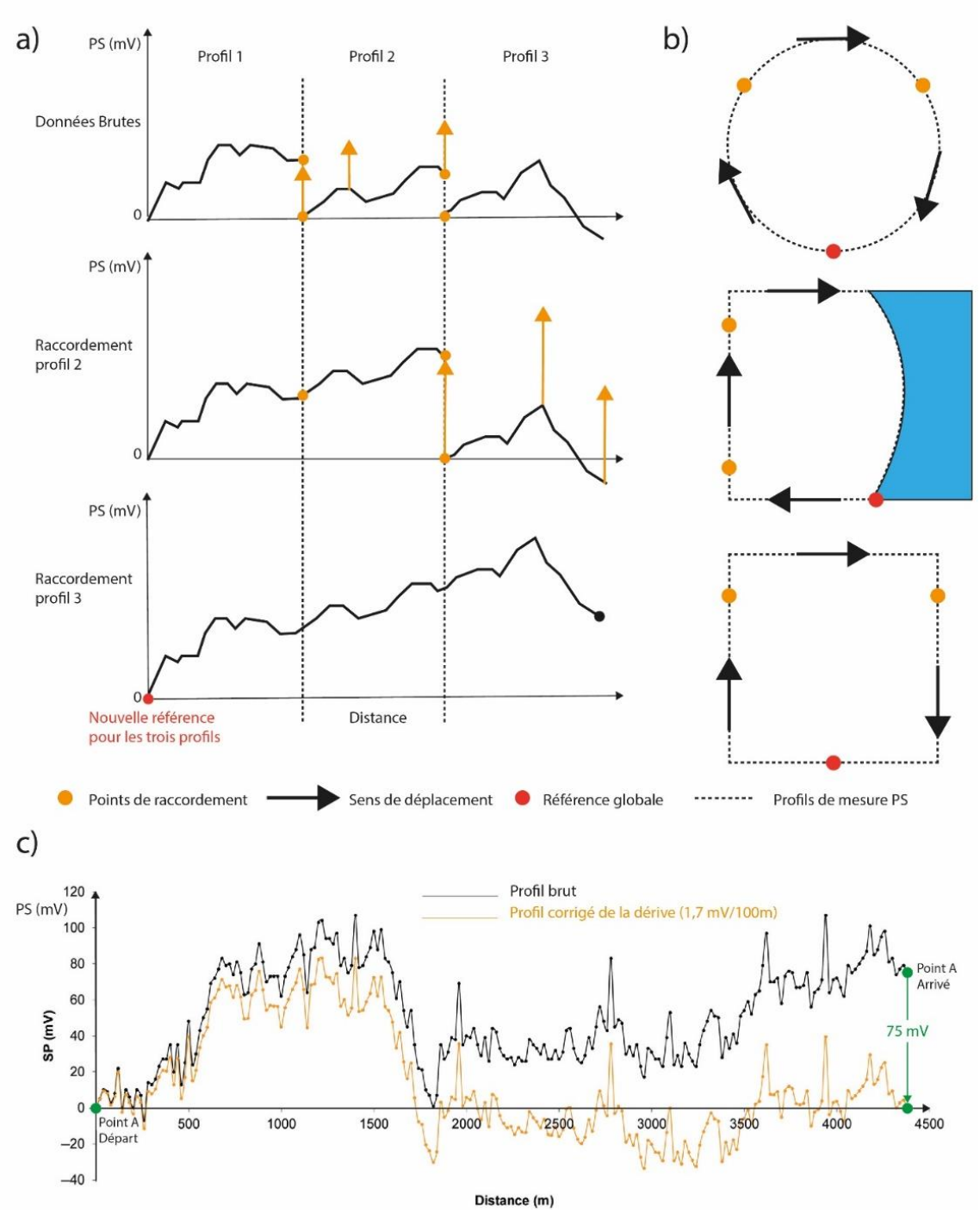


Figure IV.26 : (a) raccordement de trois profils PS sur une même référence ;(b) schéma de boucle et de référencement dans différents cas (en boucle, sur une île volcanique ou en somme de profils) ; (c) Exemple d'une correction de la dérive sur un même point (modifiée d'après Barde-Cabusson et al., 2021)

La construction de la cartographie PS progresse à partir de ce réseau d'ordre 1. Les nouvelles mesures sont toutes connectées à ce réseau par raccordement (Figure IV.25a). La création de ce réseau d'ordre 2 permet de créer des nouveaux points pour le raccordement des réseaux d'ordre n+1, notamment au niveau des croisements ou la valeur du signal PS a été mesurée plusieurs fois.

Une des méthodes pour contrôler la qualité des données PS lors de l'acquisition est le retour à la référence qui permet de réaliser un bouclage en calculant un écart de fermeture. Le bouclage peut être réalisé de la même manière pour un profil unique (comme expliqué dans la section précédente) que pour un assemblage de plusieurs profils. L'écart de fermeture mesuré lors d'un retour à un point de contrôle (réseau d'ordre 1, point de croisement sur le réseau d'ordre 2) est ensuite réparti proportionnellement à la distance à la référence ou au point de contrôle sur l'ensemble des mesures du ou des profils (Figure IV.25c).

A partir de cette méthodologie de raccordement et d'homogénéisation il est possible de fusionner des jeux de données acquis à des périodes très différentes pourvu qu'ils aient des points de raccordement qui se recoupent.

La figure IV.26 présente la réitération d'un profil PS à 30 ans d'intervalle. Le premier a été réalisé par Bouchet (1987) en 1986, le second l'a été dans le cadre de ce travail de thèse en juin 2020.

L'allure générale des deux profils est très similaire, ce qui confirme la stabilité des signaux PS malgré les changements, saisonniers ou annuels, des conditions de circulation de l'eau dans les formations volcaniques. La répétabilité des mesures dans le contexte hydrogéologique de la Chaine des Puys confirme la possibilité de concaténer des données acquises à des périodes très différentes. L'aspect lissé du profil de 1987 étant uniquement lié à un pas d'échantillonnage plus lâche (100 m) par rapport à celui de 2020 (25 m).

Néanmoins, l'analyse de la réitération de ce profil montre l'existence d'écarts d'amplitude des signaux de quelques millivolts à quelques dizaines de millivolts, notamment pour 2 minimas PS (-30 mV dans le cas des secteurs de Monteillet et de l'Auzon, Figure IV.26). Ces écarts d'amplitude peuvent être interprétés en termes de variations dans le temps de la source du signal PS, en lien avec une variation de l'épaisseur de la zone non saturée.

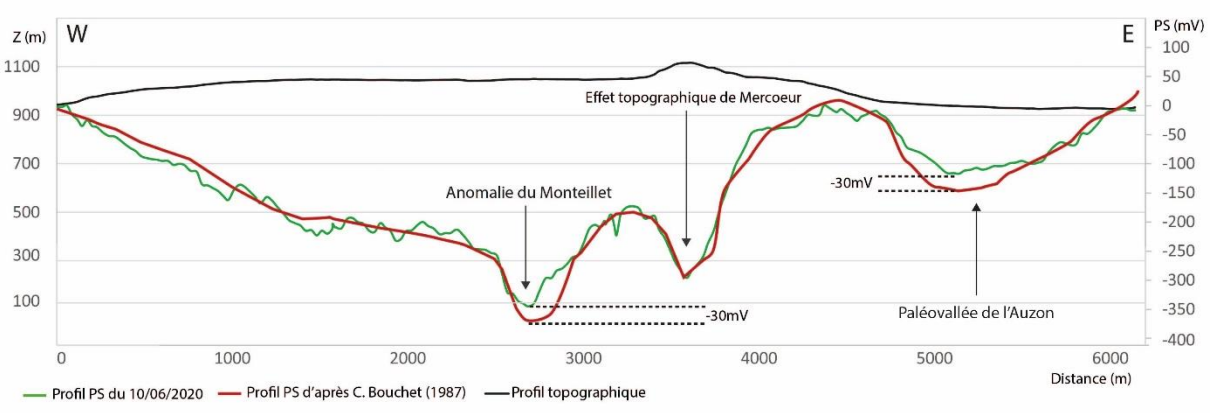


Figure IV.26 : Réitération d'un profil PS réalisé avec 33 ans d'écart (profil en rouge : 1987 ; profil en vert : 2020). L'allure de ces deux profils est globalement similaire, à l'exception notable de l'amplitude de 2 minima PS, au niveau du Puy de Monteillet et de la paléovallée de l'Auzon.

- *Les bases de données Chaîne des Puys :*

La base de données de polarisation spontanée exploitée dans cette thèse est disponible au téléchargement via ce DOI (OPGC): https://doi.org/10.25519/ZGHC-N543 ***au format .shp où .csv . La référence de ce jeu de donnée est Aumar et Labazuy (2021).***

L'excellente répétabilité des mesures et la validation de la pérennité des signaux PS de grande longueur d'onde (Figure IV.26) justifie le fait de compléter la base de données compilée par Labazuy (2001) sur la période 1990-2001 avec les données acquises dans le cadre du projet CAPRICE. Les premières prospections de polarisation spontanée dans la Chaîne des Puys datent du début des années 80, avec déjà pour objectif la reconnaissance hydrogéologique des bassins versants, tant pour la caractérisation des axes de drainage préférentiels que pour la détermination des limites des impluviums. Fournier (1989) a cartographié les signaux PS dans le nord de la Chaîne des Puys afin de retrouver les limites de l'impluvium de Volvic. Par la suite, M. Aubert a réalisé et supervisé de nombreuses campagnes d'acquisition de données PS de la fin des années 80 jusqu'en 2000, en collaboration avec P. Labazuy. Différents secteurs ont été étudiés (Louchadières, Aydat, Volvic-Argnat, Cheire de Côme, Chez-Pierre, Auzon, Tiretaine-Durtol, Tableau IV.2), dans des cadres différents (rapports techniques, rapports de master, thèses universitaires). Labazuy et Aubert (2000), ont élaboré pour la DIREN (Direction Régionale de l'ENvironnement) du Puy-de-Dôme, aujourd'hui rattachée à la DREAL une base de données SIG ainsi qu'un rapport technique, rassemblant de façon exhaustive l'ensemble des mesures PS réalisées sur le nord de la Chaîne des Puys (Labazuy, 2001). Ce travail de synthèse, repris dans la thèse de M. Joux (2002), a impliqué la numérisation des profils PS des premières

campagnes d'acquisition, qui viennent s'ajouter aux profils PS géoréférencés (depuis l'apparition des récepteurs GPS et des outils SIG). Afin de pouvoir raccorder et homogénéiser l'ensemble de ces profils PS à une même référence, au sein d'une base de données PS complète, des profils spécifiques ont été réalisés afin de créer une référence régionale (Labazuy, 2001).

La base de données de 11026 mesures, provenant de 12 études menées indépendamment sur une dizaine d'années, a servi de point de départ dans le travail d'acquisition des nouvelles données PS, dans le cadre de cette thèse. Le premier travail a été de nettoyer la base de données des mesures redondantes ou considérées comme erronées (filtrage des valeurs aberrantes, référencement douteux ou incorrect). Sur les 11026 mesures effectives, 1022 ont été retirées de la base SIG, dont 842 redondantes et 180 erronées, représentant 9.2% des mesures totales (Tableau IV.2).

N°Rapport	*Année*	*Type de rapport*	*Secteur*	*Auteurs/Opérateurs*	*Nombre de mesure*
6	1987	DEA-UBP	Louchadières	P. Lachassagne	641
7	1989	DEA-UBP	Argnat-Volvic	I.N. Dana	1139
13	1993	Note OPGC	Volvic	P. Antraygues et M. Aubert	214
14	1993	Note OPGC	Côme	P. Antraygues et M. Aubert	524
16	1993	DESS UJF	Volvic	O. Debatisse	2618
17	1994	Note OPGC	Côme	O. Debatisse et M. Aubert	1046
18	1994	Note OPGC	Argnat-Volvic	R. Rondeau, L. Maisonneuve et M. Aubert	668
19	1995	UBP-OPGC	Volvic	J-F. Monce et M. Aubert	831
21	1996	TER UBP	Louchadières	I. Ruin	79
24	1996	OPGC	Côme	S. Boubekraoui, D. Viala et M. Aubert	767
25	1999	UBP-DIREN	Argnat-Volvic	P. Labazuy	740
26	2000	UBP-DIREN	Argnat-Volvic	P. Labazuy	1759
				Total des mesures de la base de données:	11026
				Nombre de mesures écartées de la base:	1022
				Nombre de mesures conservées:	10004
				Nombre de mesures utilisées sur Côme:	**2865**

Tableau IV.2 : Historique des campagnes de mesure de PS dans le nord de la Chaîne des Puys.

La base de données « nord Chaîne des Puys » (Tableau IV.5 est composée des champs suivants :

REF	X93	Y93	Z	DISTANCE	RAPPORT	PROFIL	POINT	CARREFOUR	PS	SPS 2,1	SPS 2,6	SPS 3,5	SPS 4,8	Ce
1	694228,05	6527934,24	899	0	Rapport 6	Profil 15	0		-155	825,190476	839,384615	854,714286	866,708333	-0,17241379
2	694203,08	6527934,45	899	25	Rapport 6	Profil 15	1		-171	817,571429	833,230769	850,142857	863,375	-0,19021135
3	694180,01	6527924,65	898	50	Rapport 6	Profil 15	2		-169	817,52381	833	849,714286	862,791667	-0,18819599

Tableau IV.3 : En-tête de la base de données « nord Chaîne des Puys ».

Le premier champ correspond à un index dans la base de données. Il permet de se repérer notamment lors du passage en visualisation cartographique sous SIG. Les 4 champs X, Y, Z et Distance correspondent aux descripteurs géographiques de la données (Lambert 93), essentiels pour le passage en vue cartographique. La distance est utilisée uniquement à titre indicatif pour les rapports les plus anciens lorsque les profils n'étaient pas géoréférencés in-situ. Les quatre champs bleus correspondent aux références bibliographiques ou cartographiques des profils.

Les numéros du rapport et du profil permettent de retrouver facilement la donnée brute originelle. De la même manière que le champ distance, le champ carrefour n'est utilisé que pour les données venant des études antécédentes ou les carrefours étaient indexés pour faciliter le raccordement des profils d'ordre n+1.

Le passage vers le géoréférencement GPS et la visualisation sous SIG pour le traitement des données fait que ce champ est devenu obsolète pour les données acquissent dans le cadre de cette thèse. Les derniers champs correspondent à la valeur PS du point de mesure ramenée à la référence absolue. Le traitement des données après chaque journée d'acquisition est réalisé dans d'autres tableurs en synergie avec un projet SIG dédié. Les champs « SPS » sont les résultats des conversions SPS pour des valeurs de K différentes. Le champ Ce est le calcul du coefficient de couplage utilisé par Boubekraoui et al. (1999) et Finizola et al. (2004) sur les volcans actifs.

Dans le cadre de cette thèse, deux secteurs d'études ont été identifiés, le bassin versant de Côme (ouest Chaîne des Puys) localisé directement au sud de la base de données PS DIREN (Labazuy, 2001) et le bassin versant de la Veyre ou aucune base de données n'existait avant cette thèse.

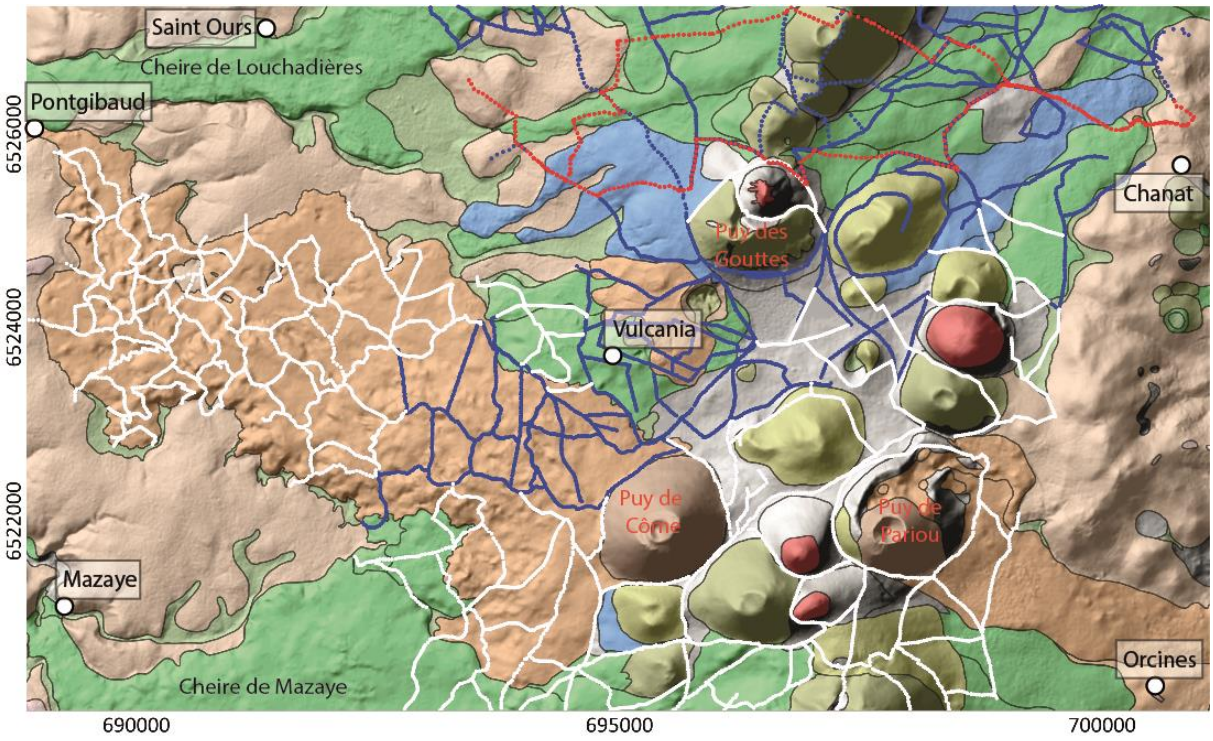


Figure IV.27 : Répartition des mesures sur le secteur d'étude du bassin versant de Côme formant la base de données CÔME_CAPRICE. En rouge, le réseau de 1er ordre réalisé par Labazuy (2001), en bleu les mesures récupérées de la base de données DIREN, en blanc les mesures réalisées dans le cadre de cette thèse.

Pour les prospections sur le bassin versant de Côme, 2860 mesures PS ont été extraites de la base de données DIREN et 5200 mesures ont été réalisées dans le cadre de cette thèse. Le pas d'échantillonnage des mesures est de 30 m comme pour la plupart des études antécédentes. Le réseau d'ordre 1 utilisé pour la base de données DIREN est réutilisé pour la réalisation des mesures dans le cadre de cette thèse (Figure IV.27). La base de données issues des données de cette thèse et des données DIREN est nommée CÔME_CAPRICE.

Pour la réalisation de la cartographie PS dans le sud de la Chaîne des Puys, une base de données VEYRE_CAPRICE a été créée. L'absence de campagnes de mesures préexistantes a impliqué la création d'une référence régionale pour ce secteur d'étude. La méthode proposée par Labazuy (2001), utilisée pour la référence de la base de données COME_CAPRICE, a été reproduite à l'identique (Figure IV.28). Deux profils PS sécants, NW-SE (A1-A2) et NE-SW (B1-B2), allant d'un affleurement de granite (i.e. socle imperméable, signal PS théoriquement égal à 0 mV) à un autre, positionnés de part et d'autre de l'alignement volcanique de la Chaîne des Puys, ont été réalisés. Ces profils constituent le réseau de référencement d'ordre 1 (ou squelette) de cette nouvelle base de données. La qualité de ce réseau est contrôlée par l'écart entre les points de départ et les points finaux des deux profils (comparaison sur un même profil) et l'écart de la valeur au croisement des deux profils (comparaison inter-profils). La base de données VEYRE_CAPRICE est constituée de 5801 mesures dont 430 sur le réseau d'ordre 1.

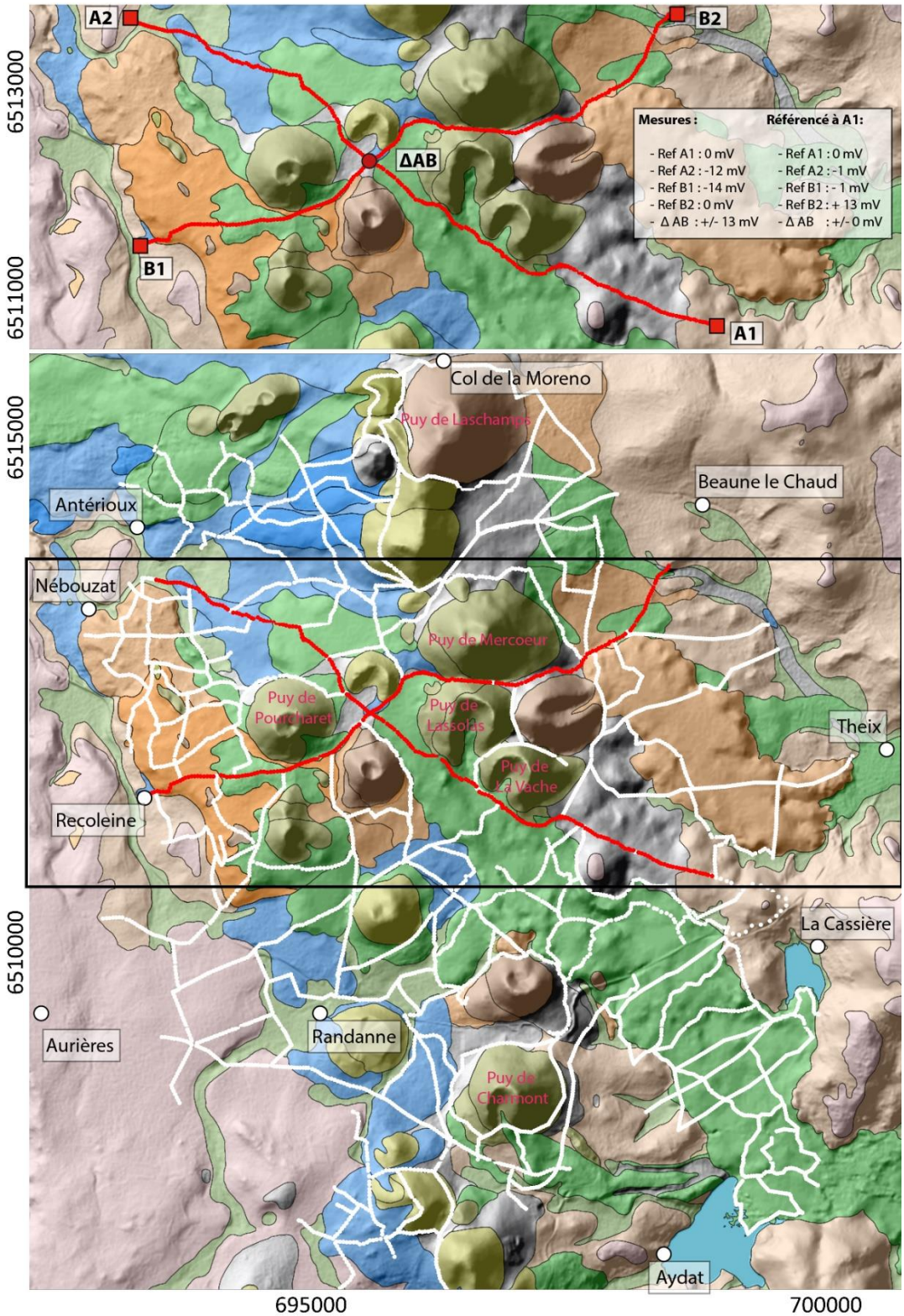


Figure IV.28 : En haut : Squelette du réseau de 1er ordre sur le secteur sud de la Chaîne des Puys avec en fond la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017). Les points A1 et B1 sont les références des profils A et B. La référence A1 est définie comme référence régionale. Le décalage au croisement des 2 profils à partir de A1 (+13mV) a été appliqué sur le profil B, ce qui donne des valeurs de- 1 mV pour A2, -2 mV pour la référence B1 et +13 mV pour B2. En bas : Couverture PS sur le bassin versant de la Veyre par la base de données VEYRE_CAPRICE, en blanc les mesures réalisées dans le cadre de cette étude, en rouge le réseau d'ordre 1.

iii. Création d'une carte des potentiels spontanés

À partir des données issues des bases CÔME_CAPRICE et VEYRE_CAPRICE il est possible de créer des cartes PS, en utilisant des techniques classiques d'interpolation de jeux de données avec une densité spatiale irrégulière (méthodes dites d'inverse distance, de krigeage, etc.), afin d'obtenir par calcul des grilles de valeurs réparties de façon homogène, avec un pas de maille constant. Dans notre cas d'étude, la principale difficulté méthodologique de cette étape d'interpolation est liée à la répartition spatiale hétérogène des mesures : acquisition avec un pas d'échantillonnage moyen de 28 m le long des profils et absence de données entre profils, séparés parfois de plusieurs centaines de mètres.

La méthode mise en œuvre pour la création des cartes PS est présentées sur la figure IV.29. Elle repose sur la méthodologie déjà utilisée par Finizola et al. (2004), Lénat (2007), Barde-Cabusson et al. (2012) et Barde-Cabusson et al. (2021) qui consiste à injecter un jeu de données d'échelle régionale dans le jeu de données initial afin de créer des tendances régionales qui vont fixer des valeurs dans zones sans données.

L'objectif est d'obtenir des cartes PS les plus représentatives possible du jeu de données existant, sans lissage des anomalies mesurées et sans création d'artefacts d'interpolation dans les zones sans données. Pour cela, il est indispensable de procéder au calcul, dans un premier temps, d'une grille régionale avec un pas de maille assez grand (i.e. quelques centaines de mètres, de l'ordre de grandeur des espacements inter-profils), pour fournir une image de tendance des grandes longueurs d'onde du signal PS. Le choix du pas de maille de cette carte d'échelle régionale est fait à partir de la règle de Nyquist :

$$p = \frac{1}{f_N} = \frac{2}{f_e} = \frac{2}{\sqrt{D_e}} \qquad (11)$$

Où, p est le pas de maille, f_N la fréquence de Nyquist, f_e la fréquence d'échantillonnage et D_e la densité d'échantillonnage.

Pour une densité d'échantillonnage comprise entre 82 et 121 mesures par km², la règle de Nyquist préconise un pas de maille de 150 à 210 m. Au vu de l'hétérogénéité de la densité de mesure sur les deux zones d'étude, le choix est fait de prendre une valeur de pas de maille de 300 m pour la carte PS régionale (deux fois le pas de maille le plus petit préconisé par la règle de Nyquist).

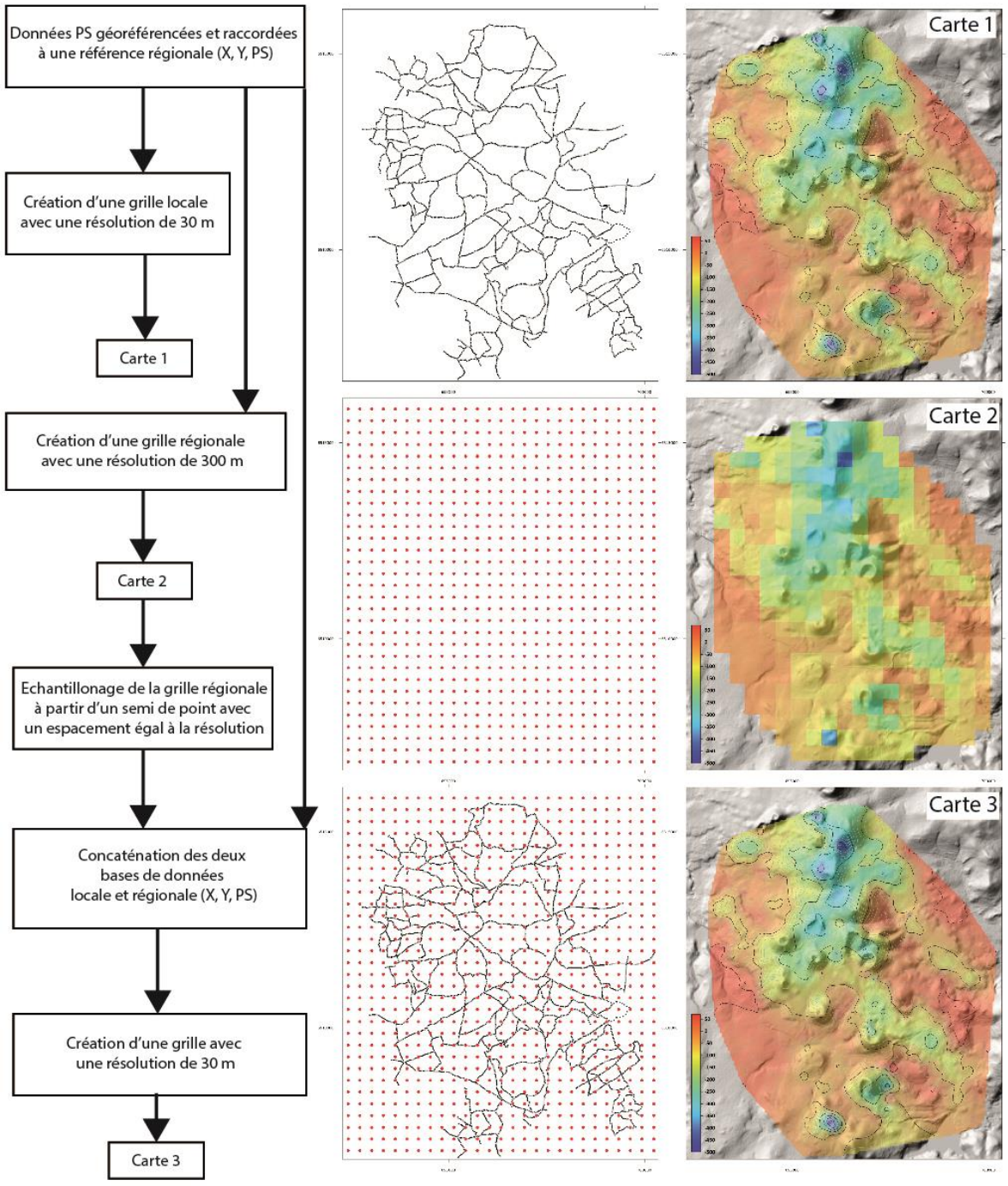


Figure IV.29 : Méthodologie de la création d'une carte PS à partir d'une interpolation double.

La carte 1 de la figure IV.29 représente une carte PS obtenue à partir d'une interpolation directe de la base de données VEYRE_CAPRICE avec un pas de maille de 30 m obtenu avec une méthode de krigeage simple. La carte 2 est la carte régionale du signal PS avec un pas de maille de 300m qui est ensuite injectée dans le jeu de données de la base de données VEYRE_CAPRICE. La carte 3, (figure IV.29) est créée à partir du krigeage simple de la concaténation de la base de données VEYRE-CAPRICE et du jeu de données d'échelle régionale de la carte 2.

Au premier ordre, la carte 1 et la carte 3 sont quasiment identiques. L'impact limité des données régionales sur la carte 3 peut être expliqué par la densité déjà importante de données et leur répartition spatiale correcte au vu de la taille de la zone de prospection. Les espaces sans mesures se cantonnent aux édifices volcaniques qui ne représentent au maximum que 500 m de vide entre deux profils. L'utilisation de cette méthode est valable dans les contextes avec des espaces inter-profils importants. Dans le cas des jeux de données exploités ici, elle est tout de même utile pour fixer la tendance régionale au niveau des édifices volcaniques.

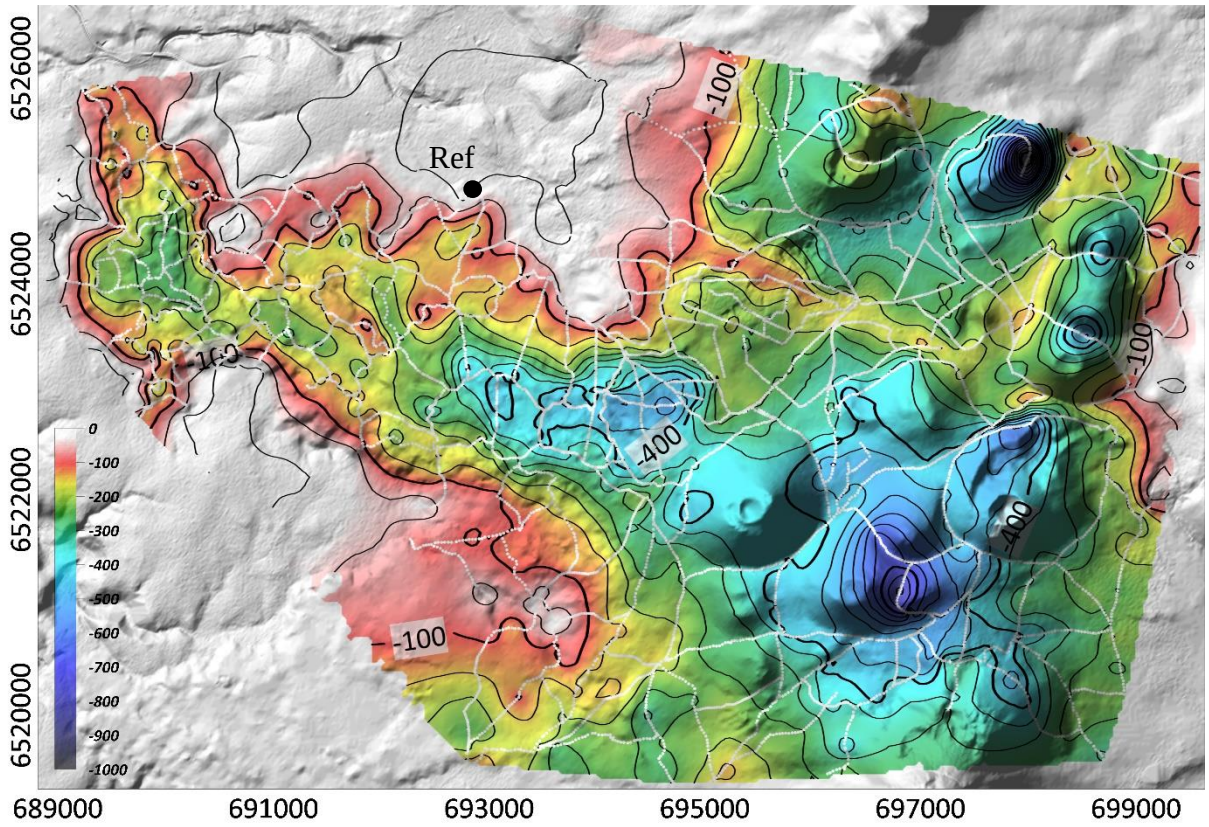


Figure IV.30 : Carte PS du bassin versant de Côme avec les courbes d'isovaleurs PS (tous les -50 mV entre 0 et -1000 mV). Les lignes blanches correspondent aux tracés des profils de mesure PS.

Les cartes PS crées avec cette méthode sont présentées pour la cheire de Côme (Figure IV.30) et pour le secteur d'Aydat (Figure IV.31). Les cartographies PS des études antérieures présentent des limites, liée à une densité de mesures parfois insuffisante et à une répartition spatiale des mesures souvent trop hétérogène. La densité de mesures réalisées dans le cadre de ce travail est inédite dans la Chaîne des Puys.

Comme évoqué dans la partie III.1.c (« *La méthode PS dans la Chaîne des Puys* »), la cartographie des signaux PS vise à mettre en évidence des zones de circulation préférentielle d'eaux souterraines. Elle fournit également des informations sur les structures géologiques

oblitérées par les formations volcaniques, d'épaisseur variable. L'utilisation de la méthode PS et de la cartographie PS dans le contexte de la Chaîne des Puys a été largement décrit par Fournier (1989), Aubert et al. (1991) et Labazuy (2001). L'interprétation des données PS proposée par ces auteurs est qualitative et/ou quantitative (méthode SPS, semi-empirique), et basée sur l'analyse combinée des cartes et des profils PS ou SPS, couplée à l'information topographique de surface.

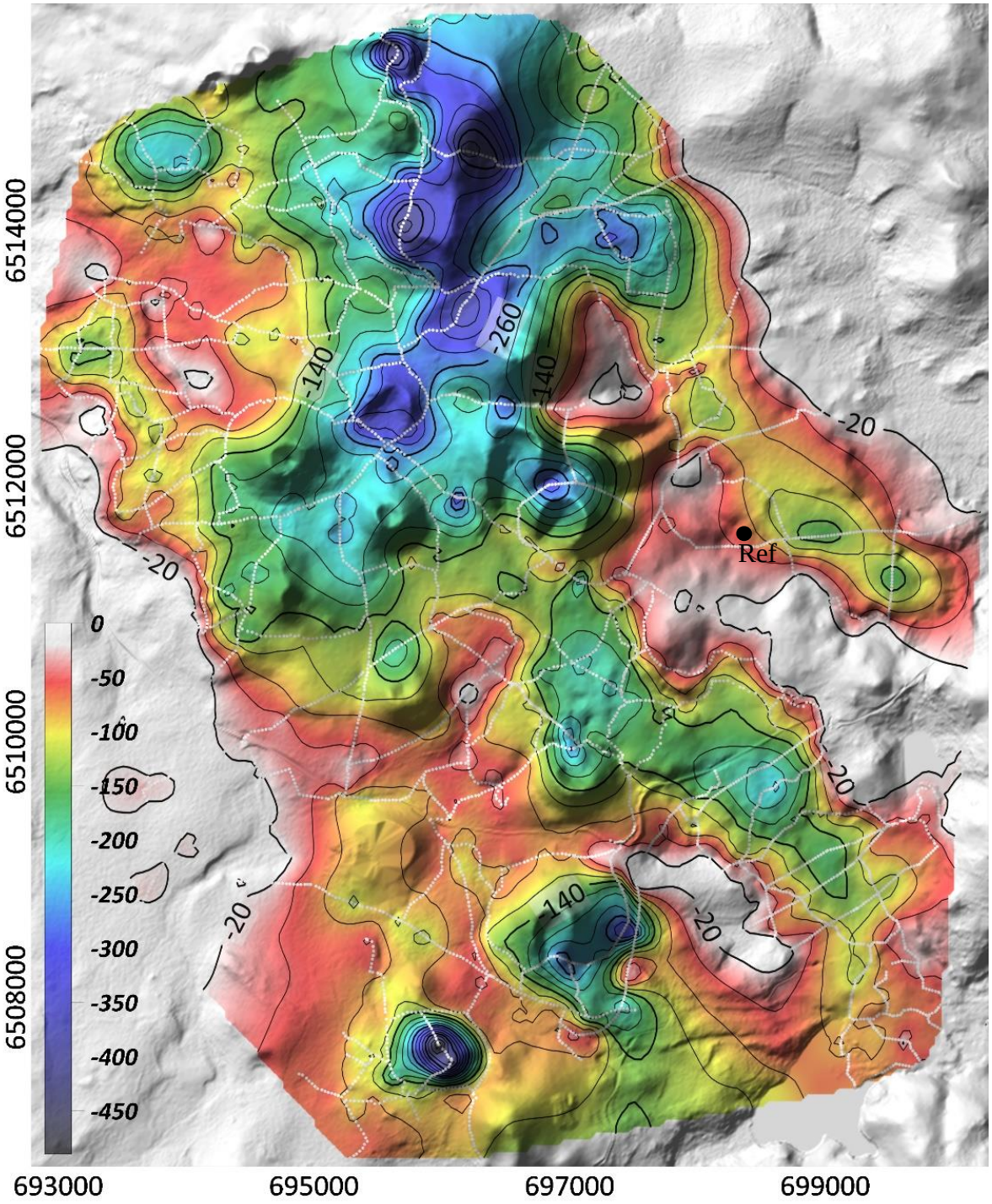


Figure IV.31: Carte PS du secteur de la cheire d'Aydat avec les courbes d'isovaleurs PS (tous les 20 mV entre 0 et -500 mV). Les lignes blanches correspondent aux tracés des profils de mesure.

c. Expliquer et exploiter les signaux PS

i. Relation PS et topographie : le gradient PS-altitude

Sur les volcans actifs, insulaires (Finizola et al., 2003, Levieux, 2003 ; Barde-Cabusson et al., 2012 ; Barde-Cabusson et al., 2019) ou continentaux (Finizola et al., 2004), il existe une relation entre altitude et PS liée à la présence d'aquifères sous les flancs des édifices volcaniques. La relation PS-Altitude est contrôlée par la pente du niveau piézométrique qui est directement et linéairement corrélée aux pentes des flancs de l'édifice volcanique même si des aquifères perchés peuvent exister. Les mesures PS sortant de cette répartition quasi-linéaire sont interprétées comme des variations de résistivité importantes dans le sous-sol ou le plus souvent par le fonctionnement d'un système hydrothermal.

Dans le contexte de la Chaîne des Puys, les points se détachant de la répartition linéaire PS-Altitude sont directement contrôlés par la topographie parfois très irrégulière du substratum anté-volcanique. La relation PS-Altitude montre ainsi les variations de l'épaisseur de la zone non saturée à l'échelle de la Chaîne des Puys selon une tendance moyenne. Les diagrammes des données PS en fonction de l'altitude des deux bases de données de la Chaîne des Puys sont présentés sur la Figure IV.32.

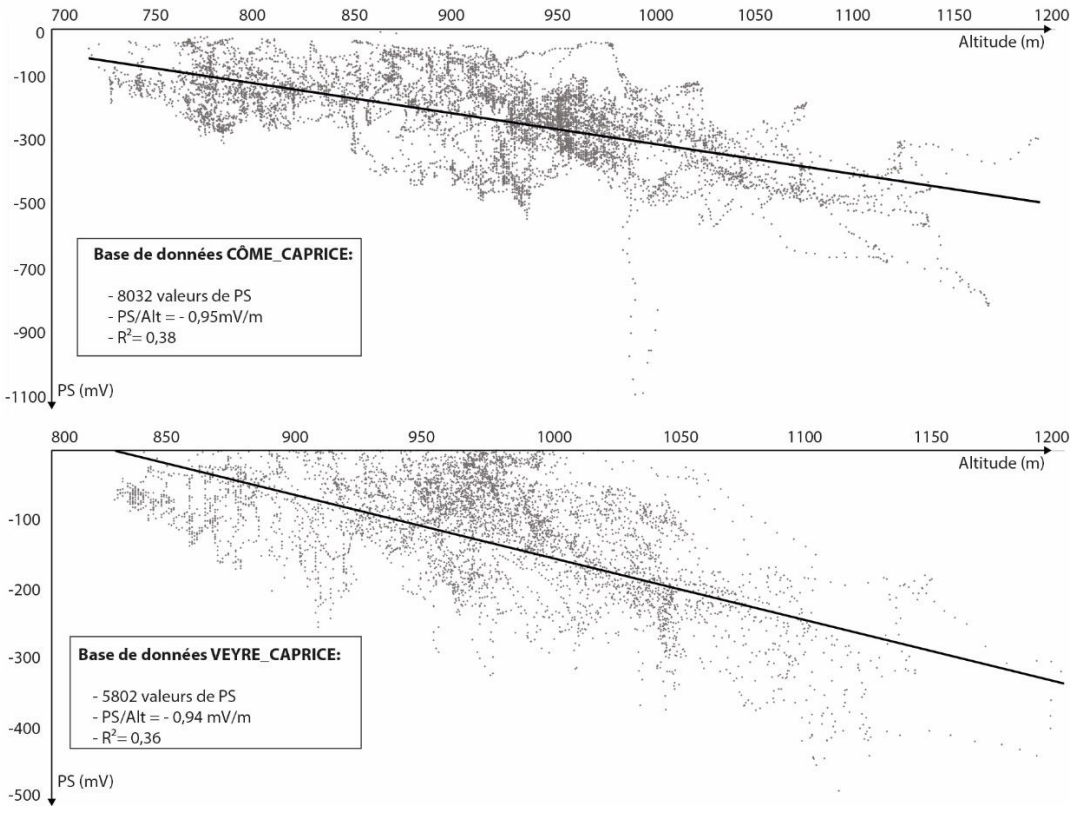


Figure IV.32 : Graphiques présentant les données de PS en fonction de l'altitude pour les deux bases de données de la Chaîne des Puys, a) CÔME_CAPRICE et b) VEYRE_CAPRICE.

La répartition des données dans ces diagrammes montre une tendance linéaire négative légèrement inférieure à -1 mV/m. L'écart moyen des données par rapport à la droite de régression linéaire est du même ordre pour les deux bases de données VEYRE_CAPRICE et CÔME_CAPRICE (R^2 de 0,36 et 0,38). Ces diagrammes expriment bien la relation entre l'augmentation de l'altitude et l'augmentation du signal PS lié à une augmentation de l'épaisseur de la zone non saturée. Néanmoins, ces représentations graphiques montrent qu'une part importante des données PS dans la Chaîne des Puys échappe à ce paradigme à cause de la topographie anté-volcanique.

A partir de cette analyse graphique, les cartes de gradient PS-Altitude peuvent donner plusieurs indications en cas de variation anormale du gradient PS-Altitude. Les zones à faibles potentiel hydrogéologique vont être caractérisées par des valeurs de gradient faible et proche de la valeur -1 mV/m à l'inverse les zones à fort potentiel hydrogéologique sont identifiées par des gradients PS-Altitude supérieurs à -1 mV/m.

La méthodologie de créations des cartes de gradient PS-Altitude a été proposée par Léant (2007), elle est présentée sur la figure IV.33.

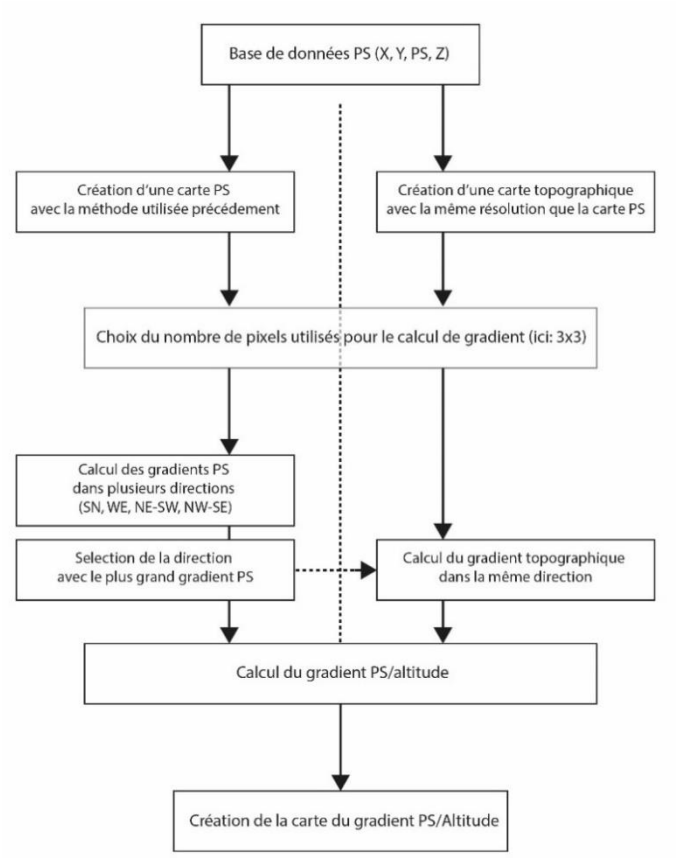


Figure IV.33 : Méthodologie de la création de la cartographie du gradient PS-altitude (d'après Lénat, 2007).

En règle générale, les cartographies du gradient PS-altitude sur les volcans actifs permettent de distinguer des domaines où les signaux PS sont associés à des phénomènes hydrogéologiques et/ou hydrothermaux (Lénat, 2007). La cartographie de ce gradient PS-altitude a été réalisée pour les deux bases de données VEYRE_CAPRICE et CÔME_CAPRICE (Figure IV.34).

