



HAL
open science

Etude géophysique de la structure interne d'un dôme volcanique : le Puy de Dôme et son environnement (Chaîne des Puys, France)

Angélie Portal

► **To cite this version:**

Angélie Portal. Etude géophysique de la structure interne d'un dôme volcanique : le Puy de Dôme et son environnement (Chaîne des Puys, France). Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2015. Français. NNT : 2015CLF22647 . tel-01330753

HAL Id: tel-01330753

<https://theses.hal.science/tel-01330753>

Submitted on 13 Jun 2016

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.

N° d'Ordre : D.U. 2647

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N° 850

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par :

Angélie PORTAL

Titulaire du Master 2 Recherche "Magmas et Volcans"

**Étude géophysique de la structure interne d'un dôme
volcanique : le Puy de Dôme et son environnement
(Chaîne des Puys, France)**

Soutenue publiquement le 11 décembre 2015 devant la commission d'examen composée de :

Georges BOUDON	Physicien - IPGP	Examineur
Olivier COUTANT	Physicien - ISTerre	Rapporteur
Joachim GOTSMANN	Researcher - Université de Bristol	Rapporteur
Olivier MERLE	Professeur - LMV	Examineur
Yannick FARGIER	Chargé de Recherche - CEREMA	Invité
Philippe LABAZUY	Physicien Adjoint - LMV- OPGC	Directeur de thèse
Jean-François LÉNAT	Physicien - LMV - OPGC	Directeur de thèse

« Si l'étude d'un volcan en activité est intéressante, celle d'un vieux volcan l'est peut-être encore davantage, car il porte dans ses flancs les traces d'une longue suite de siècles. Si la lumière du présent éclaire le passé, celle du passé illumine singulièrement le présent. »

(Extrait de "Les Volcans d'Auvergne", P. Glangeaud, 1910)

Remerciements

Les remerciements sont les derniers mots à être écrits et pourtant les premiers à être lus. Au moment de les écrire, on constate alors que la thèse est un travail d'équipe, et qu'il y a toujours une personne prête à nous soutenir et nous aider. À tous ceux qui liront ce manuscrit, un grand merci.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres de mon jury de thèse d'avoir accepté de relire et de juger ce travail. Merci également pour la discussion enrichissante qui a suivi ma soutenance.

Un grand merci à mes deux directeurs de thèse, Philippe et Jean-François. Merci de m'avoir proposé ce sujet et ses nombreux rebondissements. Grâce à vous, j'ai découvert le plaisir et l'intérêt de travailler sur le terrain, même si ce n'est pas toujours de tout repos. Je tiens également à vous remercier de la grande liberté de parole que vous m'avez autorisée durant ces trois années, me laissant m'exprimer sans détour. Merci aussi pour l'autonomie dont j'ai pu bénéficier, qui m'a permis de progresser dans mon travail. Je me connais suffisamment bien pour savoir que de simples remerciements ne traduiront jamais toute l'estime que j'ai pour vous, et pour vos nerfs, qui ont réussi, pendant 3 ans, à supporter ce tempérament qui me caractérise.

Je tiens ensuite à remercier Yannick Fargier. Si on m'avait dit que les pentes du Vésuve seraient le lieu de naissance d'une collaboration aussi fructueuse, je n'y aurais pas cru. Merci pour tout ce que tu m'as apporté sur le plan professionnel. Tu es arrivé à un moment où l'avenir de mes données électriques était flou, et tu m'as permis d'en faire les modèles que j'avais longtemps envisagés. Merci pour ton soutien moral, ta présence même à distance et ton éternel optimisme.

Un grand merci à tous les participants aux missions géantes sur les volcans italiens. Merci à Anthony et à Tullio d'avoir accepté ma présence sur ces missions. Une partie de ce manuscrit a été écrite au sommet de l'Etna grâce à vous. Une pensée aux autres participants qui m'ont soutenu : Cécile (Dude), Raphaël (dit Raphus, merci pour le réconfort et ces discussions sans fin qui m'ont bien vidé la tête, jusqu'au soir même de ma soutenance), Aline, Matteo, Rachel. Un grand merci à Valérie Cayol, pour le temps consacré à mon apprentissage de l'inversion, la patience et la pédagogie dont tu as fait preuve. Merci à Pierre Boivin et à Didier Miallier pour les nombreuses discussions sur le Puy de Dôme et la Chaîne des Puys.

Cette thèse aura nécessité de nombreux jours de mission sur le terrain et je ne serais jamais parvenue à acquérir autant de données seule. Je remercie donc tous ceux qui ont pris le temps de m'aider, sans vous j'y serais peut-être encore. Un immense merci à Lydie qui est en pole position sur la grille des personnes m'ayant accompagné. Toutes ces journées passées là-haut, ça marque. Nous avons réussi à ne pas sombrer dans la folie malgré les conditions météo parfois horribles. Merci pour le soutien, et ses nombreux fous rires qui ont du faire passer le Puy de Dôme pour un asile. Merci à tous les accompagnateurs, volontaires ou non, répondant parfois à des appels désespérés : Anthony, Antoine, Aurélien (Junior), Camille, Carine, Corentin, Delphine, Didier, Élodie, Jean-Louis, Juliette et Lucie (les Pierrettes), Manon, Marine (les deux), Nicolas (les deux), Séverine P., Simon, Thomas, Yannick G. et Yohan.

Je tiens ensuite à adresser un merci tout particulier à Lucie, rencontrée sur les bancs du M1. Tu étais à l'époque la seule à m'imaginer faire une thèse, tu as bien fait d'y croire. La distance qui nous sépare (7758,98 km exactement) ne t'a pas empêché de relire ce manuscrit et de me soutenir dans les moments les plus durs. J'adresse également un immense merci à mes co-bureaux. Marine, merci pour ton éternel optimisme qui m'a appris à toujours voir l'arc-en-ciel qui se cache les jours de pluie (ou l'effet bisounours de ta présence). Élodie, merci d'avoir veillé au bon déroulement de ma phase d'écriture et de m'avoir récemment fourni une fenêtre, seul lien entre moi et l'extérieur depuis des semaines. Merci à Mathias pour la *geophysic-touch*. Sébastien, merci de m'avoir proposé de coécrire un guide géologique sur le Cantal (le graal ?). Merci pour les randonnées entre deux chapitres, qui ont sans nul doute contribué à préserver ma santé mentale. Un grand merci à Nina avec qui nous avons traversé ces dernières semaines d'écriture... Merci pour le réconfort, les discussions philosophico-scientifiques et le chocolat ! Enfin, merci à tous les thésards du laboratoire, qui ont particulièrement assuré le show le jour de ma soutenance, et ceux qui sont déjà partis vers d'autres horizons qui ont eu une pensée pour moi : Alejandra, Amélie, Anne, Asmaa, Baptiste, Camille (et Gautier), Giacomo, Gioachino, Julien (les deux), Lola, Marie-Anne, Marina, Mélodie-Neige, Pierre, Silvia, Vincent, Valentin (les deux). Merci à mes amis d'ici et d'ailleurs : Alexandre, Carine, Geoffrey, Maxime, Sophie, Virginie.

Enfin, mes dernières lignes vont à ma famille. Merci pour votre affection et votre soutien sans limite. Un grand merci à ma maman à qui je dois sans doute ma passion pour les cailloux, et à mon papa à qui je dois assurément mon attachement au Cantal (qui reste le plus grand volcan d'Europe). Merci à mon "petit" frère, Aurélien, et à Anaïs, pour le soutien des dernières semaines...

Résumé

Les dômes de lave sont associés à des éruptions volcaniques violentes et des indices d'explosivité élevés. L'observation et la surveillance de dômes actifs (*e.g.* St. Helens, Unzen, Montserrat) ont mis en évidence des modes de croissance caractérisés par des phases d'extrusion, d'explosion et des phénomènes d'effondrement, impliquant une structure interne souvent complexe de ces édifices volcaniques.

L'étude du Puy de Dôme (Massif Central français), un dôme trachytique âgé de 11 000 ans, grâce à l'apport de l'imagerie géophysique et à la modélisation des données, ainsi qu'à une analyse morpho-structurale détaillée, a permis d'établir un modèle précis de la structure interne du dôme et a fourni de nouvelles contraintes concernant sa croissance et son évolution. L'analyse du Modèle Numérique de Terrain haute résolution (0,5 m) a permis d'identifier différentes unités sur le dôme, morphologiquement distinctes, et associées à des dynamismes éruptifs différents, ainsi que des structures volcano-tectoniques remarquables sur les édifices volcaniques voisins (Petit Puy de Dôme et Puy des Grosmanaux). Différentes méthodes géophysiques (tomographie des résistivités électriques – *ERT* -, gravimétrie et magnétisme) ont été mises en œuvre afin d'étudier la structure interne du dôme, et de caractériser la nature des mécanismes à l'origine des zones de déformations identifiées dans l'environnement du Puy de Dôme. L'utilisation de plusieurs méthodes a permis d'étudier des paramètres physiques différents mais complémentaires, bien que l'interprétation globale des résultats géophysiques ait parfois été délicate dans le cas d'un édifice volcanique aussi complexe.

Les modèles géophysiques 2D et 3D obtenus montrent que le Puy de Dôme repose sur des édifices volcaniques préexistants, un ensemble de volcans stromboliens dont la présence et/ou l'extension exacte étaient partiellement méconnues jusqu'alors. La structure interne de l'édifice, très hétérogène, est constituée d'une partie centrale très massive, entourée d'une ceinture de brèches d'effondrement, la zone sommitale du conduit étant affectée de nombreuses évidences d'une forte altération hydrothermale, caractéristique des dômes volcaniques. La partie supérieure du dôme est définie par une carapace de roches consolidées, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur au maximum, alors que la base de l'édifice forme un talus constitué des dépôts d'effondrements gravitaires et d'écoulements pyroclastiques associés à la croissance du dôme. Enfin, les données gravimétriques et magnétiques ont permis la mise en évidence de la présence d'intrusions sous les édifices du Petit Puy de Dôme et du Puy des Grosmanaux. La géométrie de ces intrusions, déterminées grâce à différentes approches de modélisation, ainsi que la nature des roches qui les composent indiquent des processus de mise en place complexes.

Mots clés : Analyse morpho-structurale, Chaîne des Puys, Dôme de lave, Géophysique, Inversion, Puy de Dôme.

Abstract

Volcanic domes are associated to violent volcanic eruptions and high explosivity indexes. Observation and monitoring of active domes (*e.g.* St. Helens, Unzen, Montserrat) underlined growth patterns characterized by extrusion phases, explosions and collapse events, involving the complex inner structure of these volcanic edifices.

The study of the Puy de Dôme volcano (French Massif Central), a 11,000 years old trachytic lava dome, through geophysical imaging and data modelling, as well as a detailed morpho-structural analysis, allowed to build a precise model of the inner structure of the dome and provided new constraints about its growth and its evolution. The analysis of the high resolution Digital Terrain Model (0.5 m) allowed to identify distinct morphological units on the dome, as well as volcano-tectonic structures on the neighboring volcanic edifices (Petit Puy de Dôme and Puy des Grosmanaux). Different geophysical methods (Electrical Resistivity Tomography – ERT -, gravity and magnetism) have been implemented in order to study the inner structure of the dome and to characterize the initiating mechanisms of the deformations areas identified in the Puy de Dôme vicinity. The use of several methods allowed to study different, but complementary physical parameters, although the overall interpretation of the geophysical results is sometimes difficult in the case of a volcanic edifice so complex.

The 2D and 3D geophysical models obtained indicate that the Puy de Dôme is based on preexisting volcanic edifices, a cluster of strombolian volcanoes whose the presence and/or the exact extension were partially unknown until now. The internal structure of the edifice, highly heterogeneous, is composed of a massive central part, encompassed of collapse breccia, and its summit part highlights evidences of a strong hydrothermal alteration, characteristic feature of volcanic domes. The upper part of the dome is defined by a carapace of consolidated rocks, a few meters thick, whereas the base of the edifice forms a talus composed of collapses and pyroclastic flows deposits associated to the dome growth. Finally, gravity and magnetic data pointed out the presence of intrusions beneath the Petit Puy de Dôme and the Puy des Grosmanaux edifices. The geometry of these intrusions, determined through different modelling approaches, and the nature of the rocks that composed them, indicate complex emplacement processes.

Key words: Chaîne des Puys, Geophysics, Inversion, Lava dome, Morpho-structural analysis, Puy de Dôme.

Table des matières

<i>Introduction générale</i>	1
<i>Chapitre 1 Les dômes volcaniques</i>	7
I. Généralités	9
I.1. Définitions et caractéristiques globales.....	9
I.2. Les types de dômes volcaniques	10
I.3. Contexte géodynamique et environnement	12
II. Structure des dômes volcaniques	13
II.1. Rhéologie des laves	13
II.2. Structure superficielle.....	15
I.1.a Morphologie de surface	15
I.1.b Texture des laves	18
II.3. Structure interne	20
I.1.a Apports de la modélisation	20
I.1.b Approche géophysique	21
III. Dynamismes et mécanismes d'extrusion	24
III.1. Cyclicité éruptive	24
III.2. Mécanismes éruptifs internes	26
IV. Les aléas volcaniques associés	28
IV.1. Explosions.....	28
IV.2. Instabilités et effondrements	31
I.1.a Les éboulements rocheux	31
I.1.b Les écoulements pyroclastiques	31
I.1.c Le cas particulier des glissements de flancs	33
<i>Chapitre 2 Contexte géologique et morpho-structural</i>	35
I. Histoire du volcanisme en Auvergne	37
I.1. De la découverte aux premières études naturalistes	37
I.2. Nouvelles études et nouveaux débats.....	38
I.3. L'apogée de la géologie naturaliste.....	38
I.4. Émergence des méthodes modernes en volcanologie	40
II. Le volcanisme dans le Massif Central	41
II.1. Contexte géodynamique	41
II.2. Origine du volcanisme.....	43
II.2.a Le modèle du point chaud	43
II.2.b Rift passif et rift actif	44
III. La Chaîne des Puys	46
III.1. Géologie et structure générale	46
III.2. La série magmatique de la Chaîne des Puys	48
IV. Le Puy de Dôme et son environnement	49
IV.1. Contexte géologique général.....	49
IV.2. Aspects pétro-géochimiques	50
IV.3. Évolution du modèle de formation du Puy de Dôme	51
IV.3.a Le modèle initial de Lacroix-Glangeaud	51
IV.3.b L'apport des données pétrographiques	52
IV.3.c Le modèle synthétique	52