Les zones présentant les plus fortes valeurs de gradient (dans les teintes bleues sur les cartes de la figure IV.34) sont majoritairement des zones sans topographie marquée (zones d'extension des coulées de lave qui ont comblé des paléovallées, zones de saupoudrage) associées à des variations importantes de PS localisées à l'aplomb des axes de drainage, conformément à l'orientation des paléovallées. Les zones de gradient moyen à faible avec n'importe quels types de topographie, sont considérés comme des zones avec une topographie anté-volcanique qui suit la topographie de surface ou plane.

A noter qu'il n'est pas possible d'interpréter les gradients PS-Altitude des édifices volcaniques car très peu de mesures PS ont été réalisées sur les flancs des édifices comme le montre les tracés des mesures sur la figure IV.34. Lors de l'interpolation des données PS et du gradient PS-Altitude, une part des données en bordure des édifices est extrapolée sur leurs flancs créant ainsi des données PS sur une zone à forte topographie alors qu'elles sont représentatives de la base de l'édifice.

Sur le bassin versant de Côme, le gradient PS-Altitude montre que presque l'intégralité de la cheire de Côme est à fort potentiel hydrogéologique laissant présager une topographie anté-volcanique très irrégulières (Zone Côme, figure IV.34). Le secteur entre les zones Mazaye et Côme ne présente pas des gradient PS-Altitude élevés laissant présager une topographie plane ou très peu marquée. Sur le secteur couvert par les édifices volcaniques, les valeurs de gradient le long des profils de mesures ne montrent pas de valeurs élevées laissant penser que la topographie du substratum suit la topographie de surface. Au nord de ce secteur d'étude, deux zones à fort potentiel (Argnat et Lemptegy) montrent que la topographie du substratum est probablement irrégulière dans ces secteurs.

Sur le bassin versant de la Veyre, quatre zones à fort potentiel hydrogéologique ont été identifiées, Veyre, Nébouzat, Auzon et Barme. Ces zones sont calquées sur les coulées de lave majeures du secteur (cheire d'Aydat, cheire de Mey, cheire de Nébouzat) laissant présager un contexte de paléovallées marquées sous l'empilement volcanique. Entre ces zones à fort potentiel, des secteurs avec des gradients PS-Altitude faible laissent penser à des zones ou le substratum est relativement plat. Les secteurs à fort potentiel sont marqués par la présence de ligne de faibles gradients dans leur axe imageant des paléovallées à fond plat ou des aquifères.

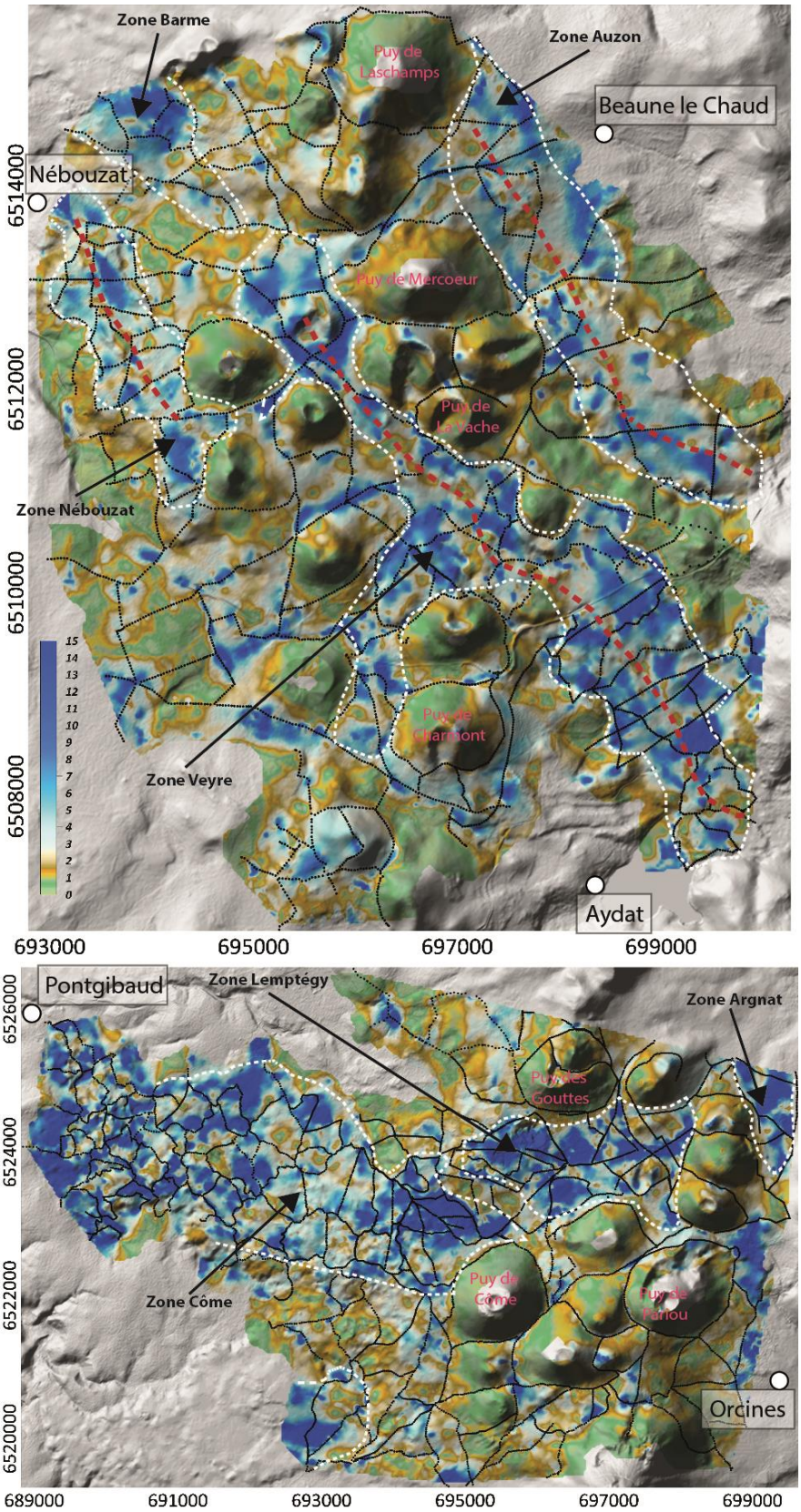


Figure IV.34 : Cartes du gradient PS/Altitude pour les bases de données VEYRE_CAPRICE (en haut) et CÔME_CAPRICE (en bas). Les tracés blancs délimitent les zones à fort potentiel hydrogéologique, les traits rouges correspondent à des valeurs de gradient plus faibles alignées dans l'axe des zones à fort potentiel hydrogéologique. Les traits noirs correspondent aux mesures PS.

Les observations réalisées sur ces cartes de gradient PS-Altitude permettent de caractériser l'irrégularité de la topographie anté-volcanique, les contextes de paléovallées et les secteurs ou substratum a une topographie peu marquée ou proche de la topographie actuelle. Ces informations sur la géomorphologie du substratum sont purement indicatives et sont supplantées par l'apport de la méthode SPS qui en plus de donner une image de la géomorphologie du substratum, permet d'estimer l'altitude du substratum. Il est néanmoins possible que ce traitement des signaux PS trouve une utilité dans le contexte de la Chaîne des Puys lorsque des données sur les édifices volcaniques seront disponibles pour caractériser leur comportement hydrogéologique.

ii. Corrélation entre les données de résistivité et les données PS

La plupart des profils de résistivité électrique présentés dans le chapitre III.1.c ont également fait l'objet de prospections par la méthode PS. Dans le cadre de l'étude CAPRICE, les campagnes de terrain de tomographie de résistivité électrique ont été planifiées et localisées à partir des analyses des profils et cartes PS, qui fournissent une information de premier ordre sur la localisation en profondeur des structures géologiques et/ou hydrogéologiques à imager (comme des axes de paléovallées). Le croisement des données de tomographie de résistivité électrique et de PS peut s'avérer utile voire cruciale pour contraindre les hypothèses possibles sur l'origine des anomalies PS identifiées sur les cartes ou profils PS. En plus des effets de la topographie de surface essentiellement due à l'empilement des formations volcaniques dans la zone axiale de la Chaîne des Puys et la paléo-topographie du substratum anté-volcanique, les signaux PS peuvent être perturbés par des variations de résistivité latérales mais également par la présence de formations fortement résistantes dans le sous-sol.

Sur le secteur d'Aydat (Figure IV.35), trois tomographies de résistivité électrique associées à des profils PS permettent d'observer l'influence de la résistivité du sous-sol sur les signaux PS (Figure IV.36). La pseudo-section de résistivité électrique (1) modélisée, présente deux zones fortement résistives enracinées jusqu'à 100 m de profondeur (notées R1 et R2 sur la Figure IV.36.1), marquées par des anomalies PS négatives d'une longueur d'onde similaire. Dans ce contexte, la topographie, plane dans ce secteur, et la topographie du substratum anté-volcanique ne semblent pas être à l'origine de ces anomalies PS excluant ainsi l'hypothèse de la présence d'une paléovallée encaissée dans ce secteur. La forte résistivité (>15000 Ohm.m) des coulées de lave dans le sous-sol est probablement responsable de ces anomalies PS négatives, d'une amplitude de 100 à 150 mV.

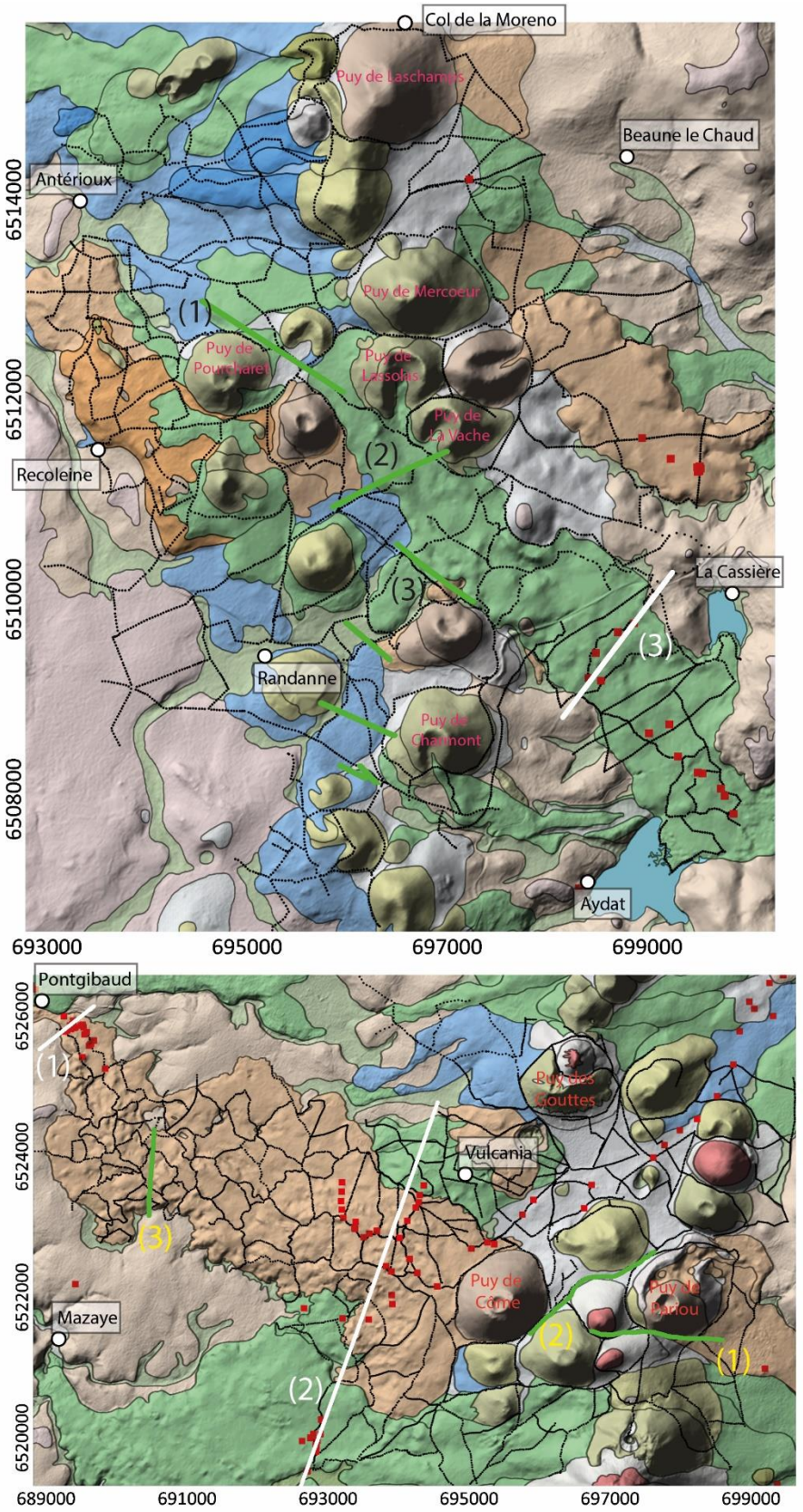


Figure IV.35 : Cartes de positionnement des profils de mesure PS (en noir), des profils ERT (en vert), des forages (carrés rouges) et des coupes présentées dans la section « Modélisation de la surface SPS » (en blanc). En haut : Base de données VEYRE_CAPRICE sur le bassin versant de la Veyre ; En bas : Base de données CÔME_CAPRICE sur le bassin versant de Côme.

Les pseudo-sections (2) et (3) de la figure IV.36 imagent un contexte géologique comparable, avec une (ou plusieurs) coulée(s) de lave reposant sur un substratum granitique (2) ou hybride, sédimentaire-granitique (3). Elles exposent la présence de paléovallées plus ou moins bien marquées au sein desquelles les coulées de lave se sont mises en place. La pseudo-section (2) montre des variations latérales importantes de résistivité électrique, notamment sur la bordure sud de la coulée des Puys de la Vache-Lassolas, au contact avec une coulée plus ancienne supposée provenir du Puy de Montchal. Cette transition entre un milieu moyennement résistif (~ 5000 à 6000 Ohm.m) et un milieu très résistif (>10000 Ohm.m) est marquée par une anomalie PS négative (environ -70 mV) très localisée au niveau du contact.

Dans un milieu avec une résistivité homogène comme dans la coulée de lave trachybasaltique des Puys de la Vache-Lassolas, les signaux sont exclusivement contrôlés par la circulation et l'infiltration d'eau au sein des formations volcaniques perméables, reposant sur le socle imperméable. Ici, l'épaisseur de la zone non saturée, constituée de formations laviques, et les circulations d'eau associées génèrent une anomalie PS d'une amplitude maximale de -100 mV ; dont l'extension est identique à l'extension en surface des écoulements laviques concernés.

Le profil (3) recoupe les coulées de lave des Puys de la Vache-Lassolas (Figure IV.35, digitation latérale remontant une dépression perpendiculairement à l'axe principal d'écoulement) et du Puy de Vichatel. Ces deux coulées d'épaisseur et d'âge différents sont juxtaposées mais présentent une résistivité électrique du même ordre. Le profil PS ne montre pas d'anomalie au niveau du contact des deux coulées. La zone d'extension de la coulée des Puys de la Vache-Lassolas est à l'origine d'une anomalie PS d'une amplitude de -80 mV.

Une anomalie PS est également identifiée sur la zone correspondant à l'extension en surface de la coulée du Puy de Vichatel. Elle génère une anomalie de -150 mV par rapport au minima de l'anomalie PS négative à l'aplomb de la coulée des Puys de la Vache-Lassolas. Ces anomalies PS négatives emboitées mettent ici clairement en exergue la complexité de l'interprétation des signaux PS, en l'absence de contraintes sur la géométrie du substratum imperméable. Dans le cas des coupes (2) et (3) (Figure IV.36.3), l'épaisseur de la zone non saturée (coulées volcaniques) et la géométrie du substratum (existence de paléovallées marquées) sont les seuls paramètres contrôlant le signal PS.

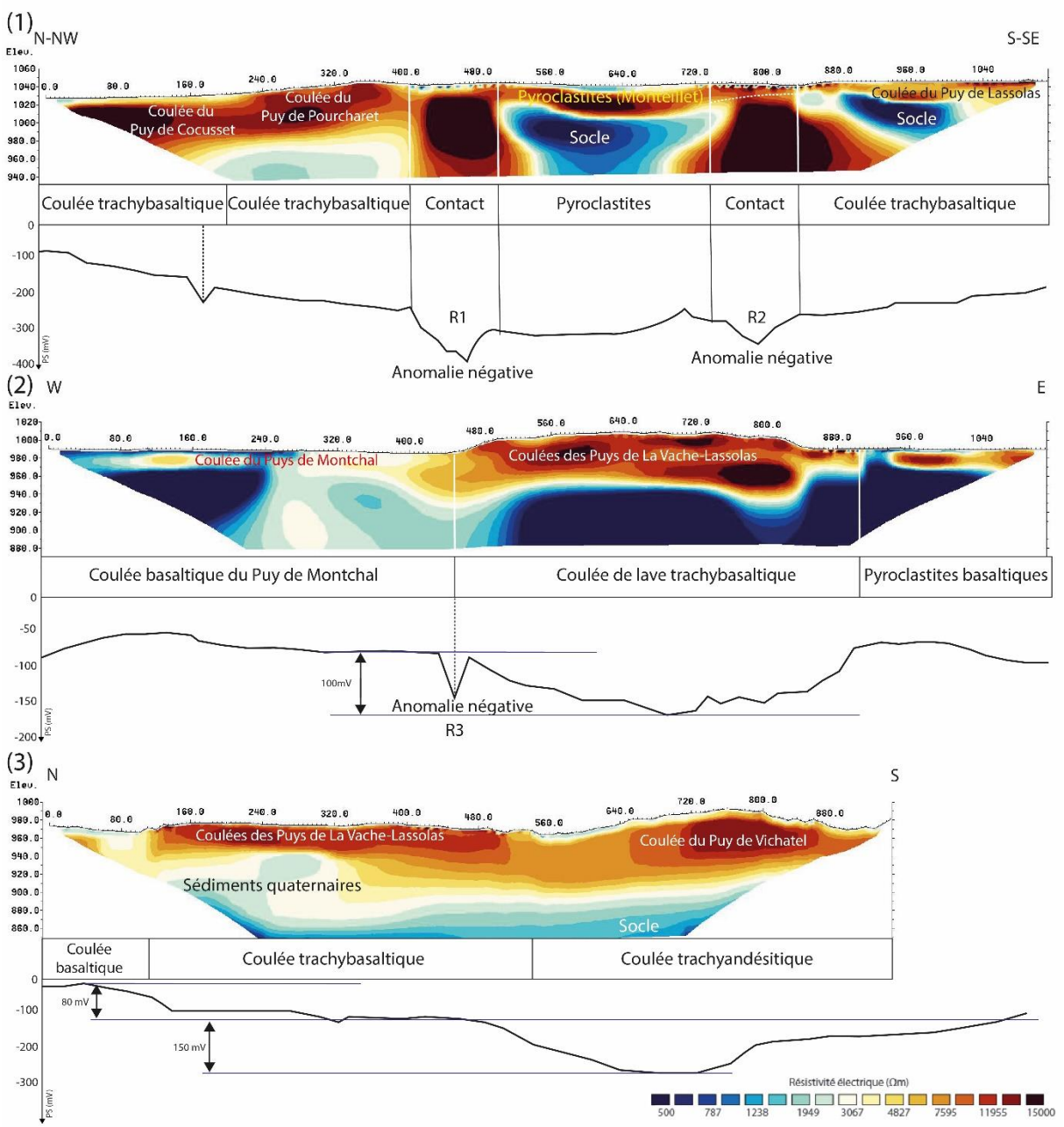


Figure IV.36 : Comparaison des profils PS avec les modèles de résistivité électrique associées, dans le secteur de la cheire d'Aydat. L'échelle de couleurs des résistivités électriques présentées sur les pseudo-sections ERT est identique. Les informations sur les lithologies identifiées à l'affleurement sont issues de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017)

Dans le secteur de la cheire de Côme (Figure IV.35), la comparaison des pseudo-sections de résistivité électrique avec les profils PS associés présentent des résultats similaires que pour le secteur de la cheire d'Aydat. Le profil ERT (Figure IV.37) (1) montre un empilement volcanique surmontant le socle anté-volcanique dont l'altimétrie diminue d'ouest en est. Le signal PS suit ainsi l'augmentation de l'épaisseur des produits volcaniques.

Une remontée du signal PS notée R4 (Figure IV.37) est associée à la présence d'un niveau résistant superficiel d'une dizaine de mètres d'épaisseur. L'augmentation du signal PS à l'aplomb d'une telle anomalie résistive de surface peut correspondre à une altération de la mesure du fait d'une résistance du sol trop importante (cf. chapitre III.2.a)

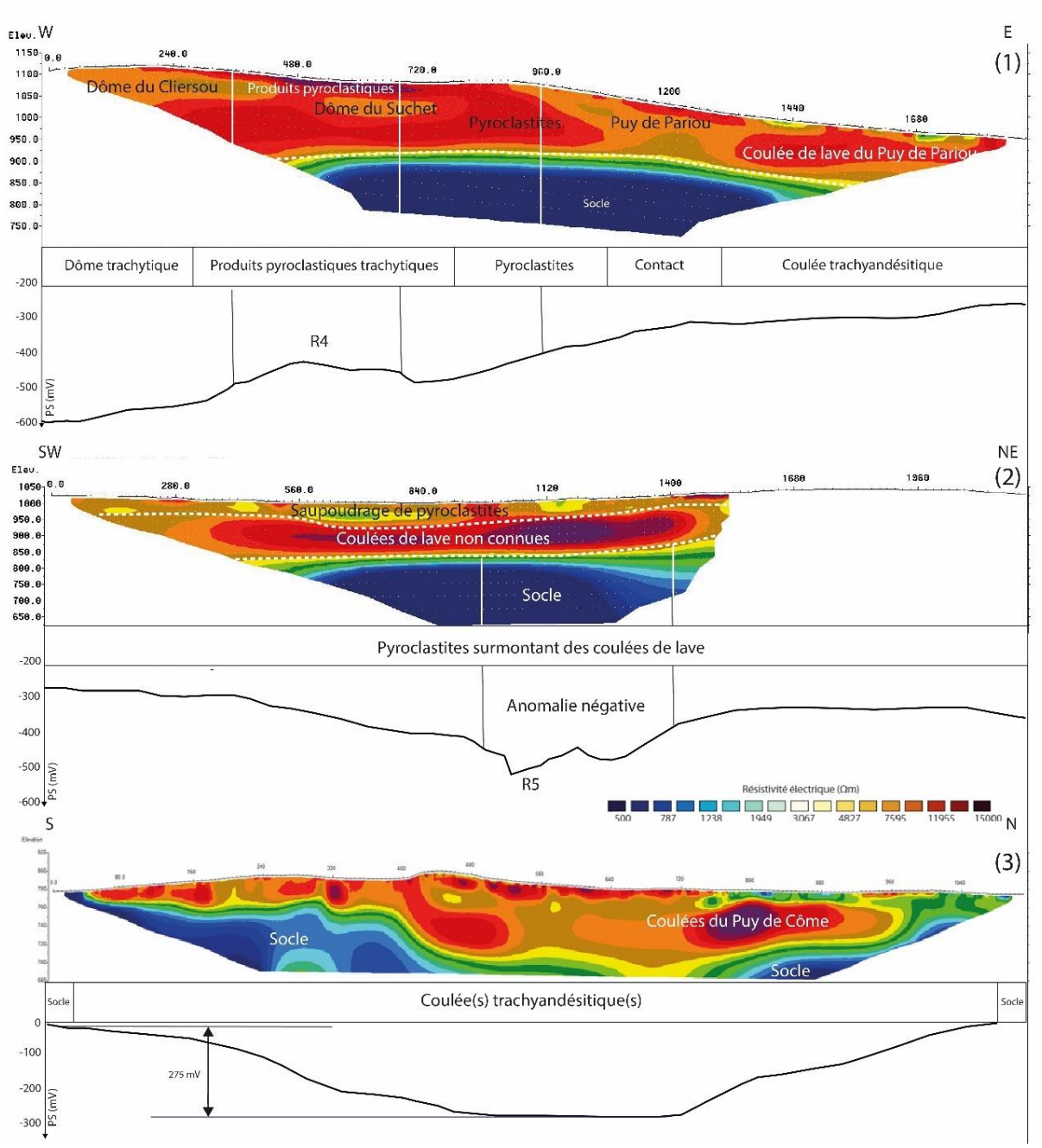


Figure IV.37 : Comparaison des profils PS avec les coupes de résistivité électrique associées dans le secteur de la cheire de Côme. L'échelle de couleurs des résistivités électriques est identique pour toutes les pseudo-sections. Les informations sur les lithologies affleurantes sont issues de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017)

Le profil ERT (.2) de la figure IV.37 image un corps résistant de 100 m d'épaisseur dans l'empilement volcanique. La position de cette structure résistive, est attribuée à la présence d'une coulée de lave non observable à l'affleurement. Dans ce contexte, le corps résistant n'étant pas en surface, l'anomalie PS est négative et se positionne parfaitement sur l'extension latérale de cette unité résistive.

Enfin, le modèle d'inversion des données de résistivités du profil ERT (3) de la figure IV.37 montre une paléovallée comblée par un empilement de coulées volcaniques de plus de 100 m d'épaisseur. Un signal PS d'une amplitude de -275 mV est mesuré dans l'axe de la paléovallée, ce qui correspond au minimum PS. Le cas de figure présenté par cette pseudo section montre que le minimum PS correspond ici à l'axe de drainage de la paléovallée. La forme plate du profil PS au niveau de son minimum laisse penser à l'imagerie d'un niveau piézométrique.

Ces dernières observations viennent confirmer que les signaux PS sont de bons indicateurs de la profondeur du socle, dans le contexte géologique de la Chaîne des Puys. Néanmoins, certaines anomalies négatives du signal PS ne doivent pas être interprétées comme un approfondissement du socle ou la présence d'une paléovallée. En effet, nous avons montré, au travers de quelques exemples (Figure I.36.1 et Figure IV.37.1 et IV.37.2), que la répartition des résistivités dans le sous-sol et la présence de très forts contrastes de résistivité électrique sont parfois à l'origine d'anomalies PS négatives. En contexte de paléovallée remplie par un empilement de coulées de lave (Figure IV.36.3 et Figure IV.37.3), la méthode PS image clairement la morphologie de l'encaissant cristallin sans être perturbée par les résistivités rencontrées parfois élevées (Figure IV.37.3). Le caractère extrêmement ponctuel des anomalies PS associées à des anomalies résistives dans le sous-sol permet d'estimer que la majeure partie des anomalies PS sont uniquement dépendantes de l'épaisseur de la zone saturée et donc de la topographie anté-volcanique.

iii. Modélisation de la surface SPS :

Comme présenté dans la partie III.1.b « la méthode PS dans la Chaîne des Puys », Aubert et al. (1991) ont défini une relation empirique qui relie la valeur de PS, l'altitude de la surface topographique et la côté altimétrique du toit du premier conducteur. Dans le contexte de la Chaîne des Puys, cette relation permet de définir une surface géophysique nommée SPS, qui caractérise soit le toit de la zone saturée soit le toit du socle cristallin imperméable.

La relation linéaire permettant de retrouver l'altitude (en m) H (x, y), de la surface SPS est de la forme (Figure 64) :

$$H\,(x,y) = h\,(x,y) - \left(V\frac{(x,y)}{K}\right) - E0 \qquad (12)$$

Dans cette équation, $h_{(x,\,y)}$ (côte altimétrique de la surface, en m) et $V_{(x,\,y)}$ (valeur PS en mV) sont connues, seul le coefficient de proportionnalité K (mV/m) est inconnu. Le terme E0 qui représente l'épaisseur de la zone saturée à la verticale du point de référence des mesures PS est nul dans le cadre de cette étude car les références absolues des deux bases de données sont placées sur le substratum. Afin d'imager la surface SPS, il est nécessaire de calibrer le facteur K à partir des données de forages.

- Détermination du coefficient K

Le coefficient K peut être calculé lorsque des mesures PS ont été réalisées à l'aplomb d'un forage ayant touché le substratum et dont la profondeur est connue. Dans le cadre de cette étude, 54 forages répartis sur les deux bases de données de la Chaîne des Puys ont été utilisés pour contraindre ce paramètre. L'équation pour déterminer le facteur K est la suivante :

$$K_{(x,y)} = \frac{V_{(x,y)}}{h_{(x,y)} - hsocle_{(x,y)}} \qquad (13)$$

Le graphique de la figure IV.38 représente les valeurs de PS (en mV) en fonction de la profondeur du substratum en mètres ($h_{(x\,;\,y)} - h_{\text{socle}\,(x\,;\,y)}$), le coefficient directeur de la droite de régression des données permet d'estimer un facteur K. Plusieurs droites ont été tracées sur le graphique de la figure IV.37 de façon à estimer un intervalle pour les valeurs de K retrouvées dans la nature. Ainsi, les valeurs de K varient entre -0,85 mV/m et -4 mV/m avec une valeur déterminée graphiquement de -2,4 mV/m qui concorde avec les données de la bibliographie (-2,38 mV/m (Joux, 2001 ; Labazuy, 2001) et -2,5 mV/m (Aubert et Atangana, 1996).

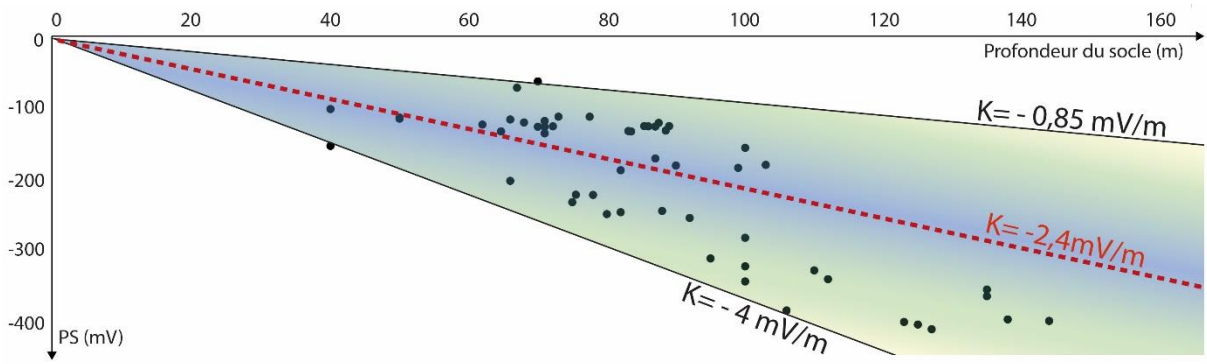


Figure IV.38 : Graphique des valeurs de PS en fonction de la profondeur du socle des 54 forages présents sur les deux secteurs d'étude de la Chaîne des Puys. Le dégradé de couleur du bleu au vert correspond à la zone proche des valeurs moyenne et graphique de K.

Au premier ordre, il existe bien une relation linéaire avec k = -2,4 mV/m mais avec des écarts à cette moyenne statistique assez importants. Plusieurs facteurs peuvent entrer en compte pour expliquer ces écarts :

- Le type de lithologie qui constitue l'empilement volcanique et surtout la proportion entre matériel scoriacé (perméabilité de porosité) et matériel lavique massif fracturé (perméabilité en grand ou de fracture).
- La répartition des résistivités dans le sous-sol qui fait varier l'ensemble des valeurs de PS sans relation avec l'épaisseur des produits volcaniques (partie III.3.2).
- La hauteur du niveau piézométrique dans l'empilement volcanique qui contrôle l'épaisseur de la zone non saturée.

Ce dernier point est crucial pour la compréhension des faibles valeurs du coefficient K. La plupart des faibles valeurs de K se retrouvent au niveau des forages localisés au niveau des parties distales des coulées de lave (Figure IV.35). En zone distale, les coulées de lave sont généralement canalisées dans des vallées profondes et étroites (notion de goulot d'étranglement), entaillées dans le socle granitique et peuvent présenter des épaisseurs encore conséquentes (jusqu'à 100m pour la cheire de Côme au niveau de Pontgibaud). Ce resserrement des vallées engendre une remontée du niveau piézométrique, ce qui contribue à diminuer, *in fine*, l'épaisseur de la zone non saturée. Ainsi, une proportion non négligeable de l'empilement volcanique se retrouve saturée, ce qui engendre une diminution de l'amplitude des signaux PS et donc, par relation directe, une diminution du facteur K (Figure IV.39).

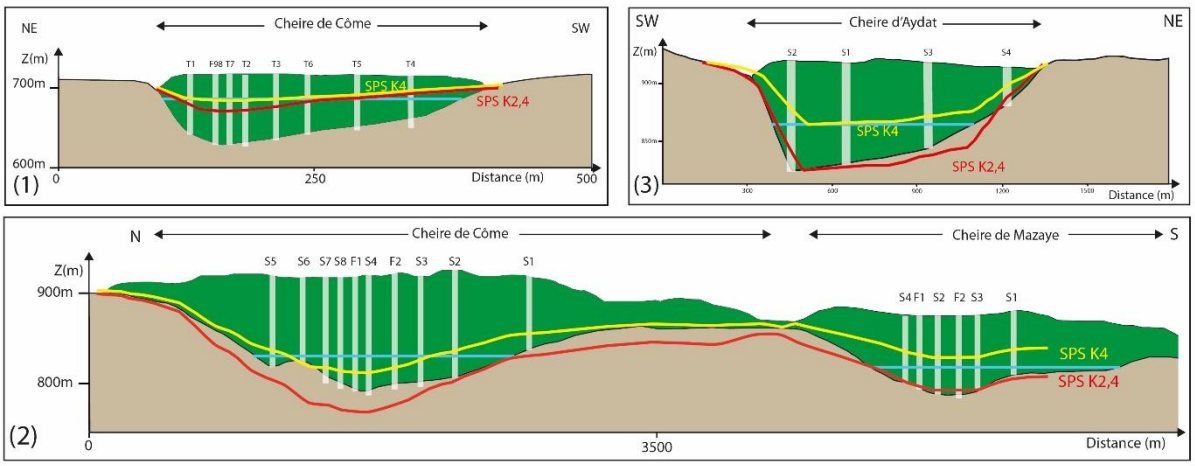


Figure IV.39 : Coupes géologiques tirées de la partie I.2.c comparées avec des profils SPS calculés à K=-2.4mV/m (rouge) et K=-4 mV/m (jaune). Les traits blancs correspondent aux forages et les traits bleus au niveau piézométrique statique mesuré lors de la foration.

Les 3 coupes de la figure IV.39 imagent très bien ce propos. La coupe 1 se place à l'aval du bassin versant de Côme dans un secteur de goulet d'étranglement. La remonté du niveau piézométrique est importante (jusqu'à 70% des formations volcaniques sont saturées). Ce phénomène se matérialise par des valeurs de PS faible vis-à-vis du fait que l'épaisseur de produit volcanique dans la paléovallée approche les 100 m. Pour une valeur de -2,4 mV/m ou -4 mV/m il n'est pas possible de modéliser la morphologie de la vallée avec la méthode SPS. A l'inverse sur la coupe 2 (figure IV.39) le niveau piézométrique apparait presque négligeable par rapport à l'épaisseur de l'empilement volcanique (saturation sur 15% de l'empilement volcanique). Dans ce contexte, la modélisation SPS avec le k déterminé précédemment (-2,4 mV/m) fonctionne très bien car elle permet de se rendre compte de la morphologie de la vallée tout en s'approchant quantitativement de la réalité. Le même cas de figure est visible sur la coupe 3 (Figure IV.39) ou la valeur de K= -2,4 mV/m permet d'expliquer la morphologie de la vallée et de se rapprocher d'une quantification exacte de l'altitude du substratum.

La présence de niveaux piézométriques importants notamment en bout de bassin versant n'est, localement, pas favorable à la modélisation SPS pour reconstituer la topographique du substratum anté-volcanique. Ce constat est valable pour les coulées de lave qui se sont épanchées à l'ouest de la Chaîne des Puys (larges en amont et plutôt resserrées à l'aval), mais surtout à l'est de la Chaîne des Puys où les coulées ont été rapidement canalisées dans des vallées très resserrées et ou les niveaux piézométriques sont souvent très hauts. Néanmoins dans tous les autres cas de figure elle apparait comme une méthode plus qu'efficace pour juger de la morphologique du substratum anté-volcanique mais également pour en proposer des altimétries.

- *Cartographie de la surface SPS :*

Les cartes de la surface SPS, créées à partir de la méthode SPS d'Aubert et al. (1991) et d'un facteur K de -2,4mV/m déterminé graphiquement sont présentées sur la figure IV.40. Les cartes SPS des bassins versants de Côme (CÔME_CAPRICE) et de la Veyre (VEYRE_CAPRICE) ont des altitudes qui varient entre 1100 m au niveau de l'axe volcanique et 650 m au niveau de Pontgibaud sur la carte du secteur Côme et 750 m au niveau d'Aydat pour secteur Veyre. La même échelle de couleur est utilisée pour les deux cartes afin de faciliter leur comparaison.

La première observation est que les paléovallées de Côme et de la Veyre ressortent parfaitement grâce à la surface SPS. Sur la carte du bassin versant de la Veyre, les secteurs avec des altimétries élevées se localisent à l'aplomb des édifices volcaniques et sur la portion sud-ouest de la zone. Pour l'altimétrie de la partie sud-ouest du bassin versant, elle est directement liée à l'altimétrie du substratum dans ce secteur qui correspond aux formations volcaniques du Mont-Dore dont les altitudes oscillent entre 1000 et 1150 m d'altitude. Les altitudes de la surface SPS sous les édifices volcaniques sont liées à la répartition des mesures PS sur le terrain. Comme le montre les tracés de mesures sur la figure IV.40, peu de mesures ont été réalisées sur les édifices volcaniques ce qui ne permet pas de relier l'altitude des puys à une valeur de PS conforme à cette dernière. En réalisant les mesures au pied des édifices, la valeur de PS est sous-estimée sur les flancs des volcans engendrant une augmentation de l'altitude SPS à cause de la topographie actuelle (ce phénomène à déjà été discuté pour les calculs de gradient PS-Altitude). Ce phénomène est encore plus flagrant sur la carte SPS du bassin versant de Côme. En prenant en compte ce biais liés à l'interaction répartition des données – interpolations, les données SPS le long des profils de mesure peuvent être interprétées. La tendance générale des mesures entre les édifices volcaniques montre une augmentation de l'altitude de la surface SPS vers l'axe de la Chaîne des Puys que ce soit pour le bassin versant de Côme et de la Veyre.

La surface SPS permet d'identifier l'extension vers l'amont des paléovallées de la Veyre et de Côme. La paléovallée de la Veyre remonte jusque sur la bordure sud du Puy de Mercœur en passant au sud des Puys de la Vache et de Lassolas. Une paléovallée secondaire parait s'initier en direction de Randanne pour venir se raccorder à la paléovallée principale au sud du Puy de la Vache. Sur la partie ouest du bassin versant de la Veyre, la méthode SPS permet d'identifier une petite paléovallée à l'ouest du Puy de Pourcharet qui se poursuit jusqu'au sud d'Antérioux. Une paléovallée est également identifiée à l'est du Puy de Mercœur et du Puy de la Vache correspondant à la paléovallée du bassin versant de l'Auzon.

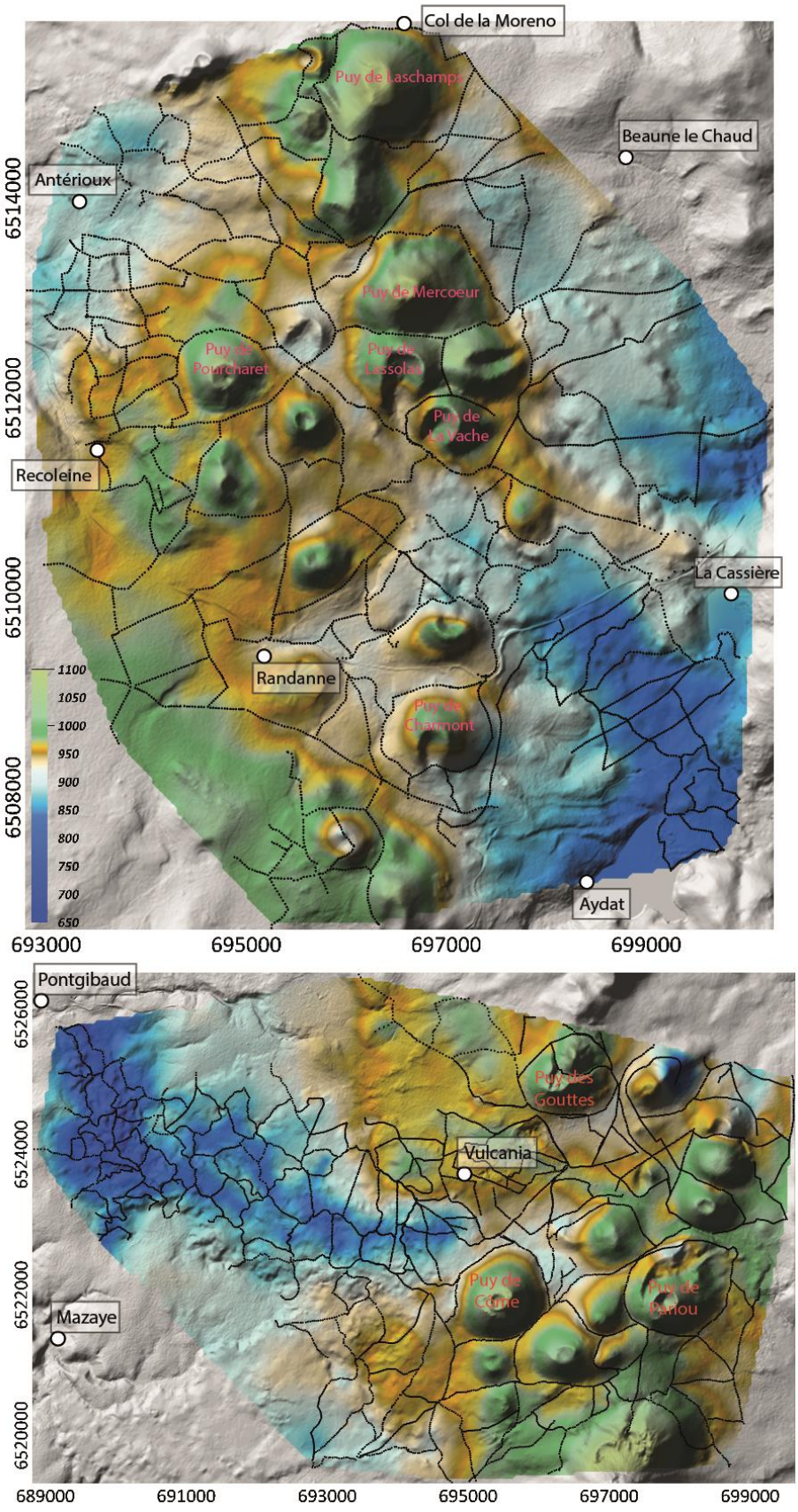


Figure IV.40 : Cartes SPS des secteurs du bassin versant de la Veyre à partir de la base de données VEYRE_CAPRICE (en haut) et sur le bassin versant de Côme à partir de la base de données CÔME_CAPRICE (en bas). Le facteur K utilisé est fixé à -2,4 mV/m.

Sur le secteur de Côme, la paléovallée principale se ramifie pour remonter entre les Puy de Côme et de Pariou et partir vers l'est de Vulcania. Plus au sud, le début de la paléovallée de Mazaye est également bien identifié avec une ride de socle globalement est-ouest qui la sépare de celle de Côme. Au sud de Vulcania, une rupture de pente importante dans l'axe de la paléovallée fait passer la surface SPS de 900-850 m à 800-750m de façon abrupte. Ce genre de rupture de pente dans le substratum est l'indicateur de la présence d'une faille.

La conversion des données PS vers une surface SPS permet d'identifier des structures clés dans la compréhension de la géométrie des bassins versants étudiés. Outre ces aspects géomorphologiques, la méthode SPS permet de discuter de façon inédite de l'altimétrie du substratum de la Chaîne des Puys (au travers de la surface SPS) sur une surface aussi grande.
Outre l'aspect imagerie du socle, la méthode SPS est aussi reconnue pour imager les surfaces piézométriques (III.2. a) en présence d'un aquifère. Ce volet de la méthode SPS, pas considéré dans l'analyse des cartes SPS, permet d'utiliser la méthode PS comme un piézomètre.

- *Identification des niveaux piézométriques avec la surface SPS*

Assez peu de secteurs sur l'étendue des cartographies PS réalisées ont été identifiés comme associés à un niveau piézométrique. La zone choisie pour ce suivi se situe sur la cheire d'Aydat (Figure IV.41) en amont de la ligne de forage présentée dans la partie I.2.c (et sur les figures IV.39 sur la coupe (3) et IV.11) et d'un piézomètre géré par le BRGM à proximité du lac d'Aydat. La distance entre ce piézomètre BRGM et le profil étudié est de 3 km. Les études réalisées lors de la réalisation des forages dans le secteur de la cheire d'Aydat (SAFEGE, 2007; Frémion, 2013) évoquent une pente de 1,5% ce qui implique une augmentation du niveau piézométrique de 15 m/km à l'amont du piézomètre. La valeur de pente de la nappe permet d'estimer le niveau piézométrique au niveau du profil étudié à une altitude entre 885 et 895 m.

Le profil PS a été réitéré quatre fois entre le 24/06/2020 et le 01/10/2021 (Figure IV.41). Entre le profil du 20/11/2020 et celui du 05/03/2021, le niveau piézométrique a augmenté de 3 m au niveau du piézomètre BRGM, ce qui devrait correspondre à une variation du même ordre de grandeur sur le secteur du profil PS test.

Ce profil test, non raccordé au socle de part et d'autre mais référencé à la référence régionale, expose une morphologie de paléovallée avec un fond plat. Les flancs de cette vallée paraissent asymétriques au regard des signaux PS. Le flanc nord de la vallée est plus pentu que le flanc sud. L'axe de la vallée, assez large, est marqué par un signal PS constant entre de 180-200 mV.