V. Analyse morpho-structurale.....	54
V.1. Le Puy de Dôme stricto sensu	54
V.2. Les systèmes volcaniques adjacents.....	57
V.2.a Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule	57
V.2.b Puy des Grosmanaux – Cratère Kilian.....	60
VI. Études géophysiques antérieures	63
Chapitre 3 Méthodes géophysiques	65
I. Introduction générale	67
II. Méthodes électriques.....	67
II.1. Introduction	67
II.1.a Une histoire de courant...	68
II.1.b Les applications de l'imagerie électrique	68
II.2. Aspects théoriques.....	70
II.2.a Définitions.....	70
II.2.b Équations fondamentales	71
II.2.c Propriétés électriques des roches.....	73
II.3. Dispositifs expérimentaux	75
II.3.a Panneaux électriques	75
II.3.b La méthode du roll-along	76
II.4. Acquisition des données ERT.....	76
II.4.a Investigation de la structure interne du Puy de Dôme	77
II.4.b La zone sommitale	79
III. Gravimétrie	81
III.1. Introduction	81
III.1.a Des idées de Galilée aux premières mesures de Bouguer	81
III.1.b Applications de la gravimétrie	82
III.2. Les principes fondamentaux.....	85
III.2.a Définitions et lois.....	85
III.2.b L'anomalie gravimétrique	86
III.2.c La densité des matériaux.....	90
III.3. Instruments de mesure.....	92
III.4. Acquisition des données	93
III.4.a Protocole de mesure	93
III.4.b Campagnes gravimétriques.....	94
IV. Méthodes magnétiques.....	97
IV.1. Introduction.....	97
IV.1.a Histoire du magnétisme	97
IV.1.b Les domaines d'application.....	98
IV.2. Théorie et fondamentaux	99
IV.2.a L'origine du magnétisme – aspects théoriques	99
IV.2.b Le champ magnétique.....	102
IV.3. Instruments de mesure	105
IV.4. Acquisition des données.....	106
Chapitre 4 Traitement et Inversion	109
I. Traitement numérique des données.....	111
I.1. Filtrage des données électriques	111
I.1.a Approche qualitative.....	111
I.1.b Homogénéisation des données	114
I.2. Traitement des données gravimétriques.....	115

I.2.a Incertitude sur les données.....	115
I.2.b Choix de la densité de correction	116
I.2.c Détermination de la tendance régionale.....	117
I.3. Traitement des données magnétiques.....	118
I.3.a Filtrage.....	118
I.3.b Extraction des signaux haute fréquence	119
I.3.c Calcul de la carte d'anomalies magnétiques.....	121
I.3.d Réduction au pôle.....	121
II. Modélisation inverse des données.....	123
II.1. Formalisme général du problème inverse	123
II.2. Cas de l'inversion gravimétrique.....	126
II.3. Problème inverse appliqué aux méthodes électriques.....	129
II.3.a Analyse de la double approche 2D-3D.....	130
II.3.b Qualité des modèles	133
II.4. Stratégie d'inversion des données du Puy de Dôme	135
II.4.a Données électriques.....	135
II.4.b Données gravimétriques.....	135
III. Modélisation directe	136

Chapitre 5 Structure interne du Puy de Dôme et des édifices volcaniques associés..... 139

I. Introduction	141
II. Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism (revised version)	143
Abstract	143
II.1. Introduction	143
II.2. Geological and structural context	145
II.3. Methodology and acquisitions.....	147
II.3.a Gravity survey	147
II.3.b Magnetic measurements.....	149
II.3.c Modelling methods.....	151
II.4. Results	152
II.4.a Qualitative description of anomaly maps	152
II.4.b Geophysical models	155
II.5. Interpretation and discussion	160
II.5.a The Puy de Dôme.....	160
II.5.b The surrounding volcanic structures	161
II.6. Conclusion.....	164
Acknowledgements	165
Appendix A. Supplementary geological data.....	166
A.1. Bac de Montmeyre core drilling	166
A.2. Structure of the granitic basement	166
Appendix B. Gravity data processing.....	168
B.1. Data reduction.....	168
B.2. Residual Bouguer anomaly computation	169
Appendix C. Magnetic data processing.....	171
C.1. Data filtering	171
C.2. Magnetic anomaly maps	171
References.....	173
III. 3D electrical imaging of the inner structure of a lava dome (in prep.).....	179
Abstract	179
III.1. Introduction	180
III.2. Geological and structural settings	181
III.3. ERT measurements	183

III.3.a Data acquisition	183
III.3.a Data processing	184
III.3.b Data processing	185
III.4. Inversion methods: 2D vs 3D	185
III.4.a Normal equation and model quality assessment	185
III.4.b 2D vs 3D approaches	187
1.1.2 2D approach characteristics	187
1.1.3 3D inverse method features	187
1.1.4 Numerical issues and solutions	189
III.5. Modelling results	190
III.5.a 2D/3D results comparison	190
III.5.b 3D models description	196
III.6. Interpretation	196
III.7. Discussion and conclusion	199
Acknowledgements	201
Appendix A. Supplementary geological data	202
Appendix B. RMS error analysis	203
Appendix C. Supplementary ERT data inversion models	204
Appendix D. DOI index for ERT inversion models	205
References	207

***Discussion et conclusion générale*** 211

I. Interprétation des modèles géophysiques..... 214

I.1. Le Puy de Dôme	214
I.2. Complexe volcanique du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule	219
I.3. Système volcanique du Puy des Grosmanaux – Cratère Kilian	222

II. Conclusion et perspectives 224

***Références*** 226

***Annexes*** 257

Annexe A1 259

Annexe A2 260

A2.1. MNT LiDAR haute résolution.....	260
A2.2. Carte volcanologique de la Chaîne des Puys	261
A2.3. Méthode de calcul de la carte de distribution des pentes du Puy de Dôme	263

Annexe A3 264

• Analyse pétrophysique sur échantillons	264
* Mesure de résistivité électrique	264
* Mesure de densité.....	265
* Résultats	266
• Log géologique du forage du Bac de Montmeyre	268

Introduction générale

Les dômes de lave sont à l'origine d'éruptions explosives très violentes, dont les phénomènes associés (écoulements pyroclastiques, avalanches de débris...) sont responsables de préjudices matériels et humains parfois considérables. L'observation de la croissance et des éruptions de nombreux dômes volcaniques (e.g. Montagne Pelée-1902, Santiaguito-1922, Mt St. Helens-1980) a permis de contraindre les phénomènes à l'origine de ces événements. La surveillance permanente d'édifices comme Soufrière Hills Volcano, permet de déterminer les mécanismes internes susceptibles de déclencher des éruptions volcaniques majeures et d'identifier les signes précurseurs à l'activité éruptive. Les modes de mise en place et l'évolution des dômes de lave ont été définis à partir des travaux portant sur l'analyse morpho-structurale des formations de surface, et sur l'étude des propriétés des magmas alimentant ces édifices. La compréhension des phénomènes éruptifs liés à l'activité des dômes passe également par la caractérisation de leur structure interne. Pour ce type de problématique, les techniques d'imagerie géophysique représentent un outil adapté. En effet, à partir de mesures de surface ou aéroportées, elles permettent de contraindre les caractéristiques des formations géologiques en profondeur (dont aucun indice en surface n'est disponible), avec des résolutions diverses. La combinaison de méthodes géophysiques différentes apporte des informations complémentaires qui fournissent des contraintes (géométriques, physico-chimiques...) nécessaires à l'amélioration des connaissances sur la structure des dômes de lave. Cependant, les risques et dangers associés aux éruptions des dômes volcaniques rendent les prospections géophysiques souvent délicates (voire impossibles) à mettre en œuvre *in situ*. Seuls quelques dômes, comme celui de la Soufrière de Guadeloupe par exemple, ont fait l'objet d'investigations géophysiques multi-méthodes, permettant ainsi de contraindre leur structure interne et l'évolution de leur dynamique au cours du temps.