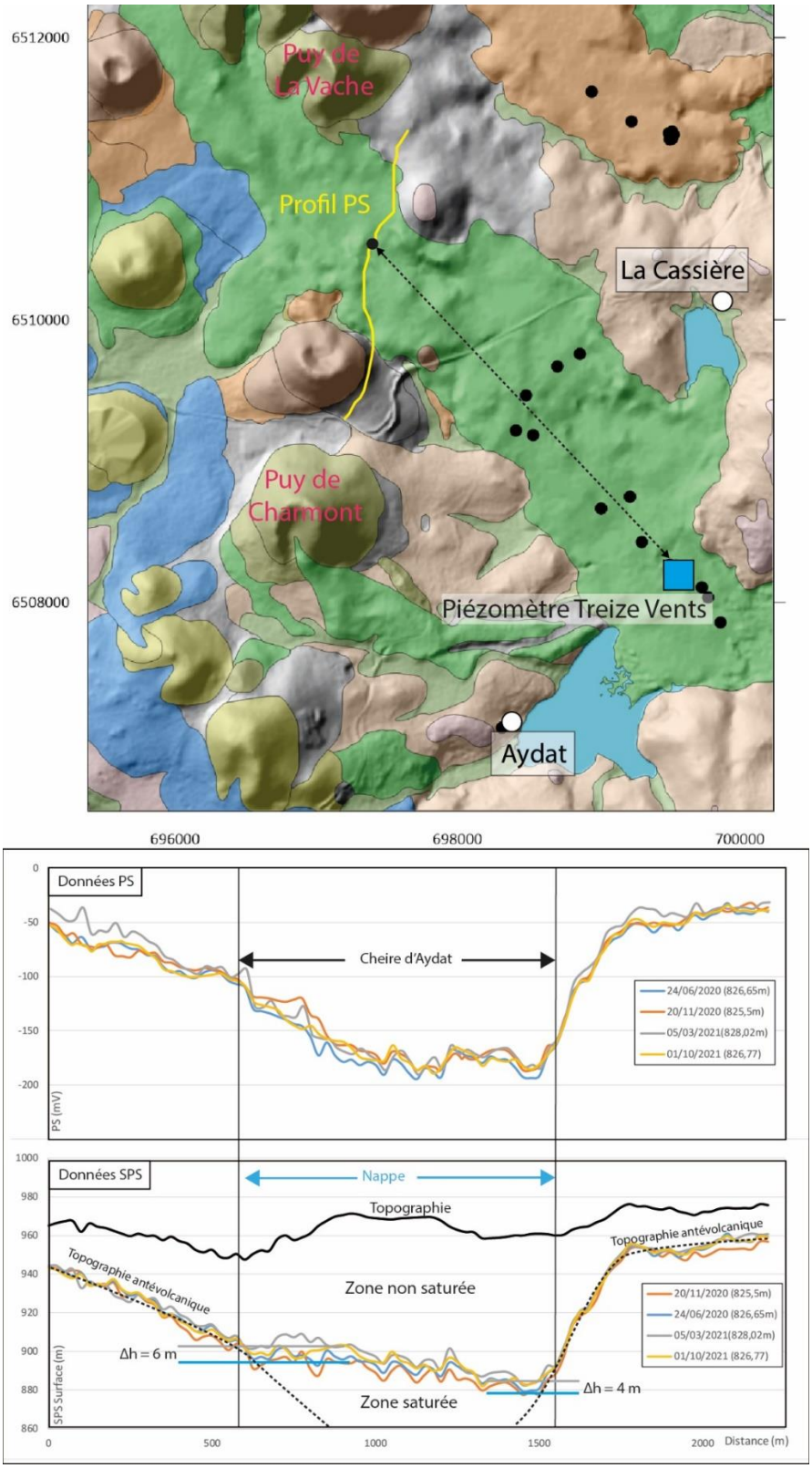


Figure IV.41 : Suivi d'une surface piézométrique à l'aide de la méthode PS. Le profil jaune a été réitéré 4 fois sur une période de 18 mois. Les profils PS datés sont présentés sur le graphique du haut. Le graphique du bas présente la conversion des 4 profils en surface SPS pour une valeur de K de -2,4mV/m.

Ce plateau du signal PS placé dans l'axe de paléovallée indique la présence d'un niveau piézométrique. La conversion SPS permet de déterminer des hauteurs de ce niveau piézométrique en fonction de la valeur de K= -2.4 mV/m pour chaque profil. Cette valeur de K déterminée graphiquement dans la section précédente, satisfait l'estimation du niveau piézométrique pour les quatre profils donnés estimé par l'extrapolation des valeurs du piézomètre des Treize vents à 885/895 m. La stabilité apparente des profils PS réitérés, laisse apparaitre des variations une fois converti en profil SPS. Sur les bordure du plateau PS en cœur de paléovallée, la comparaison entre le profil SPS du 20/11/2020 et celui du 05/03/2021 montre des variations de l'ordre de 4 à 6 m pour une altitude moyenne comprise respectivement entre 890 et 895 m.

Cette expérience montre l'efficacité de la méthode PS lorsqu'elle est utilisée comme une moyen de suivre le niveau piézométrique à géométrie d'aquifère constante. Ce genre d'essai permet d'imaginer un suivi en continu des niveaux piézométriques à partir de la méthode PS dans le contexte de la Chaîne des Puys. Dans un secteur en dehors d'une paléovallée, le fonctionnement des aquifères étant dépendant de leur géométrie, il est plus que délicat de préjuger de la qualité du suivi d'un niveau piézométrique avec la méthode PS.

En conclusion, les axes de paléovallées comportant une zone saturée non négligeable au regard de l'empilement volcanique induisent une réduction du signal PS. Ils apparaissent ainsi comme moins marqués au regard de la méthode PS. Cette dernière remarque sur la conversion PS-SPS n'affecte en rien l'utilité première de la surface SPS qui est d'identifier les axes de drainage des paléovallées et surtout les zones de crêtes. Elle vient simplement apporter une nuance à l'interprétation de l'altimétrie de la surface SPS en contexte de paléovallée.

- *Carte des axes de drainage et des lignes de crêtes*

Les cartes SPS sont ainsi utilisées pour délimiter et cartographier les zones de crêtes et les axes de drainage, qui structurent le socle cristallin anté-volcanique, au niveau de la zone recouverte par le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys. Les techniques automatiques de détection n'ont pas été concluantes quant à la définition des axes de drainage car des ruptures de continuité existent dans le réseau hydrographique modélisé par la surface SPS. Il est néanmoins possible de repérer manuellement les axes de drainage et les crêtes sans prendre compte les altimétries de la surface SPS au niveau des édifices volcaniques.

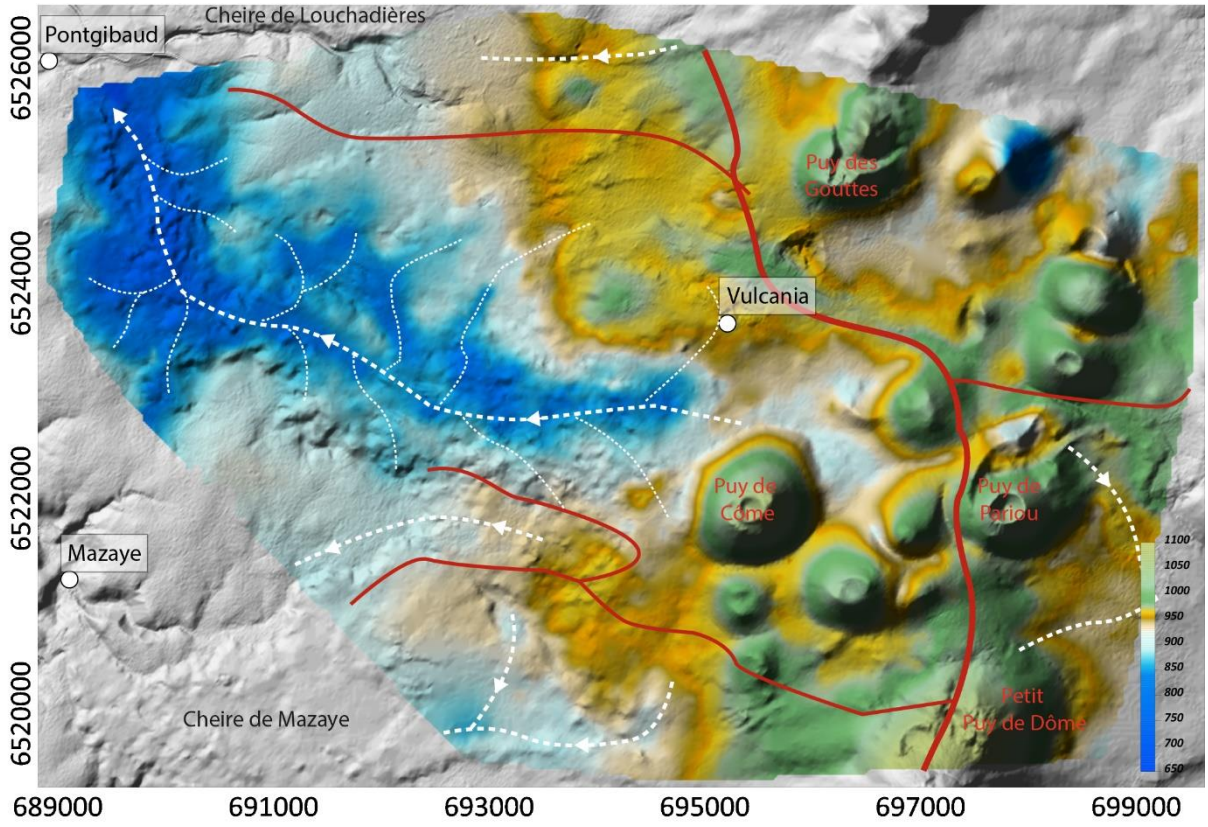


Figure IV.42 : Carte SPS à K= -2,4 mV/m du secteur de la cheire de Côme. Les traits rouges en gras correspondent à la ligne de partage des eaux est-ouest de la Chaîne des Puys. Les traits rouges plus fins sont les limites des bassins versants. Les traits blancs en pointillé gras représentent les axes de drainage principaux. Les traits blancs en pointillé fins soulignent les axes de drainage secondaires.

La carte SPS du secteur cheire de Côme-nord Chaîne des Puys (Figure IV.42) expose la présence d'une vallée partant du nord du Puy de Côme jusqu'à la vallée de la Sioule à l'ouest correspondant à la paléovallée de Côme identifiée par forages (Figure IV.35 et IV.39). Des vallées secondaires sont également repérables sur les pourtours de cette dernière. Directement au sud de la cheire de Côme et du puy de Côme, la cheire de Mazaye s'est également mise en place dans une vallée dont l'amont est visible sur la carte SPS. Entre ces deux vallées relativement larges et peu encaissées, une petite vallée est identifiée et vient se raccorder à la vallée de Mazaye. D'autres portions de vallée sont visibles notamment à l'est du Puy de Pariou (paléovallée de Pariou-Durtol) et à l'est du Puy des Gouttes (paléovallée d'Argnat).

La carte SPS permet de mettre en évidence les lignes de partage des eaux entre les différentes bassins versants grâce aux maximum locaux de la surface SPS en dehors des édifices volcaniques. Ainsi, la ligne de partage des eaux entre l'est et l'ouest passe à l'ouest du puy des Gouttes, au nord de Vulcania et continue vers le sud en passant sur la bordure ouest du Puy de Pariou et du Petit Puy de Dômes. Des lignes de partage entre bassins versants peuvent être identifiées notamment entre la cheire de Mazaye et la cheire de Côme.

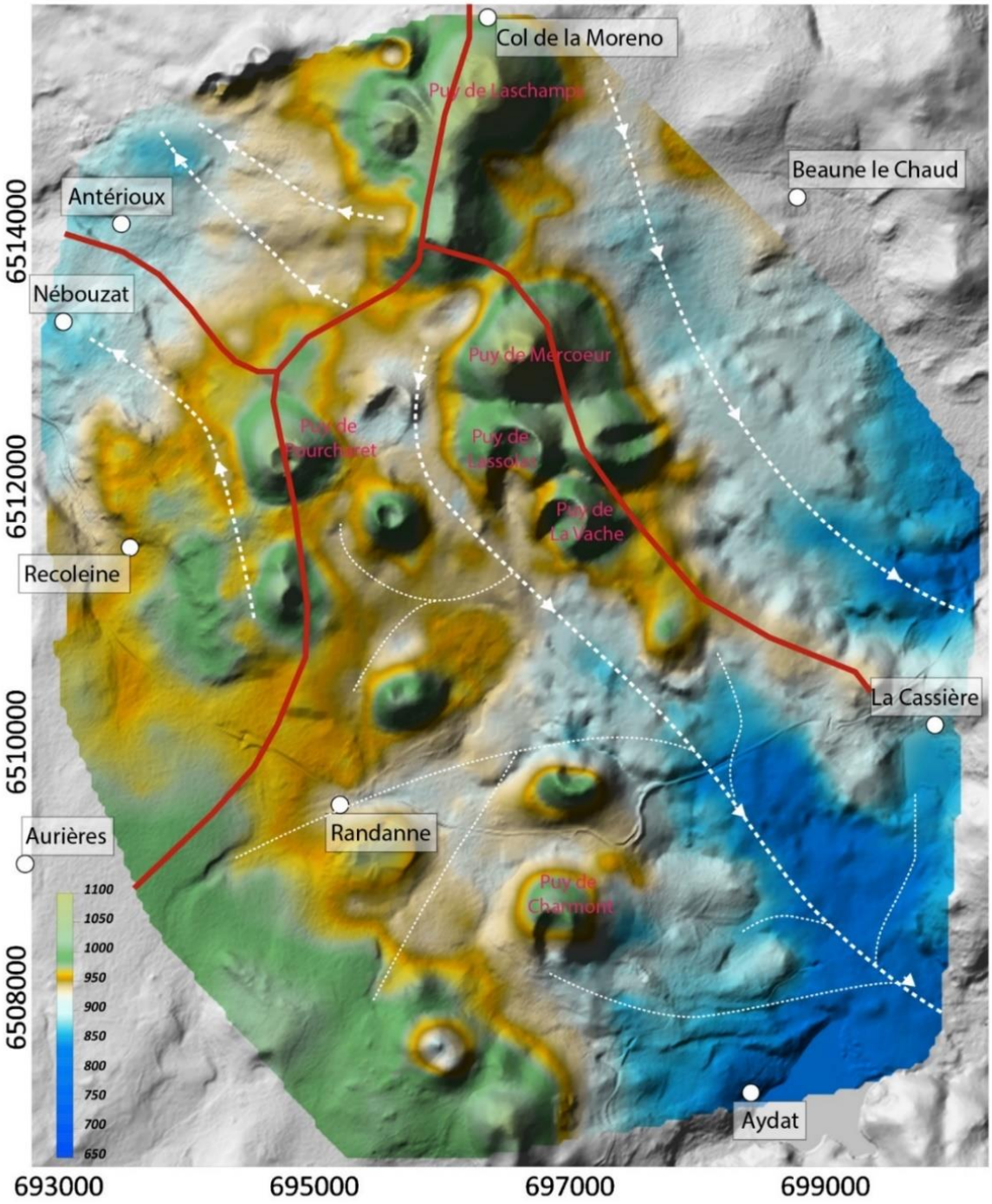


Figure IV.43 : Carte SPS à K= -2,4 mV/m du secteur de la cheire de la Veyre. Les traits rouges en gras correspondent à la ligne de partage des eaux est-ouest de la Chaîne des Puys. Les traits rouges plus fins sont les limites des bassins versants. Les traits blancs en pointillé gras représentent les axes de drainage principaux. Les traits blancs en pointillé fins soulignent les axes de drainage secondaires.

La carte SPS du secteur sud de la Chaîne des Puys (Figure IV.43) fait apparaitre une vallée partant du Puy de Monteillet jusqu'au Lac d'Aydat correspondant à la paléovallée de la Veyre sous la cheire d'Aydat. Directement au nord, un second axe de drainage est identifié sous la coulée du Puy de Mey remontant à l'est des Puys de Mercœur et de Laschamps.

Entre ces deux vallées, une ride de substratum bien marquée se prolonge vers le nord. Il apparait que l'ensemble des édifices depuis le Puy de la Vache jusqu'au Puy de Laschamps se sont édifiés sur cette ride.

Sur la partie ouest de la carte SPS, plusieurs axes de drainage ont été identifiés, dont un s'initiant au nord de Randanne pour aller jusqu'à Nébouzat en passant à l'ouest du Puy de Pourcharet. Les deux autres axes de drainage naissent au niveau de la ride de substratum entre le Puy de Pourcharet et le Puy de Mercœur pour partir en direction du nord. Sur le secteur d'Aydat, la ligne de partage est-ouest suit une ride du substratum passant sous les Puys de Pourcharet et de Laschamps. La ride de substratum identifiée sous les Puys de Mercœur, de Lassolas et de la Vache correspond à ligne de partage entre les bassins versant de l'Auzon (nord-est) et de la Veyre (sud-ouest). Une ligne de partage des eaux est observable au nord-ouest du Puy de Pourcharet. En se poursuivant entre les villages d'Antérioux et de Nébouzat, elle marque la limite entre le bassin versant de chez Pierre (nord) et celui de Nébouzat (sud) qui a été identifié pour la première fois grâce à cette cartographie PS.

Outre les paléovallées principales, les cartes SPS permettent d'identifier des axes de drainage secondaires. Cela est possible grâce à la densité de données PS importantes et à la bonne répartition spatiale de ces dernières. Ainsi sous la cheire de Côme, 12 vallons secondaires ont été identifiés aussi bien dans les portions amont et aval du bassin versant. Sur le bassin versant d'Aydat, 6 vallons secondaires ont été imagés. Parmi ces 6 vallons, celui de Randanne est surement le plus important car il correspond en partie à l'actuelle infiltration du réseau hydrographique dans les formations volcaniques quaternaires (Lac de Montlosier).

L'ensemble des études sur le substratum de la Chaîne des Puys se sont arrêtées à l'identification des axes de drainage principaux. La cartographie SPS dérivée d'une cartographie PS assez dense permet de descendre à l'échelle de précision suffisante pour imager les axes de drainages secondaires. Les limites bien connues de la méthode SPS n'enlèvent pas son efficacité lorsqu'il s'agit d'imager les axes de drainage et les zones de crête. L'approche semi-quantitative qu'elle propose la rend incontournable pour reconstituer la topographie anté-volcanique. Ajoutée à une étude structurale et à d'autres données géophysiques (ERT), la surface SPS peut être ajustée de façon à représenter réellement la topographie anté-volcanique. L'ajustement des données SPS consiste à supprimer l'effet piézomètre retrouvé dans les paléovallées avec un aquifère. La suite de cette thèse propose une méthode d'ajustement des données SPS à partir de données géophysiques et structurales pour qu'elle corresponde quantitativement à la topographie anté-volcanique du substratum de la Chaîne des Puys

Chapitre V: La topographie du substratum anté-volcanique : Modélisation et implications

1. Reconstitution de la topographie anté-volcanique du plateau des Dômes

a. Synthèse des données et méthodologie

i. Les travaux historiques

La reconstitution de la paléo-morphologie du socle infravolcanique de la Chaîne des Puys a été l'objet de quelques études, notamment lorsque les géologues ont commencé à comprendre le rôle du substratum dans le fonctionnement hydrogéologique de la région.

Le premier à avoir esquissé les traits du substratum sous le volcanisme de la Chaîne des Puys est P. Glangeaud (1913). Il a tenté de reconstruire la géomorphologie du socle sous les formations volcaniques à partir d'une succession de coupes géologiques recoupant d'est en ouest la Chaîne des Puys. Ces travaux, inédits pour l'époque, ont été réalisés sans aucune donnée de forage profond. Les travaux d'Auriat (1956 ; Auriat et al., 1965), basés sur ceux de Louis et Stanudin (1956) ont proposé pour la première fois une carte des altimétries du substratum sous-volcanique (Figure V.1). La série de coupes géologiques réalisées à partir des forages de l'étude du Génie Rural (Auriat,1956) reste à ce jour la prospection hydrogéologique la plus vaste à l'échelle de la Chaîne des Puys (cf. Partie I.2.c). La carte issue de ces travaux (Figure V.1 ; Auriat et al., 1965) est considérée comme « imparfaite et inexacte » par les auteurs eux-mêmes du fait de la difficulté d'estimer l'épaisseur des produits volcaniques dans la zone axiale de la Chaîne des Puys.

Depuis ces travaux, personne n'a tenté de reconstruire l'ensemble de la géomorphologie du substratum infravolcanique. L'émergence des méthodes géophysiques au début des années 70 a modifié l'approche des chercheurs qui se sont plutôt focalisés sur des bassins versants en particulier ou sur des secteurs au niveau de l'axe volcanique de la Chaîne des Puys. Ce changement d'approche a également entrainé la modification des attentes vis-à-vis de l'imagerie de la géomorphologie du substratum infravolcanique. Jusqu'alors portées principalement vers l'hydrogéologie, les prospections se sont également tournées vers des objectifs plutôt volcano-tectoniques avec les outils géophysiques. La question principale des chercheurs était de savoir si l'axe volcanique de la Chaîne des Puys repose sur une crête ou sur une zone affaissée.

Premiers à travailler dans cette perspective, Camus et Aubert (1974) et Camus (1975) proposent une zone d'effondrement sous l'axe volcanique de la Chaîne des Puys à l'aide de la méthode des sondages électriques verticaux (SEV). Ils relient cet affaissement au

fonctionnement d'une chambre magmatique semi-profonde (1 à 3km) allongée sous les édifices volcaniques qui se serait vidangée et partiellement effondrée.

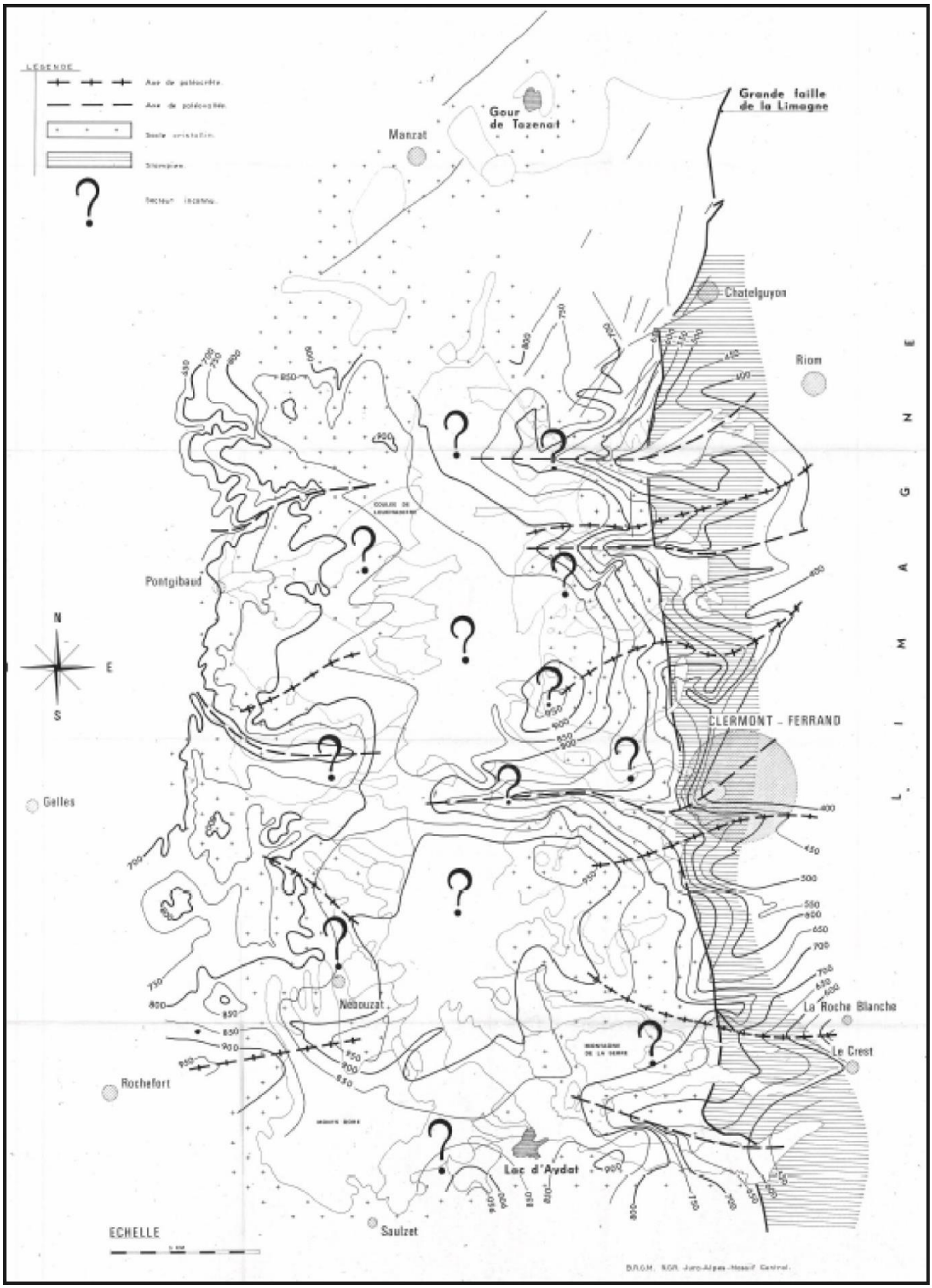


Figure V.1 : Première carte du substratum infravolcanique de la Chaîne des Puys, par Auriat et al. (1965).

Par la suite, les travaux de Fournier (1980 ;1989) sont venus apporter des informations supplémentaires sur la forme du substratum entre le secteur du Puy de la Nugère et le Puy de Dôme avec les méthodes des SEV et de la polarisation spontanée. Avec ces résultats, Fournier confirme la présence d'une zone abaissée sous les édifices volcaniques de la Chaîne des Puys, notamment dans la partie nord.

D'un point de vue hydrogéologique, les études de cette époque sont toutes axées autour de l'estimation de la taille des bassins versants de la Chaîne des Puys et de leurs capacités. Bouchet (1987) a été le premier à publier des résultats de la méthode des potentiels spontanés couplés avec des résultats de SEV sur le bassin versant de la Veyre afin d'en définir les limites. Au début des années 1990, une série d'études a été réalisée par le BRGM (Besse et Mercier, 1991 ; Mercier et al., 1991 ; Besse et al., 1992) sur la partie aval de la cheire de Côme, dans le but d'évaluer la capacité de l'aquifère volcanique. Ces rapports ont permis d'imager pour la première fois la morphologie de la paléovallée de Côme grâce à des profils PS, des SEV et une série de forages.

La suite des années 90 est marquée par le déploiement de la méthode des potentiels spontanés sur l'ensemble des bassins versants de la Chaîne des Puys (S.E.M.A, 1992 ; Yene Atangana, 1992 ; Antraygues et Aubert, 1993 ; Debatisse et Aubert, 1994 ; Monce et Verdier, 1995 ; Monce et Aubert, 1995 ; Viala, 1996 ; Boubekraoui et al., 1996 ; Coron, 1996 ; Ruin, 1996 ; Ferrier, 2004). Le but de ces prospections est de déterminer la position des axes de drainage et la profondeur des circulations souterraines comme pour les bassins très volcanisés de Chez Pierre et Mazaye (Figure V.2, Monce et Verdier, 1995). La méthode PS a été améliorée par l'approche d'Aubert et al. (1993) pour devenir une méthode quantitative semi-empirique, nommée SPS, qui permet, à partir des données PS en mV, d'estimer une altimétrie du substratum ou de la surface piézométrique (cf. Chapitre III.2). Grâce à cette méthode, la surface du substratum a été imagée sur les bassins versants de la Veyre (Atangana et Aubert, 1996), de l'Auzon (Coron et al., 1996) et de Louchadières (Atangana et Aubert, 1996).

Au début des années 2000, Joux (2002) a proposé la première compilation de données PS basée sur des travaux antérieurs sur les bassins versants de Volvic et d'Argnat en utilisant la méthodologie développée par Labazuy (2001). La base de données a ainsi permis de créer une carte PS de la partie nord de la Chaîne des Puys qui renseigne les zones de crêtes, les zones de circulation souterraines et surtout les limites des bassins versants. La déclinaison de cette cartographie PS en cartographie SPS est encore aujourd'hui considérée comme la source de données ayant apportée le plus d'informations sur la géomorphologie du substratum anté-volcanique des bassins versants de Volvic et d'Argnat.

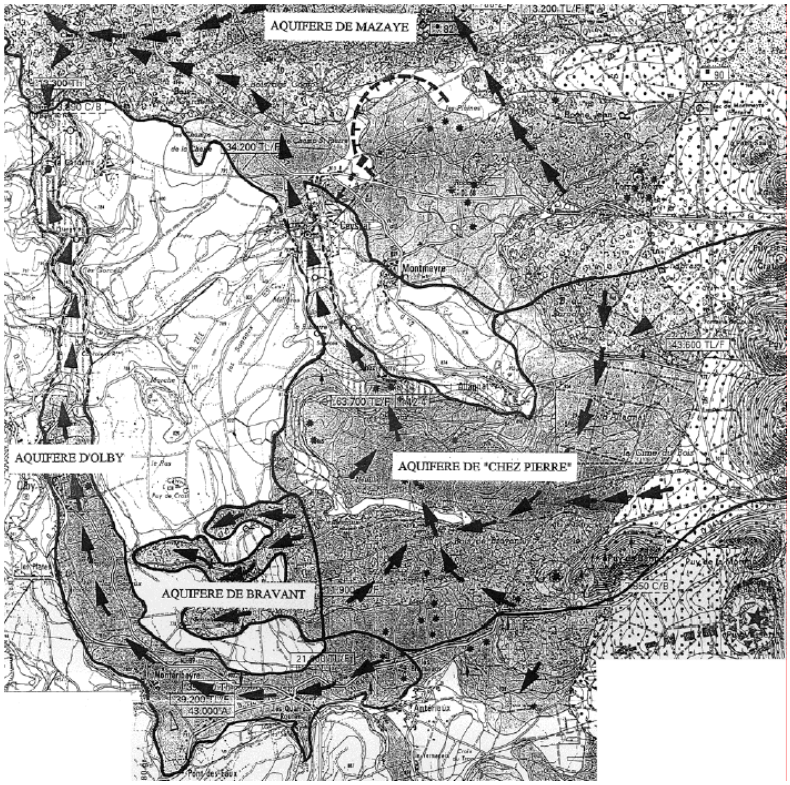


Figure V.2 : Cartographie des écoulements souterrains proposée par Monce et Verdier (1995) à partir de la méthode des potentiels spontanés.

Depuis cette période, aucune étude n'a été effectuée sur le substratum infravolcanique de la Chaîne des Puys hormis l'étude de Rouquet et al. (2012). En se basant sur les données géophysiques précédemment acquises (Joux, 2002 ; Coppo et al., 2009) et sur une étude géomorphologique, ces auteurs ont proposé une reconstitution paléo-morphologique complète du substratum et du remplissage volcanique du bassin versant de Volvic. Dans le cadre de notre étude, la carte des altimétries du substratum de l'étude de Rouquet et al. (2012) a été reprise et adaptée afin d'être intégrée aux modèles proposés par la suite.

Il existe d'autres travaux de reconstitution paléo-morphologique en milieu volcanique dans des contextes géologiques différents de celui de la Chaîne des Puys. En contexte de socle cristallin recouvert par des produits volcaniques mio-pliocènes, Bourlier et al. (2005) ont tenté de reconstruire la paléo-morphologie du socle infravolcanique du massif de l'Aubrac à des fins hydrogéologiques.

La reconstitution d'une paléo-surface permet aussi de reconstituer l'histoire éruptive d'un édifice volcanique comme à la Réunion (Lénat et al., 2000), en Polynésie Française (Legendre et al., 2003) ou en Martinique (Germa et al., 2010). Les reconstitutions paléo-morphologiques aident également à contraindre par exemple la mise en place des coulées de lave (Ramirez-Uribe et al., 2021).

ii. Synthèse des données

Une synthèse de toutes les données disponibles et utiles sur la paléo-topographie du substratum anté-volcanique a d'abord été effectuée. Les données de premier ordre sont celles des forages qui constituent les seules informations exactes (ou « vérité-terrain ») sur la profondeur du substratum sous le volcanisme de la Chaîne des Puys. Sur le secteur de la Chaîne des Puys, 282 forages ou sondages sont disponibles mais seulement 167 (Figure V.3) ont atteint le substratum. Les forages n'ayant pas atteint le socle cristallin apportent néanmoins une contrainte sur l'épaisseur minimale de la couverture volcanique.

Les affleurements de socle cristallin sur le pourtour des produits volcaniques de la Chaîne des Puys font office de base de données au même titre que les forages. L'altimétrie et la géomorphologie du socle cristallin à proximité des produits volcaniques constituent des repères importants qui aident à reconstruire les zones masquées par le volcanisme. L'ensemble de ces données peuvent être résumées par le terme « données géologiques ».

En complément de ces données de premier ordre, les données issues des méthodes géophysiques (chapitre IV.1) permettent de modéliser l'interface socle volcanisme, grâce aux contrastes de résistivité par exemple, entre les deux lithologies. Les données provenant des modèles de tomographie de résistivité électrique sont intégrées sous la forme de profils topographiques de la surface d'iso-résistivité fixée à 3000 Ohm.m). Les données issues de la méthode des potentiels spontanés (Chapitre IV.2) apportent des informations qualitatives et quantitatives sur les profondeurs du socle. Cette méthode demeure extrêmement efficace du fait de sa couverture spatiale importante. Ainsi, son implication dans la modélisation de la géomorphologie du substratum est double : cartographier les axes de drainage principaux et secondaires (Figure V.3) et estimer avec la méthode SPS (Aubert et al., 1993) l'altimétrie du toit du premier conducteur qui correspond dans la Chaîne des Puys au socle ou à un niveau piézométrique (toit du premier aquifère dans le cas d'aquifères tuilés ou superposés ; i.e. : Goulet de Volvic).

La distribution des données est très hétérogène sur l'ensemble de la Chaîne des Puys comme en attestent les données de forages inégalement réparties entre les bassins versants. Sur les 167 forages ayant atteint le substratum, 111 sont répartis entre les bassins versants d'Argnat, Volvic et Côme. A l'inverse, des bassins versants comme ceux du Pariou, Mazayes, Chez Pierre ou Louchadières ont moins de 10 forages (Figure V.3).

De la même manière, la répartition des données géophysiques est inégale entre les bassins versants. Dans le cadre de cette thèse, les bassins versants de la Veyre, de l'Auzon et de Côme ont été couverts par une cartographie PS exhaustive, alors que les bassins de Chez Pierre et Mazaye ne l'ont été que partiellement. Ces données s'ajoutent aux données déjà existantes sur les bassins de Volvic, d'Argnat (complètement couvert) et Louchadières (partiellement couvert). Les bassins versants de la Tiretaine et du Pariou ne sont eux pas couverts par une cartographie mais simplement par quelques profils.

Les données de tomographie de résistivité électrique (ERT) sont réparties entre les bassins versants de la Veyre et de Côme du fait de l'attention portée à ces bassins versants dans le cadre du projet de recherche CAPRICE. En dehors de ce projet, un profil de 40m d'espacement a été réalisé sur le bassin versant de la Tiretaine, dans le cadre d'une étude de caractérisation de la ressource en eau du maar d'Enval (Labazuy, 2011). La position de l'ensemble des données de forage et de tomographie de résistivité électrique sont reportées sur la figure V.3 afin d'en montrer la distribution vis-à-vis de la surface à reconstruire, à savoir le toit du socle cristallin.

La disponibilité et l'évaluation de la densité des données, bassin versant par bassin versant, sont reportées dans le tableau V.1. A partir de l'étendue de la cartographie PS de chacun des bassins versants, de la quantité de forages et de la proportion de socle affleurant sur la surface d'un bassin versant donné, il est possible de proposer une classification de ces derniers.

	Volvic	Argnat	Pariou	Tiretaine	Auzon	Veyre	Louchadière	Côme	Mazaye	Chez Pierre
Densité de forage importante	X									
Densité de forage moyenne		X		X		X		X		
Densité de forage faible			X		X		X		X	X
Couverture PS complète	X	X				X		X		
Couverture PS partielle			X	X	X		X		X	X
Couverture PS inexistante										
Données IRE CAPRICE	X			X				X		X
Données géophysique bibliographie		X	X		X	X	X			
Proportion de socle affleurant <30%	X							X	X	X
Proportion de socle affleurant >30%		X	X	X	X	X	X			
Reconstruction profil axe de drainage	X	X	X	X	X	X	X	X	X	

Tableau V.1 : Evaluation de la densité des données de chaque bassin versant. En Jaune, les bassin versants de la façade est du plateau des Dômes ; en vert les bassins versants de la façade ouest.

Les bassins versants de Côme, de la Veyre, d'Argnat et de l'Auzon, grâce à l'existence d'une couverture PS importante, peuvent être reconstruits à partir d'une approche se basant sur le couplage des données géophysiques (cartographie PS et ERT) et des données géologiques et géomorphologiques. A l'inverse, les bassins versants de la Tiretaine, du Pariou, de Mazayes, de Chez Pierre et de Louchadières sont reconstruits uniquement à partir des observations géologiques et géomorphologiques. La reconstitution de la paléo-morphologie du bassin de Volvic a déjà été réalisée par Rouquet et al. (2012) et est intégrée directement dans cette étude.

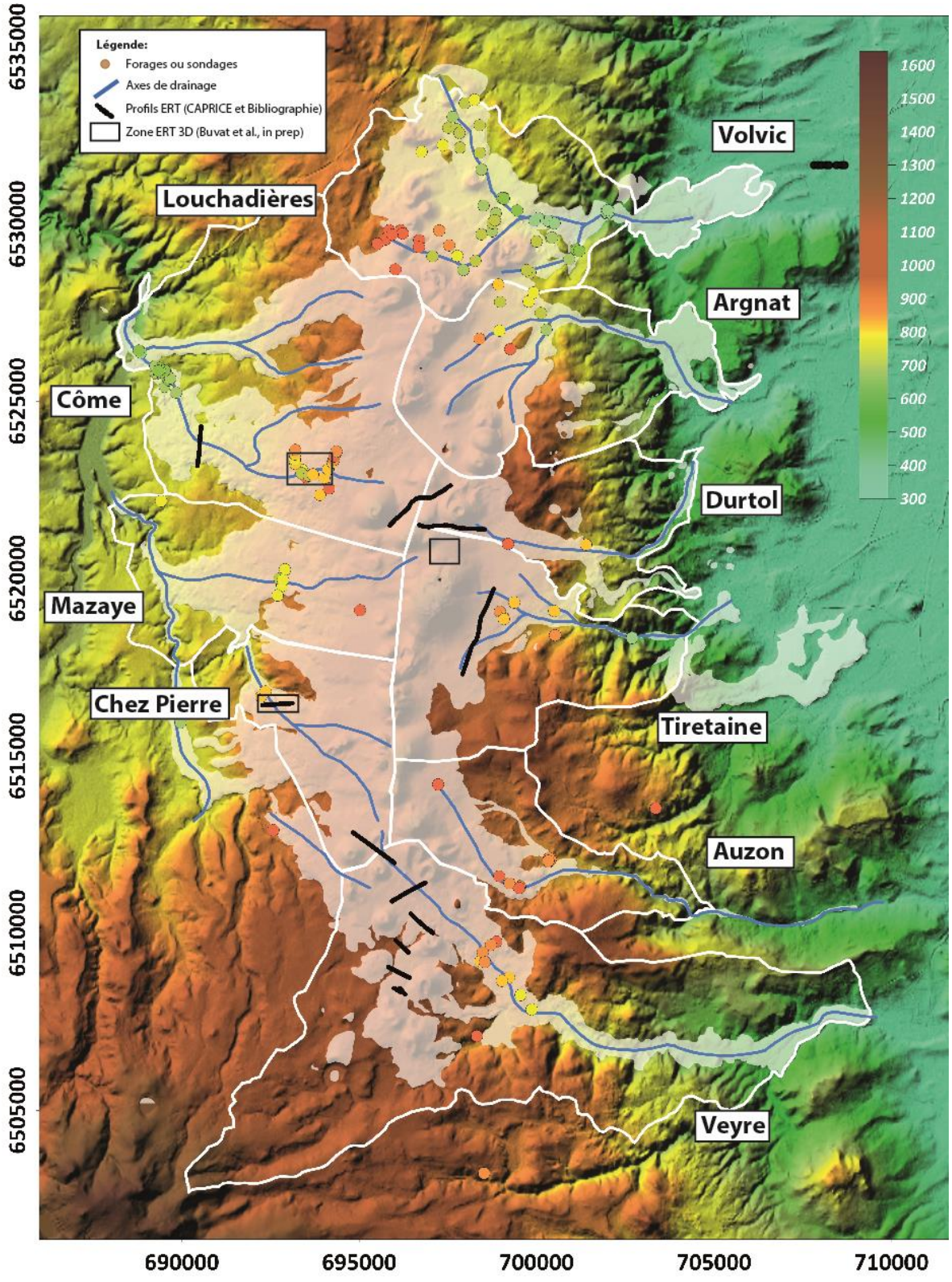


Figure V.3 : MNT du plateau des Dômes avec l'ensemble des données de forage et de tomographie de résistivité électrique présentes sur l'étendue de la surface du socle cristallin à reconstruire, sous la couverture volcanique (voilage blanc). Les points matérialisant les forages et le MNT sont colorisés en fonction de leur altimétrie.

L'ensemble de ces données, quantitatives, sont exploitées de façon supervisée. La supervision du traitement de l'information implique de discuter des *a priori* qui peuvent exister dans l'interprétation des résultats. L'étude morpho-structurale (Chapitre III) fait nécessairement partie de ces données implicites qui contrôlent l'exploitation des données. A partir du schéma structural proposé dans le chapitre III.2.c (Figure III.31) permet de proposer des hypothèses fortes sur la morphologie globale du substratum infravolcanique. En identifiant les grandes structures tectoniques qui délimitent les unités géomorphologiques du plateau des Dômes, il est ainsi possible de guider la reconstitution de la paléo-morphologie vers un résultat qui suit les observations morpho-tectoniques.

La façon dont ces informations sont intégrées est basée sur l'ajout des failles majeures, des unités géomorphologiques et surtout de l'altitude globale du toit de ces unités. A partir des domaines géographiques limités par les failles, il est possible de faire correspondre une forme de relief associée à une analyse spatialisée des altitudes. La carte des failles et des altitudes des unités géomorphologiques utilisée dans le cadre de la reconstitution est présentée sur la figure V.4. Les transitions entre les blocs présentant des altitudes entre 1000 m et 900 m et ceux avec des altitudes entre 850 m et 800 m se font par des ruptures de pente souvent importantes (cf. Chapitre III).

A partir de l'étude morpho-tectonique du Chapitre III, des observations ont été faites sur la structuration régionale du réseau hydrographique actuel. Des ruptures de pentes sur les cours d'eau ont été associées à des accidents tectoniques à l'échelle du plateau des Dômes, de même que des portions relativement peu pentées ont été identifiées entre ces ruptures de pentes. Ces informations, croisées avec les données de forages et de géophysiques, permettent de reconstituer les profils de rivières pour les paléovallées. La source de données géomorphologiques constituée par les profils de rivière est la base de la reconstitution de la géomorphologie du substratum pour l'ensemble des bassins versants, sauf pour celui de Chez Pierre où le manque d'observations et de données ne permet pas de proposer un profil de rivière suffisamment contraint.

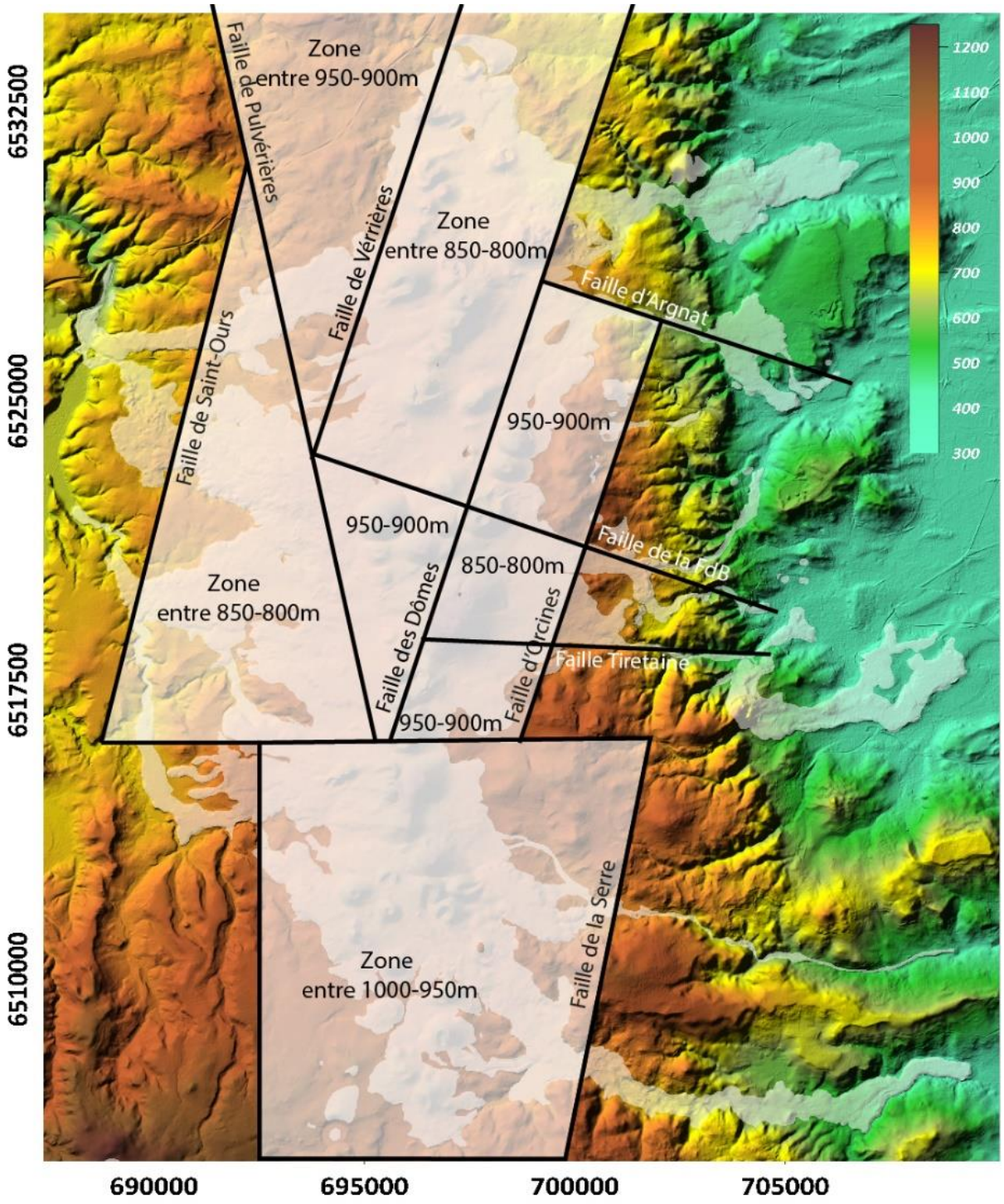


Figure V.4 : Carte des failles et des unités géomorphologiques du soubassement de la Chaîne des Puys, basée sur l'analyse spatialisée des altitudes.

iii. Modélisation des paléo-axes de drainage

L'application du principe de similarité entre les vallées actuelles et les paléovallées ~~est~~ applicable uniquement si aucun évènement tectonique n'a eu lieu dans la région d'étude entre la période pré-éruptive et l'actuel. Dans le cas de la Chaîne des Puys, la période de temps entre le début de l'activité volcanique il y a 90 000 ans et l'actuel est trop courte pour avoir permis des modifications majeures du réseau hydrographique. L'ensemble des profils de paléovallées sont tracés à partir des résurgences en fronts de coulées (extrémités des coulées de lave), jusqu'à un point en tête de bassin versant où tous les chevelus convergent pour former un seul cours d'eau. Pour la façade occidentale du plateau des Dômes, les altitudes débutent autour de 900m et s'abaissent jusqu'à la confluence théorique avec la Sioule (la confluence avec la vallée de Mazayes est masquée par des sédiments de remplissage post-volcaniques). Sur la façade orientale, les cours d'eau débutent à une altitude entre 900 et 1000 m d'altitude et se terminent tous dans la plaine sédimentaire de la Limagne, à une altitude fixée arbitrairement à 400 m.

Sur la façade occidentale du plateau des Dômes, les cours d'eau présentent des ruptures de pente systématiques au passage des failles de Pulvérières et de Saint-Ours et des pentes très faibles entre ces failles (Chapitre II.2.a). À partir de ces observations et des forages présents sur leur tracé, il est possible de créer leur profil topographique modèle, comme présenté sur la figure V.5.

Les profils de rivière reconstitués peuvent trouver des analogues parmi les cours d'eau préexistants sur le socle cristallin. Les paléovallées de Louchadières et de Côme ont pour analogue le ruisseau de Passy-Mazières plus au nord (Chapitre III.2.a). La paléovallée de Mazayes n'a pas d'analogue actuel, du fait de sa position de dernier cours d'eau au sud de la façade ouest du plateau des Dômes à s'écouler entièrement sur le socle cristallin (les cours d'eau plus au sud reposent sur les formations sédimentaires oligocènes et sur les formations volcaniques montdoriennes).

Les paléovallées de la façade orientale du plateau des Dômes présentent une variabilité plus importante en fonction de leur position, selon l'axe nord-sud. La longueur des cours d'eau augmente du nord vers le sud en raison de l'orientation globale N20E de la ligne de crête topographique axiale du socle cristallin (qui délimite les façades occidentale et orientale du Plateau des Dômes). La limite de l'encaissement des vallées est également contrôlée par la présence de failles subméridiennes qui délimitent une zone de plateau à faibles pentes en amont et une zone d'escarpement à fortes pentes à l'aval. Une seconde rupture de pente est observable au passage de la faille de Limagne (N170E) dont le rejeu récent a modifié la morphologie des

cours d'eau. Ainsi, les trois paléovallées d'Argnat, du Pariou et de la Tiretaine, d'une longueur de 10 km, correspondent par analogie à l'actuel cours d'eau de l'Artière. Les paléo-cours d'eau de l'Auzon et de la Veyre, d'une longueur de 18 km, présentent une analogie avec la rivière de la Monne actuelle. À partir de ces observations et des forages disponibles sur leur tracé, il est possible de reconstituer leur profil topographique (Figure V.6).

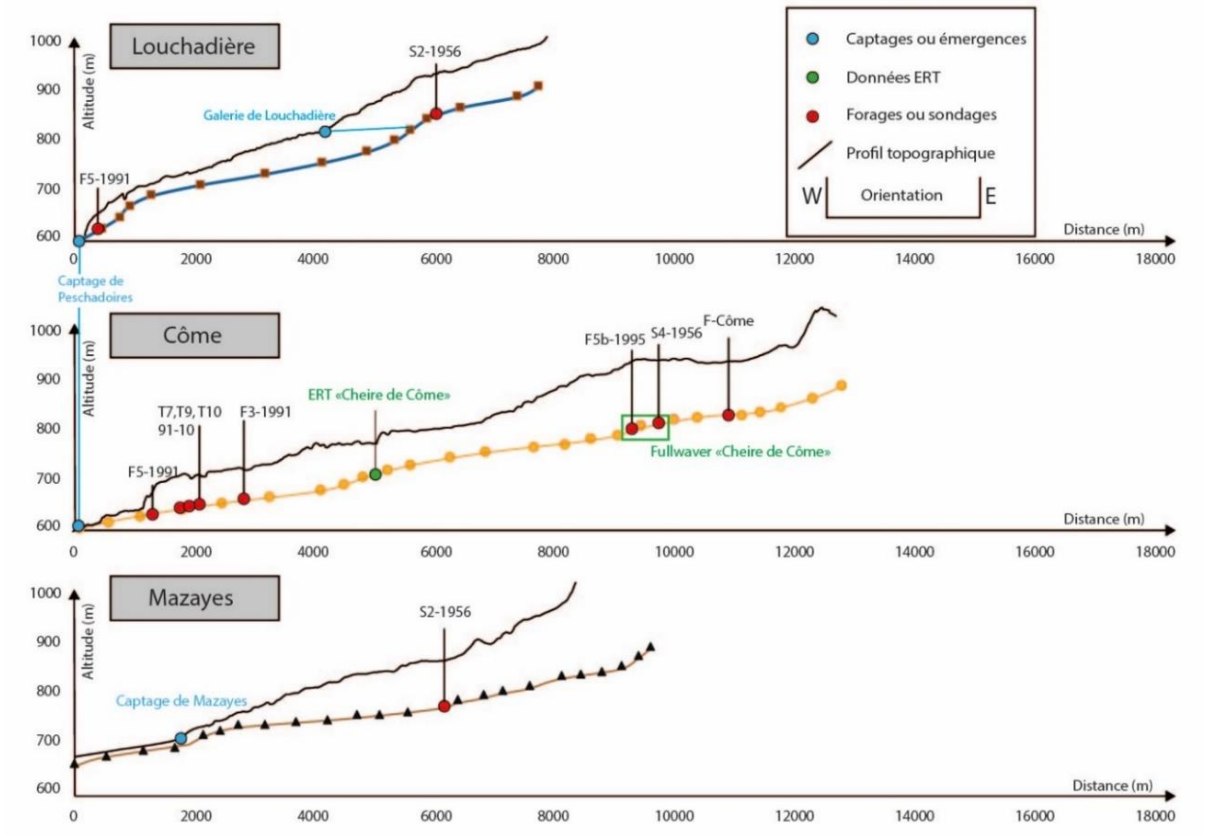


Figure V.5 : Profils en long des modèles des paléovallées des bassins versants de la façade occidentale du plateau des Dômes (Louchadières, Côme et Mazayes). Les profils sont classés du nord au sud, du haut vers le bas de la figure.

Cette méthode de reconstitution morphologique par analogie des contextes structuraux des paléovallées n'est cependant pas applicable partout. Le profil du paléo-cours d'eau du Pariou est reconstruit uniquement à partir des informations structurales régionales et des altimétries du socle cristallin sur la bordure de la coulée de lave. Aucun forage et aucun résultat géophysique ne sont disponibles sur les 8 km de son tracé. De la même manière, les parties aval des paléovallées de l'Auzon et de la Veyre sont elles aussi dépourvues de données aussi bien géophysiques que géotechniques. Enfin, le cas du bassin versant de Chez Pierre montre les limites de cette méthode. Ce bassin versant avec une paléovallée identifiée par forage est le seul où il est impossible de réaliser des observations géomorphologiques, rendant une reconstitution

par analogie impossible. Seule une étude géophysique complète et de grande ampleur permettrait sa reconstitution précise.

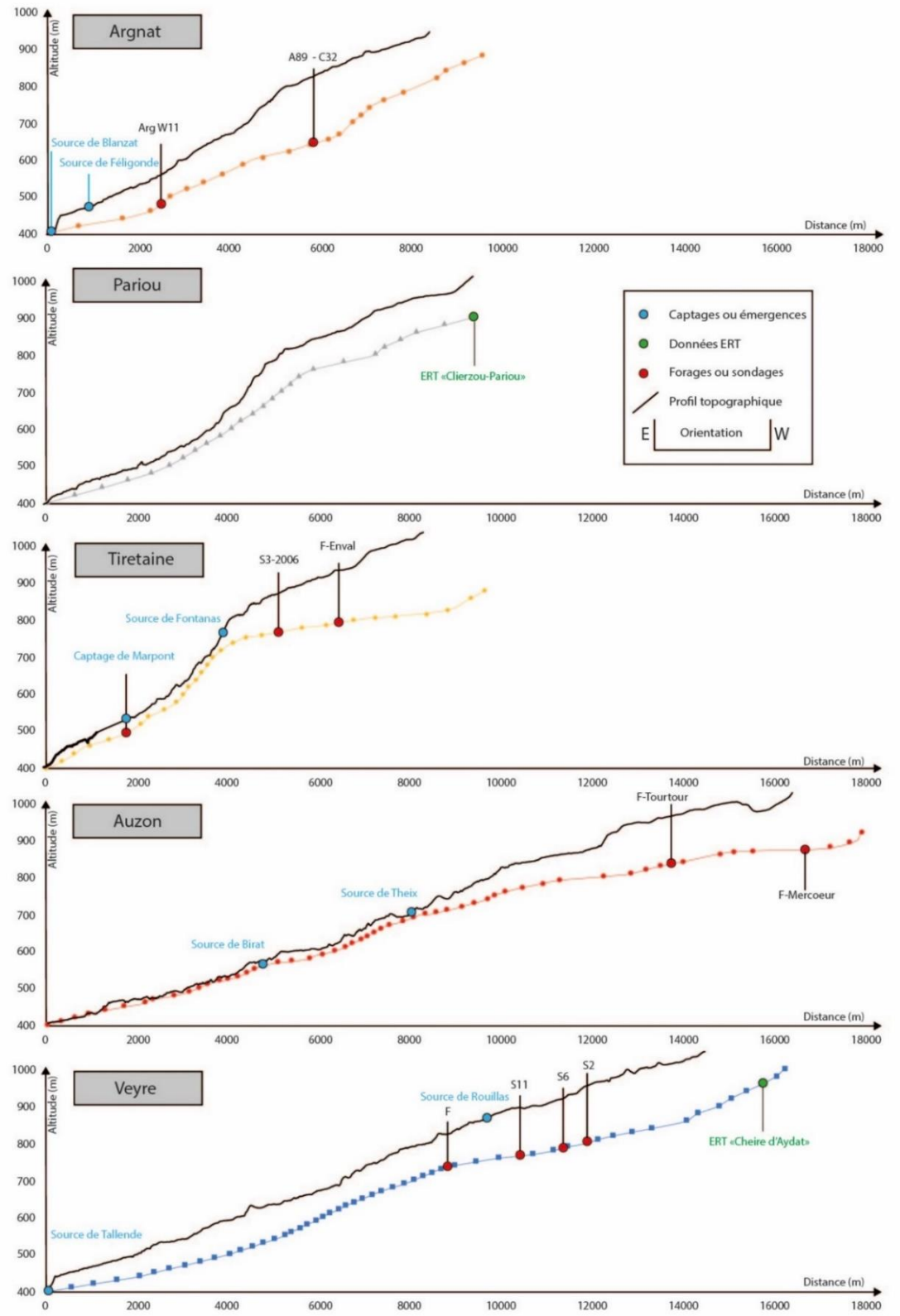


Figure V.6 : Profils modèles des paléovallées principales des bassins versant de la façade orientale du plateau des Dômes (Argnat, Pariou, Tiretaine, Auzon et Veyre). Les profils sont classés du nord au sud, du haut vers le bas de la figure.

b. Reconstitution de l'interface socle-volcanisme : méthodologies et résultats

Après avoir effectué l'inventaire des données disponibles sur chaque bassin versant, il est nécessaire de définir une procédure de reconstitution de la géomorphologie anté-volcanique du plateau des Dômes. La grande disparité de répartition des données sur les bassins versants de la Chaîne des Puys entraine la mise en œuvre de deux procédures de reconstitution.

La topographie anté-volcanique des secteurs de la Chaîne des Puys ayant fait l'objet d'une cartographie PS complète (bassin versant de Côme) ou partielle (tête de bassin versant de la Veyre, de l'Auzon, de Chez Pierre, de Mazayes, d'Argnat) est reconstruite avec une approche mêlant des données géophysiques et géomorphologiques. La modélisation de la topographie du substratum anté-volcanique se fait ainsi à partir d'une méthodologie hybride sur 70% environ de la surface de la Chaîne des Puys.

Les secteurs de la Chaîne des Puys non couverts par une cartographie PS (moins de 30% de la surface totale) sont reconstruits à partir d'une méthode supervisée basée sur les « vérités terrains », les altimétries du socle affleurant, les altimétries des zones reconstruites à partir de la méthode hybrides et les données issues de l'étude géomorphologique.

i. Reconstitution hybride géophysique-géomorphologie

La procédure mise en place pour la reconstitution de la géomorphologie du substratum anté-volcanique à partir d'une méthode de reconstitution hybride géophysique-géomorphologique est présentée sur la figure V.7.

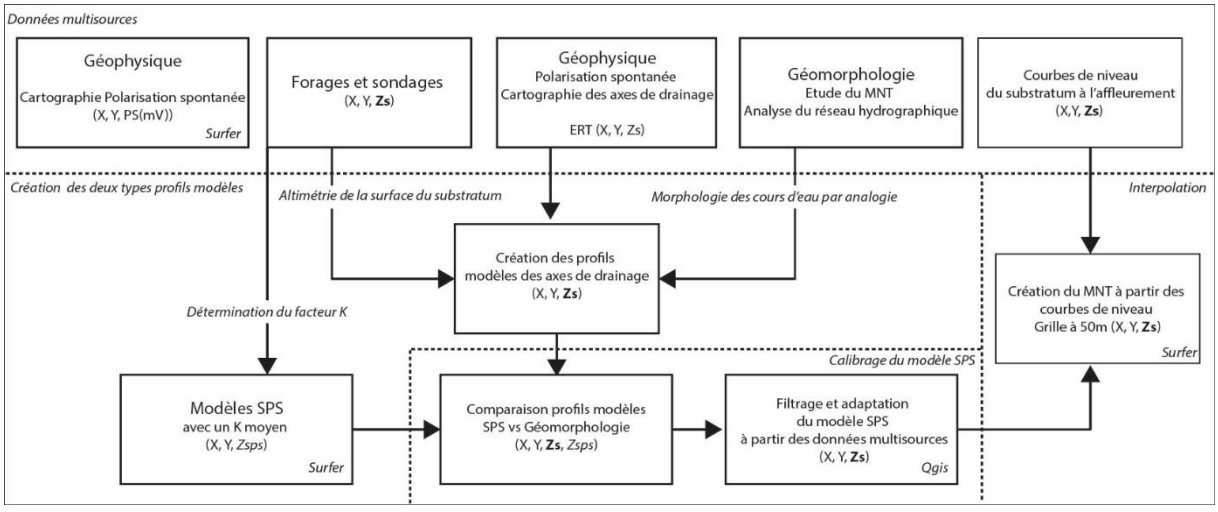


Figure V.7 :: Procédure de la méthode de reconstitution hybride géophysique-géomorphologique à partir des données de forages, des profils modèles, des données géophysiques multi-méthodes et des courbes de niveau.

La méthode de reconstitution hybride repose sur le modèle de surface SPS dérivé des données de polarisation spontanée à l'aide d'un coefficient de conversion K présenté dans le Chapitre III.1. La première étape consiste à extraire les profils « SPS » des cours d'eau des bassins de la Veyre, de l'Auzon et de Côme afin de les comparer avec les profils modèles issus de l'étude géomorphologique (Figure V.10). En raison de la présence de certains artefacts sur la cartographie PS, dus à des effets anthropiques (forages, routes, lignes hautes tensions) ou naturels (Chapitre III.1), il s'avère parfois nécessaire de réaliser une étape intermédiaire de lissage des profils en longs SPS, afin d'éliminer l'effet de ces artefacts sur les profils modèles des paléo-cours d'eau SPS.

On a montré dans le Chapitre IV.2.c que la méthode SPS permet d'imager le toit du premier terrain conducteur ce qui, dans le contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys, correspond au toit du substratum ou d'un aquifère volcanique. Il est reconnu que les aquifères volcaniques de la Chaîne des Puys se localisent au cœur des paléovallées creusées le plus souvent dans le socle cristallin. Il est donc logique que les profils en long des cours d'eau SPS n'aient pas les mêmes altimétries que les profils en long des cours d'eau déduits de l'étude géomorphologique. Les décalages altimétriques entre les profils du modèle SPS et du modèle géomorphologique correspondent ainsi à une estimation quantitative de l'épaisseur de la zone saturée au cœur des paléovallées.

Ceci est clairement mis en évidence par l'analyse comparée des profils issus de l'étude géomorphologique (Chapitre III) et ceux extrait des modèles SPS (Chapitre IV.3.c) Les profils montrent des portions communes, notamment sur les secteurs à faibles pentes du substratum, et des portions divergentes notamment au niveau des zones aquifères reconnus par forages comme au niveau des champs captants de Pontgibaud (Côme), de la cheire d'Aydat (Veyre) et de Tourtour (Auzon) et sur les parties amont des profils (Figure V.8).

La comparaison de ces deux types de profils en long (SPS et géomorphologique) montre la nécessité d'adapter le modèle SPS à un modèle géomorphologique dans l'axe des paléovallées afin de supprimer ces effets « aquifères ». En ce qui concerne les flancs des paléovallées, la méthode SPS est considérée comme cohérente car les zones saturées significatives ne sont présentes que dans l'axe des paléovallées. Le modèle SPS représente donc la surface du substratum sur les flancs des paléovallées. L'adaptation du modèle SPS vers un modèle de toit du substratum cristallin passe donc par une procédure de correction du tracé des courbes de niveau SPS dans l'axe des paléovallées, sur la base du modèle géomorphologique.

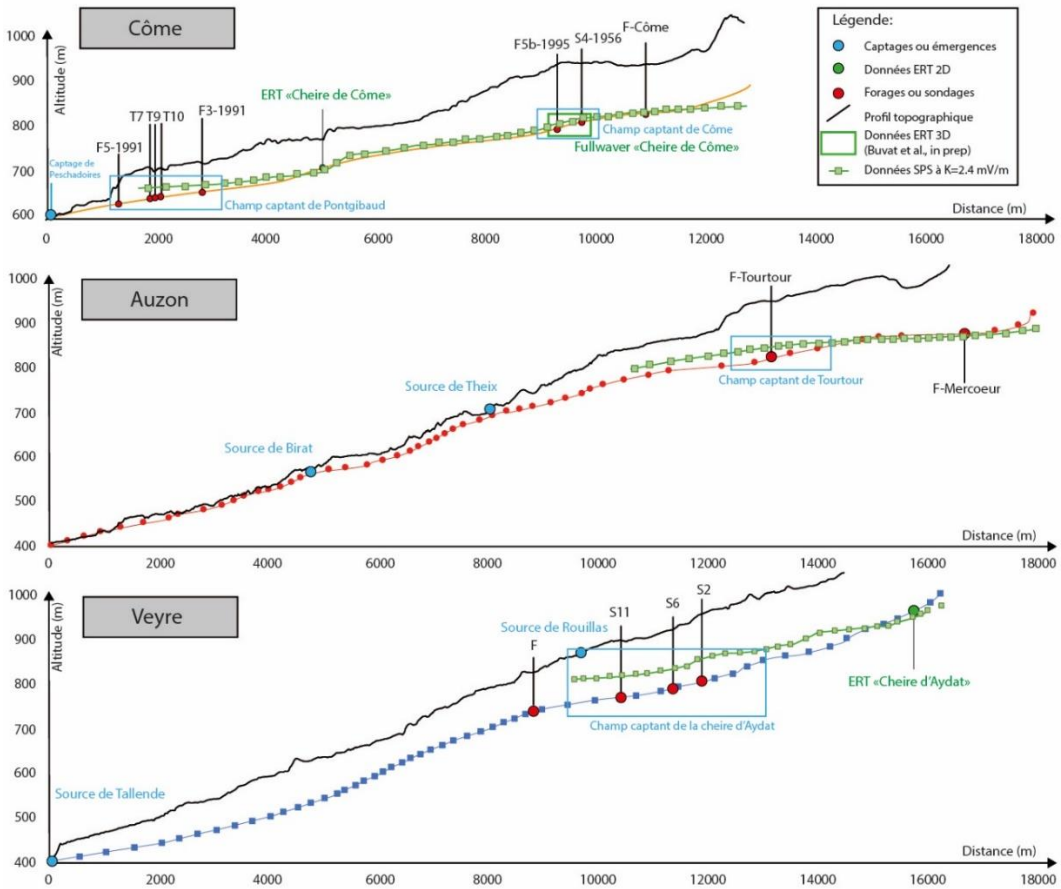


Figure V.8 : Graphique présentant les profils en long issus de l'étude géomorphologique (mêmes couleurs que la figure V.5) et ceux issus des modèles de surface SPS (en vert).

Une seconde étape de correction consiste à supprimer les artefacts SPS à l'aplomb des édifices volcaniques. En effet, dans la partie III.1.c, il a été montré que ces artefacts d'interpolation sont principalement liés à l'absence de mesures PS sur les édifices volcaniques eux-mêmes. La procédure suivie est présentée sur la figure V.9. Après avoir réalisé un premier filtrage gaussien (à partir d'une matrice 3x3) pour éliminer les variations de courte longueur d'onde de la surface SPS, un écrêtage des structures circulaires liées aux édifices volcaniques est effectué manuellement. L'écrêtage supervisé des artefacts à l'aplomb des édifices volcaniques est suivi d'un nouveau filtrage passe-bas 3x3 qui vise à supprimer les artefacts résiduels au niveau des édifices. Après cette étape de filtrage, on procède à une adaptation supervisée de la surface SPS, étape au cours de laquelle les courbes de niveau SPS sont recalculées, afin d'être en accord avec les observations géologiques et géomorphologiques et avec les courbes de niveau du substratum affleurant.

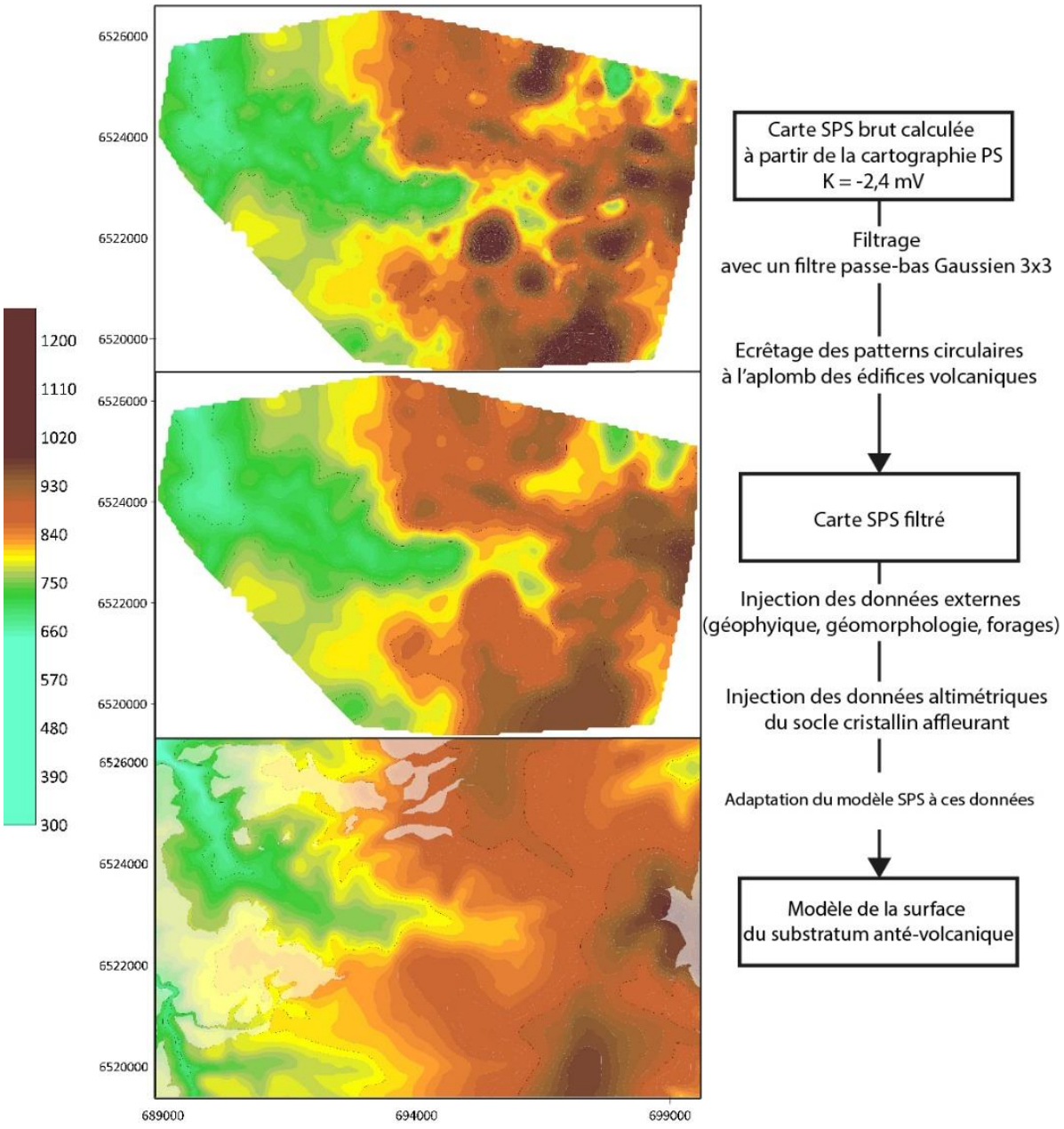


Figure V.9a : Procédure de filtrage et d'adaptation du modèle SPS. Les plages masquées sur le modèle de la surface du substratum (image du bas) correspondent aux zones d'affleurement du socle cristallin.

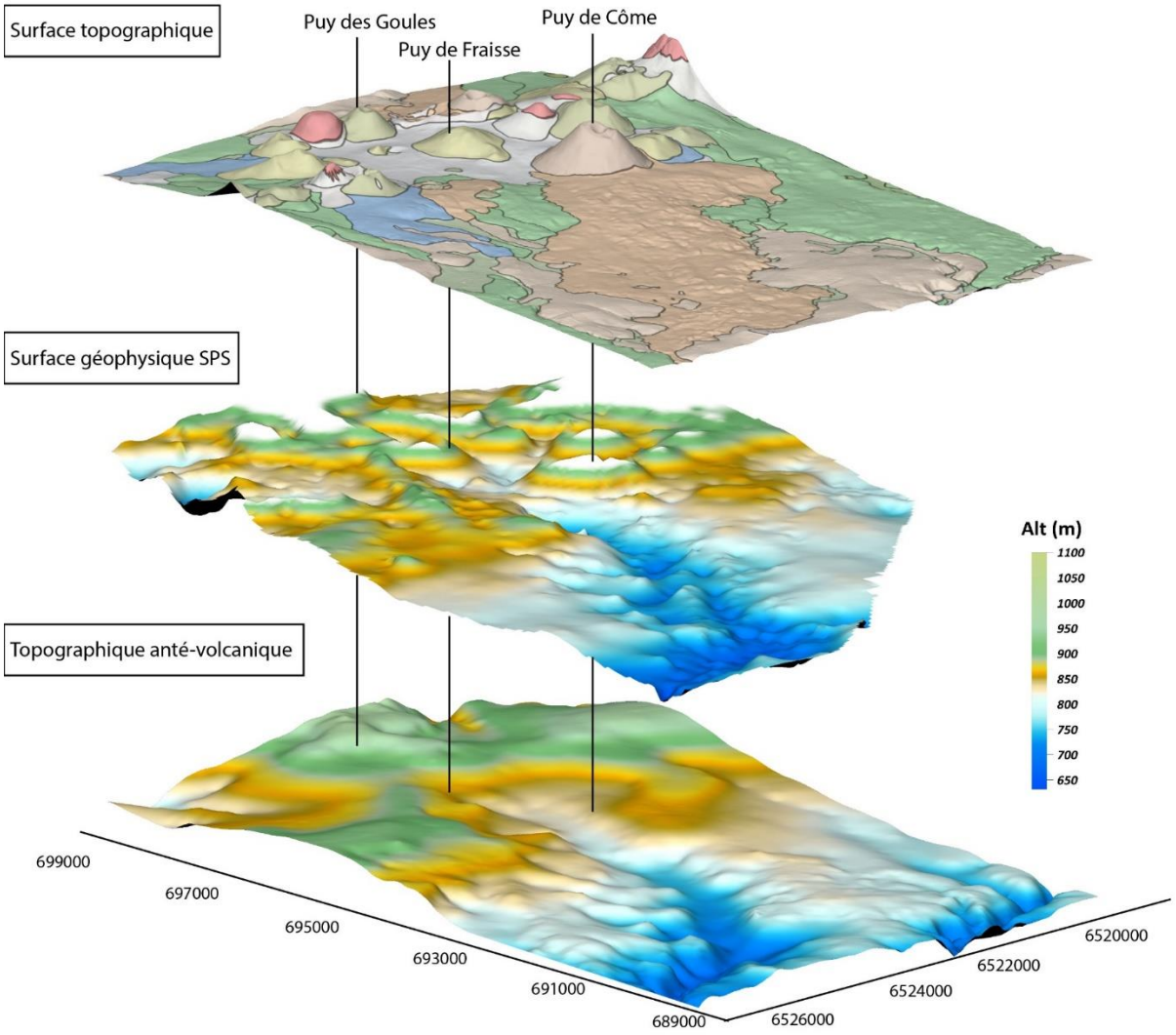


Figure V.9b : Visualisation 3D de la topographie, de la surface SPS et du modèle de la topographie antévolcanique de la Cheire de Côme

ii. Méthode géomorphologique de reconstitution

La procédure élaborée pour la reconstitution de la géomorphologie du substratum anté-volcanique à partir d'une méthode d'analyse géomorphologique est présentée figure V.10.

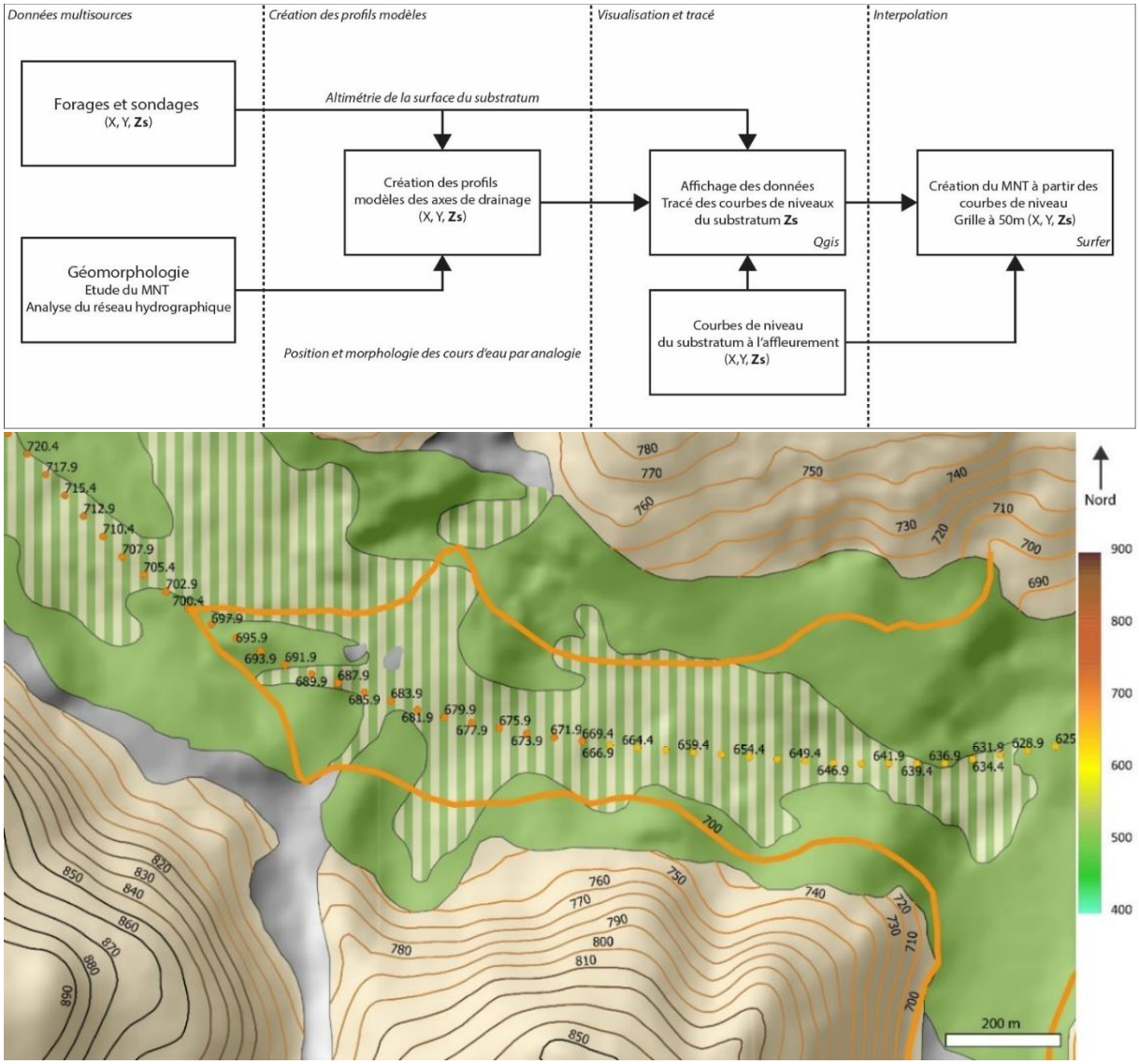


Figure 10 : en haut : Procédure de la méthode de reconstitution géomorphologique à partir des données de forages, des profils modèles des paléo-cours d'eau et des courbes de niveau. En bas :Mise en forme des données sous SIG (logiciel QGIS), permettant le tracé des courbes de niveau du toit du substratum infravolcanique. La courbe de niveau en trait gras correspond à l'extrapolation supervisée de l'altimétrie du substratum sous les formations volcaniques. L'échelle de couleurs est la même pour les courbes de niveau anté-volcanique, les courbes de niveau du socle affleurant et les points qui constituent le profil du paléo-cours d'eau.

Cette méthodologie se base uniquement sur les données de profils de paléo-cours d'eau, les données de forages et les courbes de niveau du substratum affleurant sur le pourtour des formations volcaniques. La première étape est de discrétiser les profils modèles des paléo-cours d'eau (Figure V.5 et V.6) en une ligne de points espacés de 50 m. La seconde étape consiste à mettre en forme l'ensemble des données sous QGIS, avec une échelle de couleurs commune à toutes les sources de données altimétriques et d'afficher les valeurs de Zs (altimétrie du substratum) pour chacune des géométries (affichage par étiquettes). Un exemple d'affichage de données est présenté sur la figure V.10.

La méthode géomorphologique de reconstitution prend en compte trois éléments distinct afin que le résultat soit le plus représentatif possible de la géomorphologie réelle du substratum :

- Position et altimétrie du paléo-cours d'eau
- Agencement des courbes de niveau autour des formations volcaniques
- Position des cours d'eau secondaires vis-à-vis du cours d'eau principal.

La reconstitution des courbes de niveau du toit du substratum est réalisée pas à pas en partant d'une première courbe de niveau, tracée dans une zone où la densité de données permet de bien contraindre sa géométrie. Les tracés sont réalisés systématiquement de la même manière en raccordant une courbe de niveau (à une altitude donnée) du substratum affleurant sur un versant à son équivalent sur l'autre versant. Entre les deux portions de socle affleurant sur les deux versants, la courbe de niveau d'altitude donnée créée, par exemple la courbe de niveau 700 dans le cas présenté sur la figure V.8, vient se raccorder, dans l'axe de la paléovallée, à la valeur altimétrique correspondante sur le profil du paléo-cours d'eau. Une équidistance de 10 m est utilisée pour cette méthode afin d'avoir une résolution spatiale adaptée au cas des zones à fortes pentes qui peuvent être rencontrées au niveau des vallées du plateau des Dômes.

iii. Résultats et limites des méthodes

La méthode de reconstitution hybride géophysique-géomorphologique permet de tracer les courbes de niveau du toit du substratum dans les secteurs où une cartographie PS a été réalisée. De façon complémentaire, la méthode de reconstitution géomorphologique permet de reconstituer les courbes de niveau du substratum au niveau des paléovallées comblées par des coulées de lave et dans les secteurs présentant une densité de forages importante.

Enfin, dans le cas des secteurs non couverts par une cartographie PS, avec une faible densité de forages et éloignés des affleurements de socle cristallin principalement autour de l'axe volcanique de la Chaîne des Puys et au niveau des bassins versants de Mazayes, de la

Tiretaine et de Chez Pierre, la reconstruction de la géométrie du substratum cristallin est réalisée de proche en proche, à partir des courbes de niveau modèles des secteurs proches, bien contraints et déjà reconstitués. Les courbes de niveau reconstruites du toit du substratum anté-volcanique sont présentées sur la figure V.11.

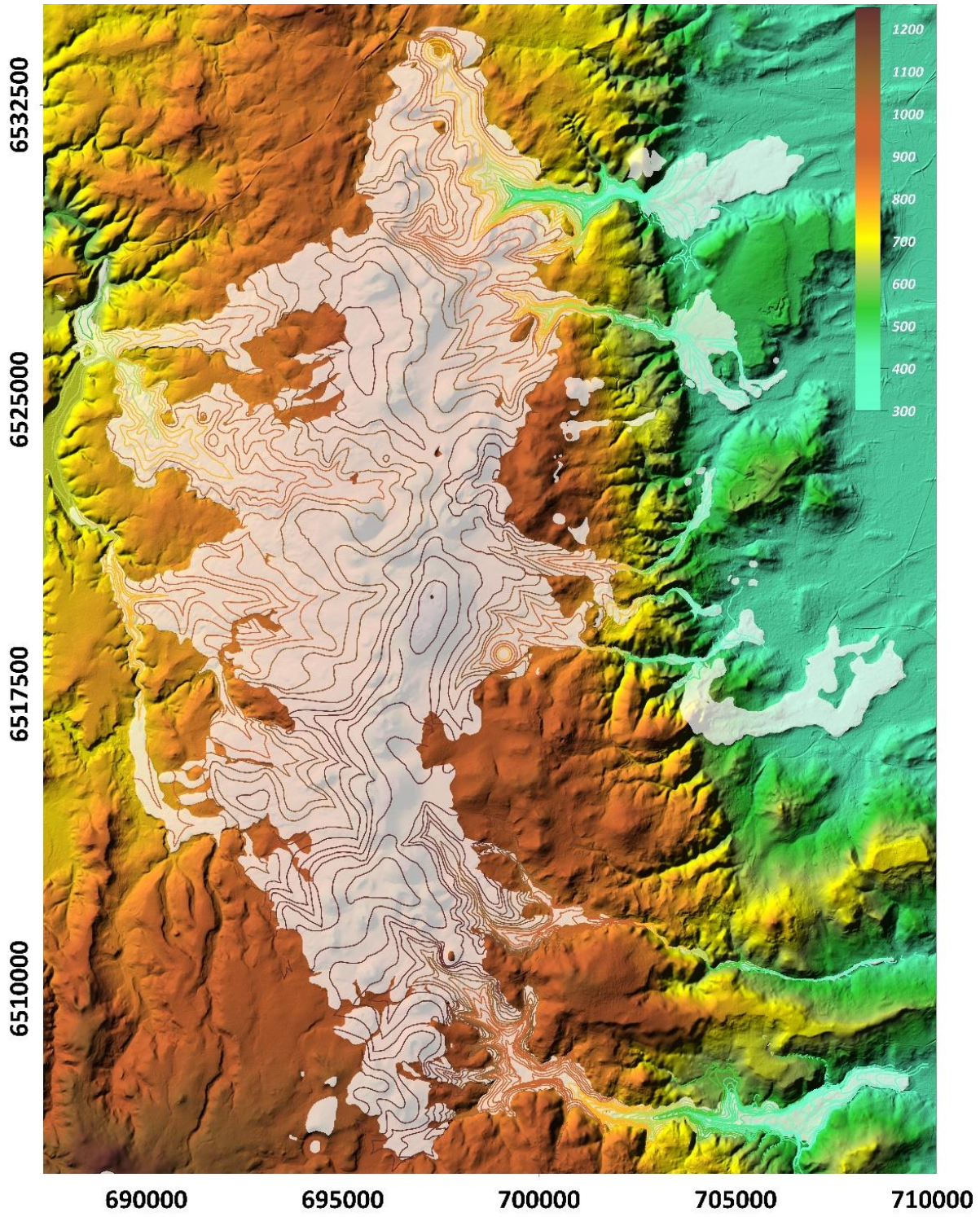


Figure V.11 : présentation des courbes de niveau du substratum sous les formations volcaniques de la Chaîne des Puys et de l'altimétrie du socle cristallin et sédimentaire oligocène affleurant.

La création du MNT du substratum anté-volcanique passe par l'extraction des données ponctuelles (x, y, z) à partir des différents des jeux de données provenant du MNT du socle affleurant et des courbes de niveaux modèles du substratum issues des deux méthodologies. La concaténation de ces deux sources de données dans un même fichier (x, y ,z) permet le calcul de la grille du MNT du substratum par la méthode du Krigeage sous Surfer avec une résolution à 50 m. Le MNT du substratum anté-volcanique résultant de cette procédure est présentée sur la figure V.12.

La qualité et la validité du MNT du substratum anté-volcanique ainsi calculé est directement dépendante de la densité spatiale des données géologiques, géomorphologiques et géophysiques disponibles sur l'ensemble de la zone recouverte par le volcanisme de la Chaîne des Puys. Afin de caractériser ce paramètre « qualité », il est affecté à chaque bassin versant un degré de confiance lié à la densité des données multi-sources utilisées dans l'élaboration du modèle topographique. Trois degrés de confiance sont définis : très fiable, fiable, perfectible. Cette échelle de qualité permet de classifier les bassins versants et d'identifier les secteurs où il sera nécessaire d'effectuer des acquisitions de données supplémentaires. Ainsi, les bassins versants de Volvic, de Côme, de la Veyre et de l'Auzon sont considérés comme *très fiables*, ceux d'Argnat et de Louchadières sont *fiables*. Enfin, les bassins versant de Chez Pierre, de Mazayes, de la Tiretaine et du Pariou sont *perfectibles*.

Cette classification présente toutefois des hétérogénéités à l'intérieur d'un même bassin versant. Les zones de paléovallées topographiquement marquées, comme celle de la Tiretaine ou du Pariou, sont considérées comme *fiables* alors que la géomorphologie du substratum sous l'axe volcanique principal de la Chaîne des Puys reste localement *perfectible*. Les zones de crêtes ou de vallées sont bien identifiées sur l'ensemble des bassins versants grâce à la large couverture des mesures PS.

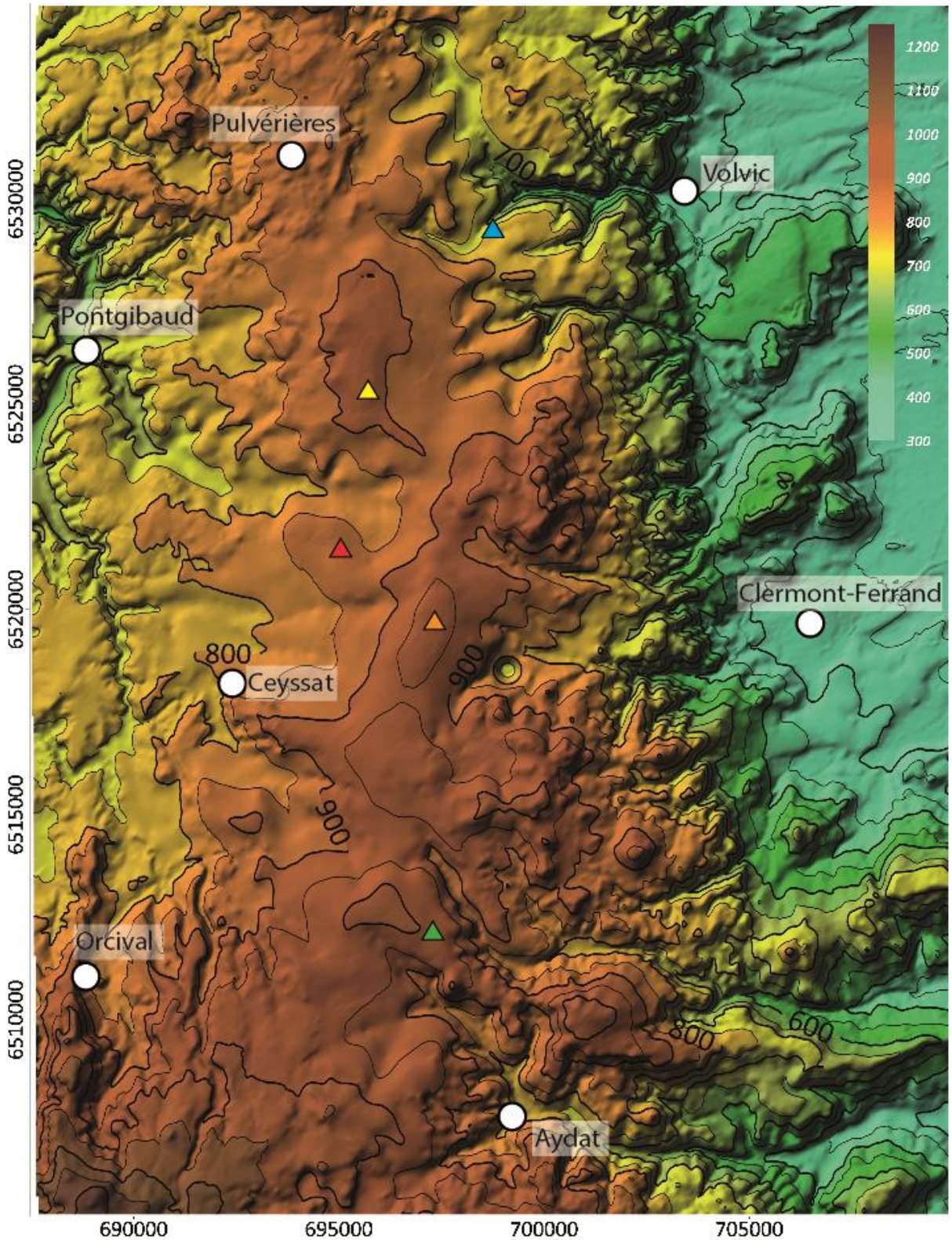


Figure V.12 : Représentation ombrée et colorée du MNT du socle cristallin du plateau des Dômes avant le volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys. Les triangles de couleur correspondent à la position de certains édifices volcaniques ; vert : Puy de la Vache ; orange : Puy de Dôme ; rouge : Puy de Côme ; jaune : Puy de Chopine ; bleu : Puy de la Nugère.

2. Le rôle de la topographie anté-volcanique dans la structuration des formations volcaniques

a. La topographie anté-volcanique et la position des édifices volcaniques

La reconstitution de la géomorphologie anté-volcanique du substratum permet de répondre aux questions débattues dans les travaux antérieurs. Camus (1975) et Fournier (1989) avaient évoqué la présence d'une dépression volcano-tectonique sous la zone axiale de la Chaîne des Puys. Cette hypothèse est clairement invalidée par les résultats proposés dans le cadre de cette étude. L'ensemble des édifices de la zone centrale de la Chaîne des Puys reposent sur des rides du socle cristallin (Figure V.13), globalement orientées N10-20E, délimitées par des failles orientées N170-0E et N10-20E (faille des Dômes et faille de Pulvérières). Les édifices de la partie nord de la Chaîne des Puys se sont mis en place sur la bordure orientale du bloc granitique de Pulvérières et à l'aplomb des paléovallées du bassin versant de Volvic. Les édifices de la partie sud se positionnent à la transition socle cristallin-volcanisme montdorien elle-même marquée par le passage de la faille de Recoleine.

L'alignement des volcans selon les orientations du relief anté-volcanique et des structures géologiques majeures du plateau des Dômes montre que la remontée des magmas est contrôlée par des failles ayant rejouées récemment. Dans le chapitre II, la relation entre les alignements volcaniques et les failles réactivées au Plio-quaternaire a déjà été évoquée sans prendre en compte l'aspect du relief infravolcanique. Ce relief, dominant la marge orientale du plateau des Dômes de 200 m et le bassin d'Olby de 300 m, est la limite entre les domaines d'effondrement de la Limagne à l'est et d'Olby à l'ouest. La topographie, en pente douce en direction du fossé d'Olby et relativement abrupte côté Limagne, suppose la présence d'un réseau de failles important sur la marge orientale du plateau des Dômes. Ce réseau de failles orientées N10-20E (faille de la Serre, d'Orcines ou des Dômes) a rejoué au Plio-quaternaire lors de la surrection du Massif Central Français générant une dénivellation sur le plateau des Dômes et par rapport à la Limagne. La structure en pente douce sur la partie occidentale du plateau des Dômes est héritée de l'ouverture du fossé d'Olby. La surface entre la Sioule (cf. Chapitre II) et la ride de socle orientée N10-20E, où les édifices volcaniques ont pris place, a fonctionné comme un clapet basculé vers l'ouest le long de la faille de Pontgibaud. Comme la faille de Thiers vis-à-vis de la faille de Limagne pour le fossé d'effondrement de la Limagne, il est probable qu'une faille ou un réseau de failles ayant accommodé le basculement de ce clapet se pourrait se trouver actuellement sous la Chaîne des Puys.