Cette thèse propose donc l'étude géophysique et structurale d'un dôme volcanique de la Chaîne des Puys, le Puy de Dôme, dont la dernière éruption remonte à environ 10 000 ans. La structure interne de cet édifice, aujourd'hui éteint, est le reflet d'une histoire éruptive polyphasée. De plus, il offre la possibilité de comprendre l'architecture d'un dôme mature, car il n'apparaît pas avoir été affecté par des phénomènes de déstabilisation majeure depuis l'arrêt de son activité. Le Puy de Dôme a fait l'objet de multiples études naturalistes, qui, par analogie avec les observations faites sur des édifices actifs comme la Montagne Pelée, ont permis de définir les grandes lignes de sa construction et de son évolution. Ces travaux ont rapidement mis en évidence la complexité structurale du volcan, le rôle des structures

volcaniques préexistantes sur sa croissance, ainsi que les conséquences de son extrusion sur ces formations antérieures.

Afin d'améliorer le modèle général de sa construction, et dans le cadre d'un programme de développement d'une nouvelle technique d'imagerie, le Puy de Dôme est devenu le site expérimental du projet TOMUVOL¹, en 2010. Ce programme pluridisciplinaire repose sur le développement et la validation d'un instrument de tomographie muonique des volcans, en utilisant les flux naturels de muons atmosphériques. L'objectif de cette technique innovante est de caractériser la répartition 3D des densités au sein des édifices. Cette méthode, déjà mise en œuvre par d'autres équipes sur les dômes de la Soufrière de Guadeloupe et de plusieurs volcans japonais, fournit des informations complémentaires à celles obtenues grâce aux méthodes d'imagerie conventionnelles. Le projet TOMUVOL a notamment permis l'acquisition d'un levé LiDAR² haute résolution, utilisé pour le calcul d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) très détaillé. La présente étude s'intègre à la collaboration TOMUVOL dans une perspective de combinaison et d'inter-comparaison des méthodes géophysiques.

L'objectif de cette thèse est donc multiple :

- définir la structure du Puy de Dôme qui, de par sa complexité, est susceptible d'apporter des précisions sur le modèle plus général de mode de croissance des dômes volcaniques ;
- apporter des contraintes à l'histoire des événements éruptifs ayant eu lieu dans son environnement proche, dont certains épisodes volcaniques, jusqu'ici soupçonnés, sont clairement identifiés aujourd'hui ;
- fournir, un modèle géophysique synthétique du dôme, le plus complet et réaliste possible, en s'appuyant sur les nombreuses données géologiques disponibles, et ce, afin de le comparer aux résultats obtenus de l'imagerie muonique.

Le premier chapitre de ce manuscrit présente une synthèse des connaissances actuelles sur les dômes de laves. Il permet de détailler leurs caractéristiques morphologiques, et de définir les paramètres qui contrôlent la mise en place et l'évolution des dômes. Ce chapitre

¹ Tomographie MUonique des VOLcans - <http://www.tomuvol.fr/>

² Les données LiDAR (Light Detection and Ranging) utilisées lors de cette étude ont été acquises au sein d'un projet piloté par le Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique (CRAIG), et financées par le Conseil Général du Puy de Dôme, le Fonds Européen de Développement Régional (FEDER) et l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand (UBP).

aborde également les différents risques volcaniques associés à l'activité éruptive de ces édifices.

Le deuxième chapitre de ce mémoire de thèse présente le contexte géologique de la zone d'étude, depuis l'origine du volcanisme dans le Massif Central, jusqu'à la mise en place de la Chaîne des Puys. Il aborde ensuite une analyse morpho-structurale détaillée du Puy de Dôme et des structures volcaniques environnantes (complexe Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule et système Puy des Grosmanaux – Kilian). Enfin, ce chapitre traite de l'évolution du modèle géologique du Puy de Dôme, dont le dernier modèle, élaboré par *Camus* (1975), constitue la base de ce travail.

Le troisième chapitre de ce mémoire décrit les différentes méthodes géophysiques mises en œuvre sur le Puy de Dôme et ses environs, entre 2011 et 2014. Trois techniques d'imagerie ont été utilisées pour ausculter le dôme, à des échelles et des profondeurs différentes : la tomographie des résistivités électriques (*ERT – Electrical Resistivity Tomography*, étude du dôme *stricto sensu* et de sa partie sommitale) et les méthodes gravimétriques et magnétiques (analyse des structures superficielles et contrainte sur les formations géologiques plus profondes).

Le quatrième chapitre de cette thèse aborde les techniques de traitement numérique utilisées pour le filtrage des données géophysiques et le calcul des anomalies gravimétriques et magnétiques. Cette partie aborde également la problématique d'inversion des données, appliquée au calcul de modèles géophysiques 2D et 3D, ainsi que le principe de la modélisation directe, utilisée pour l'étude des anomalies gravimétriques et magnétiques.

Le cinquième chapitre de ce manuscrit présente les résultats de cette étude, sous forme d'articles complémentaires, qui seront prochainement soumis à *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Le premier article traite de l'analyse et de la modélisation des données gravimétriques et magnétiques acquises sur le Puy de Dôme et sa zone proximale. L'élaboration de modèles directs 2D des données gravimétriques et magnétiques, ainsi que le calcul d'un modèle d'inversion 3D de la distribution des densités en profondeur, ont été réalisés. Les résultats mettent en évidence la complexité de la structure interne du Puy de Dôme, et permettent de proposer des hypothèses sur l'origine des structures tectoniques identifiées dans les zones situées au nord et au sud du dôme. Le second article, consacré à l'analyse des données de résistivités électriques uniquement, offre une approche inédite d'inversion 3D des données électriques, ainsi qu'une comparaison des résultats d'inversion 2D et 3D. Enfin, le modèle 3D de distribution des résistivités électriques sur le Puy de Dôme

permet de contraindre la structure globale de l'édifice, et de mettre en évidence la forte hétérogénéité de sa partie sommitale.

L'étude combinée des différents modèles géophysiques permet de déterminer un modèle géologique global de la structure interne du Puy de Dôme et des formations volcaniques environnantes. Ces résultats apportent également des contraintes sur le mode de mise en place et le dynamisme éruptif de ce dôme, et plus largement sur la croissance et l'évolution des dômes de lave.

Chapitre 1

Les dômes volcaniques

I. Généralités

I.1. Définitions et caractéristiques globales

Les dômes de lave sont définis comme des extrusions de magma visqueux et dégazé, qui s'accumulent autour d'un événement éruptif, et forment des amas de roches refroidies en surface (Williams, 1932; Blake, 1990; Iverson, 1990; Fink et Anderson, 2000; Melnik et al., 2011; Calder et al., 2015). Leur morphologie, souvent abrupte, est liée à la rhéologie des laves qui les composent, ainsi qu'à l'environnement dans lequel ils se mettent en place (e.g. Huppert et al., 1982; Blake, 1990). Les dômes volcaniques terrestres se concentrent majoritairement au niveau des zones de convergence des plaques. Quelques-uns se sont mis en place en contexte sous-marin, comme le dôme du Tate-iwa au Japon (Goto et Tsuchiya, 2004), ou celui de l'île de Ponza en Italie (DeRita et al., 2001), qui datent du Néogène et sont aujourd'hui émergés. Il existe aussi des dômes volcaniques sur d'autres planètes et satellites de notre système solaire, comme la Lune (le complexe de Gruithuisen, Spudis, 2015), ou encore Vénus (le complexe Alpha Regio, Ivanov et al., 2015).