Le relief lié à cette faille est totalement érodé aujourd'hui mais il est possible que cette discontinuité majeure à l'Oligocène ait rejoué au Plio-quaternaire lors de la surrection du plateau des Dômes et au Quaternaire lors de la remonté des magmas de la Chaîne des Puys.

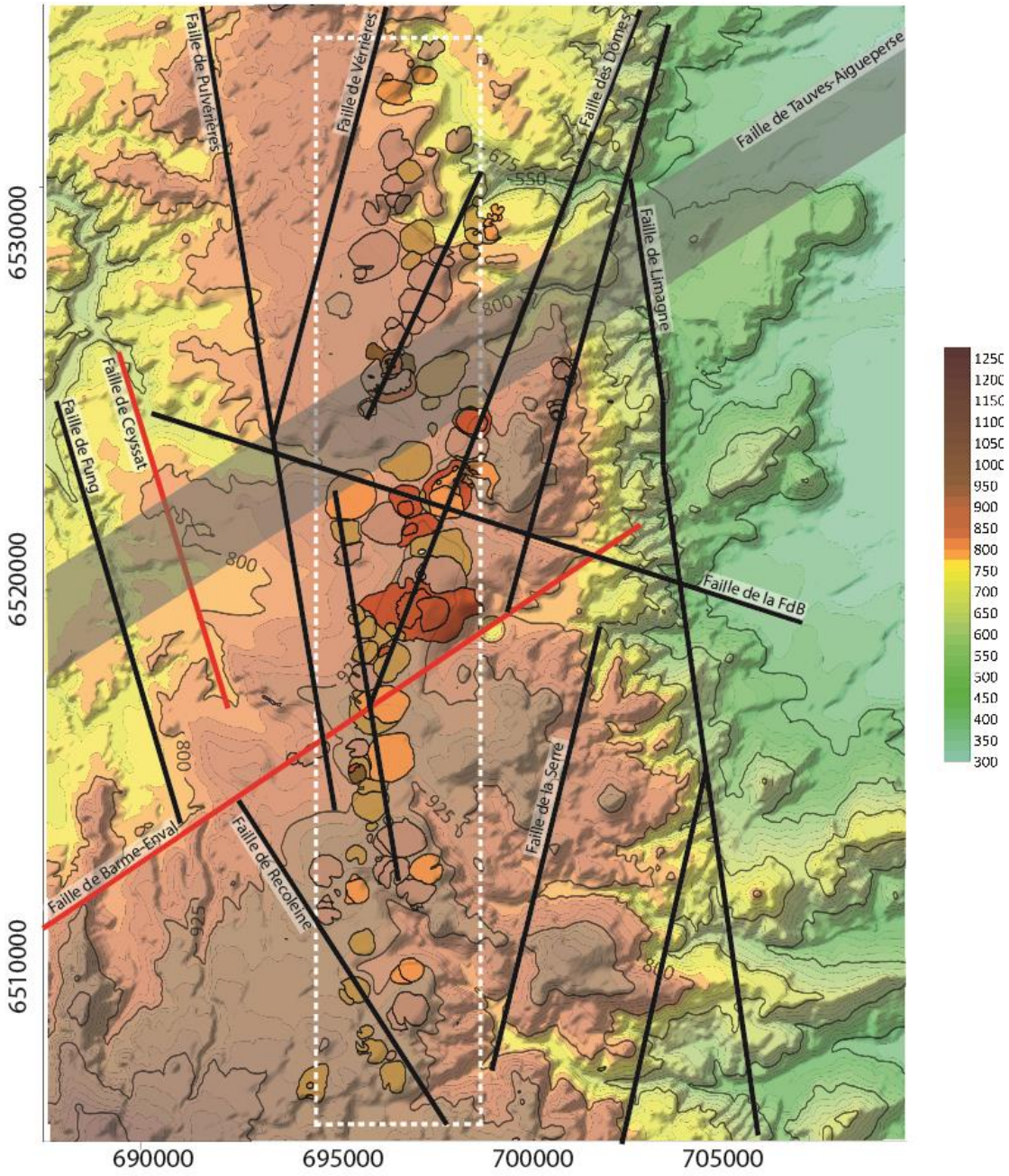


Figure V.13 : Schéma structural du plateau des Dômes prenant en compte la topographie anté-volcanique. Les failles identifiées grâce à la reconstitution de la géomorphologie du plateau des Dômes sont représentées par des traits rouges. La zone axiale de la Chaîne des Puys est encadrée en pointillés blancs.

La reconstitution de la géomorphologie du substratum infravolcanique permet également d'observer de nouveaux linéaments associés à des failles majeures ou de réévaluer l'importance de certaines déjà identifiées.

Le passage de la faille de la Fontaine du Berger (notée Faille de la FdB sur la figure V.13) est marqué par la paléovallée de Côme sur la partie occidentale du plateau des Dômes. Deux nouvelles failles sont ainsi répertoriées : la faille de Ceyssat, parallèle à la faille de Fung, marquée par les extrémités des deux paléovallées de Côme et du bassin de Chez-Pierre et la faille de Barme-Enval parallèle à la faille de Tauves Aigueperse (Figure V.13).

Les informations ressortant de l'étude morpho-structurale (chapitre II) couplées avec la reconstitution du substratum anté-volcanique apportent des contraintes sur le fonctionnement du système volcanique « Chaîne des Puys » et sur la structuration des formations volcaniques. Définir l'agencement des formations volcaniques quaternaires de la Chaîne des Puys est essentiel dans le but de contraindre le fonctionnement hydrogéologique de certains bassins versants de la Chaîne des Puys.

b. Structuration des formations volcaniques : cas de la partie ouest de la Chaîne des Puys.

À partir de l'analyse de la topographie anté-volcanique du plateau des Dômes, il est possible de reconstituer la chronologie de la mise en place des unités volcaniques. Pour cela, il est essentiel de collecter l'ensemble des datations réalisées sur les roches volcaniques de la Chaîne des Puys. La compilation de ces données est présentée dans le tableau V.2 pour la partie ouest de la Chaîne des Puys.

À partir des logs des forages, il est possible de déterminer les épaisseurs moyennes des unités laviques identifiées. Des relations pétro-génétiques peuvent être établies entre les différentes coupes de forage lorsque les cuttings sont correctement observés et rapportés. La mise en place des formations volcaniques provoque parfois des modifications du réseau hydrographique, du fait du comblement d'une vallée ou du barrage partiel ou total d'une vallée provoquant la formation d'un lac. Actuellement comblés, ces lacs rendent la visualisation de l'agencement des formations volcaniques délicate dans certains secteurs.

Parmi les secteurs amenant encore des questions sur la géométrie des aquifères volcaniques, deux ont été identifiés dans le secteur ouest de la Chaîne des Puys, afin de montrer l'apport croisé de la topographie du substratum cristallin et des données de forage : les extrémités des coulées de lave de Louchadières et de la cheire de Côme au niveau du village de Peschadoires (secteur 1 sur la figure V.14) et les extrémités des bassins versants de Mazaye et de Chez Pierre (respectivement notés secteurs 2 et 3 sur la figure V.14).

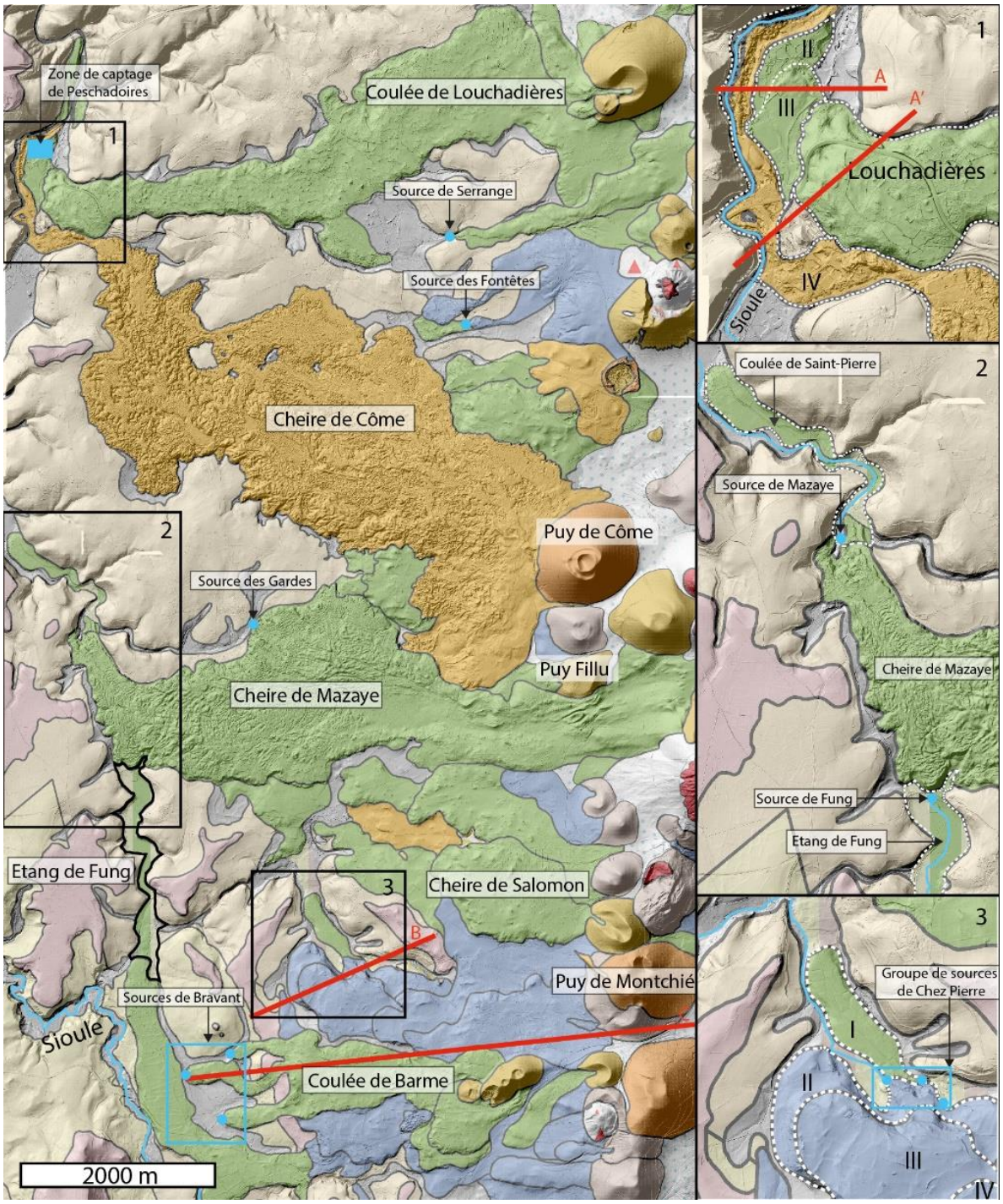


Figure V.14 : Carte volcanologique de la Chaîne des Puys drapée sur le MNT LiDAR_CAPRICE ombré avec Les principaux lieux géographiques mentionnés dans le texte sont reportés sur la figure. Les coupes A et A' correspondent à la figure V.16. Les coupes B et C correspondent à la figure V.18. La zone encadrée par un trait noir en gras correspond à l'étang de Fung.

Nom	Type de lave	Type Datation	Age (ka)	Incertitude (ka)	Référence
Datation directe					
Puy de Montchié 1	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	63,7	9,0	Guérin (1983)
Coulée Peschadoires	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	56,9	4,4	Laj et al. (2014)
Puy de Louchadières	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	41,4	1,7	Laj et al. (2014)
Puy de Salomon	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	43	7,0	Guérin (1983)
Coulée d'Olby	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	40,4	1,1	Laj et al. (2014)
Coulée de Motmeyre	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	40,3	1,9	Laj et al. (2014)
Puy des Gouttes	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	30,0	5,7	Guérin (1983)
Coulée de Saint-Pierre de Chastel	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	36,0	4,7	Laj et al. (2014)
Coulée de Ceyssat	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	35,4	1,7	Laj et al. (2014)
Puy de Lemptegy 1	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	30,0	4,0	Guérin (1983)
Puy de Lemptegy 2	Trachy-andésitique	Thermoluminescence	29,6	6	Guérin (1983)
Coulée du Puy de Barme	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	24,3	1,9	Laj et al. (2014)
Coulée de Mazaye	Trachy-basaltique	Ar/Ar et/ou K/Ar	17,3	4,0	Laj et al. (2014)
Puy de Clierzou	Trachytique	Non communiqué	15		Miallier et al. (2012)
Puy de l'Aumône	Trachytique	Non communiqué	15		Miallier et al. (2012)
Puy de Côme	Trachy-andésitique	Thermoluminescence	13,7	0,9	Miallier et al. (2012)
Puy de Montchié 2	Trachy-andésitique	Thermoluminescence	13,6	1,4	Miallier et al. (2012)
Coulée de Pontgibaud	Trachy-andésitique	Ar/Ar et/ou K/Ar	11,6	1,7	Laj et al. (2014)
Puy de Dôme	Trachytique	Thermoluminescence	11	0,2	Miallier et al. (2010)
Puy de Chopine	Trachytique	Radiocarbone	9,5	0,2	Miallier et al. (2012)
Puy de Vasset	Trachytique	Radiocarbone	9,2	0,2	Miallier et al. (2012)
Puy de Pariou	Trachy-andésitique	Radiocarbone	9,1	0,8	Miallier et al. (2012)
Datation relative					
Coulée des Gardes	Trachy-basaltique	Observations géologiques	17,3 - 36		Cette étude
Puys Fillu/Balmet	Trachy-basaltique	Observations géologiques	17,3 - 36		Cette étude
Puy du Grand Suchet	Trachy-basaltique	Observations géologiques	17,3 - 36		Cette étude
Coulée du Puy de Coquille	Trachy-basaltique	Observations géologiques	9,5 - 41,4		Cette étude
Puy de Fraisse	Basaltique	Observations géologiques	15 - 56,9		Cette étude
Puys des Saults	Basaltique	Observations géologiques	17,5- 35,4		Cette étude
Puy de Salomon	Trachy-basaltique	Observations géologiques	17,5 - 35,4		Cette étude

Tableau V.2 : Récapitulatif des âges disponibles sur la partie occidentale de la Chaîne des Puys. Les couleurs utilisées dans le tableau sont liées à la lithologie des coulées de lave (bleu : basalte ; vert : trachy-basalte ; orange : trachy-andésite ; rouge : trachyte ; blanc : datation incompatible avec d'autres datations et des observations de terrain). Les datations relatives sont effectuées À partir des relations géométriques entre les différentes unités laviques, reconnues à partir de l'analyse de la topographie (MNT LiDAR), et les datations absolues existantes

i. Le cas du secteur de Peschadoires :

D'après les forages réalisés en lien avec les études commandées par le syndicat Sioule et Morge (BRGM, 1991a ; BRGM, 1991b ; BRGM, 1992 ; ERM, 2009), quatre coulées distinctes ont été observées dans la paléovallée de la Sioule, au niveau de Peschadoires. Les datations réalisées sur les coulées dans ce secteur montrent qu'elles ont des âges différents. La mise en place de ces différentes coulées a occasionné des adaptations du réseau hydrographique dans les périodes inter-éruptives.

Les premières coulées sont celles provenant de la paléovallée de Côme, et ont été reconnues dans les forages d'Auriat (1956) sur la portion amont de la cheire de Côme et dans ceux réalisés par le syndicat Sioule et Morges en amont de Pontgibaud (BRGM, 1991 ; BRGM

19992 ; ERM, 2009 ; ERM, 2010). Une coulée trachybasaltique à l'affleurement a été datée à Peschadoires à 56 000 ans (Laj et al., 2015 ; Figure V.15.1, période de 100 ka à 50 ka). Elle correspond à la coulée II ou III de l'empilement de la cheire de Côme (ou coulées pré-Côme, c'est-à-dire en lien avec des édifices antérieurs au fonctionnement du Puy de Côme). La coulée I correspond à une coulée basaltique observée dans les forages de Pontgibaud, dont l'existence sous les coulées de Peschadoires est très probable. La mise en place de ces deux ou trois coulées basaltiques à trachybasaltiques a engendré le blocage partiel de la Sioule et son détournement vers la rive droite de la vallée (Figure V.15.1, période 100 ka-50 ka). Ce premier barrage au niveau de la confluence entre la paléovallée de Côme et la vallée de la Sioule a créé un lac correspondant au Lac de Pontgibaud I.

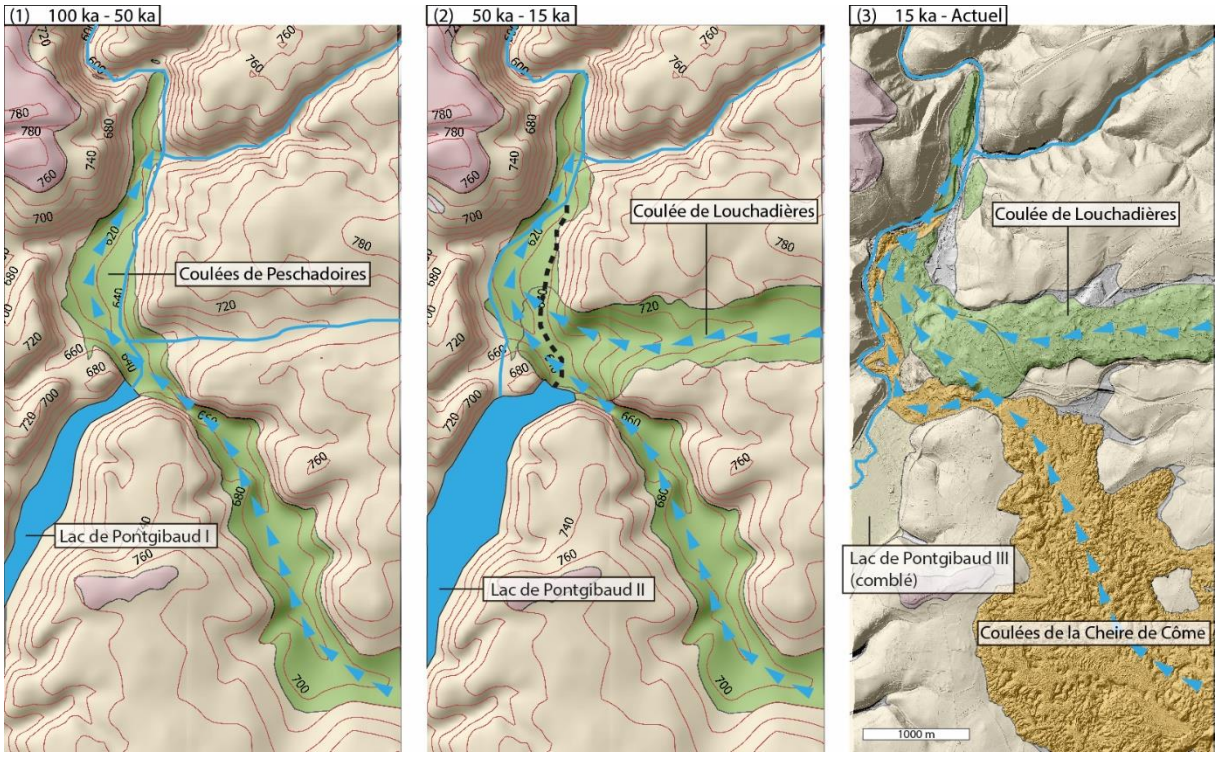


Figure V.15 : Reconstitution de la mise en place des différentes générations de coulées volcaniques dans la partie aval des bassins versants de Côme et de Louchadières. Les flèches bleues correspondent aux circulations d'eau souterraine. Le trait en pointillés noirs correspond au tracé de la Sioule avant la mise en place de la coulée de Louchadières (41 000 ans). Les courbes de niveau en rouge correspondent à l'altimétrie du toit du substratum.

Le deuxième épisode volcanique daté dans ce secteur est l'éruption du Puy de Louchadières, associée à la mise en place d'une coulée trachybasaltique qui a rejoint la vallée de la Sioule. Cette coulée a renforcé le barrage de la Sioule et donc la hauteur du Lac de Pontgibaud (Lac de Pontgibaud II), jusqu'à permettre à la Sioule de déborder sur la rive gauche de la vallée (Figure V.15.2, période 50 ka – 15 ka).

Entre la mise en place de la coulée de Louchadières et les coulées terminales de la cheire de Côme (dont l'âge le plus récent est de 11 600 ans ; Laj et al., 2015), la Sioule a ainsi pu recreuser son lit sur la rive gauche de la vallée entre les coulées pré-Côme et le socle cristallin. Durant cette période, la Sioule correspond à l'exutoire du lac de Pontgibaud II qui se positionne plus à l'ouest sur le socle cristallin.

Lors de l'éruption du Puy de Côme, datée entre 14 000 ans (Miallier et al., 2012) et 11 600 (Laj et al., 2015 ; Figure V.15.3), plusieurs coulées trachyandésitiques ont emprunté la paléovallée de Côme mais une seule a atteint le secteur de Pontgibaud-Peschadoires. La présence de la coulée de Louchadières dans la paléovallée de la Sioule a obligé la coulée de la cheire de Côme à se détourner vers l'ouest pour emprunter le nouveau lit de la Sioule, sur les sédiments lacustres du Lac de Pontgibaud II. La dernière coulée de Côme est à l'origine de la formation du Lac de Pontgibaud III qui est actuellement complétement comblé. L'épaisseur totale des sédiments dans ce secteur de la vallée de la Sioule, en amont de Pontgibaud, est comprise entre 30 et 50 m.

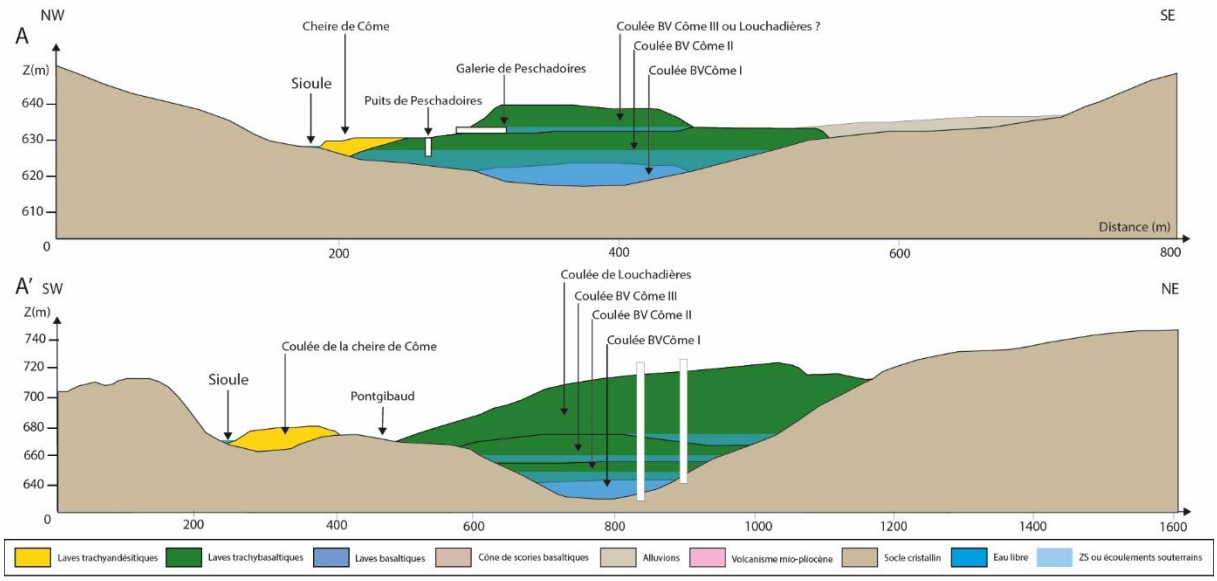


Figure V.16 : Coupes géologiques synthétiques de la zone de captage de Peschadoires et du secteur de Pontgibaud (Figure V.14.1). Les niveaux piézométriques sont indiqués par rapport à la zone d'émergence (dans le puits pour l'aquifère basal et dans la galerie pour l'aquifère perché) et grâce aux forages disponibles dans le secteur. La zone saturée proposée dans la coulée de Louchadières est basée sur l'interprétation des observations géologiques.

La chronologie de mise en place des différentes coulées de lave permet de proposer une coupe synthétique de la zone de captage de Peschadoires (Figure V.16). Deux moyens de captage sont actuellement utilisés sur le secteur de Peschadoires : les puits de Peschadoires, creusés dans la coulée II de l'empilement de la paléovallée de Côme, et la galerie de Peschadoires creusée horizontalement au contact entre la coulée II de Côme et une coulée

trachybasaltique correspondant soit à la coulée de Louchadières (40 000 ans) ou à la coulée III de l'empilement de la paléovallée de Côme (appartenant à la séquence d'écoulements laviques pré-Côme).

Ce questionnement historique qui entoure les captages de Peschadoires depuis la mise en service des captages reste encore d'actualité même si le BRGM (1991) a estimé que la coulée supérieure est celle de Louchadières. Le modèle proposé ici plaide plutôt en la faveur de la coulée III pré-Côme car la cheire de Louchadières s'est arrêtée en amont de la zone de captage de Peschadoires (observable grâce aux données topographiques haute résolution du levé LiDAR LiDAR_CAPRICE en 2021, Figure V.14). L'exutoire de la cheire de Louchadières n'étant pas visible à l'affleurement, il est fort probable que l'eau percole en partie dans les formations volcaniques sous-jacentes (Figure V.16, Coupe A'). La position des captages de Peschadoires confirme la présence d'aquifères tuilés sur le bassin versant de Côme (Chapitre I.3.b). Le tuilage des coulées de la cheire de Côme est particulier dans le contexte de la Chaîne des Puys, les coulées massives pré-Côme sont séparées pas des alluvions basaltiques et granito-métamorphiques et pas par des produits volcaniques perméables comme cela peut être le cas sur le bassin versant de Volvic. Cette spécificité confirme l'existence de périodes inter-éruptions suffisantes pour que le système hydrographique puisse se réajuster. Sur les 6 coulées de lave observées à l'amont de Pontgibaud, seules une partie joue un rôle de drain pour la circulation des eaux vers l'aval. Ainsi, la coulée la plus profonde et son niveau alluvionnaire supérieur sont complétement saturés. Les deux coulées intermédiaires (notées Côme II et Côme III sur la coupe A' de la figure V.16) présentent des venues d'eau significative dans les niveaux alluvionnaires intercoulées (cf. Chapitre I.3.a).

ii. Le cas des bassins versants de Chez Pierre et de Mazaye.

L'empilement volcanique de la paléovallée de Chez Pierre est constitué de 7 coulées de lave dans la partie amont du bassin versant. La complexité de la cartographie de ce bassin versant réside dans le nombre important d'unités volcaniques avec des faciès proches sur une surface de plus de 25 km². L'ensemble des coulées de lave constituant l'empilement basaltique et trachybasaltique de Chez Pierre sont toutes considérées avec un âge compris entre 40 000 ans et 63 000 ans (coulée du Puy de Montchié ; Guérin, 1983) (Figure V.17).

Durant la première phase éruptive, la coulée d'Olby (40 000 ans, ; Laj et al., 2015) a barré le cours de la Sioule, entrainant sa déviation sur la bordure ouest de la coulée. D'autres coulées se sont mises en place autour de 40 000 ans (?) comme celle de Montmeyre (Laj et al.,

2015) dans un petit talweg au nord du bassin de Chez Pierre (Figure V.17). La période entre 40 000 et 25 000 ans est marquée par l'émission d'une coulée de lave trachybasaltique importante remplissant partiellement la vallée de Mazaye. Cette coulée datée à Saint-Pierre-le-Chastel (36 000 ans) et à Ceyssat (35 400 ans) par Laj et al. (2015) a obstrué la vallée de la Sioule formant ainsi un lac de barrage jusqu'à la coulée d'Olby, à l'emplacement de l'actuel Etang de Fung (Figure V.14).

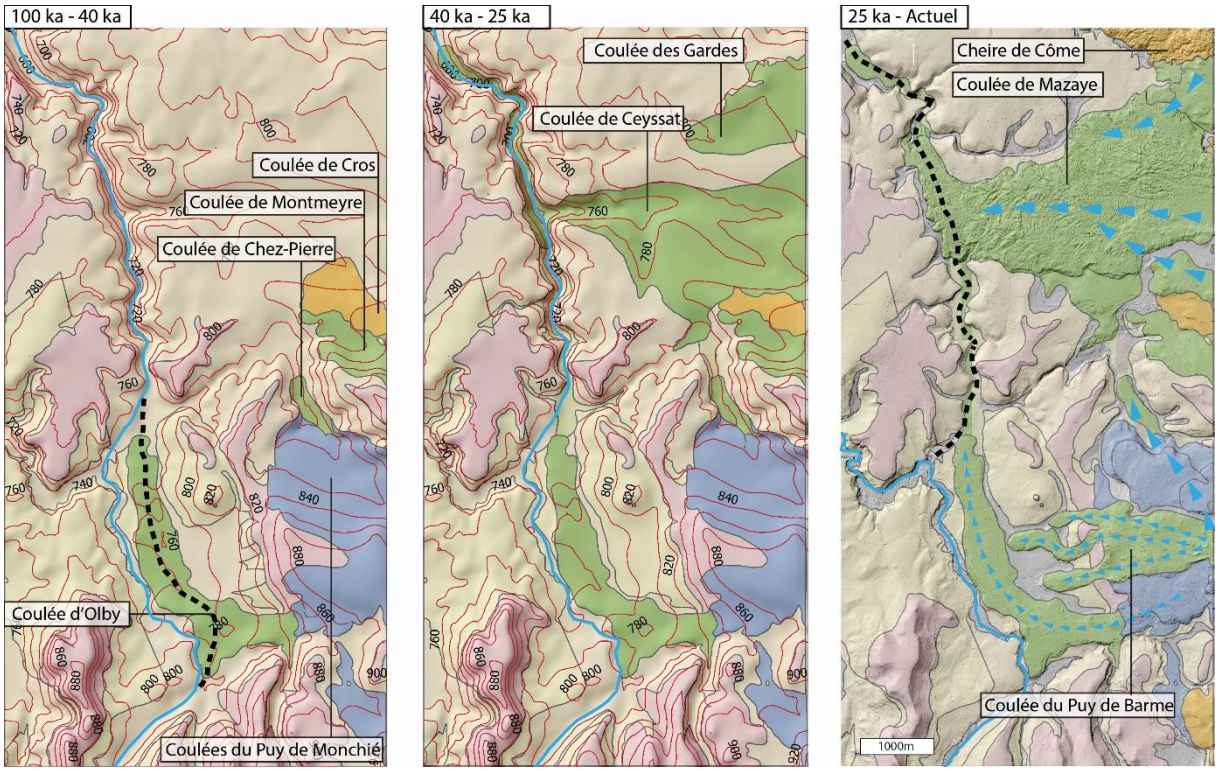


Figure V.17 : Reconstitution de la mise en place des produits volcaniques dans la partie aval des bassins versants de Mazaye et de Chez Pierre. Les flèches bleues correspondent aux circulations d'eau souterraine. Leur importance est proportionnelle à la taille des flèches. Les traits en pointillés noirs correspondent aux tracés de la Sioule avant la mise en place des coulées d'Olby (41 000 ans) et de Mazaye (17 000 ans). Les courbes de niveau en rouge correspondent à l'altimétrie du toit du substratum.

La coulée du Puy de Barme (24 500 ans ; Laj et al.,2015) est venue se superposer à l'empilement basaltique de Chez Pierre qui avait complétement nivelé, par comblement total de la paléovallée, la topographie du bassin versant. Durant son écoulement vers l'ouest, la coulée du Puy de Barme a rencontré un éperon de socle peu marqué surmonté par du volcanisme montdorien qui avait jusqu'alors contenu les coulées plus anciennes au sein du bassin versant de Chez Pierre. L'accumulation des coulées de lave anciennes en amont de cette barrière a permis à la coulée du Puy de Barme de passer au-delà et de déborder en direction de la coulée d'Olby vers l'ouest en se séparant en trois lobes. À l'extrémité de chacune des digitations de

cette coulée, on retrouve des sources de faible débit mais persistantes (groupe des sources de Bravant, Figure V.14).

La dernière coulée à se mettre en place sur ces deux bassins versants (Chez Pierre et Mazayes) est celle de Mazaye (17 300 ans) dont l'édifice à l''origine de son épanchement reste encore à déterminer (Puy Fillu, Balmet ou Grand Suchet). Cette coulée a nappé une large partie du bassin versant de Mazaye avant de s'épancher dans la vallée de la Sioule sur la coulée de Ceyssat-Saint-Pierre-le-Chastel (datée entre 35 400 et36 000 ans). Barrée une nouvelle fois, la vallée de la Sioule s'est complètement remplie d'eau pour former un lac dans l'actuel Etang de Fung (entre la coulée d'Olby et de Mazaye, Figure V.14). Cette nouvelle occlusion de la vallée de la Sioule a obligé le cours d'eau à se dévier vers l'ouest pour rejoindre le Miouze par un autre chemin (Figure V.17).

L'Etang de Fung est un cas particulier de la Chaîne des Puys où la circulation d'eau souterraine dans la paléovallée de la Sioule (vers le nord) est à l'inverse du cours d'eau en surface (vers le sud). La source de l'Etang de Fung est également la seule de la Chaîne des Puys à être artésienne, sans que la provenance de ces eaux soit établie (soit en lien avec l'aquifère volcanique de Mazaye soit avec l'aquifère de la paléovallée de la Sioule). Hormis la particularité de la source de l'Etang de Fung, le fonctionnement du bassin versant de Mazaye se réduit à l'écoulement d'un aquifère dans l'axe de la paléovallée, identifiée pour la première fois par Auriat (1956), jusqu'à l'exutoire naturel situé à Mazaye bas. Il est néanmoins possible qu'une partie des circulations reste souterraine dans la coulée sous-jacente à celle de Mazaye, c'est-à-dire la coulée de Ceyssat-Saint-Pierre.

Le bassin versant de Chez Pierre est complexe en raison du nombre important de coulées superposées et de la multiplicité des émergences (Figure V.14). L'émergence principale, située au niveau du village de Chez Pierre, est associée à un débordement de l'aquifère principal à la base de l'empilement volcanique. Ce débordement est potentiellement lié à deux phénomènes, un resserrement de la paléovallée de Chez Pierre (non confirmé à ce jour) ou à une réduction du nombre d'unités volcaniques dans l'empilement volcanique (une partie des coulées n'ayant pas atteint ce point lors de leur épanchement). L'aquifère est alimenté par la percolation de l'eau météoritique à travers les coulées et les édifices volcaniques disposés en tête de bassin versant (Figure V.18) et dans la zone du bassin versant, au niveau du Puy de Barme.

Les coupes géologiques présentées sur la figure V.18 ont été réalisées, à partir des coupes esquissées par Monce et Verdier (1995), contraintes grâce aux données acquises depuis les années 90 sur ce bassin versant. Les forages réalisés dans le cadre des études menées par la mairie de Chamalières et les différents rapport techniques associés (Frémion, 1996 ; Livet, 1999) et du CETE (2006) ont permis de mesurer l'épaisseur des formations volcaniques et de caractériser la nature des séquences intercoulées. Des paléosols ont été identifiés systématiquement entre chaque unité volcanique. Ces différents niveaux de paléosols sont le plus souvent d'épaisseur négligeable et associés à l'altération de surface de la coulée sous-jacente. Par ailleurs, un niveau de limons présentant une épaisseur importante (plus de 10 mètres) est retrouvé dans tous les forages à l'ouest des sources de Chez Pierre. Au vu de l'épaisseur conséquente de ces limons, il apparait incontournable de les lier génétiquement à l'existence d'un paléo-lac de barrage comblé, formé par la mise en place d'une des coulées de Chez Pierre. Ils pourraient bien correspondre aux colluvions et alluvions retrouvés à l'ouest de l'empilement volcanique (Figure 18.B).

Dans le cas du bassin versant de Chez Pierre, le tuilage des aquifères n'a pas été démontré sur la base de la dizaine de forages réalisés, aucun niveau d'eau intermédiaire n'ayant été observé. Il apparait pourtant évident au vu de la présence de paléosols au toit de plusieurs coulées et des sources multiples existant sur le bassin versant que des circulations perchées existent au sein de ce bassin versant. Les sources de Bravant sont un exemple de tuilage d'aquifère dont l'écoulement est-ouest n'est pas dans la même direction que l'écoulement principal, globalement sud-nord. L'interprétation de l'origine de cet ensemble des sources de Bravant, bien que présentant un débit relativement limité (10 à 30 l/s ; Glangeaud 1913), demeure toutefois importante pour quantifier la ressource en eau disponible au niveau des captages de Chez Pierre dont le débit est estimé entre 250 et 350 l/s (Monce et Verdier, 1995 ; LRPC, 2006 ; Glangeaud, 1913). Le volume d'eau sortant au front des coulées du Puy de Barme des précipitations tombant sur la surface du bassin versant de Chez Pierre, elle n'est donc plus disponible pour l'aquifère principal de Chez Pierre. La quantification de la ressource en eau globale de ce bassin versant passe donc nécessairement par l'estimation du débit des sources secondaires, comme les sources de Bravant.

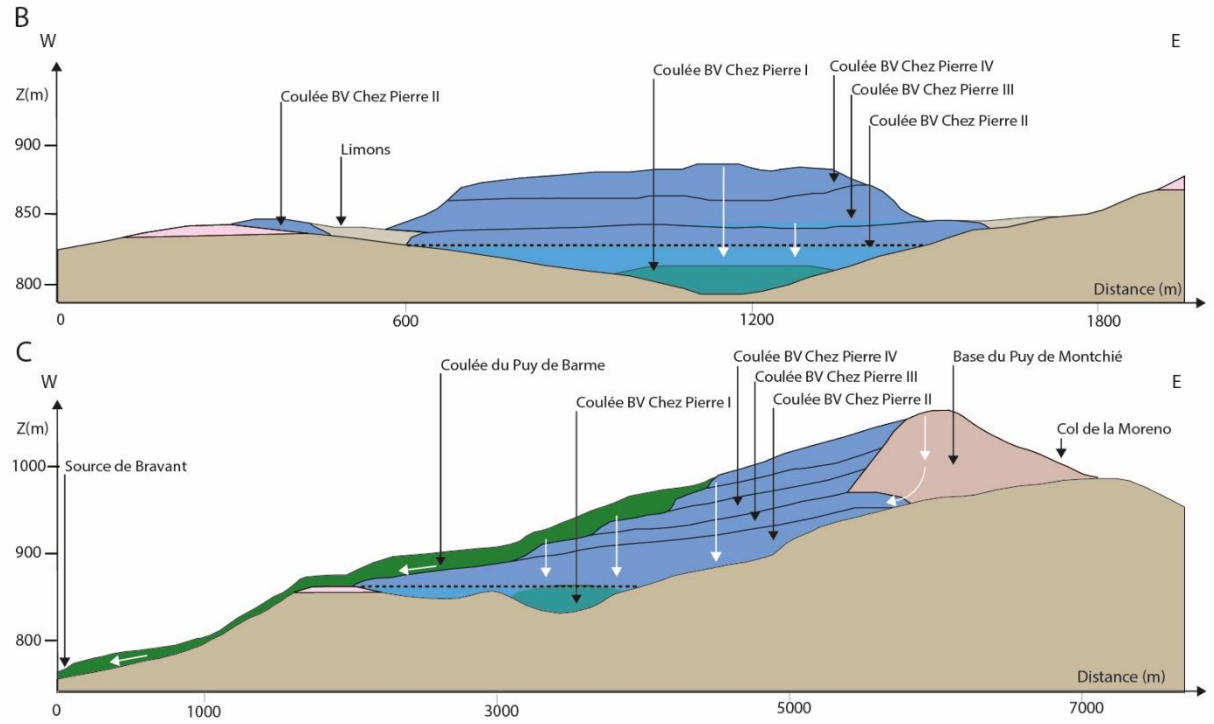


Figure V.18 : Coupes géologiques synthétiques du bassin versant de Chez Pierre (localisation Figure V.14). Les niveaux piézométriques sont indiqués par rapport à la zone d'émergence pour la coupe B et extrapolés depuis cette zone d'émergence pour la coupe A par un trait en pointillé noir. Les épaisseurs de produits volcaniques sont estimées à partir des données LiDAR et des forages (CETE, 2006). Les flèches blanches indiquent les circulations souterraines. La légende de la coupe est la même que pour la coupe précédente (Figure V.16).

Sur la façade ouest de la Chaîne des Puys, la reconstitution de la topographie anté-volcanique est primordiale pour contraindre l'agencement des produits volcaniques (i.e. édifices, coulées de laves, dépôts pyroclastiques, etc.) qui constituent la majorité des formations volcaniques à l'affleurement. La quasi-absence d'affleurement du substratum, interface privilégiée de circulation et de drainage des eaux souterraines vers les exutoires, a jusqu'alors été un frein majeur pour reconstituer l'histoire récente des bassins versants de cette façade ouest, c'est notamment le cas des zones d'émergence, dont l'origine reste complexe à établir, sans des contraintes morpho-structurales fortes. La reconstitution de la topographie du substratum anté-volcanique réalisée au cours de cette étude rend aujourd'hui possible une étude quantitative et spatialement bien calée de ces zones à fort potentiel hydrogéologique.

c. Structuration des formations volcaniques : cas de la partie sud de la Chaîne des Puys.

La méthode de reconstitution de l'empilement volcanique peut également être appliquée selon les mêmes modalités à la partie sud de la Chaîne des Puys (Figure V.19). L'ensemble des datations disponibles sur cette zone de la Chaîne des Puys sont présentées dans le tableau V.3. Des forages bien documentés sont disponibles à proximité des zones de captage de la cheire d'Aydat (Rouillas-Aydat) et de la cheire de Mey (Tourtour), permettant d'estimer l'étendue et l'épaisseur de certaines unités volcaniques (Figure V.19). Le substratum affleure sur de grandes surfaces dans la partie sud de la Chaîne des Puys, ce qui permet de mieux contraindre spatialement l'emprise des produits volcaniques. Ce secteur sud de la Chaîne des Puys expose une grande diversité de laves, allant des basaltes jusqu'aux trachyandésites, dans des proportions équivalentes, ce qui permet de différencier aisément les unités volcaniques, à partir des informations fournies par la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2017). L'activité volcanique est de ce secteur méridional est répartie sur une période relativement longue entre 70 000 ans et 8 600 ans.

Nom	Type de lave	Type Datation	Age (ka)	Incertitude (ka)	Référence
Datation directe					
Coulée Aydat 2	Basaltique	Ar/Ar et K/Ar	67,1	2,8	Laj et al. (2014)
Coulée de l'Auzon	Basaltique	Thermoluminescence	61	8,0	Guérin (1983)
Puy de la Toupe	Basaltique	Thermoluminescence	45,5	7,0	Guérin (1983)
Coulée Aydat 1	Trachy-basaltique	Ar/Ar et K/Ar	44,6	3,3	Laj et al. (2014)
Puy de Montchal	Basaltique	Thermoluminescence	44	7,0	Guérin (1983)
Puy de Combegrasse	Basaltique	Thermoluminescence	38,9	7,0	Guérin (1983)
Puy de Montjuger	Trachy-andésitique	Thermoluminescence	38,7	5,8	Guérin (1983)
Coulée de Theix 1	Trachy-basaltique	Ar/Ar et K/Ar	35,3	1,7	Laj et al. (2014)
Puy de Charmont	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	29,9	5,2	Guérin (1983)
Puy de la Rodde	Basaltique	Thermoluminescence	28,7	6,2	Guérin (1983)
Coulée de Theix 2	Trachy-basaltique	Ar/Ar et K/Ar	28,2	2,2	Laj et al. (2014)
Coulée de Fontfreide	Trachy-basaltique	Thermoluminescence	18,1	4,5	Laj et al. (2014)
Puy de Mey	Trachy-andésitique	Thermoluminescence	9,7	2,0	Guérin (1983)
Puys de la Vache-Lassolas	Trachy-basaltique	Non communiqué	8,6	0,6	Boivin et al. (2009)
Datation relative					
Puy de Montgy	Trachy-basaltique	Observations géologiques	8,6 - 38,7		Cette étude
Puy de Vichatel	Trachy-andésitique	Observations géologiques	8,6 - 40		Cette étude
Puy de Pourcharet	Trachy-basaltique	Observations géologiques	38,7 - 45,0		Cette étude
Puy de Monteillet	Basaltique	Observations géologiques	40,0 - 50,0		Cette étude
Puy de Mercoeur 1	Basaltique	Observations géologiques	40,0 - 60,0		Cette étude
Puy de Mercoeur 2	Basaltique	Observations géologiques	18,1 - 38,7		Cette étude

Tableau V.3 : Récapitulatif des âges disponibles sur la partie sud de la Chaîne des Puys. Les couleurs utilisées dans le tableau sont liées à la lithologie des coulées de lave (bleu : basalte ; vert : trachy-basalte ; orange : trachy-andésite ; blanc : datation incompatible avec d'autres datations et avec des observations de terrain). Les datations relatives sont réalisées à partir de l'étude altimétrique et topographique (MNT LiDAR) et des datations absolues existantes.

Les parties amonts des bassins versants de l'Auzon et de la Veyre font partie des bassins versants où les empilements volcaniques sont constitués d'un nombre limité d'unités, quatre pour la Veyre au niveau de la cheire d'Aydat, trois pour l'Auzon au niveau de Tourtour. À titre de comparaison, le bassin versant de Côme est constitué d'un empilement de six à sept coulées de lave (Auriat, 1956), celui de Chez Pierre présente sept coulées distinctes (CETE, 2006) et celui de Volvic en compte neuf (Rouquet et al., 2012).