La *Figure 1.1* regroupe les principales caractéristiques associées aux dômes volcaniques. La croissance d'un dôme se fait sur des périodes de temps allant de quelques heures, comme le dôme du Mont Redoubt³ en 1990 (Miller, 1994), à quelques années pour le complexe du Santiaguito (Rose, 1987). Les taux d'extrusion du magma à l'événement s'étendent en moyenne de $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les plus faibles à quelques dizaines de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (e.g. $35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en avril 2009 au Mont Redoubt, Diefenbach et al., 2013), atteignant parfois, sur de courtes périodes, des valeurs plus élevées (centaines de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (*Figure 1.1*). La composition des laves qui forment les dômes s'étend des basaltes (Semeru-1946 ou dômes sous-marins, Smellie et al., 1998; White et al., 2000; DeRita et al., 2001; Goto et Tsuchiya, 2004) aux rhyolites dont sont constituées les extrusions liées aux éruptions de l'Obsidian Dome (Vogel et al., 1989), du Chaitén (Pallister et al., 2013) ou encore celle du Novarupta en 1912 (Fierstein et Hildreth, 1992). Cependant, la grande majorité des dômes volcaniques est constituée de roches de compositions andésitiques (e.g. Augustine, Lascar, Soufrière Hills Volcano) ou dacitiques (e.g. Mont St. Helens, Unzen). Les dômes volcaniques présentent des morphologies variées, allant de structures tabulaires de grandes dimensions (e.g. Chao, Chillahuita au Chili) à des formes très escarpées (e.g. Nevado de Colima, Mont Usu), voire des aiguilles de lave dont le

³ L'emplacement géographique des édifices les moins connus est indiqué dans le texte. La localisation de l'ensemble des volcans cités dans ce chapitre est présentée dans une carte en Annexe A1 pour plus de lisibilité.

diamètre à la base ne mesure que quelques dizaines de mètres (*e.g.* les aiguilles de la Mitad, Santiaguito, *Rose, 1972*).

Durée de formation des dômes	Heures <i>Redoubt (1990)</i> <i>(Miller, 1994)</i>	Jours <i>Sinabung (2015)</i>	Mois <i>Soufrière Volcano (1979)</i> <i>(Huppert et al., 1982)</i>	Années <i>Santiaguito (1922-1975)</i> <i>(Rose, 1987)</i>
Taux d'extrusion	0,01 m ³ .s ⁻¹ <i>Merapi (~0,04 m³.s⁻¹)</i> <i>(Siswowardjojo et al., 1995)</i>	~13 m ³ .s ⁻¹ en 1997 <i>Soufrière Hills Volcano</i> <i>(Calder et al., 2002)</i>		100 m ³ .s ⁻¹ <i>Rinjani (~120 m³.s⁻¹ en 1945)</i> <i>(Newhall and Melson, 1983)</i>
Composition des laves	Basalte <i>Semeru (1946)</i> <i>(Calder et al., 2015)</i>	Andésite <i>Augustine (2006)</i> <i>(Power et al., 2010)</i>	Dacite <i>Mont St. Helens</i> <i>(Swanson et Holcomb, 1999)</i>	Rhyolite <i>Chaitén</i> <i>(Pallister, 2013)</i>
Morphologies et dimensions	Escarpée <i>Nevado de Colima</i> Quelques 10 ⁿ -100 ⁿ m	Tabulaire <i>Chillahuita (Chile)</i> <i>(de Silva, 1994)</i> Plusieurs km		
Aléas volcaniques associés	Explosions <i>Merapi (2010)</i> <i>(Komorowski et al., 2013)</i>	Ecoulements pyroclastiques <i>Montagne Pelée (1902)</i> <i>(Lacroix, 1904)</i>	Lahars <i>Pinatubo (1991)</i> <i>(Newhall et Punongbayan, 1996)</i>	Tsunami <i>Unzen (1792)</i> <i>(Auker et al., 2013)</i>

Figure 1.1 - Principales caractéristiques associées aux dômes volcaniques. Les gammes de de variations observées pour chaque paramètre sont indiquées, en s'appuyant sur exemples naturels. Les dates entre parenthèses représentent des éruptions spécifiques. (D'après *Calder et al., 2015*).

Les risques liés à la mise en place et surtout à l'évolution des dômes volcaniques sont nombreux (*section IV de ce chapitre*). Les éruptions explosives fréquentes sont associées à des écoulements pyroclastiques, parfois très meurtriers (*e.g.* Montagne Pelée-1902). Des phénomènes secondaires comme des tsunamis ou des lahars sont aussi responsables d'importantes pertes humaines et matérielles (*Auker et al., 2013*).

I.2. Les types de dômes volcaniques

Fink et Griffiths (1998) soulèvent le problème de la classification des dômes volcaniques pour conclure que cela représente un exercice délicat et très subjectif. En effet, les critères utilisés ne sont pas tous discriminants, et chaque dôme est relativement unique.

Avant d'aborder le sujet de la classification des dômes, il est primordial de définir les deux grands mécanismes intervenant lors de leur mise en place. La croissance endogène est définie comme l'expansion du dôme sous l'effet d'un flux magmatique sous-jacent. Lorsque le magma s'épanche directement depuis l'évent (durant les premiers stades de la mise en place des dômes), ou qu'il se fraie un chemin à travers la structure du dôme lui-même, il

s'agit d'un processus exogène. Ce type de croissance est aussi à l'origine des aiguilles de lave visibles sur certains volcans (e.g. Montagne Pelée en 1902-1903, Sinabung actuellement).

Une première classification de différents types de dômes, proposée par *Williams* (1932), est uniquement basée sur l'observation (très détaillée et assez complète) des caractéristiques morphologiques des dômes. Les apports des études théoriques (*Iverson*, 1990) et de la modélisation analogique (*Blake*, 1990; *Fink et Griffiths*, 1998) ont permis de définir quatre familles de dômes (*Figure 1.2*) :

- les dômes hérissés (*spiny*) : hauts et abrupts, ils arborent parfois des aiguilles subverticales de lave massive, dont la surface est lisse et les flancs parfois courbés. Ce type d'extrusion, très instable, est à l'origine d'effondrements fréquents. L'extrusion continue de lave sur les pentes de ces dômes peut donner lieu à des coulées épaisses. Les dômes de la Soufrière de Guadeloupe, du Kelut (*Figure 1.2a*) ou encore du Paluweh sont des exemples de dômes hérissés ;
- les dômes à lobes (*lobate*) : leur croissance initiale, exogène, évolue rapidement vers une mise en place endogène. Ils sont constitués de structures rocheuses distinctes (les lobes) qui se mettent en place séquentiellement, le plus souvent à partir d'un événement central (e.g. Mont St. Helens, Soufrière Hills Volcano, Sinabung) (*Figure 1.2b*). Chaque lobe se propage dans une direction unique ;
- les dômes lamellaires (*platy*) : ils peuvent être considérés comme des dômes à lobes, ces derniers étant alors moins bien définis et se propageant tout autour de l'événement. La mise en place des dômes de la Soufrière Volcano (St. Vincent, *Figure 1.2c*), de l'Awu, ou encore récemment celui du Mont Cleveland, est issue d'un régime lamellaire ;
- les dômes axisymétriques ou dômes coulées : peu élevés, ils offrent des contours relativement réguliers et leurs dimensions sont plus importantes que celles de la catégorie précédente. Il est d'ailleurs parfois délicat de distinguer ces dômes de coulées très épaisses. L'Obsidian Dome, ainsi que les dômes dacitiques de l'altiplano chilien (Chao, Chillahuita (*Figure 1.2d*), Cerro Chanka, *de Silva et al.*, 1994) font partie de cette catégorie.

Si certains dômes comme ceux illustrés sur la *Figure 1.2* appartiennent à une catégorie précise, la plupart des édifices vont montrer, au cours de leur évolution, différents aspects.

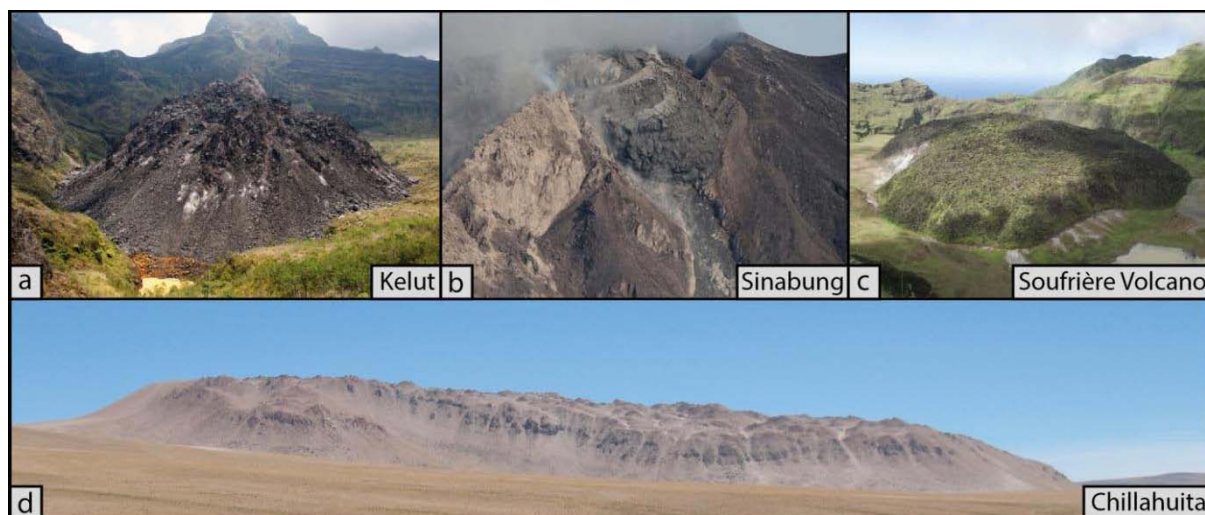


Figure 1.2 - Exemples des différents types de dômes volcaniques : a) dôme hérissé du Kelut en 2011 (Indonésie ; Photo © Ø.L. Andersen), b) extrusion d'un lobe au Sinabung en 2015 (Indonésie ; Photo © Maz Yons), c) dôme lamellaire de la Soufrière Volcano mis en place en 1979 (St. Vincent ; Photo © P. Cole, 2014) et d) dôme coulée de Chillahuita (Chili ; Photo © de Silva, 2009).

Pour finir, les cryptodômes forment une catégorie à part. Mis en place par des processus totalement endogènes, ils ne sont pas directement observables et sont donc difficiles à étudier. Leur présence à l'intérieur de dômes actifs a néanmoins pu être mise en évidence (e.g. Goto *et al.*, 2004; Jutzeler *et al.*, 2011; Nishiyama *et al.*, 2014). De plus, leur rôle dans plusieurs grands effondrements d'édifices volcaniques a aussi été démontré (e.g. Belousov *et al.*, 2007) : éruption du Bezymianny en 1956 (Gorshkov, 1959) ou celle du Mont St. Helens en 1980 (Lipman *et Mullineaux*, 1981).

I.3. Contexte géodynamique et environnement

Les dômes volcaniques sont très présents dans les zones de subduction, où la fusion partielle et les processus ultérieurs sont à l'origine de magmas très visqueux et riches en volatils (Hale, 2008). Ils se mettent toutefois en place dans des contextes volcaniques très variés (Annexe A1). La plupart d'entre eux ne représentent pas des édifices à part entière, mais plutôt des épisodes éruptifs précis durant l'activité d'un volcan composite de plus grande extension. Les cratères sommitaux de stratovolcans, comme le Volcán de Colima, le Merapi, le Mayon, ou encore le Popocatépetl, sont plus ou moins régulièrement le siège de l'extrusion de dômes. De petit volume, ces derniers forment de véritables bouchons au sommet des conduits volcaniques. Parfois, des dômes volcaniques ou complexes de dômes volcaniques se mettent en place dans de vastes cicatrices d'effondrement, issues d'éruptions paroxysmales. Ainsi, le complexe du Santiaguito est actuellement localisé à l'intérieur de la cicatrice

d'effondrement de 1902 du stratovolcan Santa Maria (VEI⁴ 6 ; Rose, 1972, 1987). Suite à l'éruption de 1980 du Mont St Helens (VEI 5 ; Lipman et Mullineaux, 1981), une série d'extrusions s'est développée à l'intérieur des vestiges de l'édifice initial. Les complexes de dômes volcaniques regroupent quant à eux plusieurs édifices, les plus jeunes se juxtaposant ou se superposant aux plus anciens. Ils forment alors des volumes de roches extrudées beaucoup plus importants que les simples dômes de cratère. Les complexes du Ticsani (e.g. Lavallée et al., 2009), de Mono Craters (e.g. Bailey, 1989; Hildreth, 2004), de Chaos Crags (e.g. Christiansen et al., 2002), ou encore de South Sister (e.g. Fierstein et al., 2011) sont des exemples d'ensembles de dômes volcaniques.

Il existe aussi des dômes indépendants, constituant des structures individuelles non contenues : les dômes volcaniques monogéniques. Principalement concentrés dans des champs volcaniques éponymes, ils y sont néanmoins peu nombreux, et sont de ce fait assez rares et mal étudiés (de Silva et Lindsay, 2015). Plusieurs chaînes d'édifices monogéniques renferment des dômes de laves (Németh, 2010; Valentine et Connor, 2015) : la Chaîne des Puys (4 dômes trachytiques, Boivin et al., 2009), l'Eifel Volcanic Field (5-7 dômes, Schmincke, 2007), la Coso Range (États-Unis, 38 dômes rhyolitiques, Bacon et al., 1980), la Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexique, 43 dômes ; Hasenaka et Carmichael, 1985) ou encore le San Francisco Volcanic Field (8 complexes de dômes ; Tanaka et al., 1986). Les contextes géodynamiques associés à ces différentes provinces volcaniques sont néanmoins très complexes. La chaîne du Michoacán-Guanajuato se trouve à proximité d'une zone de subduction, alors que la Chaîne des Puys et les volcans d'Eifel appartiennent à des processus volcaniques intraplaques très particuliers (Chapitre 2).

II. Structure des dômes volcaniques

II.1. Rhéologie des laves

Les magmas sont généralement constitués de trois phases : le liquide silicaté, les cristaux et les volatils. Leur extrusion étant relativement lente dans le cas de la mise en place des dômes volcaniques, ils vont être soumis à un rééquilibrage en pression et en température avec leur environnement (Calder et al., 2015). D'un point de vue pétrologique, les roches qui composent les dômes présentent une structure microlitique (Calder et al., 2015) riche en cristaux. La phase cristalline des roches en surface varie entre 50%, comme les laves du Mont

⁴ Volcanic Explosivity Index - Indice d'explosivité volcanique

Unzen, et 80% pour les laves du Bezymianny par exemple (Lavallée et al., 2007), et peuvent atteindre jusqu'à 95% (Melnik et al., 2011). Ces caractéristiques pétrographiques sont le résultat de l'exsolution des gaz (essentiellement l'eau) au cours de l'ascension (Cashman et Blundy, 2000). Ce phénomène, dû à la décompression des liquides silicatés, diminue la température du liquidus et déclenche ainsi la cristallisation (Sparks et al., 2000).