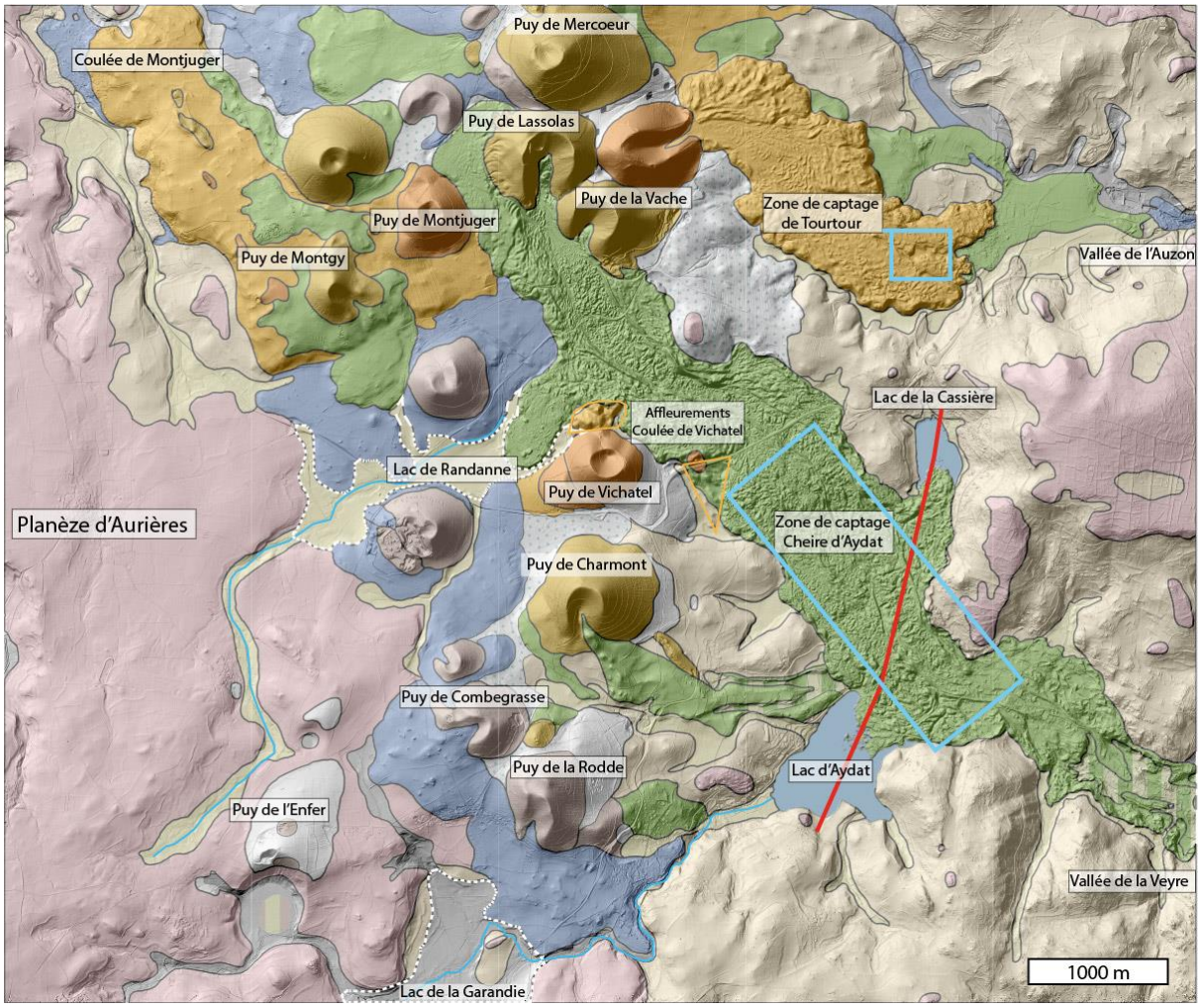


Figure V.19 : Carte de situation des différents édifices et lieux clés du secteur sud de la Chaîne des Puys. Le trait rouge correspond à la coupe présentée sur la figure V.21. Les traits bleus correspondent aux cours d'eau. Les zones encadrées en bleu sont les zones de captage sur les bassins versants de l'Auzon et de la Veyre. Les secteurs entourés en pointillés blancs sont les paléo-lac de la Garandie et de Randanne.

Sur le bassin versant de la Veyre, le premier édifice à entrer en éruption est l'ensemble du Puy de la Rodde (Rodde 1 et Veyreras) qui a donné deux coulées de lave, une première basaltique (67 000 ans ; Laj et al., 2015) et une seconde trachybasaltique (44 600 ans ; Laj et al., 2015).

La coulée de lave basaltique du Puy de la Rodde a obstrué la vallée venant du sud-ouest (vallée de la Veyre amont, Figure V.19) formant ainsi un lac de barrage (Lac de la Garandie). La phase éruptive du Puy de la Rodde 2 (ou Veyreras) est synchrone des éruptions du Puy de la Toupe (45 500 ans ; Guérin, 1983) et du Puy de Montchal (44 000 ans ; Guérin, 1983), à l'origine de la coulée de lave basaltique retrouvée à Nébouzat. Il est possible d'estimer l'âge des édifices du Puy de Monteillet, de Boursoux et de Mercoeur I comme étant synchrone de cette phase majeure, autour de 45 000 ans (indices topographiques déduits des données LiDAR, faciès identiques). Une coulée basaltique d'une vingtaine de mètres d'épaisseur est observée par forage à la base de l'empilement volcanique de la cheire d'Aydat (Figure V.20). Cette coulée pourrait provenir des Puys de Mercoeur I ou de Monteillet positionnés en tête de bassin versant comme évoqué dans le Chapitre IV.1.

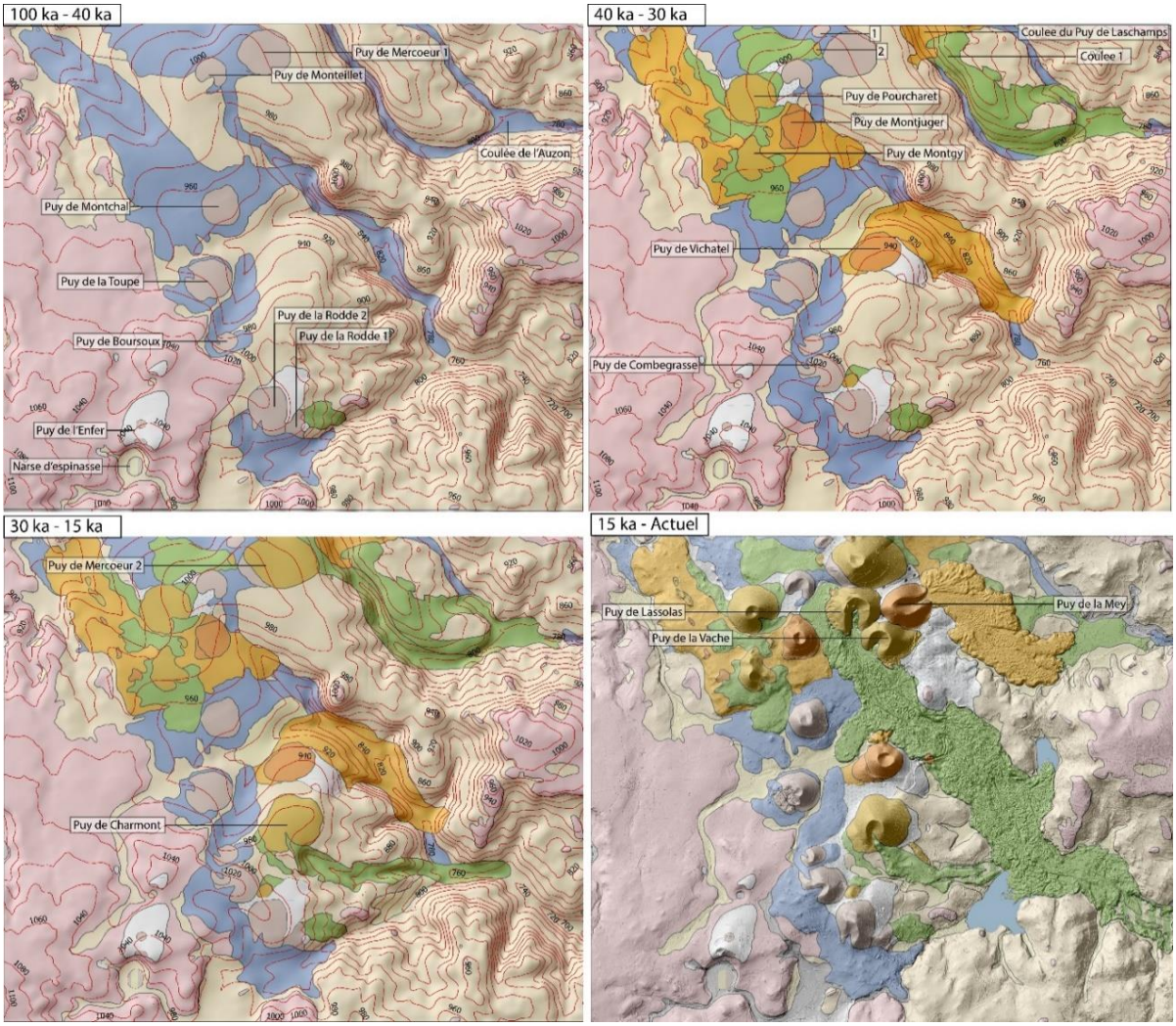


Figure V.20 : Reconstitution de la mise en place des formations volcaniques dans la partie amont des bassins versants de la Veyre et de l'Auzon. Les courbes de niveau en rouge correspondent à l'altimétrie du toit du substratum.

Une coulée de lave basaltique est également observée à la base de l'empilement volcanique de Tourtour. Cette dernière est probablement celle qui affleure dans la vallée de l'Auzon, datée à 60 000 ans (Guérin, 1983). L'édifice à l'origine de cette coulée n'est pas connu mais il est possible qu'elle provienne du Puy de Mercoeur 1 ou des édifices directement au nord de ce dernier. Une coulée basaltique est également reconnue dans la zone des forages du Génie Rural (1964) à l'INRA de Saint-Genès Champanelle. Il est fortement probable que cette coulée soit une digitation de la coulée basaltique principale (Coulée de l'Auzon, Tableau V.3) issue d'un débordement en tête de la paléovallée de l'Auzon, qui s'est ensuite mis en place au sein d'une paléovallée secondaire parallèle.

Après cette période largement dominée par les éruptions basaltiques, la seconde période d'activité volcanique, entre 40 000 ans et 30 000 ans, est plus variée (Figure V.20, période 40-30 ka). Dans le secteur du Puy de la Rodde, le Puy de Combegrasse s'est édifié autour de 39 000 ans (Guérin, 1983 ; Laj et al., 2015) et s'accompagne d'une coulée de lave basaltique qui s'est épanchée autour de l'édifice. Plus au nord, l'éruption du Puy de Montjuger (38 600 ans ; Guérin, 1983) est à l'origine de la coulée trachyandésitique de Recoleine-Nébouzat qui s'est mise en place sur la coulée basaltique du Puy de Montchal vers le nord-ouest (Figure V.20). Directement sur la bordure nord de cette coulée, le Puy de Pourcharet s'est édifié sans émettre d'épanchement lavique significatif. Sur le bassin de l'Auzon, la coulée trachyandésitique du Puy de Laschamps s'est mise en place sur une coulée trachybasaltique dont l'origine n'est pas connue. Elles ont toutes deux recouvertes la coulée basaltique de l'Auzon.

Autour de 30 000 ans, le Puy de Charmont (29 900 ans ; Guérin, 1983) et sa coulée de lave se sont mis en place dans une vallée secondaire de la vallée principale de la Veyre (Figure V.20, période 30-15 ka). Par interprétation cartographique, le Puy de Vichatel (trachyandésitique) et le Puy de Montgy (trachybasaltique) sont rattachés à cette période. Le Puy de Montgy est postérieur à l'éruption du Puy de Montjuger car il repose sur la bordure sud de sa coulée trachyandésitique. Le Puy de Vichatel est plus difficile à positionner car aucun argument chronologique n'est disponible. Il est possible de définir un âge pour le Puy de Vichatel à partir d'une comparaison de l'état de fraicheur de l'édifice et de sa coulée avec deux autres cônes trachyandésitiques, le Puy de Montjuger autour de 38 000 ans et le Puy de Mey (9600 ans ; Guérin, 1983). L'état de fraicheur de la surface de la coulée du Puy de Vichatel et de l'édifice lui-même, étant moins bonne que celle du Puy de Mey, son âge est considéré plus proche de celui du Puy de Montjuger.

La coulée du Puy de Vichatel s'est épanchée dans une vallée secondaire de la vallée de la Veyre et a rejoint l'axe de cette dernière. En effet, des roches trachyandésitiques sont retrouvées dans les forages de la cheire d'Aydat jusqu'au piézomètre des Treize Vents (Figure V.19). Le barrage du cours d'eau de Randanne par la coulée du Puy de Vichatel a formé un lac de barrage dans le secteur de Randanne (Chapitre IV.1.c). De la même manière, la coulée du Puy de Charmont s'est également épanchée dans l'axe de la paléovallée de la Veyre et a barré le cours d'eau venant de la vallée secondaire du lac d'Aydat formant ainsi un pré-lac d'Aydat, de taille plus modeste que l'actuel lac.

Les dernières manifestations volcaniques sur le bassin versant de l'Auzon se localisent aux Puys de Mercoeur (18 000 ans ; Laj et al., 2015) et de Mey (9 600 ans) qui ont produit des coulées de lave dirigées dans la paléovallée de l'Auzon. Sur le bassin de la Veyre, les Puys de la Vache et Lassolas (8 600 ans ; Boivin et al., 2009) présentent une forme égueulée due à la l'émission d'une coulée de lave synchrone de leur édification. Les deux coulées se sont engouffrées dans la paléovallée de la Veyre déjà partiellement remplie par des écoulements laviques antérieurs et ont parcouru une quinzaine de kilomètres jusqu'en plaine de Limagne. Elles ont barré l'ensemble des vallées secondaires de la paléovallée de la Veyre et ont ainsi formé plusieurs lacs de barrage comme les lacs actuels de la Cassière et d'Aydat. Les autres lacs de barrage se sont tous progressivement comblés, comme c'est le cas de la zone du Lac de Randanne. D'un point de vue hydrogéologique, le bassin de la Veyre a été très peu étudié. La seule zone bien documentée de ce bassin versant est celle de la cheire d'Aydat, entre les lacs de la Cassière et d'Aydat. Une dizaine de forages et un piézomètre permettent de caractériser la géométrie de l'aquifère volcanique (Figure V.21.B). L'épaisseur de la zone saturée dans le secteur des deux lacs est relativement importante car elle correspond à la moitié de l'empilement volcanique. Entre les deux lacs, 3 à 4 coulées sont observées dans l'axe de la paléovallée (Auriat, 1956 ; SAFEGE ; 2006). Une première, basaltique (provenant du Puy de Mercœur ou du Puy de Monteillet), une seconde, trachyandésitique, provenant du Puy de Vichatel et une ou deux coulées sommitales trachybasaltiques (Figure V.21.A), formant la cheire d'Aydat, correspondant aux coulées des Puys de la Vache et de Lassolas (Figure V.21.B). La coulée du Puy de Charmont, proche du Lac d'Aydat repose sur la coulée inférieure de nature basaltique, en rive droite de la vallée. La coulée trachyandésitique du Puy de Vichatel est observée dans les forages à proximité du lac de la Cassière et à l'est du col de la Ventouse (Figure V.19).

La coupe géologique synthétique présentée sur la figure V.21 montre que les lacs ne correspondent pas à l'affleurement du niveau piézométrique, hypothèse évoquée mais

également démentie par Bouchet (1987). Néanmoins, ils alimentent bien l'aquifère volcanique du fait de leur position au-dessus de ce dernier (15 m pour Aydat, 25 à 30 m pour La Cassière). La relative simplicité de la géométrie de l'aquifère volcanique sans aquifère perché significatif, avec une paléovallée simple et un empilement volcanique composé de peu d'unités, tranche avec la complexité des circulations souterraines des bassins versants de Volvic, de Chez Pierre ou de Côme, décrits dans la section précédente.

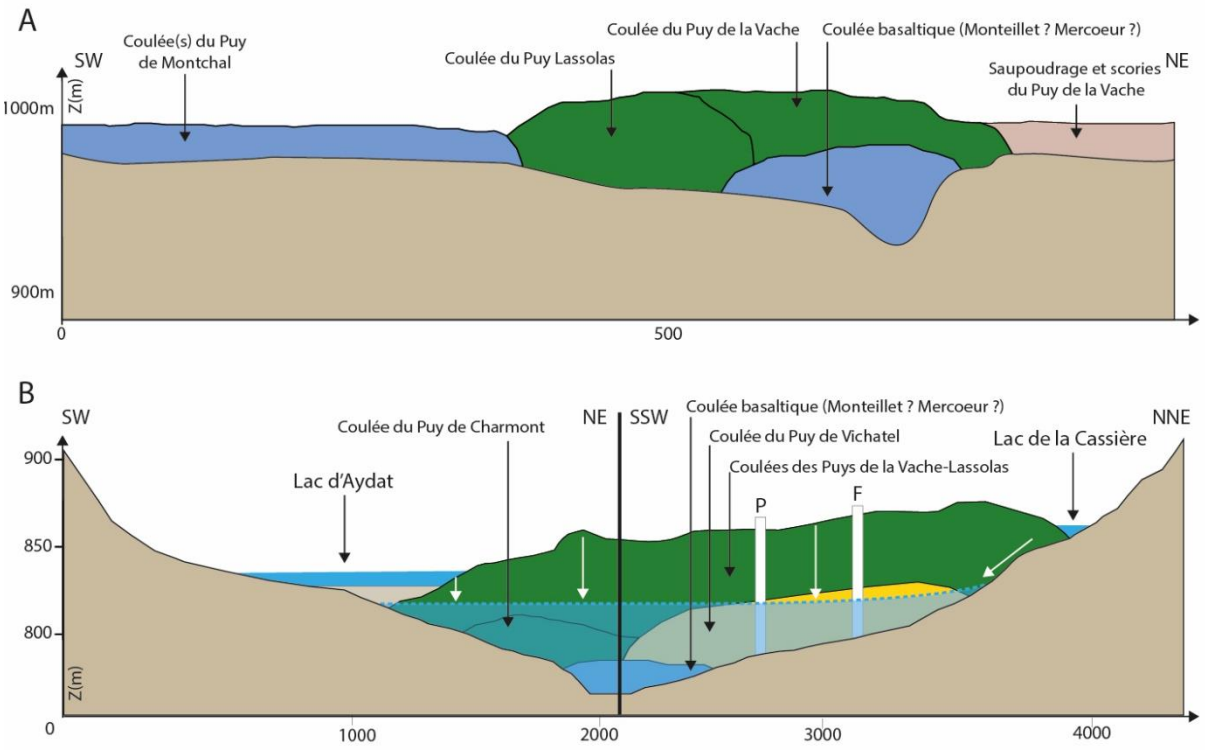


Figure V.21 : A : coupe géologique issue de l'interprétation des données géophysiques (Chapitre V.1.d). B : Coupe géologique synthétique de la cheire d'Aydat, entre les lacs de la Cassière et d'Aydat. P : Piézomètre ; F : Forage. Le niveau piézométrique indiqué est celui mesuré dans le piézomètre BRGM (Carrefour des 13 vents) et extrapolé à partir d'une pente de 1% sur la portion SSW-NNE de la coupe.

Les quelques exemples de reconstitution morpho-volcanique qui ont été sélectionner pour présenter et décrire l'apport du modèle de la topographie anté-volcanique sont ceux où peu d'études d'ampleur ont été menées et où des questions primordiales restent à résoudre. Le travail réalisé dans cette partie permet de fournir une synthèse critique des données disponibles dans les secteurs étudiés et de les utiliser de façon globale pour répondre aux problématiques de caractérisation des hydrosystème de la Chaine des Puys. Parmi ces données, la topographie du substratum anté-volcanique issue de ce travail de thèse est une donnée de premier ordre pour comprendre la structuration des formations volcaniques, au même titre que les données de surface issues de l'analyse des données LiDAR et les données « vérité-terrain » de forages.

3. D'un modèle géologique à l'estimation de la ressource en eau de la Chaîne des Puys.

La reconstitution de la topographie anté-volcanique ne permet pas uniquement de définir la géométrie des aquifères volcaniques. Il est également possible d'estimer pour la première fois la surface des différents bassins versants de la Chaîne des Puys à partir d'un modèle géologique 3D. Dans les études précédentes, l'estimation de la surface des bassins versants était réalisée à partir de la méthode pluie-débit inversée (S = Q / P) où Q est le débit annuel mesuré à la sortie du bassin versant et P le volume de précipitation annuel. Le tracé des lignes de partage des eaux était établi en fonction de la surface estimée et des observations géologiques. Or, la définition des surfaces des bassins versants est primordiale pour estimer la ressource disponible d'un point de vue quantitatif. L'estimation des débits et la caractérisation des bassins versants passent donc nécessairement par le tracé précis des extensions ces derniers.

a. Caractérisation des bassins versants de la Chaîne des Puys

La carte des bassins versants hydrogéologiques de la Chaîne de Puys créée à partir du modèle de la topographie anté-volcanique est présentée sur la figure V.22. Les tracés des bassins versants de la Chaîne des Puys des études antécédentes ont été ajoutés (Belkessa, 1977 ; CETE-BRGM, 2009). La révision des délimitations de certains bassins versants, notamment dans la zone axiale de la Chaîne des Puys, a été accompagnée de la création de nouveaux bassins versants. Les surfaces des bassins versants de la Chaîne des Puys sont présentées dans le tableau V.4.

À l'extrémité sud-ouest de la Chaîne des Puys, le bassin versant de Recoleine a été séparé du bassin versant de Chez Pierre par rapport à l'étude de Belkessa (1977) et ajouté par rapport à l'étude du CETE-BRGM (2009). Sur la façade occidentale de la Chaîne des Puys, les bassins versants de Ceyssat et des Gardes-Chambois ont été séparés respectivement des bassins versants de Chez Pierre et de Mazaye. Les bassins versants de Côme et de Louchadières ont été dissociés pour la première fois grâce aux nouvelles données discutées dans cette thèse. À l'est de la Chaîne des Puys, le bassin versant du Colombier a été séparé du bassin versant de Pariou-Durtol.

.

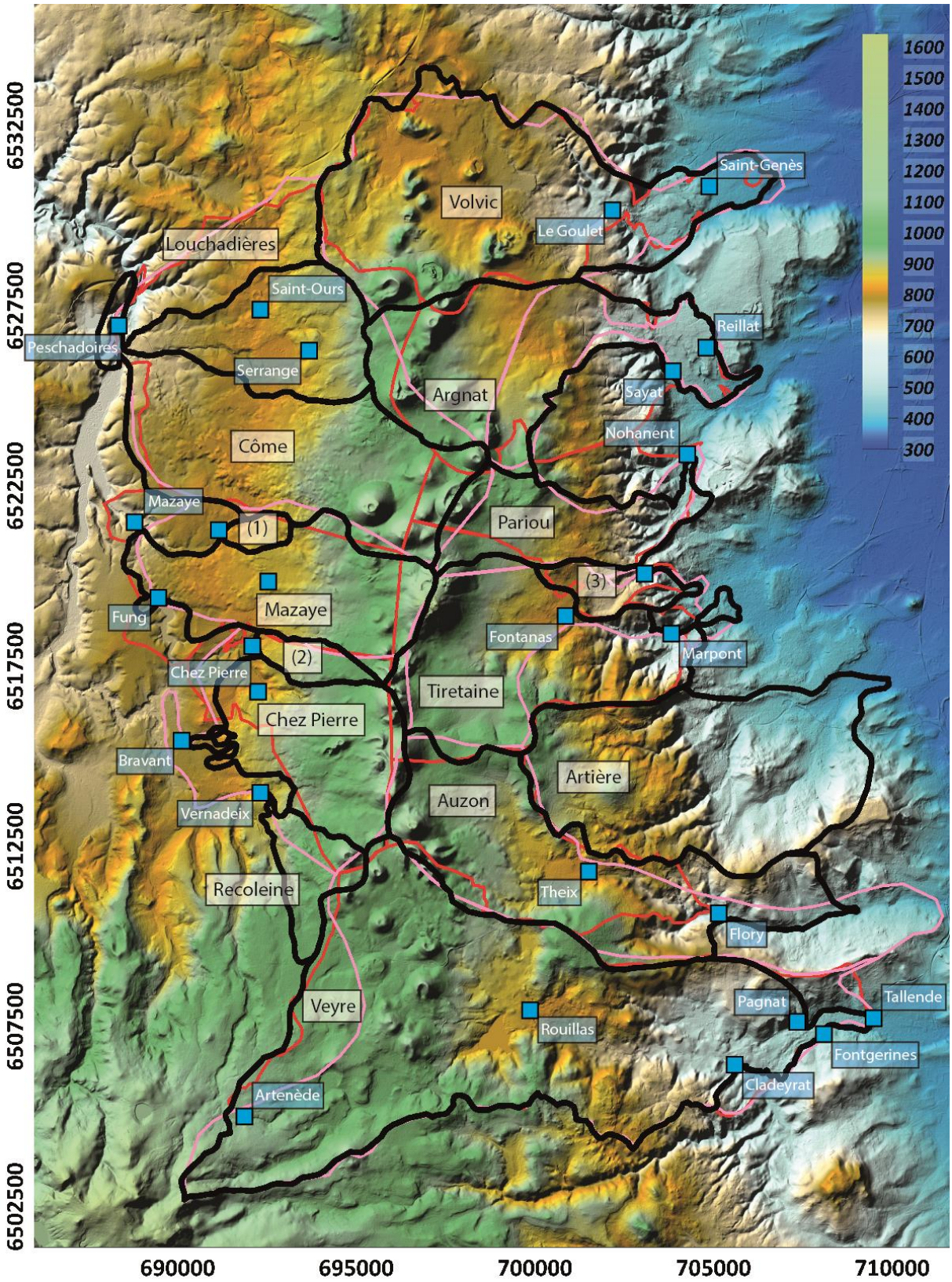


Figure V.22 : Carte des bassins versants de la Chaîne des Puys. Les trois tracés présentés sont issus de cette thèse (noir), de Belkessa (1977) (rose) et de CETE-BRGM (2009) (rouge). Les points bleus représentent les sources correspondant aux exutoires des bassins versants. (1) : bassin versant des Gardes-Chambois ; (2) : bassin versant de Ceyssat ; (3) bassin versant du Colombier.

Bassin versant	Louchadières	Côme	Chambois	Mazaye	Ceyssat	Chez-Pierre	Recoleine	Volvic	Argnat	Pariou-Durtol	Colombier	Tiretaine	Artière	Auzon	Veyre	Total ChDP
Surface CAPRICE (km²)	16,15	34,76	1,51	21,45	2,99	18,85	6,00	47,57	30,18	13,82	4,37	30,06	39,87	35,34	82,63	345,68
Surface Belkessa (1975) (km²)	63,3		25,5		29,9		-	57,9	13,2	13,8		24,1	-	39	80,8	347,5
Surface CETE-BRGM (2009) (km²)	50,7		17,9		18,5		-	41,5	33,7	17,3		32,2	-	23,6	80,2	315,6

Tableau V.4 : Surfaces des bassins versants de la Chaîne des Puys. Les bassins versants en vert sont ceux de la façade occidentale. Les bassins versants en orange sont ceux de la façade orientale.

Ce nouveau découpage engendre des réévaluations de surface des bassins versants qu'il faut mettre en relation avec les points de fermeture des bassins versants. Les points de fermeture des bassins versants change d'une étude à l'autre en fonction de la position du point d'observation (mesure du débit) ou de la position du point de calcul (dans le cas d'une modélisation). La variabilité de la position de ce point de fermeture rend la comparaison des résultats d'une étude à l'autre complexe même si dans le cas de la Chaîne des Puys, la plupart des points de fermeture sont bien connus. À partir de la figure V.22, il ressort que les limites des parties amont des bassins versants de notre étude sont précisées par rapport aux limites fournies dans la bibliographie.

Pour la façade occidentale, les surfaces des bassins versants de Côme et Louchadières sont du même ordre que les surfaces évoquées dans les études antérieures. Le bassin versant de Louchadières est néanmoins amputé du Puy de Louchadières, qui est ici rattaché au bassin versant de Volvic. Les bassins versants de Mazaye et Chez Pierre, même amputés des deux petits bassins versants de Ceyssat et des Gardes-Chambois, révèlent des surfaces plus importantes. Les gains de surface de ces bassins versants sont dus au décalage de la ligne de partage Allier/Sioule vers l'est, au moins en comparaison avec le tracé du CETE-LRPC (2009). La ligne de partage des eaux Allier/Sioule, issue du modèle de la topographie anté-volcanique, est centrée sous l'alignement volcanique principal avec une orientation globalement N10 comme plusieurs structures majeures du plateau des Dômes (Chapitre II.2 et Chapitre V.2.a).

Sur la façade orientale, les surfaces des bassins versants d'Argnat et de Volvic sont intermédiaires entre les deux estimations tirées de la bibliographie. Le bassin versant de Pariou-Durtol a exactement la même surface que l'estimation de Belkessa (1977). La différence avec l'estimation du CETE-BRGM (2009) est due à la dissociation avec le bassin versant du Colombier. Les bassins versants de la Tiretaine et de l'Auzon ont des surfaces intermédiaires entre les deux estimations de la bibliographie alors que la Veyre présente une surface un peu supérieure.

À partir des nouvelles surfaces de bassins versants (Tableau V.4), il est possible de mesurer leurs caractéristiques morphologiques. Habituellement relevées dans tous les bilans hydrogéologiques sur la Chaîne des Puys, ces caractéristiques sont importantes dans l'objectif d'associer des traits particuliers des bassins versants à un type de fonctionnement.

Ainsi, les rapports d'affleurement substratum/volcanisme et d'altitude (> 1000 m ; 1000 m< > 400 m ; <400 m) sont présentés dans le tableau V.5. Sur la façade occidentale, l'ensemble des bassins versants sont à une altitude supérieure à 600 m qui est celle du lit de la Sioule après Peschadoires, point le plus bas du secteur ouest. Louchadières et Gardes-Chambois sont les seuls bassins versants à être entièrement compris entre les altitudes 600 et 1000 m. Les bassins versants de Recoleine et de Chez Pierre sont les plus hauts en moyenne avec 30% de leur surface au-dessus de 1000 m. Les autres bassins versants ont entre 17 et 20% de leur surface au-dessus de 1000 m.

Pour la façade orientale, Volvic est celui présentant la moins grande surface au-dessus de 1000 m. Les autres bassins versants ont des surfaces comprises entre 13 et 22% au-dessus de 1000 m. La Veyre est le bassin versant avec la plus grande surface au-dessus de 1000 m du fait de son prolongement vers le sud et le massif du Mont-Dore.

La limite d'altitude 1000 m dans la Chaîne des Puys permet de fournir une approximation au premier ordre de l'altitude de la base des édifices volcaniques. Néanmoins, cette règle est imparfaite, notamment pour le bassin versant de Volvic qui comprend le plus grand nombre d'édifices volcaniques et qui n'a que 3% de sa surface au-dessus de 1000m. La position structurale du bassin versant de Volvic est à l'origine des faibles altitudes des édifices et il est le seul à faire exception à cette règle.

En estimant ainsi les surfaces au-dessus de 1000 m, deux caractéristiques sont évoquées ; la forte présence d'édifices volcaniques et la capacité à capter les précipitations grâce au relief. Le gradient pluviométrique altitudinal calculé dans le chapitre II.1.a. montre que l'intensité des précipitations est proportionnelle ~~à~~ l'altitude. L'effet de Foehn vient également gonfler le volume de précipitation sur les reliefs. Ainsi, plus un bassin versant est en altitude, plus il reçoit des volumes de précipitation importants.

Le rapport substratum/volcanisme n'a pas d'utilité pour quantifier la ressource en eau des bassins versants mais il ~~a~~ un impact direct sur le ruissellement et indirectement sur la protection de la ressource. Plus la surface de substratum à l'affleurement est importante plus le volume de ruissellement est important. Cette donnée n'affecte en rien le volume d'eau qui

transite par les formations volcaniques mais elle va avoir un impact sur la qualité de l'eau arrivant dans les aquifères. En ruisselant, la qualité des eaux peut être dégradée par des pollutions diverses (industrie, agriculture, décharge etc..). Lorsque l'eau tombe sur les formations volcaniques, elle s'infiltre directement et est ainsi protégée des pollutions directes.

Entre les façades orientale et occidentale, les surfaces couvertes par le volcanisme sont très différentes. À l'ouest l'ensemble des bassins versants sont couverts par des formations volcaniques sur 55% et 93% de leur surface. À l'est, les valeurs s'étalent entre 28% et 75% (bassin versant d'Argnat), exception faite du bassin versant de l'Artière (4%). La surface couverte par le volcanisme de la Chaîne des Puys est clairement dépendante de la topographie du substratum qui est plus accidentée sur la partie orientale du plateau des Dômes. Le rapport socle/volcanisme vient confirmer la position particulière des bassins versants de Volvic et d'Argnat sur la partie est de la Chaîne des Puys avec des proportions de surface volcanisée très importantes et une topographie du substratum accidentée, favorisant l'accumulation de volumes d'eau importants dans des « goulots d'étranglement » comme dans le cas de la partie aval du bassin versant de Volvic (Joux, 2002 ; Rouquet et al., 2012).

Façade occidentale							
Bassin versant	**Louchadières**	**Côme**	**Chambois**	**Mazaye**	**Ceyssat**	**Chez-Pierre**	**Recoleine**
Surface(km2)	16,15	34,76	1,51	21,45	2,99	18,85	5,99
Surface Socle	7,11	7,72	0,11	2,50	0,36	2,59	2,35
Surface Volcanisme	9,04	27,04	1,40	18,95	2,63	16,26	3,65
Proportion volcanisme	56%	78%	93%	88%	88%	86%	61%
Altitude >1000 m	0%	18%	0%	18%	19%	32%	29%
<1000 m Altitude > 400m	100%	82%	100%	82%	81%	68%	71%
Altitude <400m	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

Façade orientale								
Bassin versant	**Volvic**	**Argnat**	**Pariou**	**Colombier**	**Tiretaine**	**Artière**	**Auzon**	**Veyre**
Surface(km2)	47,57	30,18	13,82	4,37	30,06	39,87	35,34	82,63
Surface Socle	15,80	7,54	13,82	3,11	15,56	38,16	23,24	54,37
Surface Volcanisme	31,78	22,64	7,24	1,26	14,50	1,71	12,10	28,25
Proportion volcanisme	67%	75%	52%	29%	48%	4%	34%	34%
Altitude >1000 m	3%	15%	14%	0%	22%	0%	17%	29%
<1000 m Altitude > 400m	82%	72%	75%	86%	71%	60%	77%	65%
Altitude <400m	15%	12%	11%	14%	6%	40%	6%	5%

Tableau V.5 : Caractéristiques géologiques et altimétriques des bassins versants de la Chaîne des Puys.

À partir de ces observations simples, des tendances bien connues dans le contexte hydrogéologique de la Chaîne des Puys sont confirmées. Ce genre d'approche est repris dans la suite pour l'estimation des volumes de formations volcaniques présentes sur chaque bassin versant. Les surfaces des bassins versants sont également utilisées pour réaliser des estimations de débits et des quantités d'eau disponible dans chacun d'entre eux.

b. Débit de restitution annuel des bassins versants de la Chaîne des Puys

Les débits sortants des bassins versants de la Chaîne des Puys ont été estimés et mesurés à de nombreuses reprises. Les premières mesures de débits ont été réalisées par Glangeaud (1913), puis par Van der Min (1945), Belkessa (1977), CETE-LRPC (1990), CETE-LRPC (2009) et CESAME (2021). Les mesures et estimations des débits ont été réalisées sur l'ensemble de la Chaîne des Puys lors des études de Belkessa (1977), du CETE-LRPC (2009) et de Glangeaud (1913). Dans le cas des estimations, les données de précipitation utilisées ne sont jamais corrigées de l'ETR. Dans le cadre de cette thèse, l'estimation des débits est réalisée à partir d'une carte des pluies efficaces sur la période 1990 – 2010, élaborée et discutée dans le chapitre II.1.a (Figure II. 2, Figure V.23).

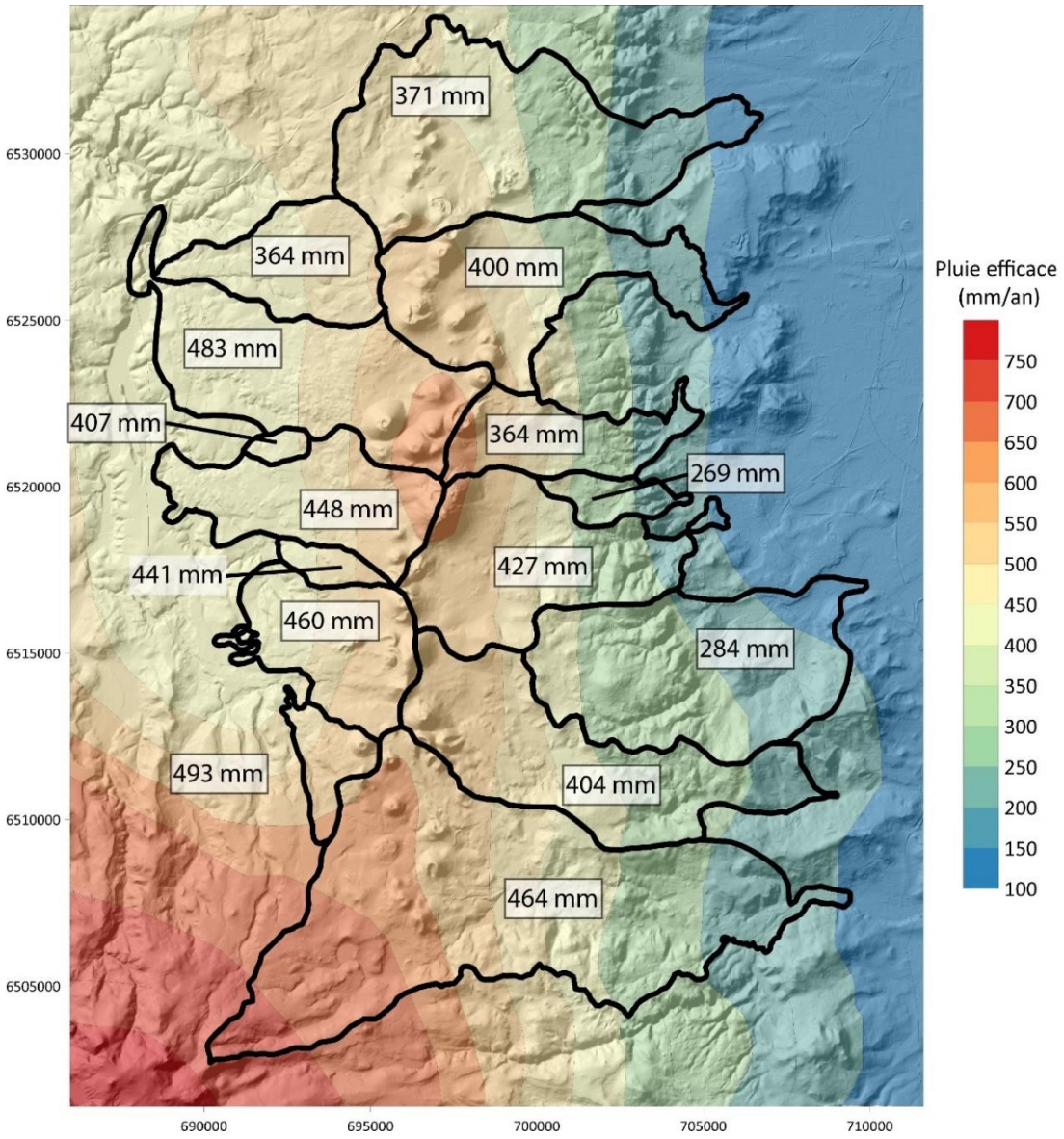


Figure V.23 : Carte des bassins versants de la Chaîne des Puys et des pluies efficaces associées.

Les volumes de pluie efficace sur chacun des bassins versants sont très hétérogènes sur la façade orientale de la Chaîne des Puys avec des variations clairement liées à l'altitude moyenne des bassins versants. Les bassins versants de la façade occidentale sont beaucoup plus homogènes avec des pluies efficaces moyennes annuelles réparties entre 364 mm/an à Louchadières et 493 mm/an sur le bassin versant de Recoleine.

Bassin versant	Volume par an (km3/an)	Module (l/s)	Surface(km2)	Module spécifique (l/s/km2)
Louchadières	0,0059	175	16,15	10,8
Côme	0,0168	402	34,76	11,6
Chambois-Gardes	0,0006	16	1,51	10,3
Mazaye	0,0096	248	21,45	11,6
Ceyssat	0,0007	18	2,99	6,1
Chez-Pierre	0,0087	218	18,85	11,5
Recoleine	0,0030	69	6,00	11,5
Volvic	0,0177	436	47,57	9,2
Argnat	0,0121	302	30,18	10,0
Pariou-Durtol	0,0054	139	13,82	10,1
Colombier	0,0012	32	4,37	7,2
Tiretaine	0,0129	320	30,06	10,6
Artière	0,0113	264	39,87	6,6
Auzon	0,0143	351	35,34	9,9
Veyre	0,0384	954	82,63	11,5

Tableau V.6 : Estimation des modules annuels de débit sur les bassins versants de la Chaine des Puys. Les données utilisées sont extraites de la carte des bassins versants et la carte des pluies efficaces (Figure V.23).

À partir de ces pluies efficaces, il est possible de calculer les débits d'exutoire des bassins versants comme dans le tableau V.6. Ces valeurs de module (débit estimé) annuel sont exprimées en l/s et peuvent être déclinées en module spécifique (débit par km² de surface). Les bassins versants avec les modules les plus élevés sont ceux de Côme, de Volvic et de la Veyre, ce dernier présentant de très loin le module le plus important. Les bassins versants présentant les modules spécifiques les plus gran ds sont ceux de la façade ouest.

Les valeurs de module annuel calculés dans cette thèse sont comparées avec des valeurs de débits annuels mesurés et normalisés disponibles dans la bibliographie (tableau V.7). En premier lieu, le module annuel estimé sur la Veyre (954 l/s) est clairement supérieur aux débits mesurés ou estimés dans le passé (entre 350 et 600 l/s). Dans le cadre du projet CAPRICE, des mesures de débits ont été réalisées sur les émergences du bassin versant de la Veyre par l'École des Mines de Saint-Etienne, avec un débit total de 721 l/s encore loin de l'estimation de cette étude. Le cas de la Veyre est symptomatique de la difficulté d'estimer les débits sans prendre en compte le fonctionnement des bassins versants et de mesurer les débits de façon exhaustive, même avec les méthodes modernes.

	Glangeaud 1913				Belkessa 1977				CETE-LRPC 2009				CAPRICE 2021		
Bassin versant	S (km2)	Da (l/s)	Ecart	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Da(l/s)	Ecart	Ds (l/s.km2)	S (km2)	Da(l/s)		Ds (l/s.km2)	S (km2)	Ma(l/s)	Ds (l/s.km2)
Volvic	41,5	800	-83%	19,3	57,9	485	-11%	8,4	41,5	464	-6%	11,2	47,6	436	9,2
Argnat	33,7	460	-52%	13,6	13,2	130	57%	9,8	33,7	193	36%	5,7	30,2	302	10,0
Durtol	17,3	60	57%	3,5	13,8	70	50%	5,1	17,3	96	31%	5,6	13,8	139	10,1
Tiretaine	32,2	320	0%	9,9	24,1	270	16%	11,2	32,2	429	-34%	13,3	30,1	320	10,6
Auzon	23,6	200	43%	8,5	39	200	43%	5,1	23,6	202	42%	8,6	35,3	351	9,9
Veyre	80,2	600	37%	7,5	80,8	350	63%	4,3	80,2	532	44%	6,6	82,6	954	11,5
ChDP Est	228,5	2440	2%	10,7	228,8	1505	40%	6,6	228,5	1917	23%	8,4	239,6	2502	10,4
Côme-Louchadières	50,7	400	31%	7,9	63,3	890	-54%	14,1	50,7	500	13%	9,9	50,9	576	11,3
Mazaye	17,9	250	-1%	14,0	25,5	700	-182%	27,5	17,9	200	19%	11,2	21,5	248	11,6
Chez-Pierre	18,5	200	8%	10,8	29,9	200	8%	6,7	18,5	270	-24%	14,6	18,9	218	11,5
ChdP Ouest	87,1	850	18%	9,8	118,7	1790	-72%	15,1	87,1	970	7%	11,1	91,2	1042	11,4
Total ChDP	315,6	3290	7%	10,4	347,5	3295	7%	9,5	315,6	2887	19%	9,1	330,8	3544	10,7

Tableau V.7 : Comparaison des débits mesurés et des modules estimés dans la bibliographie avec les estimations réalisées dans cette thèse (Belkessa, 1977; Glangeaud, 1913 ; CETE-LRPC, 2009). S : Surface ; Da : Débit annuel ; Ds : Débit spécifique ; Ma : Module annuel ; Ecart : écart (en %) avec le module CAPRICE 2021.

Les estimations de débits réalisées dans notre étude sont du même ordre de grandeur que les données retrouvées dans la bibliographie. Par rapport à l'étude du CETE-LRPC (2009) les débits des bassins versants d'Argnat, de Durtol, de la Veyre, de l'Auzon, de Côme et de Mazaye sont augmentés alors que ceux des bassins versants de Volvic, de Chez Pierre et de la Tiretaine sont légèrement diminués (cf. écart tableau V.7). Le débit total estimé pour l'ensemble de la Chaîne des puys est supérieur (7%) à l'ensemble de ceux disponibles dans la bibliographie. On note toutefois que notre estimation est relativement proche des débits totaux proposés par Glangeaud (1913) et Belkessa (1977) malgré une surface de la Chaîne des Puys supérieur par rapport à Glangeaud (1913) et inférieur à celle de Belkessa (1977).

L'estimation des volumes d'eau restitués par les bassins versants de la Chaîne des Puys est une information de premier ordre pour les gestionnaires et les utilisateurs de cette ressource. Ils peuvent être utilisés comme base de réflexion pour proposer de nouveaux captages sur des bassins versants sous-exploités en termes de prélèvement. A l'inverse, ils peuvent constituer une alerte sur la tension ou fragilité potentielle de la ressource en eau, sur des bassins versants surexploités. L'aspect quantitatif de cette approche est classique dans les bilans hydrogéologiques. Néanmoins, lors de la comparaison des données acquises à différentes époques et avec différentes méthodes, il est important de prendre en compte l'impact du changement climatique sur les précipitations et les spécificités de l'année durant laquelle les mesures sont réalisées. Dans cette étude, les comparaisons sont faites entre des débits mesurés (bibliographie) à un instant t et des modules annuels modèles à partir d'une moyenne sur un période de temps de 30 ans. Il n'est donc pas légitime de comparer ces deux sources de données. Au premier ordre cette comparaison permet de confirmer les ordres de grandeur des débits mesurés.

c. Stockage et renouvellement de la ressource dans les bassins versants.

Le calcul du volume de produits volcaniques émis lors des phases éruptives de la Chaîne des Puys est réalisé par soustraction entre le MNT actuel et le MNT anté-volcanique. La carte de la figure V.24 représente la répartition des volumes de produits volcaniques dans la Chaîne des Puys. À partir de cette carte et de la taille des bassins versants, il est possible de calculer le volume de formations volcaniques présentes dans chaque bassin versant (Tableau V.8).

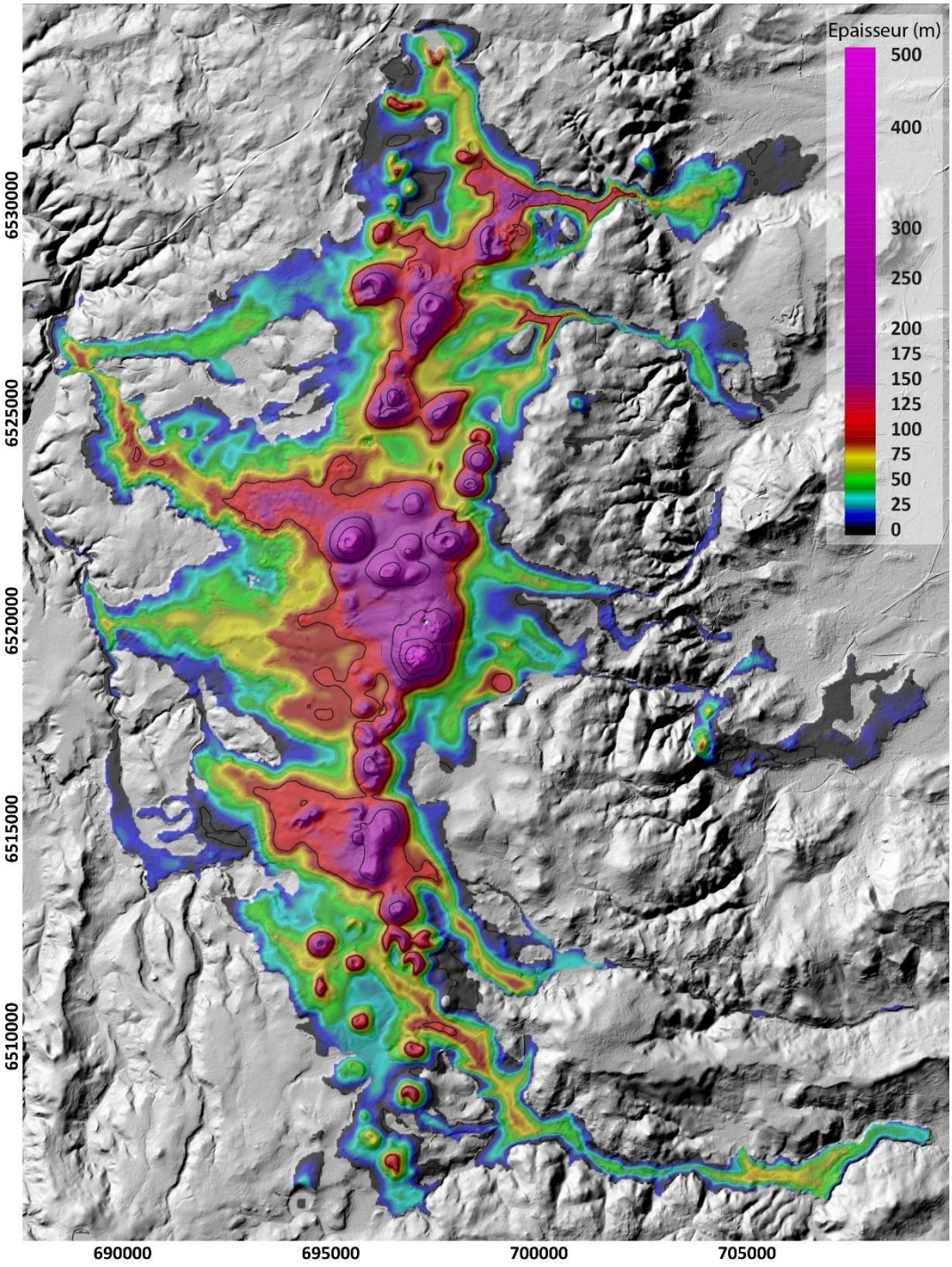


Figure V.24 : Cartographie des épaisseurs des formations volcaniques quaternaires dans la Chaîne des Puys.