D'un point de vue rhéologique le magma est un fluide visqueux (Cashman et Sparks, 2013). La rhéologie, qui traduit la résistance à l'écoulement d'un matériau, dépend de la température, de la composition du liquide silicaté et de la proportion de particules en suspension dans ce liquide (cristaux ou bulles de gaz) (e.g. Dingwell, 2006; Giordano et al., 2008). La viscosité importante des magmas à l'origine des dômes est due à leur température relativement peu élevée (estimée entre 750-900°C par Melnik et al., 2011) ainsi qu'à la forte cristallisation partielle dont ils sont affectés dès leurs

zones de stockage en profondeur (Sparks et al., 2000). Qui plus est, la viscosité va être modifiée par divers processus lors de l'ascension magmatique le long des conduits superficiels. L'exsolution des gaz va accroître la viscosité de deux manières (Watts et al., 2002) : l'exsolution à proprement parler augmente la viscosité du liquide interstitiel, et la cristallisation qui en résulte augmente la partie solide du magma et donc sa viscosité globale (Figure 1.3). La formation de cristaux, fait évoluer le magma d'un comportement newtonien (déformation proportionnelle à la contrainte appliquée) vers un comportement non-newtonien (e.g. Watts et al., 2002; Cordonnier et al., 2009; Lavallée et al., 2012). Un seuil de fraction cristalline de 40% en volume marque la limite entre les deux régimes (Figure 1.3).

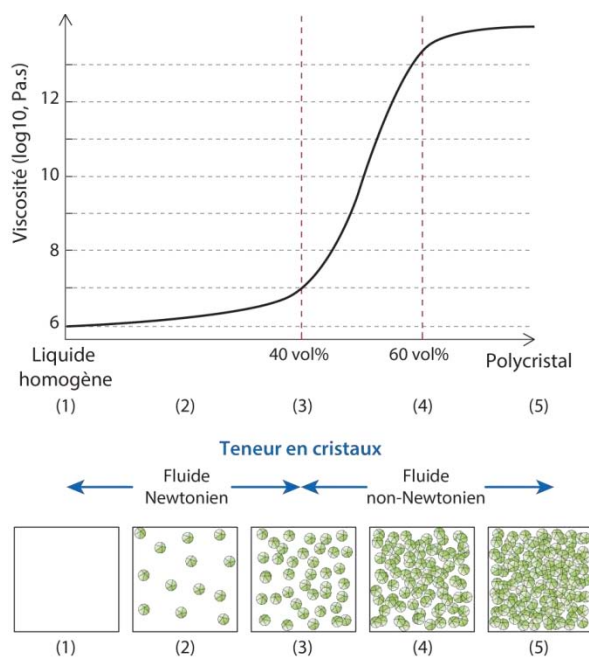


Figure 1.3 - Effet de la croissance des cristaux par exsolution des gaz sur la rhéologie des magmas. La limite de 40 vol% de teneur en particules représente le seuil de cristallinité Φ_{max} en deçà duquel le magma a un comportement newtonien et au-delà duquel il devient un fluide non-newtonien (modifiée d'après Lejeune et Richet, 1995; Cashman et Sparks, 2013).

Les magmas riches en particules solides sont également caractérisés par un comportement rhéofluidifiant (e.g. Caricchi et al., 2007; Cordonnier et al., 2009;

Lavallée et al., 2012) : soumis à des vitesses de déformation de plus en plus grandes, la viscosité va évoluer en sens inverse, c'est à dire en diminuant, et ce malgré la fraction solide. Cela est dû à la réorganisation des cristaux dans les magmas au sein desquels se forment des zones de cisaillement (*Caricchi et al.*, 2007) (*Figure 1.4*).

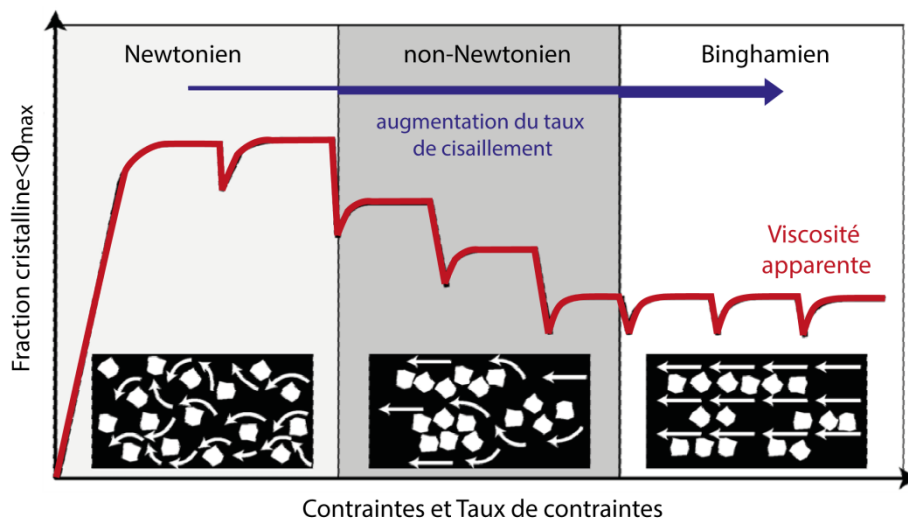


Figure 1.4 - Évolution de la fraction cristalline et de la viscosité apparente vis-à-vis du taux de contraintes appliquées. Φ_{max} correspond au seuil de cristallinité de 40 vol% (jusqu'à 50 vol% sous des taux de contraintes élevés). (Modifiée d'après *Caricchi et al.*, 2007).

La fraction cristalline peut donc contribuer à la fois à l'augmentation et/ou à la diminution de la viscosité d'un magma. Des études expérimentales sur les laves du Volcán de Colima ont aussi mis en évidence une évolution vers un comportement fragile de ces magmas avec l'augmentation des contraintes (*Lavallée et al.*, 2012). En effet, l'accroissement de la fraction solide peut créer des zones d'accumulation des particules et rendre la viscosité apparente des magmas hétérogène (*Cordonnier et al.*, 2009). Par conséquent, si les magmas sont considérés comme des fluides visqueux macroscopiquement (viscosité apparente), ils peuvent aussi présenter un comportement fragile discontinu très localement. Ces caractéristiques pétro-rhéologiques sont à l'origine des diversités morphologiques et texturales visibles sur les dômes de lave.

II.2. Structure superficielle

I.1.a Morphologie de surface

Au cours de leur croissance, les dômes volcaniques peuvent afficher une large gamme de morphologies de surface et de textures (*Calder et al.*, 2015). Cela provient de l'interaction

entre les conditions internes de croissance (taux d'extrusion et rhéologie des magmas) et l'environnement de mise en place (Hale *et al.*, 2009; Cashman et Sparks, 2013). De manière générale, les dômes sont constitués de trois parties : la carapace, qui représente la couche de roche superficielle en contact avec l'environnement, la partie interne, ou le cœur, à l'abri de cette enveloppe, et enfin le talus qui constitue la partie externe du pied de l'édifice (Figure 1.5).

Le talus est constitué de matériaux non consolidés, provenant des déstabilisations locales et mineures qui affectent la carapace lors de la croissance du dôme. Ces dépôts peuvent représenter une masse très importante du volume total de l'édifice (e.g. Soufrière Hills Volcano, Wadge *et al.*, 2009). À

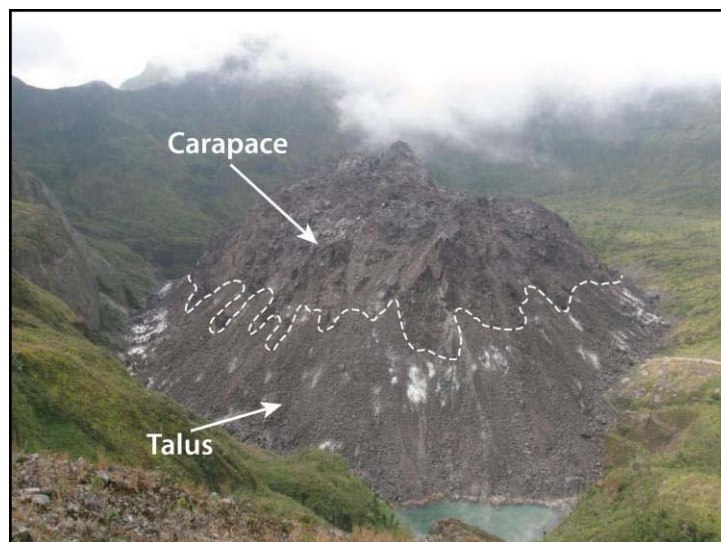


Figure 1.5 - Structure générale d'un dôme de lave dont la carapace protège un cœur plus chaud et ductile. Au pied du dôme, le talus est issu d'effondrements mineurs de la carapace. Dôme du Kelut en 2007 (Photo © A. Melchior).