La Chaîne des Puys aurait produit environ 13 km^3 de formations volcaniques (édifices, dépôts, écoulements, etc.). Ce volume éruptif est ici une fourchette basse car elle ne prend pas en compte les produits pyroclastiques distaux qui ont été transportés lors des éruptions explosives de grande ampleur (Boivin et al., 2017). Néanmoins, cette estimation est la première jamais réalisée sur le volume de magma émis au cours de l'histoire de la Chaîne des Puys. Elle permet de calculer pour un taux éruptif moyen de l'ordre de 156 000 m^3/an sur sa période d'activité qui est elle-même discontinue (83 400 années d'activité; Boivin et al., 2017).

	Façade occidentale							
Bassin versant	**Louchadières**	**Côme**	**Chambois-Gardes**	**Mazaye**	**Ceyssat**	**Chez-Pierre**	**Recoleine**	**Total**
Volume volcanisme (m3)	0,31	2,74	0,06	1,69	0,24	1,38	0,21	6,65
Epaisseur moyenne (m)	35	101	42	89	82	85	58	84

	Façade orientale							
Bassin versant	**Volvic**	**Argnat**	**Pariou**	**Colombier**	**Tiretaine**	**Auzon**	**Veyre**	**Total**
Volume volcanisme (m3)	1,83	1,57	0,42	0,01	0,90	0,63	1,13	6,49
Epaisseur moyenne (m)	58	69	58	8	62	52	40	55

Volume Chaîne des Puys (m3)	13,1
Epaisseur Moyenne (m)	40

Tableau V.8 : Volumes de produits volcaniques émis par la Chaîne des Puys à l'échelle de chaque bassin versant.

L'estimation du volume des produits volcaniques ne constitue pas qu'une finalité volcanologique. À partir des épaisseurs moyennes de formations volcaniques sur chaque bassin versant, il est possible de définir quels bassins versants sont les plus ennoyés par les produits volcaniques. Les bassins versants de la façade ouest présentent des volumes de formations volcaniques plus importants que ceux de l'est. Les bassins versants de Chez Pierre, Mazaye et Côme ont des épaisseurs moyennes entre 80 et 100 m. Sur la façade est, les bassins versants de Volvic, d'Argnat, de la Tiretaine et de l'Auzon ont des épaisseurs moyennes entre 50 et 60 m . Les bassins versants les plus au sud de la Veyre (39m d'épaisseur moyenne) et de Recoleine (58m d'épaisseur moyenne) présentent des épaisseurs moyennes plus faibles que leurs voisins. Les bassins versants de Louchadières, de Gardes-Chambois et du Colombier, constitués que de coulées de lave, ont des épaisseurs moyennes de formations volcaniques de 34 m, 42 m et 8 m, respectivement.

L'épaisseur moyenne des formations volcaniques, et donc le volume de ces formations, a des implications sur le fonctionnement des bassins versants. Plus les produits volcaniques sont épais, plus le volume de stockage est important et plus la ressource est protégée (Livet, 2004). Les bassins versants avec des épaisseurs moyennes importantes de formations volcaniques ont également des capacités de régulation des transferts plus importantes, car le nombre de formations à traverser augmente les temps de transfert ~~n~~otamment dans les parties amonts des bassins versants (Joux, 2002 ; Josnin et al, 2007).

Conclusion générale

Cette étude sur la reconstitution de la topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys et ses conséquences sur le fonctionnement de l'hydrosystème de la Chaine des Puys s'est orientée selon trois axes de recherche :

- L'étude de la structuration du plateau des Dômes
- L'imagerie de la topographie anté-volcanique à partir des méthodes géophysiques
- L'étude de la géométrie des aquifères à grande échelle et de leur fonctionnement hydrogéologique.

La synthèse des données météorologiques, hydrologiques et hydrogéologiques à l'échelle de plusieurs bassins versants de la Chaîne des Puys a permis de déconstruire certains *a priori* sur le comportement piézométrique des aquifères volcaniques. Un décalage de quelques mois entre les événements pluvieux importants et la recharge des aquifères était généralement admis pour le fonctionnement hydrogéologique de la Chaîne des Puys. Il est en fait délicat d'identifier et quantifier sans ambiguïté ce décalage, tant la pluviométrie durant la période de recharge est étalée dans le temps. L'étude des piézomètres de différents bassins versants a également montré la grande disparité des fonctionnements hydrogéologiques des bassins versants, notamment pour ceux de Côme et de Mazaye qui paraissent être déconnectés de la pluviométrie. L'analyse conjointe des données pluviométriques, hydrologiques et hydrogéologiques a mis en évidence des relations entre les fonctionnements hydrologiques et hydrogéologiques des bassins versants notamment sur les bassins versants témoins

L'apport de la structuration du plateau des dômes

L'étude morpho-structurale menée sur le plateau des Dômes a précisé l'existence de nombreuses failles ayant joué un rôle dans la structuration du substratum de la Chaîne des Puys. La présence de blocs de socle surélevés et de zones abaissées, délimités par des failles, a confirmé l'existence d'une structuration post-oligocène du plateau des Dômes, entre le Pliocène et le début du volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys. Plusieurs failles subméridiennes ont eu un rejeu récent comme les failles de Limagne (N170), Pulvérières (N170), de Verrières (N10) et des Dômes (N10), qui portent pour certaines les alignements volcaniques majeurs de la Chaîne des Puys. La relation entre accidents ayant eu un rejeu récent et la localisation du volcanisme quaternaire reste à démontrer mais la coïncidence ne paraît pas fortuite. Les signatures géomorphologiques des failles ont été prolongées sous la couverture volcanique pour extrapoler la possible morphologie cachée de la topographie anté-volcanique. En retour, la reconstitution de la topographie anté-volcanique a montré que les édifices volcaniques sont

disposés le long d'une ride de socle orientée N10 qui est probablement héritée d'une activité tectonique Oligocène et/ou Pliocène.

L'apport des méthodes géophysiques (ERT et PS)

Les méthodes géophysiques de Tomographie de Résistivité Electrique (ERT) et de Polarisation Spontanée (PS) constituent des données cruciales pour comprendre la structuration interne de la Chaîne des Puys et la géométrie de l'interface socle cristallin/couverture volcanique. La méthode ERT a permis de caractériser l'empilement volcanique des bassins versants de la Veyre et de Côme. La méthode PS, avec une couverture spatiale et une densité de données inédites (Aumar et Labazuy, 2021), a servi de base pour la reconstitution de la topographie anté-volcanique. Après avoir permis de cartographier les axes de drainage et les lignes de partage des eaux sur les secteurs d'études, la méthode PS a été utilisée comme une méthode quantitative de reconstitution de la topographie anté-volcanique.

À partir des données de profils de paléo-cours d'eau (issus de l'étude géomorphologique), de la méthode géophysique ERT et des données géologiques, il est possible de corriger la carte SPS, dérivée de la carte PS, afin de proposer un modèle cohérent et fiable de l'altimétrie de la topographie anté-volcanique. La seconde méthode de reconstitution, purement géomorphologique, est une méthode efficace lorsque seules des données géologiques et morpho-structurales (profil de paléo-rivières) sont disponibles. Le MNT du substratum anté-volcanique a finalement été créé à partir de la fusion des portions de la paléo-topographie reconstituées à partir des deux méthodes, géomorphologique et hybride.

La topographie anté-volcanique de la Chaîne des Puys a des implications directes sur la géométrie des aquifères. L'apport de ce modèle pour la gestion de l'eau est fondamental car il permet de réaliser des bilans sur la ressource pour l'ensemble des bassins versants. Au niveau de la géométrie des aquifères et de la géologie au sens large, la topographie anté-volcanique a apporté un regard nouveau sur certains secteurs de la Chaîne des Puys, comme l'Etang de Fung, les bassins versants de la Veyre et de Chez Pierre ou la zone de captage de Peschadoires (bassin versant de Côme). En permettant de reconstituer l'histoire éruptive de la façade ouest et de la partie sud de la Chaîne des Puys, la quantification des ajustements du réseau hydrographique au cours du temps a pu être effectuée.

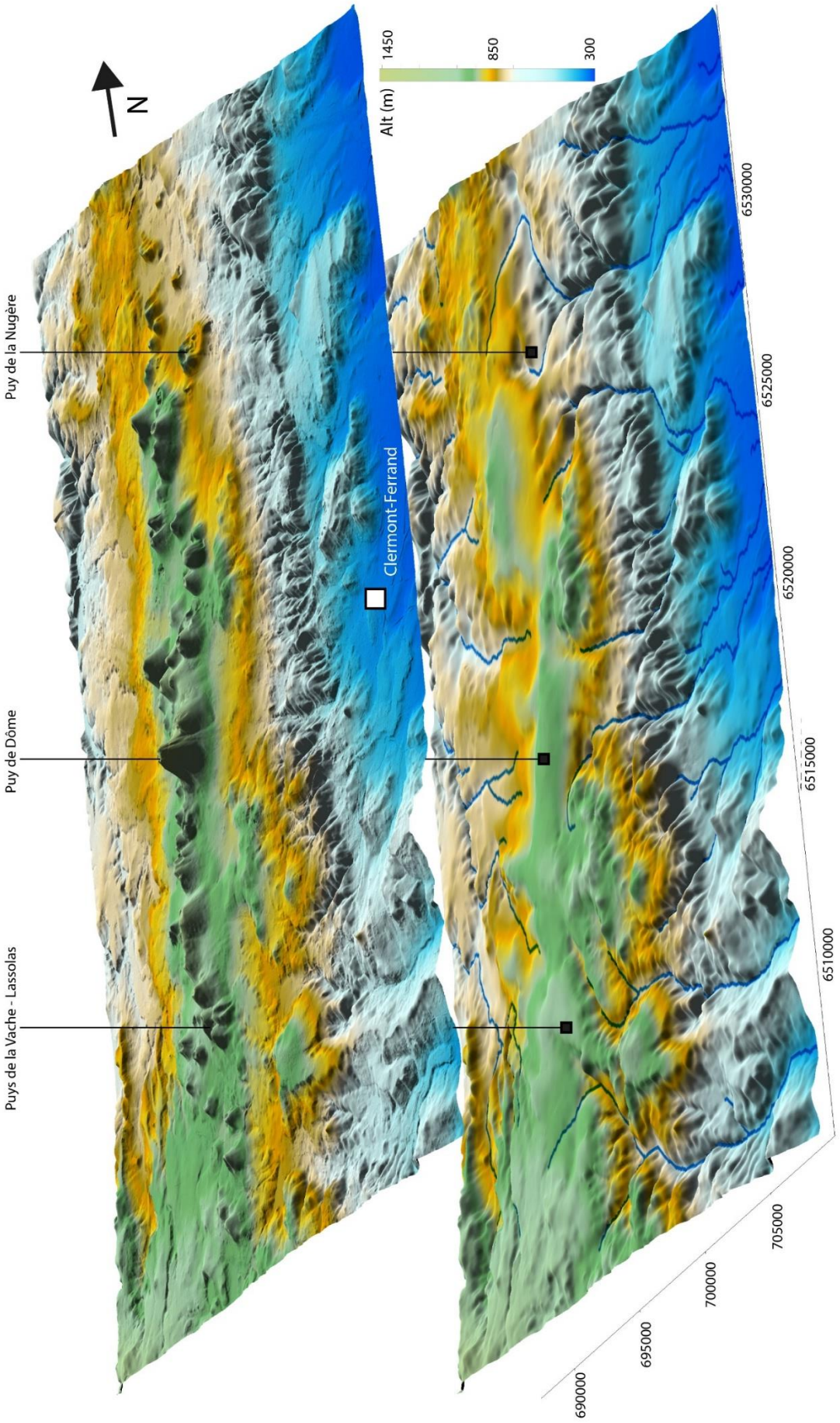


Figure Conclusion 1 : MNT de la Chaîne des Puys (en haut) et MNT de la topographie antévolcanique de la Chaîne des Puys.

Modèle conceptuel du fonctionnement du bassin versant de Côme

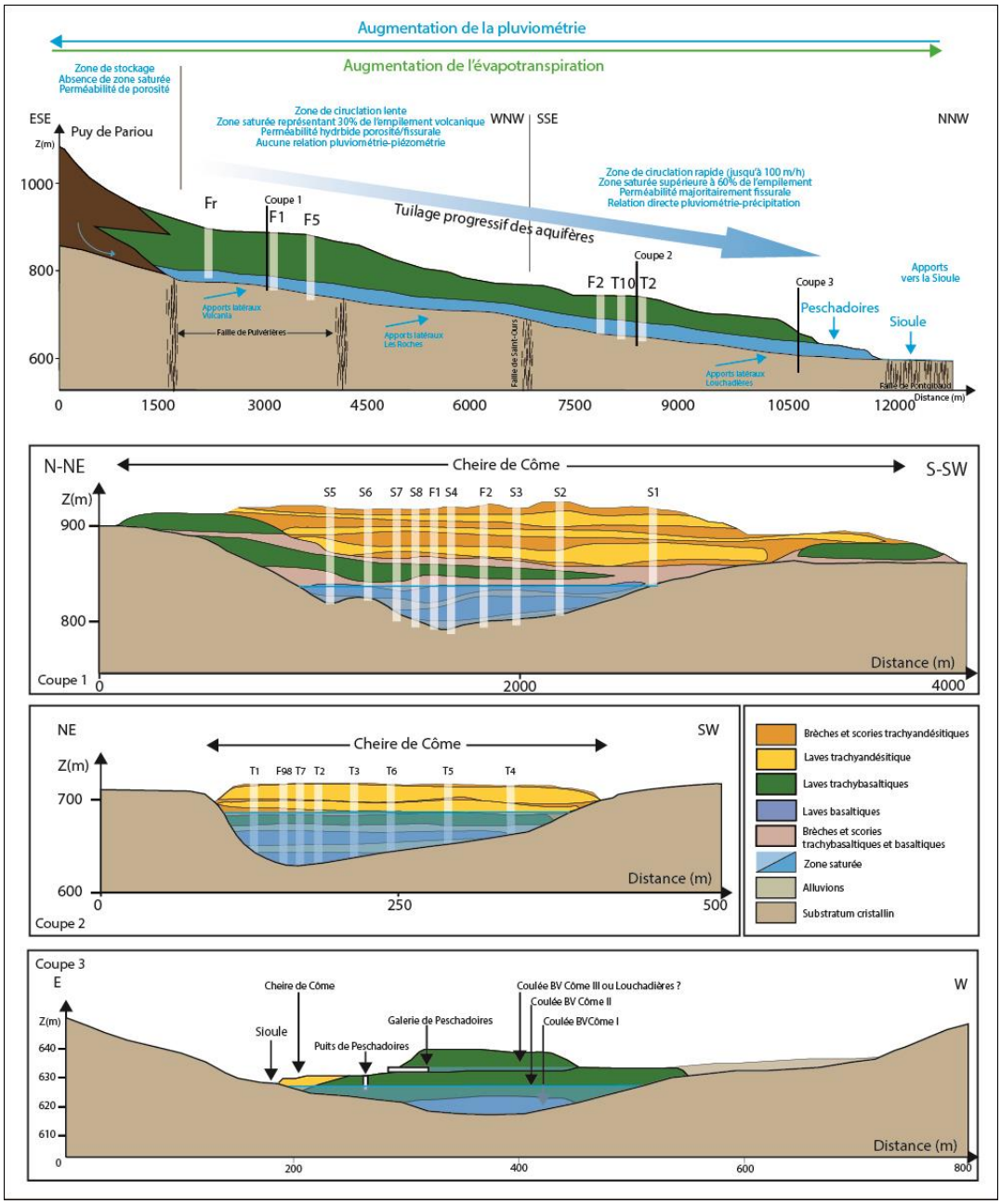


Figure Conclusion.2 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin versant de Côme. Les coupes associées sont tirées des chapitres I.2.c et V.2.b et complété par un niveau piézomètre arbitraire mesurés en forage.

Le fonctionnement du bassin de Côme est caractérisé dans sa partie amont par une déconnexion partielle entre le comportement piézométrique et la pluviométrie. Considérés comme des zones non saturées importantes, les édifices volcaniques jouent un rôle de rétention et de tamponnement des épisodes pluvieux en tête de bassin versant. La réponse piézométrique de l'aquifère, non corrélée à la pluviométrie, est une conséquence du lissage des apports en eau météorique provenant des édifices volcaniques proches. Dans le détail, l'aquifère volcanique s'étage (se tuile) progressivement dans l'empilement volcanique, depuis la zone amont, avec

un aquifère basal important et des aquifères perchés mineurs, jusqu'à l'aval du bassin versant. Un tuilage en trois à quatre niveaux aquifères avec des débits significatifs pour les trois niveaux les plus profonds (BRGM, 1992 ; ANTEA, 1998, ERM, 2010) est proposé en bas de bassin versant.

Des apports d'eau latéraux ont été identifiés à l'aide de la méthode PS notamment ceux provenant de Vulcania et des Roches-Fontètes. Les eaux provenant de la coulée de Louchadières sont également inclues dans les apports latéraux du fait du déversement (possible) de l'aquifère de Louchadières dans celui de Côme à Peschadoires (Figure Conclusion.1).

Il est indéniable que la structuration du substratum a un impact sur la géométrie des bassins versants mais aussi localement sur la géométrie de l'aquifère. La remontée du niveau piézométrique en amont de Pontgibaud est provoquée par le resserrement important de la vallée en un goulot d'étranglement. La vallée orientée N160-170E est l'expression de la faille de Ceyssat, repérée à l'aide du MNT du substratum cristallin. Un autre resserrement de la paléovallée, actuellement masqué par la cheire de Côme, est observé au passage de la faille de Saint-Ours, laissant présager d'un contexte hydrogéologique favorable à l'exploitation de la ressource. L'ensemble des paléovallées de la partie ouest de la Chaîne des Puys sont orientées N160-170E induisant potentiellement des contextes hydrogéologiques similaires

Modèle conceptuel du fonctionnement du bassin versant de la Veyre

L'influence de la topographie du substratum sur les aquifères volcaniques est confirmée par le modèle conceptuel de fonctionnement du bassin versant de la Veyre (Figure Conclusion.2). De nombreuses émergences, certaines non pérennes au cours de l'année, existent le long de la coulée de la Veyre. Ces émergences sont des sources de débordement initiées par une remontée locale du niveau piézométrique. La connexion entre la hauteur de l'aquifère et la mise en eau des sources a été prouvée grâce au suivi mensuel des émergences et l'analyse des dynamiques aquifères-sources (Chapitre II). Les remontées du niveau piézométrique sont provoquées par les resserrements successifs de la vallée de la Veyre, au passage des failles associées à la zone de faille de la Serre et de la Limagne. La zone à fort potentiel hydrogéologique localisée à l'amont de la source de Rouillas-bas est elle-même liée à un resserrement de la paléovallée, causé par le passage de la faille de la Serre. Le comportement piézométrique au niveau de Rouillas-bas est couplé au signal pluviométrique, sans décalage dans le temps. Les périodes de recharge sont synchrones des périodes fortement pluvieuses.

Au passage de la faille de la Serre, le comportement hydrodynamique du bassin versant change pour passer progressivement vers des écoulements souterrains plus rapides (Bouchet,

1987), avec une dominance des formations volcaniques massives et fracturées. L'unique coulée de lave qui a rempli la paléovallée de la Veyre présente un cœur massif mais fracturé servant de drain pour les écoulements souterrains.

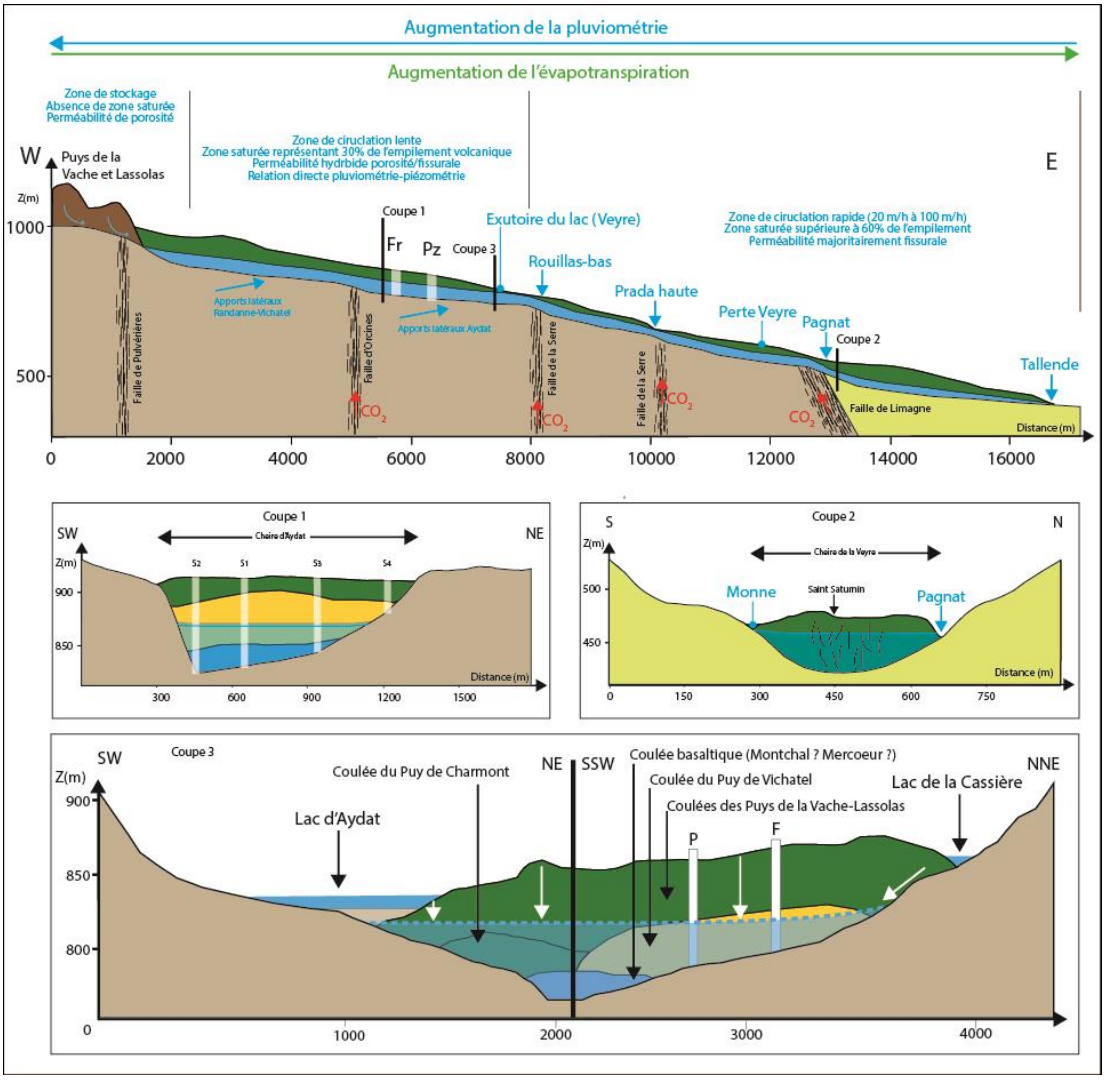


Figure Conclusion.3 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin versant de la Veyre. Les coupes sont tirées des chapitres I.2.c et V.2.b et complétées par un niveau piézomètre déduit des mesures en forage.

Des apports latéraux, provenant des paléovallées secondaires de Randanne et de la Veyre amont depuis le massif du Mont-Dore, viennent alimenter l'aquifère volcanique de la Veyre par infiltration. Une infiltration verticale permanente du ruisseau de la Veyre issue du trop-plein du lac d'Aydat vient renforcer la spécificité de ce bassin versant. La forte présence de ruissellement sur et en dehors des surfaces volcanisées rend ici la ressource plus vulnérable comparée aux bassins versants avec une surface volcanisée plus importante.

Fonctionnement différencié des bassins versants de la chaîne des Puys

L'étude de ces deux bassins versants témoins, la Cheire de Côme et le bassin de la Veyre, permet d'extraire des caractéristiques types du fonctionnement des autres bassins versants, situés sur les deux façades, occidentale et orientale, de la Chaîne des Puys.

Les bassins versants de la partie occidentale présentent :

- Des surfaces volcanisées plus importantes avec des épaisseurs moyennes de produits volcaniques plus importantes. Ces deux paramètres ont un impact sur la protection de la ressource, sur le temps de réaction des aquifères et sur le temps de renouvellement de la ressource qui sont beaucoup plus longs.
- Une quantité plus importante d'édifices volcaniques induisant un volume de stockage potentiel conséquent de l'eau en tête de bassin versant
- Un tuilage des aquifères (Côme, Chez Pierre), notamment dans les partie aval des bassins versants.
- Des émergences partiellement identifiées, comme c'est le cas pour Côme au niveau de la Sioule, et pressenties, pour Chez Pierre et Mazaye, où une partie des écoulements sous-volcaniques sont encore mal connus.
- Des pentes du substratum plus faibles qui vont ralentir les écoulements souterrains.

Les bassins versants de la partie orientale présentent :

- Des surfaces de substratum à l'affleurement beaucoup plus importantes favorisant ainsi le ruissellement et la vulnérabilité de la ressource par des interactions nappes-eaux de surface.
- Une quantité moins importante d'édifices volcaniques sur leur surface représentant une capacité de stockage réduite.
- Des épaisseurs de produits volcaniques faibles au passage de la rupture de pente du plateau des Dômes vers la Limagne sur des portions très inclinées augmentant les vitesses de transfert.
- Des circulations d'eau dans les coulées de lave des parties aval des bassins versants contrôlées par le réseau de fractures existant au cœur des coulées.
- Des épaisseurs moyennes de volcanisme moins importantes engendrant une réponse plus rapide à la pluie.
- Des débits estimés plus importants que les débits mesurés historiquement laissant supposer des pertes dans le substratum ou un biais dans l'estimation de la ressource.

Perspectives

L'approche géologique-géophysique

L'étude réalisée sur le substratum anté-volcanique a montré qu'il était essentiel d'améliorer les connaissances géologiques sur l'ensemble des bassins versants pour contraindre la modélisation de la géométrie des aquifères volcaniques. Dans cette perspective, augmenter la quantité de données géophysiques sur l'ensemble de la Chaîne des Puys apparait comme une étape cruciale et objectivement appropriée, d'un point de vue résultats/coûts. La réalisation de sondages de reconnaissance est indispensable pour fournir un contrôle de la profondeur du socle cristallin. Toutefois, le coût des campagnes de forages est relativement élevé pour obtenir une valeur altimétrique, certes exacte, mais ponctuelle. Solutions alternatives permettant d'envisager une approche quantitative plus globale, les méthodes géophysiques utilisées dans le cadre de cette thèse ont montré la pertinence de leur emploi dans le contexte géologique de la Chaîne des Puys, que ce soit la Polarisation Spontanée ou la Tomographie de Résistivité Électrique. Ainsi :

- La réalisation d'une cartographie PS à l'échelle de la Chaîne des Puys, à partir de la base de données conséquentes existante depuis le début des années 2000 et complétée sur différents secteurs-clés dans le cadre de cette étude, est indubitablement un objectif prioritaire et d'un intérêt majeur. Cette cartographie est un préalable à toutes les autres acquisitions de données géophysiques, car elle permet d'identifier, au premier ordre, des structures potentiellement insoupçonnées. On mentionnera également l'apport de la méthode PS, expérimenté avec succès, pour le suivi temporel des niveaux piézométriques d'un aquifère sous-volcanique.
- Dans un second temps, la réalisation de nouvelles prospections de tomographie de résistivité électrique, 2D ou 3D, à travers l'ensemble des coulées de lave de la Chaîne des Puys, constitue également un objectif prioritaire. Les exemples présentés dans cette thèse, les tomographies de résistivité électrique réalisées à l'aplomb de la cheire de Côme et de la cheire d'Aydat, ont clairement montré l'efficacité de cette méthode pour imager précisément les axes de drainage souterrains et la géométrie de l'interface socle-volcanisme.
- L'utilisation d'autres méthodes géophysiques, à visée géologique et hydrogéologique (magnétisme, électromagnétisme, magnéto-tellurie, gravimétrie), apportera également des informations complémentaires dans des secteurs où la méthode ERT peut trouver des limites, en terme notamment de profondeur d'investigation.

Les perspectives proposées peuvent être mises en œuvre sur le long terme dans le cadre de services d'observation pérennes portés par des organismes de recherche adossés aux

structures universitaires comme c'est le cas de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont (OPGC, CNRS-INSU et Université Clermont Auvergne). C'est le cas du service d'observation AUVERWATCH, service d'observation destiné à mesurer les paramètres quantitatifs et qualitatifs des masses d'eau caractéristiques en Auvergne, intégré au Service National d'Observation (SNO) H+, également rattaché à l'Infrastructure de Recherche OZCAR (Observatoire de la Zone Critique : Applications et Recherches).

L'évolution du projet CAPRICE

Dans le cadre du projet pluridisciplinaire CAPRICE, trois approches, géologique, hydrologique et hydrogéochimique, ont été menées en parallèle jusqu'à présent, avec l'acquisition de séries de données temporelles multivariées, étape préliminaire fondamentale à une approche modélisatrice intégrée. L'étape suivante va maintenant consister à croiser et combiner les résultats de notre étude géologique avec les résultats des deux autres approches pour élaborer un modèle global de fonctionnement hydrogéologique des bassins versants.

L'approche hydrologique, axée sur la modélisation quantitative du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des bassins versants de Côme et de la Veyre, va utiliser les données issues du volet géologique, comme contrainte géométrique aux modèles.

L'approche hydrogéochimique, basée sur la mesure des éléments majeurs, des rapports isotopiques δD et le $\delta^{18}O$ et des isotopes du carbone permettra de mettre en lumière les zones de recharge (à partir des rapports isotopiques δD et $\delta^{18}O$), les trajets de l'eau et les interactions eaux-roches à l'origine de la chimie des eaux. Le modèle géologique proposé dans cette thèse, couplé à cette approche, permettra de préciser géographiquement l'origine des eaux (verticalité du bassin versant) et leurs parcours à partir des axes de drainage identifiés (horizontalité du bassin versant).

L'objectif final du projet est de fournir un socle de connaissances fondamentales solides, de proposer un suivi des paramètres critiques à long terme, et d'élaborer des modèles hydrologiques et hydrogéologiques pertinents et quantitativement bien contraints. Les trois approches (géologie, hydrologie, hydrochimie), prises séparément ou utilisées en synergie, apportent des données fondamentales sur l'identification et la quantification de la ressource. Ces données nouvelles sont autant d'informations clé qui permettront aux différents acteurs impliqués autour de la ressource en eau, de proposer des plans de gestion, à court, moyen et

long terme, en anticipation des changements sociétaux et environnementaux futurs. Ce sera notamment le rôle du Projet de Territoire pour la Gestion de l'Eau (PTGE) du Bassin Allier-Aval, initié en 2021, et qui englobe l'intégralité de l'hydrosystème « Chaine des Puys ». Un PTGE est une démarche de co-construction d'un programme d'actions permettant de mettre en adéquation les besoins et les ressources disponibles en eau, dans un objectif d'adaptation au changement climatique et de respect de la bonne fonctionnalité des systèmes aquatiques. Les acteurs de l'ensemble du territoire s'engagent dans des actions permettant l'atteinte d'un équilibre entre maintien des activités économiques et des services rendus par les écosystèmes, ainsi que la sécurisation des besoins en eau de la population. C'est donc une démarche globale qui implique tous les usagers dans le développement durable du territoire en préservant l'état quantitatif et qualitatif de la ressource. Le monde de la recherche, fondamentale et appliquée, et le socle de connaissances qu'il permet de constituer est évidemment un des piliers importants du dispositif, dans un objectif de compréhension et suivi à long terme de la ressource en eau.

La gestion de la « masse d'eau Chaîne des Puys » :

Afin de répondre à ces besoins et attentes, il est primordial d'améliorer et renforcer les interactions entre le monde universitaire et les acteurs du secteur de l'eau, notamment en ce qui concerne les stratégies d'acquisition et de mise à disposition des données. Le manque de données exploitables à l'échelle des bassins versants de la Chaîne des Puys est un problème dans la quantification de la ressource. Outre la problématique de la quantification de la pluviométrie efficace, des bassins versants comme Chez Pierre, Mazaye, Argnat ou la Tiretaine ne sont pas équipés de piézomètres alors qu'ils contribuent, en partie, à l'alimentation en eau des agglomérations clermontoise et riomoise. Le manque de données sur les niveaux piézométriques et les débits des émergences de la Chaîne des Puys sont un frein dans la connaissance du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants.

À l'avenir, chaque bassin versant devrait être équipé de piézomètres et de débitmètres afin de pouvoir suivre l'évolution de la ressource en eau sur des périodes de temps les plus longues possibles. La relation entre pluviométrie, débit et piézométrie a été confirmée dans cette thèse, ce qui justifie l'utilité et l'importance de ces données pour suivre et gérer au mieux la ressource.

La mise en commun des données à l'échelle de la Chaîne des Puys constitue également un enjeu majeur pour le suivi de la masse d'eau dans sa globalité. Les organismes de recherche et d'observation susceptibles de proposer une gestion pérenne des bases de données

quantitatives, comme les Observatoires des Sciences de l'Univers (OSU) du CNRS-INSU, comme l'OPGC, ont toute légitimité pour apporter leur expérience et leur expertise dans le suivi qualitatif et quantitatif des eaux souterraines de la Chaine des Puys.

D'autre part, la diversité des structures administratives, et privées, gérant le captage et l'acheminement de l'eau rend les collaborations et les échanges délicats à l'échelle de la Chaine des Puys. La création d'une structure ou d'un service de coordination centralisé pouvant être un interlocuteur unique serait un outil d'un intérêt indubitable pour les collectivités, dans l'aspect opérationnel de la gestion de l'eau à l'échelle d'une masse d'eau identifiée.

La masse d'eau de la Chaîne des Puys est désormais suffisamment connue pour savoir qu'aucune nouvelle ressource ne sera découverte. Il est donc essentiel de comprendre au mieux son fonctionnement hydrogéologique dans le but d'en optimiser l'utilisation et la protection.

Références

A

Ahmad, M.U., 1964. A laboratory study of streaming potentials. Geophysical prospecting 12, Ambert, P., 1994. L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux-piémont languedocien). Doc. BRGM 231, 210–210.

Ahmed, A.S., Revil, A., Byrdina, S., Coperey, A., Gailler, L., Grobbe, N., Viveiros, F., Silva, C., Jougnot, D., Ghorbani, A., Hogg, C., Kiyan, D., Rath, V., Heap, M.J., Grandis, H., Humaida, H., 2018. 3D electrical conductivity tomography of volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 356, 243–263.

ANTEA, 1995. Exploitation de la ressource en eau de la Cheire de Côme, commune de Pontgibaud. Etude d'impact AO 4 426. Clermont-Ferrand.

Antraygues, P., Aubert, M., 1993a. Recherche de circulations d'eau souterraine sur le site du futur musée européen du volcanisme. Clermont-Ferrand.

Antraygues, P., Aubert, M., 1993b. Self potential generated by two-phase flow in a porous medium: Experimental study and volcanological applications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 98, 22273–22281.

Araña, V., Aparicio, A., Martín Escorza, C., Garcia Cacho, L., Ortiz, R., Vaquer Navarro, R., Barberi, F., Ferrara, G., Albert i Beltran, J.F., Gassiot, X., 1983. El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos.

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the AIME 146, 54–62.

Arora, T., Linde, N., Revil, A., Castermant, J., 2007. Non-intrusive characterization of the redox potential of landfill leachate plumes from self-potential data. Journal of contaminant hydrology 92, 274–292.

Ars, J.M., Tarits, P., Hautot, S., Bellanger, M., Coutant, O., Maia, M., 2019. Joint inversion of gravity and surface wave data constrained by magnetotelluric: Application to deep geothermal exploration of crustal fault zone in felsic basement. Geothermics 80, 56–68.

Arthaud, F., Seguret, M., 1981. Les structures pyreneennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXIII, 51–63.

Aubert, M., 2003. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science 16, 219–235.

Aubert, M., Antraygues, P., Soler, E., 1993. Interpretation des mesures de polarisation spontanee (PS) en hydrogeologie des terrains volcaniques; hypothese sur l'existence d'ecoulements preferentiels sur le flanc du Piton de la Fournaise (Ile de la Reunion). Bulletin de la Société géologique de France 164, 17–25.

Aubert, M., Atangana, Q.Y., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. Groundwater 34, 1010–1016.

Aubert, M., Camus, G., 1974. Structure profonde de la Chaîne des Puys. Bulletin Volcanologique 38, 445–457.

Aubert, M., NURRAHAMAT DANA, I., Dupuy, J.-C., 1991. Application de la méthode de polarisation spontanée à la découverte des circulations d'eau souterraine en terrain volcanique. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 312, 325–330.

Aubignat, A., 1973. Le gisement hydrominéral de Volvic. Revue Scientifique et Naturelle d'Auvergne 29–32.

Augendre, M., 1997. Les enseignements des marqueurs en pélogéographie dans une aire volcanisée: l'exemple de la vallée de l'Alagnon en aval de Joursac.

Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N.B., Sørensen, K., 2006. A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. Geophysics 71, G249–G260.

Aumar, C., Labazuy, P., 2021. Self Potential database on the Chaîne des Puys [Data set]. OPGC, LMV. https://doi.org/10.25519/ZGHC-N543

Auriat, S., 1956. Etude des sondages et captages dans quelques coulées de la Chaîne des Puys. Revue Scientifique et Naturelle d'Auvergne 23, 97–142.

Auriat, S., Lienhardt, G., Tixeront, J., 1965. Programme d'étude hydrogéologique de la Chaîne des Puys. LYON.

B

Babuška, V., Plomerová, J., Vecsey, L., Granet, M., Achauer, U., 2002. Seismic anisotropy of the French Massif Central and predisposition of Cenozoic rifting and volcanism by Variscan suture hidden in the mantle lithosphere. Tectonics 21, 11–20.

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., Se Âranne, M., 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite ®ssion-track thermochronology.

Barbaud, J.Y., 1983. Etude chimique et isotopique des aquifères du Nord de la Chaîne des Puys. Temps de transit et vulnérabilité des systèmes de Volvic et d'Argnat.

Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Grobbe, N., 2021. A practical approach for self-potential data acquisition, processing, and visualization. Interpretation 9, T123–T143.

Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Peltier, A., Chaput, M., Taquet, N., Dumont, S., Duputel, Z., Guy, A., Mathieu, L., Saumet, S., 2012. Structural control of collapse events inferred by self-potential mapping on the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Journal of Volcanology and Geothermal Research 209, 9–18.

Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Revil, A., Ricci, T., Piscitelli, S., Rizzo, E., Angeletti, B., Balasco, M., Bennati, L., Byrdina, S., 2009. New geological insights and structural control on fluid circulation in La Fossa cone (Vulcano, Aeolian Islands, Italy). Journal of volcanology and Geothermal Research 185, 231–245.

Banque Hydro -A [en ligne], Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie [consultée le 30 octobre 2020]. Visualisation des données K3222020 La Sioule à Pontgibaud. Disponible sur http://hydro.eaufrance.fr/selection.php.

Baulig, H., 1928. Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne.

Bedrosian, P.A., Burton, B.L., Powers, M.H., Minsley, B.J., Phillips, J.D., Hunter, L.E., 2012. Geophysical investigations of geology and structure at the Martis Creek Dam, Truckee, California. Journal of Applied Geophysics 77, 7–20.

Belkessa, R., 1979. Jaugeage des sources de la Chaîne des Puys (période 1975 – 1978). Effet de la sècheresse de 1976 et de 1978 sur les débits. Clermont-Ferrand.

Belkessa, R., 1977. Hydrogéologie de la Chaîne des Puys. D.E.S.S Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

Bellanger, M., Hermant, B., Galibert, S., Auxiètre, J.-L., 2019. Fault-controlled hydrothermal system associated with major Crustal Fault Zone: future drilling target to assess the deep geothermal potential-The Sioule license project. European Geothermal Congress 2019 Den Haag.

Belousov, A., Voight, B., Belousova, M., 2007. Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents: a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufrière Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits. Bulletin of Volcanology 69, 701–740.

Bentor, Y.K., 1954. La Chaîne des Puys (Massif Central Français). Bulletin du Service des Cartes Géologiques Française 242, 373–406.

Bermejo, L., Ortega, A.I., Guérin, R., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., Aracil, E., Castro, J.M.B. de, Carbonell, E., 2017. 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). Quaternary International 433, 393–401.

Bertrand, G., 2009. De la pluie à l'eau souterraine: Apport du traçage naturel (ions majeurs, isotopes) à l'étude du fonctionnement des aquifères volcaniques (Bassin d'Argnat, Auvergne France).

Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Loock, S., Renac, C., 2010. Identification of different groundwater flowpaths within volcanic aquifers using natural tracers for the evaluation of the influence of lava flows morphology (Argnat basin, Chaîne des Puys, France). Journal of Hydrology 391, 223–234.

Besse, A., Mercier, F., Rouzaire, D., 1992. Reconaissance hydrogéologique des coulées du Puy de Côme en amont de Pontgibaud (Puy de Dôme). Clermont-Ferrand.

Besse, A., Mercier, P., 1991. Captages de Peschadoires: reconnaissances géophysiques et hydrogéologique en vue d'augmenter la ressource. Clermont-Ferrand.

Blake, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes, in: Lava Flows and Domes. Springer, pp. 88–126.

Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data.

Bogoslovsky, V.V., Ogilvy, A.A., 1973. Deformations of natural electric fields near drainage structures. Geophysical Prospecting 21, 716–723.

Boivin P., Langlois E., Besson J.C., Briot D., Deniel C., Gourgaud A., Labazuy P., Larouzière F.-D. de, Livet M., Médard E., Merciecca C., Mergoil J., Miallier D., Morel J.-M., Thouret Jean C., Vernet G., 2017. Carte volcanologique de la Chaîne des Puys. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, 6th ed.

Boivin, P., Besson, J.C., Briot, D., Camus, G., Hervé, A.D.G. de, Gourgaud, A., Labazuy, P., Langlois, E., Larouzière, F.D. de, Livet, M., 2009. Volcanologie de la Chaîne des Puys Massif Central Français: Clermont-Ferrand. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne. 5th ed.

Boivin, P., Thouret, J.-C., 2014. The volcanic Chaîne des Puys: a unique collection of simple and compound monogenetic edifices, in: Landscapes and Landforms of France. Springer, pp. 81–91.

Bolos, X., Planaguma, L., Marti, J., 2014. Volcanic stratigraphy of the Quaternary La Garrotxa Volcanic Field (north-east Iberian Peninsula). Journal of Quaternary Science 29, 547–560.

Bonijoly, D., Perrin, J., Roure, F., Bergerat, F., Courel, L., Elmi, S., Mignot, A., 1996. The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie Profonde de la France programme). Marine and Petroleum Geology 13, 607–623.

Boubekraoui, S., Aubert, M., 1999. Self-potential method applied to the geological and hydrogeological investigation of shallow structures at Grand-Brûlé (Réunion Island, Indian Ocean). Hydrogeologie (France).

Boubekraoui, S., Viala, D., Aubert, M., 1996. Etude géophysique (Methode PS) sur la Cheire de Côm: identification d'une paléo-vallée à l'ouest du Puy de Côme. Clermont-Ferrand.

Bouchet, C., 1987. Hydrogéologie du milieu volcanique, le bassin de la Veyre, analyse et modélisation du bassin versant du lac d'Aydat, étude d'un aquifère fissuré basaltique. Avignon.

Bourlier, P.-Y., Lachassagne, P., Desprats, J.-F., Gille, E., 2005. Nouveaux éléments sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique du plateau basaltique de l'Aubrac (Massif central, France). Première évaluation des potentialités en eau souterraine. Comptes Rendus Géoscience 337, 663–673.

Bout, P., 1966. Un episode des eruptions sancyitiques du Mont-Dore enregistre a Coudes (Puy-de-Dome). Bulletin de la Société Géologique de France 7, 263–273.

Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.-C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C., Legendre, Y., 2014. Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential,

soil temperature and diffuse degassing measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research 288, 105–122.

Brothelande, E., Lénat, J.-F., Chaput, M., Gailler, L., Finizola, A., Dumont, S., Peltier, A., Bachèlery, P., Barde-Cabusson, S., Byrdina, S., Menny, P., Colonge, J., Douillet, G.A., Letort, J., Letourneur, L., Merle, O., Di Gangi, F., Nakedau, D., Garaebiti, E., 2016. Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: The Yenkahe dome-Yasur volcano system (Siwi caldera, Vanuatu). Journal of Volcanology and Geothermal Research 322, 241–262.

Brousse, R., Lefèvre, C., 1990. Le volcanisme en France et en Europe limitrophe.

Brousse, Robert., Bellon, H., 1983. Rifts in France: chronology and petrology of associated volcanism. Bull. des Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine 409–424.

Brun, J.-P., van den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. Bulletin de la Société Géologique de France 165, 519–530.

Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT)–A case study in the Cevennes area, France. Journal of Hydrology 380, 146–153.

C

Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick, J.E., Bernstein, M., 2015. Lava dome eruptions, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, pp. 343–362.

Camus, G., 1975. La Chaîne des Puys-Etude structurale et volcanologique.

Camus, Guy, 1975. La Chaîne des Puys, étude structurale et volcanologique.

Canellas, C., Gibelin, A.-L., Lassègues, P., Kerdoncuff, M., Dandin, P., Simon, P., 2014. Les normales climatiques spatialisées Aurelhy 1981-2010: températures et précipitations. La météorologie.

Cantagrel, J.M., Boivin, P., 1978. Datations K-Ar de quelques basaltes du socle du Massif Central au Nord-Est de Clermont-Ferrand.

Cantagrel, J.M., Sigmarsson, O., Condomines, M., Kieffer, G., 1987. Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chassole. Géol. de la France 157–162.

Casas, A.M., Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, M.A., Riaguas, A., Bernal, J., 2000. LINDENS: A program for lineament length and density analysis. Computers & Geosciences 26, 1011–1022.

CESAME Bureau d'étude, 2021. Etude gestion quantitative avec une analyse Hydrologie, Milieux Usages Climat (HMUC) et alboration de programmesd'action pour une gestion durable des ressources en eau sur les terraitoires des SAGE du Haut Allier et de l'Allier aval (Rapport de Phase 1). Saint-Etienne.

CETE-BRGM, 1990. Bilan hydrogéologique de la façade Est de la Chaîne des Puys en période de sécheresse exceptionnelle. LYON.

CETE/LRPC, 2009. Bilan de la ressource hydrogéologique des bassins de la Chaîne des Puys. Lyon.

Chalier, M., 2007. Bilan des recherches sur la cheire de Pontgibaud: avis de situation. Clermont-Ferrand.

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosch, F.P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. Hydrogeology Journal 19, 1169–1180.

Chambers, J.E., Gunn, D.A., Wilkinson, P.B., Ogilvy, R.D., Ghataora, G.S., Burrow, M.P.N., Smith, R.T., 2008. Non-invasive time-lapse imaging of moisture content changes in earth embankments using electrical resistivity tomography (ERT). CRC Press.

Chambers, J.E., Kuras, O., Meldrum, P.I., Ogilvy, R.D., Hollands, J., 2006. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. Geophysics 71, B231–B239.

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 géochronologique, implications volcanologiquees et morphotectoniques.

Cheguer Latifa, 1996. Les laves miocenes de la limagne d'allier et des plateaux bordiers (massif central francais). Caracterisation d'une serie magmatique alcaline sous-saturee (basanite-phonolite) associee a un rift intra-continental.

Chelle-Michou, C., Chiaradia, M., Selby, D., Ovtcharova, M., Spikings, R.A., 2015. High-Resolution Geochronology of the Coroccohuayco Porphyry-Skarn Deposit, Peru: A Rapid Product of the Incaic Orogeny. Economic Geology 110, 423–443.

Chesworth, W., 1975. Mantle Plumes, Plate Tectonics, and the Cenozoic Volcanism of the Massif Central. The Journal of Geology 83, 579–588.

Coisy, P., Nicolas, A., 1978. Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central. Nature 274, 429–432. Colombier, M., Gurioli, L., Druitt, T.H., Shea, T., Boivin, P., Miallier, D., Cluzel, N., 2017. Textural evolution of magma during the 9.4-ka trachytic explosive eruption at Kilian Volcano, Chaîne des Puys, France. Bulletin of Volcanology 79, 17–17.

Coppo, N., Girard, J.-F., Richalet, G., 2009. Prospection géoélectrique du Puy de la Nugère, Volvic, France. Orléans.

Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M., Sylla, D., 2010. An integrated approach to hydro-geological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. Remote Sensing of Environment 114, 1863–1875. CORON, C., 1996. Etude du Bassin de l'Auzon, interprétatio de forages et détermination des paléovallézs par la méthode de polarisation spontanée.

Corwin, R.F., 1989. Data quality for engineering self-potential surveys, in: Detection of Subsurface Flow Phenomena. Springer, pp. 49–72.

Corwin, R.F., 1976. Offshore use of the self-potential method. Geophysical Prospecting 24, 79–90.

Corwin, R.F., Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration. Geophysics 44, 226–245.

Corwin, R.F., Morrison, H.F., 1977. Self-potential variations preceding earthquakes in central California. Geophysical Research Letters 4, 171–174.

Couzinié, S., Laurent, O., Poujol, M., Mintrone, M., Chelle-Michou, C., Moyen, J.F., Bouilhol, P., Vezinet, A., Marko, L., 2017. Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. Lithos 286–287, 16–34.

Couzinie, S., Moyen, J.-F., Villaros, A., Paquette, J.-L., Scarrow, J.H., Marignac, C., 2014. Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France). Journal of Geosciences 59, 69–86.

Crespy, A., Revil, A., Linde, N., Byrdina, S., Jardani, A., Bolève, A., Henry, P., 2008. Detection and localization of hydromechanical disturbances in a sandbox using the self-potential method. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 113.

Custodio, E., 1985. Low permeability volcanics in the Canary Islands (Spain).

Custodio, E., Lopez Garcia, L., Amigo, E., 1988. Simulation in the volcanic island of Teneriffe (Canary Island) by mathematical model. Hydrogeologie (France).

D

Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical prospecting 52, 379–398.

Dana, I.-N., 1989. La méthode de polarisation spontanée appliquée à l'hydrogéologie en région volcanique : bassin versant d'Argnat et de Volvic. Clermont-Ferrand.

D'Arcy, D., Belin, J.-M., Blavoux, B., Camus, G., Heraud, H., 1990. Morphologie du substratum granitique sous la partie nord de la chaîne des Puys (Massif Central français). Conséquences hydrogéologiques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 311, 1553–1556.

DAVIS, S.N., RJ, D., WM, T., MA, L., 1974. HYDROGEOLOGY OF VOLCANIC ROCKS (CANARY ISLANDS).

de Goer de Hervé, A., Baubron, JC., Cantagrel, JM., Makhoul, J., 1991. Le volcanisme de l'Aubrac (Massif Central) un bref épisode basaltique (250000 ans) au Miocène supérieur (7.5Ma). Géologie de la France 4, 3–14.

de Goer de Herve, A, Lageat, Y., 1991. Le contact Margeride-Cézalier-Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. Bull. Lab. Thod. Geomorphol 27–28, 3–21.

de Goer de Herve, A., Lageat, Y., 1991. Le contact Margeride-Cézalier-Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. Bull. Lab. Thod. Geomorphol 27–28, 3–21.

de Lima, O.A.L., Sato, H.K., Porsani, M.J., 1995. Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques. Journal of Applied Geophysics 34, 93–108.

de Vries, B. van W., Márquez, A., Herrera, R., Bruña, J.L.G., Llanes, P., Delcamp, A., 2014. Craters of elevation revisited: forced-folds, bulging and uplift of volcanoes. Bulletin of Volcanology 76, 1–20.

Debatisse, O., 1993. Détermination des écoulements souterrains du bassin versant de Volvic par la méthode de polarisation spontanée (PS). Clermont Ferrand.

Debatisse, O., Aubert, M., 1994. Recherche de circulations d'eau souterraines autour du site du futur centre européen du volcanisme. Clermont Ferrand.

Define, E., 1998. L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin de la Loire supérieure (Rivers entrenchment in the upper Loire valley). Bulletin de l'Association de Géographes Français 75, 121–132.

Define, E., A., Pastre, J.-F., Gauthier, 2005. L'évolution plio-quaternaire du bassin du Puy (Massif Central, France) : Rythmes morphosédimentaires et volcanisme

Degeai, J.-P., 2004. Mesure de l'érosion post-éruptive autour des cratères de maars en inversion de relief dans le Massif central français / Post-eruptive erosion measurement around the inverted maar craters in the French Massif Central. Géomorphologie : relief, processus, environnement 10, 285–304.

Degeai, J.P., Pastre, J.F., 2008. Évolution morphostructurale du plateau volcano-sédimentaire de gergovie au miocène inférieur: Implications géodynamiques sur la phase tarditectonique du rift de limagne (Massif central, France). Canadian Journal of Earth Sciences 45, 641–650.

Derruau, M., 1948. Surfaces et topographies anciennes dans le Centre-Nord du Massif Central. Les Études rhodaniennes 23, 155–158.

Derruau, M., 1944. Tectonique et érosion sur le substratum cristallin des Monts Domes, versant oriental. Revue de géographie alpine 32, 447–463.

d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K., Violette, S., Marsily, G. de, Deffontaines, B., Merlen, G., 2008. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. Earth and Planetary Science Letters 269, 518–522.

Drahor, M.G., 2004. Application of the self-potential method to archaeological prospection: Some case histories. Archaeological Prospection 11, 77–105.

Drogue, C., 1988. Scale effect on rock fissuration porosity. Environmental Geology and Water Sciences 11, 135–140.

Druitt, T.H., Calder, E.S., Cole, P.D., Hoblitt, R.P., Loughlin, S.C., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Sparks, R.S.J., Voight, B., 2002. Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: an important volcanic hazard. Memoirs-Geological Society of London 21, 263–280.

Dumont, M., Reninger, P.A., Pryet, A., Martelet, G., Aunay, B., Join, J.L., 2018. Agglomerative hierarchical clustering of airborne electromagnetic data for multi-scale geological studies. Journal of Applied Geophysics 157, 1–9.

Dumont, M., Peltier, A., Roblin, E., Reninger, P.-A., Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Ferrazzini, V., 2019. imagery of internal structure and destabilization features of active volcano by 3D high resolution airborne electromagnetism. Scientific reports 9, 1–11.

Dumont, M., Reninger, P.A., Aunay, B., Pryet, A., Jougnot, D., Join, J.L., Michon, L., Martelet, G., 2021. Hydrogeophysical Characterization in a Volcanic Context From Local to Regional Scales Combining Airborne Electromagnetism and Magnetism. Geophysical Research Letters 48, e2020GL092000.

Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J., Vialette, Y., 1984. Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb-87Sr system. Physics of the Earth and Planetary Interiors 35, 131–144.

Duwiquet, H., Arbaret, L., Guillou-Frottier, L., Heap, M.J., Bellanger, M., 2019. On the geothermal potential of crustal fault zones: a case study from the Pontgibaud area (French Massif Central, France). Geothermal Energy 7.

Duwiquet, H., Guillou-Frottier, L., Bellanger, M., Arbaret, L., Heap, M., Heap, M.J., 2020. Crustal Fault Zones: New targets for geothermal exploration? Insights from the Pontgibaud Fault Zone in the French Massif Central.

E

Edwards, L.S., 1977. A modifier pseudosection for resistivity and IP. GEOPHYSICS 42, 1020–1036.

ERM, 2009. Cheire de Pontgibaud -Forages T10-T11-T12: compte rendu des travaux.

ERM, 2008. Cheire de Pontgibaud- Forages T7-T8-T9: compte rendu des travaux.

Etienne, R., 1984. Mouvements tectoniques différentiels et soulèvement d'ensemble du massif central à partir de la limite mio-pliocène. Bull. Lab; Rhod. Geomorphol 15, 3–14.

Etienne, R., 1970. Les Monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief.

F

Fargier, Y., Lopes, S.P., Fauchard, C., François, D., Côte, P., 2014. DC-Electrical Resistivity Imaging for embankment dike investigation: A 3D extended normalisation approach. Journal of Applied Geophysics 103, 245–256.

Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, TECTONICS.

Faure, M., Charonnat, X., Chauvet, A., 1999. Schéma structural et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 401–407.

Faure, M., Cocherie, A., Mézème, E.B., Charles, N., Rossi, P., 2010. Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U–Th–Pbtot. Monazite and U–Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). Gondwana Research 18, 653–673.

Faure, M., Lardeaux, J.M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. Comptes Rendus Geoscience 341, 202–213.

Finizola, A., Aubert, M., Revil, A., Schütze, C., Sortino, F., 2009. Importance of structural history in the summit area of Stromboli during the 2002–2003 eruptive crisis inferred from temperature, soil CO2, self-potential, and electrical resistivity tomography. Journal of volcanology and Geothermal Research 183, 213–227.

Finizola, A., Lénat, J.-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.-C., Sortino, F., 2004. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research 135, 343–360.

Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO2 and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications. Bulletin of Volcanology 65, 486–504.

Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F., Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO2 surveys. Journal of Volcanology and Geothermal Research 116, 1–18.

Fitterman, D.V., 1983. Modeling of self-potential anomalies near vertical dikes. Geophysics 48, 171–180.

Fitterman, D.V., 1979. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts. Geophysics 44, 195–205.

Fitterman, D.V., Corwin, R.F., 1982. Inversion of self-potential data from the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. Geophysics 47, 938–945.

Fouris, M., 1989. Les sites villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier: application de la méthode K-Ar.

Fournier, C., 1989. Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area : case history of the Chaîne des Puys (Puy de Dôme, France) 1. Geophysical Prospecting 37, 647–668.

Fournier, C., 1983. Méthodes géoélectriques appliquées à l'hydrogéologie en région volcanique: developpement de la méthode des potentiels spontanés en hydrogéologie.

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.

Frémion, M., 2013. LIFE_SEMEAU: Contribution au programme de mesures concernant la masse d'eau souterraine de la Chaîne des Puys. Clermont-Ferrand.

Frémion, M., 1996. Sources de « Chez Pierre » : Fonctionnement hydrogéologique à partir de 30 ans de travaux de recherche, Bureau d'étude FREMION.

Froideveaux, C., Brousse, R., Bellon, H., 1974. Hot spot in France? Nature 248, 749–751.

G

Gachon, L., 1939. Les Limagnes du Sud et leurs bordures montagneuses: étude de géographie physique et humaine. Arrault.

Gailler, L., Kauahikaua, J., Lénat, J.-F., Revil, A., Gresse, M., Ahmed, A.S., Cluzel, N., Manthilake, G., Gurioli, L., Johnson, T., 2019. 3D electrical conductivity imaging of Halema ʻuma ʻu lava lake (Kīlauea volcano). Journal of Volcanology and Geothermal Research 381, 185–192.

Galazoulas, E.C., Mertzanides, Y.C., Petalas, C.P., Kargiotis, E.K., 2015. Large scale electrical resistivity tomography survey correlated to hydrogeological data for mapping groundwater salinization: a case study from a multilayered coastal aquifer in Rhodope, Northeastern Greece. Environmental processes 2, 19–35.

Gaubi, E.B., 1990. Etude hydrogéologique de l'extrémité aval du bassin d'Argnat (Chaîne des Puys, Massif Central Français). Projet de l'autoroute Perigueux-Clermont- Ferrand. Mémoire de DEA national d'hydrogéologie, Sciences de l'eau et Aménagement. Besançon.

Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Lahitte, P., Chauvel, C., 2010. The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198, 297–310.

Glangeaud, P., 1913. Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme, II – La Chaîne des Puys et la petite Chaîne des Puys. Bull. Serv. Carte géologique de la France 135, 256p–256p.

Grandjean, G., Gourry, J.-C., Sanchez, O., Bitri, A., Garambois, S., 2011. Structural study of the Ballandaz landslide (French Alps) using geophysical imagery. Journal of Applied Geophysics 75, 531–542.

Granet, M, Stoll, G., Achauer, ~ U, Poupinet4, ' G, Fuchs2, K., 1995. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography, Geophys. J. Int.

Granet, Michel, Wilson, M., Achauer, U., 1995. EPSL Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, Earth and Planetary Science Letters.

Griel, A.L., 1988. L'evolution geomorphologique du massif central francais : essai sur la genese d'un relief.

Griel, Alain.L., 1992. Les enseignements à tirer du volcanisme sur l'âge de la tectonique responsable des reliefs du Massif Central français, étude de deux exemples significatifs. Rythmes morphogéniques et domaine volcanisé, exemples du Massif Central français. CERAMAC 5, 37–50.

Grobbe, N., Barde-Cabusson, S., 2019. Self-potential studies in volcanic environments: A cheap and efficient method for multiscale fluid-flow investigations. International Journal of Geophysics 2019.

Grobbe, N., De Ridder, S., Barde-Cabusson, S., Robinson, T., Jazayeri, S., Kruse, S., Xu, Z., Otheim, L.T., Mikesell, T.D., 2020. Electrokinetic geophysics for groundwater assessment and complex near-surface characterization. Presented at the Fifth International Conference on Engineering Geophysics (ICEG), Society of Exploration Geophysicists, pp. 92–95.

Grolier, J., Tchimichkian, G., 1963. Connaissances nouvelles sur la geologie du socle de la Limagne d'apres les sondages de la Regie autonome des petroles. Bulletin de la Société Géologique de France S7-V, 930–937.

Guérin, G., 1983. La thermoluminescence des plagioclases. Methode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique franiais: Chaıne des Puys, Mont Dore et Cezallier, Bas Vivarais. These d'Etat, Universite Pierre et Marie Curie, Paris.

Guérin, R., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Chalikakis, K., Galibert, P.-Y., Girard, J.-F., Plagnes, V., Valois, R., 2009. Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouysse system (Poumeyssen, France). Comptes Rendus Geoscience 341, 810–817.

Guichet, X., Jouniaux, L., Pozzi, J., 2003. Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009. Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. Bulletin of volcanology 71, 859–880.

H

Haddadi, B., 2016. Ascension et dégazage des magmas balsaltiques: application aux volcans d'Islande et de la Chaîne des Puy (France).

Haitjema, H.M., 1995. Analytic element modeling of groundwater flow. Elsevier.

Harris, A.J.L., Rowland, S.K., Villeneuve, N., Thordarson, T., 2016. Pāhoehoe, 'a'ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. Bulletin of Volcanology 79, 7–7.

Hashim, M., Ahmad, S., Johari, M.A.M., Pour, A.B., 2013. Automatic lineament extraction in a heavily vegetated region using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) imagery. Advances in Space Research 51, 874–890.

Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., Malet, J.-P., 2012. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France). Engineering Geology 128, 23–29.

I

Ishido, T., 1989. Self-potential generation by subsurface water flow through electrokinetic coupling, in: Detection of Subsurface Flow Phenomena. Springer, pp. 121–131.

Ishido, T., Kikuchi, T., Matsushima, N., Yano, Y., Nakao, S., Sugihara, M., Tosha, T., Takakura, S., Ogawa, Y., 1997. Repeated self-potential profiling of Izu-Oshima volcano, Japan. Journal of geomagnetism and geoelectricity 49, 1267–1278.

Ishido, T., Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86, 1763–1775.

J

Jackson, D.B., Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. US Geol. Surv. Prof. Pap 1350, 947–959.

Janot, S., 2005. Genèse et évolution des magmas primitifs de la Chaîne des Puys (Massif Central) : une approche par l'étude des inclusions magmatiques.

Johnson, J.B., Miller, A.J.C., 2014. Application of the monopole source to quantify explosive flux during vulcanian explosions at Sakurajima Volcano (Japan). Seismological Research Letters 85, 1163–1176.

Join, J.L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire: Piton des Neiges, Ile de la Réunion.

Join, J.-L., Coudray, J., 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire. (Ile de la Réunion). Geodinamica Acta 6, 243–254.

Join, J.-L., Robineau, B., Ambrosi, J.-P., Costis, C., Colin, F., 2005. Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. Comptes Rendus Geoscience 337, 1500–1508.

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, 15–28.

Josnin, J.-Y., Jourde, H., Fénart, P., Bidaux, P., 2002. A three-dimensional model to simulate joint networks in layered rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 39, 1443–1455.

Josnin, J.-Y., Livet, M., Besson, J.-C., 2007. Characterizing unsaturated flow from packed scoriated lapilli: Application to Strombolian cone hydrodynamic behavior. Journal of hydrology 335, 225–239.

Jougnot, D., Mendieta, A., Leroy, P., Maineult, A., 2019. Exploring the effect of the pore size distribution on the streaming potential generation in saturated porous media, insight from pore network simulations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 124, 5315–5335.

Jouniaux, L., Bernard, M.L., Zamora, M., Pozzi, J.P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105, 8391–8401.

Jouniaux, L., Ishido, T., 2013. Electrokinetics in Earth Sciences. International Journal of Geophysics 2013, 419854–419854

Jouniaux, L., Maineult, A., Naudet, V., Pessel, M., Sailhac, P., 2009. Review of self-potential methods in hydrogeophysics. Comptes Rendus Geoscience 341, 928–936.

Jouniaux, L., Pozzi, J.-P., 1995a. Permeability dependence of streaming potential in rocks for various fluid conductivities. Geophysical Research Letters 22, 485–488.

Jouniaux, L., Pozzi, J.-P., 1995b. Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100, 10197–10209.

Joux, M., 2002. Structutre et fonctionnement hydrogéologique du système aquifère volcnique des eaux minérales de Volvic.

K

Kale, V.S., Kulkarni, H.C., Peshwa, V.V., Widdowson, M., Mitchell, C., 1992. Discussion on a geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. Reply. Journal of the Geological Society (London) 149, 473–478.

Kieffer, G., 1962. Etude des bordures des coulées de lave dans le Massif Central.

Kilburn, C.R.J., 2000. Lava flows and flow fields. Encyclopedia of volcanoes 291–305.

Kukemilks, K., Wagner, J.-F., 2021. Detection of Preferential Water Flow by Electrical Resistivity Tomography and Self-Potential Method. Applied Sciences 11, 4224–4224.

Kulkarni, H., Deolankar, S.B., 1995. Hydrogeological mapping in the Deccan basalts-an appraisal. Journal of Geological Society of India (Online archive from Vol 1 to Vol 78) 46, 345–352.

Kulkarni, H., Deolankar, S.B., Lalwani, A., Joseph, B., Pawar, S., 2000. Hydrogeological framework of the Deccan basalt groundwater systems, west-central India. Hydrogeology Journal 8, 368–378.

Kumar, V.S., Dhakate, R., Amarender, B., Sankaran, S., 2016. Application of ERT and GPR for demarcating the saline water intrusion in coastal aquifers of Southern India. Environmental Earth Sciences 75, 393–393.

Kunetz, G., 1966. Principles of direct current-Resistivity prospecting.

L

Labazuy, P., 2001. Rapport DIREN Base SIG données de potentiel spontanée sur l'impluvium de Volvic. Clermont-Ferrand.

Labazuy, P., 1999. Etablissement d'un SIG sur les données hydrogéologiques exquises par géophysiques dans la Chaîne des Puys. Clermont-Ferrand.

Labazuy, P., 2011. Etude géophysique dans le secteur du maar d'Enval : Tomographie 2D des résistivités électriques. LMV, Clermont-Ferrand.

Labazuy, P., Aubert, M., 2000. Apport de méthode PS à la synthèse hydrogéologique de la Chaîne des Puys. Les potentiels de polarisation spontanée en sciences de la terre et du sol.

Lachassagne, P., 1987. Hydrogéologie en région volcanique: etude des phénomènes de polarisation spontanée en milieux saturé et non saturé, Université de Clermont-Ferrand.

Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., Malard, A., 2014. High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. Terra Nova 26, 307–321.

Lageat, Y., 1993. Volcanisme et paléo morphologie (Volcanism and paleomorphology). Synthèse de la table ronde n° 1. Bulletin de l'Association de Géographes Français 70, 300–325.

Lageat, Y., De Goer De Herve, A., 1991. La vitesse de l'érosion linéaire. Réflexions à propos du Massif Central Français. Géo physio 5–13.

Laj, C., Guillou, H., Kissel, C., 2014. Dynamics of the earth magnetic field in the 10–75 kyr period comprising the Laschamp and Mono Lake excursions: New results from the French Chaîne des Puys in a global perspective. Earth and Planetary Science Letters 387, 184–197.

Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. Tectonophysics 332, 143–167.

Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., JanoušEk, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., Štípská, P., 2014. The moldanubian zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: Differences and similarities. Geological Society Special Publication 405, 7–44.

Larue, J.P., 2011. Longitudinal profiles and knickzones: The example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. Proceedings of the Geologists' Association 122, 125–142.

Larue, J.-P., 2008. Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif central, France). Norois 71–84.

Larue, J.-P., 2005. Tectonique, érosion et hydrographie sur la bordure nord-ouest du Massif Central (France). Géomorphologie: relief, processus, environnement 11, 275–296.

Larue, J.-P., 2003. L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène / Fluvial incision of the Allier and the upper and middle Loire (France) during the Pliocene and Pleistocene. Géomorphologie : relief, processus, environnement 9, 135–149.

Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.F., Villaros, A., Gardien, V., Chelle-Michou, C., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 106, 421–451.

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): Melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics 342, 207–237.

Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Ou sont les nappes dans le massif central francais? Bulletin de la Société Géologique de France V, 605–618.

Legendre*, C., Maury, R.C., Guillou, H., Cotten, J., Caroff, M., Blais, S., Guille, G., 2003. Geological and petrologic evolution of Huahine island (Society archipelago, French Polynesia): an unusual intraoceanic shield volcano. Bulletin de la Société Géologique de France 174, 115–124.

Leinov, E., Jackson, M.D., 2014. Experimental measurements of the SP response to concentration and temperature gradients in sandstones with application to subsurface geophysical monitoring. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 6855–6876.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.C., Rudkiewicz, J.L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Marine and Petroleum Geology 3, 179–199.

Lénat, J.-F., 2007. Retrieving self-potential anomalies in a complex volcanic environment: an SP/elevation gradient approach. Near Surface Geophysics 5, 161–170.

Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B., Labazuy, P., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). Bulletin of volcanology 62, 75–89.

Leopold, M., Gupanis-Broadway, C., Baker, A., Hankin, S., Treble, P., 2021. Time lapse electric resistivity tomography to portray infiltration and hydrologic flow paths from surface to cave. Journal of Hydrology 593, 125810–125810.

Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J.-C., Adler, A., 2014. Cross-section electrical resistance tomography of La Soufrière of Guadeloupe lava dome. Geophysical Journal International 197, 1516–1526.

Levieux, G., 2004. Synthèse Géophysique de la zone de forage e reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, DEA Université Blaise Pascal.

Linde, N., Doetsch, J., Jougnot, D., Genoni, O., Duerst, Y., Minsley, B.J., Vogt, T., Pasquale, N., Luster, J., 2011. Self-potential investigations of a gravel bar in a restored river corridor. Hydrology and Earth System Sciences 15, 729–742.

Linde, N., Revil, A., 2007. Inverting self-potential data for redox potentials of contaminant plumes. Geophysical Research Letters 34.

Livet, M., 2004. Vulnérabilité des ressources en eau et protection des captages pour l'alimentation en eau potable. Revue Francaise des Laboratoires 364, 23–30.

Livet, M., Blavoux, B., d'Arcy, D., Mishellany, A., 2000. Capture et emmagasinement sous coulée au site volcanique de Beaunit (Puy-de-Dôme). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 330, 47–52.

Livet, M., 1999. Captage de Chez Pierre : Avis sur les mesures de protection.

Loke, M.H., Barker, R.D., 1996a. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. Geophysical Prospecting 44, 131–152.

Loke, M.H., Barker, R.D., 1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion1. Geophysical Prospecting 44, 499–523.

Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B., 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. Journal of Applied Geophysics 95, 135–156.

Loock, S., de Vries, B. van W., Hénot, J.-M., 2010. Clinker formation in basaltic and trachybasaltic lava flows. Bulletin of volcanology 72, 859–870.

Loock, S., Diot, H., de Vries, B.V.W., Launeau, P., Merle, O., Vadeboin, F., Petronis, M.S., 2008. Lava flow internal structure found from AMS and textural data: An example in methodology from the Chaîne des Puys, France. Journal of volcanology and geothermal research 177, 1092–1104.

Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J., 1999a. Streaming potential measurements: 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104, 17857–17877.

Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J., 1999b. Streaming potential measurements: 2. Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104, 17879–17896.

Louis, L., Stanudin, B., 1957. Recherches hydrogéologiques des vallées sous basaltiques par sondages électriques. Cheires de Côme et d'Aydat. Clermont-Ferrand.

LRPC, 2006. Etude hydrogéologique du site du Puy de Barme, PNRVA.

Lucazeau, F., Vasseur, G., Bayer, R., 1984. Interpretation of heat flow data in the french massif central. Tectonophysics 103, 99–119.

Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Reviews 81, 1–65.

Ly, M.H., 2020. Le plateau de Gergovie (Massif Central Français) : phréatomagmatisme et évolution des phénomènes volcano-sédimentaires.

Ly, MH., 1982. Le Plateau de Perrier et la Limagne du sud : Etudes volcanologiques et chronologiques des produits montdoriens.

M

Macdonald, G.A., 1953. Pahoehoe, aa, and block lava. American Journal of Science 251, 169–191.

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. Tectonophysics 177, 139–149.

Malcles, O., Vernant, P., Chéry, J., Camps, P., Cazes, G., Ritz, J.-F., Fink, D., 2020. Determining the Plio-Quaternary uplift of the southern French Massif Central; a new insight for intraplate orogen dynamics. Solid Earth 241–258.

Malengreau, B., Lénat, J.-Fran., Bonneville, A., 1994. Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. Bull. Soc. Géol. Fr 165, 221–232.

Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., Reynard, E., 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. Near Surface Geophysics 1, 57–67.

Marinoni, L.B., Pasquarè, G., 1994. Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. Tectonophysics 239, 111–137.

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 54, 1071–1107.

Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L., Geyer, A., 2016. Stress controls of monogenetic volcanism: A review. Frontiers in Earth Science 4.

Martini, J., Duret, J.-J., 1965. Etude du niveau de cendres volcaniques des sédiments post-glaciaires récents des environs de Genève.

Massari, M., 1990. Étude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l'Ile de la Réunion vis à vis d'effluents domestiques et industriels.

Massenet, F., Van Ngoc, P., 1985. Experimental and theoretical basis of self-potential phenomena in volcanic areas with reference to results obtained on Mount Etna (Sicily). Earth and Planetary Science Letters 73, 415–429.

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

Mauri, G., Saracco, G., Labazuy, P., Williams-Jones, G., 2018. Correlating hydrothermal system dynamics and eruptive activity–A case-study of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Journal of Volcanology and Geothermal Research 363, 23–39.

Maury, R., 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). I. Pétrologie. Bulletin de Minéralogie 103, 250–266.

Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., Bellier, O., 2005. Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. Geophysical Journal International 160, 161–178.

McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after northeast crater, Mount Etna, Sicily. Journal of Geophysical research 79, 3257–3272.

Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M., Rossi, P., 2010. Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. Gondwana Research 17, 13–25.

MERCIER, F., ROUZAIRE, D., ALLIGNOL, F., 1991. Cheire de Louchadières et de Côme: Reconaissance par forage. Clermont-Ferrand.

Mercier, L., Lardeaux, J., Davy, P., 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the French Massif Central. Tectonics 10, 131–140.

Merle, O., Michon, L., 2001. La formation du rift Quest-européen: Un nouveau modèle tectonique. Bulletin de la Societe Geologique de France 172, 213–221.

Merle, O., Michon, L., Camus, G.,De Goer, H., 1998. Merle et al. (1998) L'extension oligocene sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. BSGF.

Meyer, R., Foulger, G.R., 2007. The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes.

Miallier, D., Fain, J., Sanzelle, S., 1985. Single-quartz-grain thermoluminescence dating: an approach for complex materials. Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982) 10, 163–168.

Miallier, D., Michon, L., Évin, J., Pilleyre, T., Sanzelle, S., Vernet, G., 2004. Volcans de la chaîne des Puys (Massif central, France): point sur la chronologie Vasset–Kilian–Pariou–Chopine. Comptes Rendus Geoscience 336, 1345–1353.

Miallier, D., Pilleyre, T., Sanzelle, S., Boivin, P., Lanos, P., 2012. Revised chronology of the youngest volcanoes of the Chaîne des Puys (French Massif Central). Quaternaire 23, 283–290.

Michon, L., 2000. Dynamique de l'extension continentale - application au rift ouest-europeen par l'etude de la province du massif central.

Michon, L., Merle, O., 2001. The evolution of the MCF rift, spatio-temporal distribution of the volcanism. BSGF.

Monce, J.-F., Aubert, M., 1995. Etude synthétique du bassin versant des eaux de Volvic: Limites et axes de circulation souterraine. Clermont-Ferrand.

Monce, J.-F., Verdier, B., 1995. Etude géophysique et hydrogéologique du milieu volcanique: Application aux aquifères de Mazaye et d'Olby. Memoires DESS, Université Joseph Fournier.

Montel, J.M., Marignac, C., Barbey, P., Pichavant, M., 1992. Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). Journal of Metamorphic Geology 10, 1–15.

Morgan, F.D., Williams, E.R., Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of westerly granite with applications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94, 12449–12461.

N

Naudet, V., Revil, A., Bottero, J., Bégassat, P., 2003. Relationship between self-potential (SP) signals and redox conditions in contaminated groundwater. Geophysical research letters 30.

Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J.-Y., Bégassat, P., 2004. Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations. Hydrology and Earth System Sciences 8, 8–22.

Nehlig, P., Boivin, P., Profile, S., Prouteau, G., 2003. Les volcans du Massif Central.

Nicolas, A., Lucazeau, F., Bayer, R., 1987. Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. Mantle xenoliths 563–574.

O

Olivetti, V., Balestrieri, M.L., Godard, V., Bellier, O., Gautheron, C., Valla, P.G., Zattin, M., Faccenna, C., Pinna-Jamme, R., Manchuel, K., 2020. Cretaceous and late Cenozoic uplift of a Variscan Massif: The case of the French Massif Central studied through low-temperature thermochronometry. Lithosphere 12, 133–149.

Olivetti, V., Godard, V., Bellier, O., 2016. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. Earth and Planetary Science Letters 444, 179–191.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005a. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. Journal of hydrology 303, 290–306.

Oudin, L., Michel, C., Anctil, F., 2005b. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1—Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? Journal of Hydrology 303, 275–289.

P

Pallister, J.S., Diefenbach, A.K., Burton, W.C., Muñoz, J., Griswold, J.P., Lara, L.E., Lowenstern, J.B., Valenzuela, C.E., 2013. The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. Andean Geology 40, 277–294.

Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradeckỳ, J., Szura, C., 2010. Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. Geomorphology 123, 165–180.

Pastre, J.F., 2001. L'impact du volcanisme du Devès sur l'évolution morpho-sédimentaire plio-quaternaire de la haute vallée de l'Allier (Massif central, France) /Impact of the Devès volcanism on the Plio-Quaternary geomorphic and sedimentary evolution of the upper Allier river valley (Massif Central, France). Géomorphologie: relief, processus, environnement 7, 127–136.

Pastre, J.-F., Define, E., Gablier, F., Lageat, Y., 1997. Changements hydrographiques et volcanisme plio-quaternaire dans les bassins de la Loire et de l'Allier (Massif central, France). Géographie physique et Quaternaire 51, 295–314.

Pastre, J.F., Gauthier, A., Nomade, S., Orth, P., Andrieu, A., Goupille, F., Guillou, H., Kunesch, S., Scaillet, S., Renne, P.R., 2007. The Alleret maar (Massif Central, France): A new lacustrine sequence of the early Middle Pleistocene in western Europe. Comptes Rendus Geoscience 339, 987–997.

Patella, D., 1997. Introduction to ground surface self-potential tomography [Link]. Geophysical Prospecting 45, 653–681.

Pedrazzi, D., Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Martí, J., 2016. Reconstructing the eruptive history of a monogenetic volcano through a combination of fieldwork and geophysical surveys: the example of Puig d'Àdri (Garrotxa Volcanic Field). Journal of the Geological Society 173, 875–888.

Perrier, G., Ruegg, J., 1973. Structure profonde du Massif Central français. Ann. Geophys. 29, 435–502.

Petiau, G., 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications. Pure and applied geophysics 157, 357–382.

Petronis, M., de Vries, B. van W., Garza, D., 2019. The leaning Puy de Dôme (Auvergne, France) tilted by shallow intrusions. Volcanica 2, 161–189.

Pin, C., Lancelot, J., 1982. U-Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology 79, 1–12.

Poilvet, J.C., Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Paquette, J.L., 2011. The montalet granite, montagne noire, France: An early permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. Comptes Rendus - Geoscience 343, 454–461.

Portal, A., Fargier, Y., Labazuy, P., Lénat, J.-F., Boivin, P., Miallier, D., 2019. 3D electrical imaging of the inner structure of a complex lava dome, Puy de Dôme volcano (French Massif Central, France). Journal of Volcanology and Geothermal Research 373, 97–107.

Portal, A., Gailler, L.-S., Labazuy, P., Lénat, J.-F., 2016. Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 320, 88–99.

Pride, S.R., Morgan, F.D., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves. GEOPHYSICS 56, 914–925.

Q

Quenet, M., Celle-Jeanton, H., Voldoire, O., Albaric, J., Huneau, F., Peiry, J.-L., Allain, E., Garreau, A., Beauger, A., 2019. Coupling hydrodynamic, geochemical and isotopic approaches to evaluate oxbow connection degree to the main stream and to adjunct alluvial aquifer. Journal of Hydrology 577, 123936–123936.

R

Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M.O., Fisher, C.T., 2021. Rancho Seco monogenetic volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and lava flow emplacement based on LiDAR images. Journal of Volcanology and Geothermal Research 411, 107169–107169.

Raynal, J.-P., Defive, E., 2019. Qui a vu quoi ? Un essai de calendrier éruptif pour Néanderthal et Sapiens en Velay-Vivarais. 12, 21–36.

Reninger, P.-A., Martelet, G., Lasseur, E., Beccaletto, L., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y., 2014. Geological environment of karst within chalk using airborne time domain electromagnetic data cross-interpreted with boreholes. Journal of Applied Geophysics 106, 173–186.

Revil, A., Ahmed, A.S., Jardani, A., 2017. Self-potential: A Non-intrusive Ground Water Flow Sensor. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 22, 235–247.

Revil, A., Meyer, C.D., Niu, Q., 2016. A laboratory investigation of the thermoelectric effect. Geophysics 81, E243–E257.

Revil, A., Jardani, A., 2013. The self-potential method: Theory and applications in environmental geosciences. Cambridge University Press.

Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde Cabusson, S., Bennati, L., 2008. Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO2 diffuse degassing measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 113.

Revil, A., Leroy, P., 2004. Constitutive equations for ionic transport in porous shales. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 109.

Revil, A., Hermitte, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrié, G., Trolard, F., 2002. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. Geophysical Research Letters 29, 10–4.

Revil, A., Linde, N., Cerepi, A., Jougnot, D., Matthäi, S., Finsterle, S., 2007. Electrokinetic coupling in unsaturated porous media. Journal of Colloid and Interface Science 313, 315–327.

Revil, A., Schwaeger, H., III, L.M.C., Manhardt, P.D., 1999. Streaming potential in porous media: 2. Theory and application to geothermal systems. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104, 20033–20048.

Revil, A., Pezard, P.A., 1998. Streaming electrical potential anomaly along faults in geothermal areas. Geophysical Research Letters 25, 3197–3200.

Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V., Nguyen, F., 2011. Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. Journal of Applied Geophysics 75, 42–53.

Rochette, P., 1993. La province volcanique Pleistocène Supérieur du Bas-Vivarais (Ardèche, Fance) : propagation de fentes crustales en échelons? Comptes Rendus Geosciences 316, 913–920.

Rondeau, R., Maisonneuve, L., Aubert, M., 1994. Méthode de polarisation spontanée (PS). Complément d'étude sur le réseau hygrométrique souterrain. Relation entre le côté Ouest et le côté Est de la Chaîne des Puys.

Rosas-Carbajal, M., Komorowski, J.-C., Nicollin, F., Gibert, D., 2016. Volcano electrical tomography unveils edifice collapse hazard linked to hydrothermal system structure and dynamics. Scientific Reports 6, 29899

Rouquet, S., Boivin, P., Lachassagne, P., Ledoux, E., 2012. A 3-D genetic approach to high-resolution geological modelling of the volcanic infill of a paleovalley system. Application to the Volvic catchment (Chaîne des Puys, France). Bulletin de la Société Géologique de France 183, 395–407.

Rowland, S.K., Walker, G.P.L., 1987. Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. Bulletin of Volcanology 49, 631–641.

Rucker, D.F., Loke, M.H., Levitt, M.T., Noonan, G.E., 2010. Electrical-resistivity characterization of an industrial site using long electrodes. GEOPHYSICS 75, WA95–WA104.

Ruin, I., 1996. Etude géophysique par méthode PS du système volcanique Gouttes-Chopine (Chaîne des Puys).

S

Sabor, K., Jougnot, D., Guerin, R., Steck, B., Henault, J.-M., Apffel, L., Vautrin, D., 2021. A data mining approach for improved interpretation of ERT inverted sections using the DBSCAN clustering algorithm. Geophysical Journal International 225, 1304–1318.

SAFEGE, 2006. SIVOM de la region d'Issoire Ligne nord: recherche de ressources AEP dans la cheire volcanique d'Aydat.

Sato, M., Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics 25, 226–249.

Scarth, A., 1966. The Physiography of the Fault-Scarp between the Grande Limagne and the Plateaux desDômes, Massif Central. Transactions of the Institute of British Geographers 38, 25–40.

Schoeller, H., 1962. Les eaux souterraines: hydrologie dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources. Masson.

Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., 2014. Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. Geology 42, 275–278.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. Marine and Petroleum Geology 12, 809–820.

Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2001. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 109.

Sill, W.R., 1983. Self-potential modeling from primary flows. Geophysics 48, 76–86.

Singha, K., Gorelick, S.M., 2005. Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. Water Resources Research 41.

Sobolev, S.V., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K., 1997. Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. Tectonophysics 275, 143–164.

Socco, L.V., Jongmans, D., Boiero, D., Stocco, S., Maraschini, M., Tokeshi, K., Hantz, D., 2010. Geophysical investigation of the Sandalp rock avalanche deposits. Journal of Applied Geophysics 70, 277–291.

Storz, Storz, Jacobs, 2000. Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. Geophysical Prospecting 48, 455–471.

Suski, B. (2005). Caractérisation et suivi des écoulements hydriques dans les milieux poreux par la méthode du Potentiel Spontané (Doctoral dissertation, Université de droit, d'économie et des sciences-Aix-Marseille III)

Suski, B., Revil, A., Titov, K., Konosavsky, P., Voltz, M., Dagès, C., Huttel, O., 2006. Monitoring of an infiltration experiment using the self-potential method. Water Resources Research 42.

T

Talbot, J.Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. Journal of Structural Geology 27, 1610–1629.

Tarantola, A., 2005. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM.

Tikhonov, A., Arsenin, V., 1977. Solution of ill-posed problems. Winston, Washington DC.

V

Valentine, G.A., Briner, J.P., van Wyk de Vries, B., Macorps, É., Gump, D., 2019. 10Be exposure ages for the Late Pleistocene Gour de Tazenat maar (Chaîne des Puys volcanic field, Auvergne, France). Quaternary Geochronology 50, 8–13.

Valentine, G.A., Connor, C.B., 2015. Basaltic volcanic fields, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, pp. 423–439.

Valentine, G.A., Krogh, K.E.C., 2006. Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center - The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). Earth and Planetary Science Letters 246, 217–230.

Valentine, G.A., van Wyk de Vries, B., 2014. Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). Bulletin of Volcanology 76, 1–16.

Valois, R., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Guerin, R., Hovhannissian, G., Plagnes, V., Rejiba, F., Robain, H., 2011. Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). Earth Surface Processes and Landforms 36, 1183–1192.

Valois, R., Guérin, R., Pigeaud, R., Rodet, J., 2009. Geophysical study to characterize input karst water circulation in the saulges cave (Mayenne, France). ArcheoSciences. Revue d'archéométrie 163–166.

Van Der Min, J., 1945. Etude hydrogéologique des grands captages d'eau potable dans les coulées de lave des environs de Clermont-Fd.

Vanderhaeghe, O., Burg, J.-P., Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. Geological Society, London, Special Publications 154, 181–181.

Varotsos, P., Alexopoulos, K., 1984. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. Tectonophysics 110, 73–98.

Vernet, G., Raynal, J.-P., 2008. La formation de Marsat et le téphra CF7, marqueurs distaux d'éruptions trachytiques violentes de la Chaîne des Puys au Boréal. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 19, 97–106.

Viala, D., 1996. Tomographie du socle de la zone du col de la Nugère. Clermont-Ferrand.

Vigouroux, P., Gironde, C., 2013. Projet PRESCRIRE: Préserver et protéger la ressource en eau souterraine. Le site du SIVOM de la région d'Issoire. Clermont-Ferrand.

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 Chaine des Puys (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 45, 1997–2016.

Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R., Brousse, R., 1980a. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). II: Géochimie. Bulletin de Minéralogie 103, 267–286.

Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R., Brousse, R., 1980b. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). II: Géochimie. Bulletin de Minéralogie 103, 267–286.

Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J.-P., 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Reunion. Journal of Hydrology 191, 37–63.

Vittecoq, B., Reninger, P.-A., Lacquement, F., Martelet, G., Violette, S., 2019. Hydrogeological conceptual model of andesitic watersheds revealed by high-resolution heliborne geophysics. Hydrology and Earth System Sciences 23, 2321–2338.

Vörös, F., Pál, M., van Wyk de Vries, B., Székely, B., 2021. Development of a New Type of Geodiversity System for the Scoria Cones of the Chaîne des Puys Based on Geomorphometric Studies. Geosciences 11, 58–58.

Vörös, F., Van Wyk de Vries, B., Guilbaud, M.-N., Székely, B., 2018. Comparative geomorphometric analysis of scoria cones of Chaîne des Puys (France) and Sierra Chichinautzin (Central México). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, pp. 1163–1163.

W

Walker, G.P.L., 1991. Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii. Bulletin of Volcanology 53,

Williams, H., 1932. Mount Shasta, a Cascade volcano. The Journal of Geology 40, 417–429.

Wilson, M., Downes, H., 1992. Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. Tectonophysics 208, 173–182

Y

Yene Atangana, J.Q., 1992. Influence des paramètres electriques et hydrauliques dans la création d'anomalies de Polarisation Spontanée (PS) en hydrogéologie Cas des terrains poreaux et fissurés.

Yoshimura, R., Ogawa, Y., Yukutake, Y., Kanda, W., Komori, S., Hase, H., Goto, T., Honda, R., Harada, M., Yamazaki, T., 2018. Resistivity characterisation of Hakone volcano, Central Japan, by three-dimensional magnetotelluric inversion. Earth, Planets and Space 70, 1–10.

Z

Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources.

Zlotnicki, J., Nishida, Y., 2003a. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. Surveys in Geophysics 24, 291–338.

Zlotnicki, J., Nishida, Y., 2003b. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. Surveys in Geophysics 24, 291–338.

Zlotnicki, J., Vargemezis, G., Johnston, M.J.S., Sasai, Y., Reniva, P., Alanis, P., 2017. Very-low-frequency resistivity, self-potential and ground temperature surveys on Taal volcano (Philippines): Implications for future activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research 340, 180–197.

Résumé :

La Chaîne des Puys constitue un alignement de plus de 80 édifices volcaniques (-100 à 8,6 ka), situés dans le Massif Central Français. Cette province volcanique est considérée depuis toujours comme un réservoir d'eau potable exceptionnel tant au niveau de sa quantité que de sa qualité. Le réchauffement climatique et la pression anthropique toujours plus importante sur les masses d'eau destinées à l'AEP (Alimentation en Eau Potable) rendent nécessaire l'amélioration des connaissances sur la géométrie et la dynamique des aquifères.

Dans le cas de l'hydrosystème de la Chaîne des Puys, l'eau transite à travers les édifices volcaniques et leurs coulées de lave du fait de leur forte perméabilité. Les formations volcaniques reposent directement sur le socle cristallin varisque du plateau des Dômes. Les produits volcaniques ont comblé des paléovallées creusées dans le socle cristallin considéré comme imperméable au regard du contraste de perméabilité qui existe entre les roches cristallines et les roches volcaniques. Les eaux s'accumulant à l'interface entre les formations volcaniques et le substratum s'écoulent selon cet ancien réseau hydrographique jusqu'aux émergences principales situées dans les parties distales des bassins versants.

La reconstitution de la topographie anté-volcanique du substratum est réalisée à partir d'une étude morpho-structurale du socle cristallin couplée à la méthode des Potentiels Spontanés (PS, très largement utilisée dans le contexte géologique de la Chaîne des Puys) et de la méthode ERT (Electrical Resistivity Tomography) La topographie anté-volcanique du substratum de la Chaîne des Puys permet de caractériser la géométrie des aquifères volcaniques mais également de réaliser le bilan de la ressource à l'échelle des bassins versants. La complémentarité d'une étude du comportement hydrogéologique des aquifères et de la géométrie des aquifères permet de proposer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants de la Chaîne des Puys.

Mots clés : Chaîne des Puys, Hydrogéologie, Analyse morpho-structurale, Méthode des potentiels spontanés, Modélisation paléo-topographie.