l'inverse, les dômes lamellaires ou dômes coulées, ne présentent aucun talus, comme le dôme de la Soufrière Volcano (Huppert *et al.*, 1982). Le cœur du dôme est quant à lui composé de lave ductile, pouvant être déformée sous l'effet de contraintes qui sont généralement localisées le long des parois du conduit et au niveau des bordures du dôme (Calder *et al.*, 2015). La carapace, fragile, peut présenter deux types de surface : soit une surface lisse, si la lave est non-vésiculée et issue d'une extrusion lente (dégazage efficace), soit un aspect scoriacé, formé par des laves très vésiculaires mises en place lors d'une ascension du magma plus rapide. Des processus de dégazage magmatique et de précipitation de cristobalite dans les vésicule de la roche favorisent l'imperméabilisation de la carapace (Boudon *et al.*, 2015). Enfin, les contraintes éruptives, l'efficacité du dégazage et l'effet de la contraction thermique sont à l'origine de la fragilité des laves en surface, et donc des phénomènes de bréchification ou de prismation (Sparks, 1997).

Les morphologies présentes à la surface des dômes sont très variées. Watts *et al.* (2002) ont défini, grâce aux observations menées sur Soufrière Hills Volcano, une série de structures

de surface caractéristiques de la mise en place des dômes volcaniques (Figure 1.6). Elles sont essentiellement contrôlées par le taux d'effusion du magma en surface.

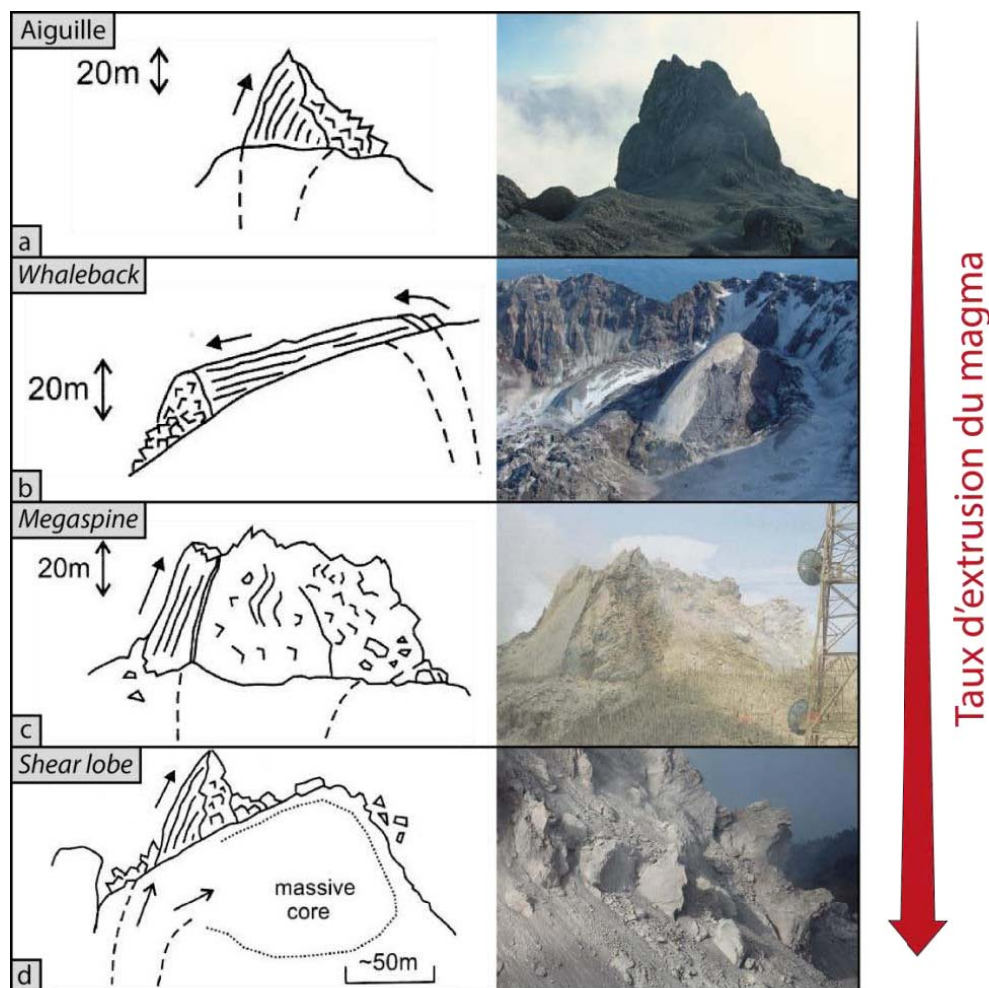


Figure 1.6 - Structures de surface des dômes volcaniques illustrées par des exemples naturels (Watts et al., 2002) : a) aiguille de lave au sommet de la Soufrière de Guadeloupe, en 2009 (Photo © P. Boivin), b) extrusion de type “whaleback” au Mont St. Helens, en 2004 (Photo © S. Schilling), c) “megaspine” au sommet de Soufrière Hills Volcano, en 1996 (Watts et al., 2002) et d) lobes d’extrusion sur le dôme de lave du Paluweh (Photo © Richard Roscoe).

Au cours de leur évolution, les dômes présentent souvent des aiguilles de lave solidifiées. De grandes dimensions (plusieurs dizaines de mètres), elles peuvent se former de manière individuelle (e.g. Sinabung-2015 ; Soufrière de Guadeloupe-2009, Figure 1.6a) ou constituer des structures beaucoup plus imposantes appelées “megaspines” (e.g. Soufrière Hills Volcano-1996, Figure 1.6c) (Watts et al., 2002). Leur géométrie en fait des formations davantage susceptibles de se déstabiliser (e.g. Montagne Pelée-1902, Lacroix, 1904). Les extrusions de lave peuvent aussi prendre des formes très particulières, dite en “whaleback” (dos de baleine), comme cela a été observé sur le dôme du Mont St. Helens (Major et al.,

2005) (*Figure 1.6b*) ou encore à Soufrière Hills Volcano (*Michaut et al., 2013*). Leur surface est lisse, et elles sont associées à de faibles taux d'extrusion. La croissance des dômes se fait essentiellement par extrusion de lobes (“*shear lobes*”, *Watts et al., 2002*) ; ils croissent depuis l'événement éruptif vers la surface, et donnent cet aspect hérissé à la carapace des dômes (e.g. Paluweh, *Figure 1.6d*). Enfin, certains dômes volcaniques affichent des “*crease structures*” : Mont St. Helens en 1981 (*Figure 1.7a*) et Mont Unzen en 1991 (*Figure 1.7b*) (*Nakada et al., 1999*), Mont Redoubt en 1990 (*Miller, 1994*) ou encore Shiveluch en 2005 (*Ramsey et al., 2012*). Assez rares, ces structures se forment par l'extrusion de magma le long d'une fissure éruptive de part et d'autre de laquelle la lave émise affiche une forme lisse et incurvée, qui évolue rapidement vers des textures très scoriacées (*Anderson et Fink, 1992*).

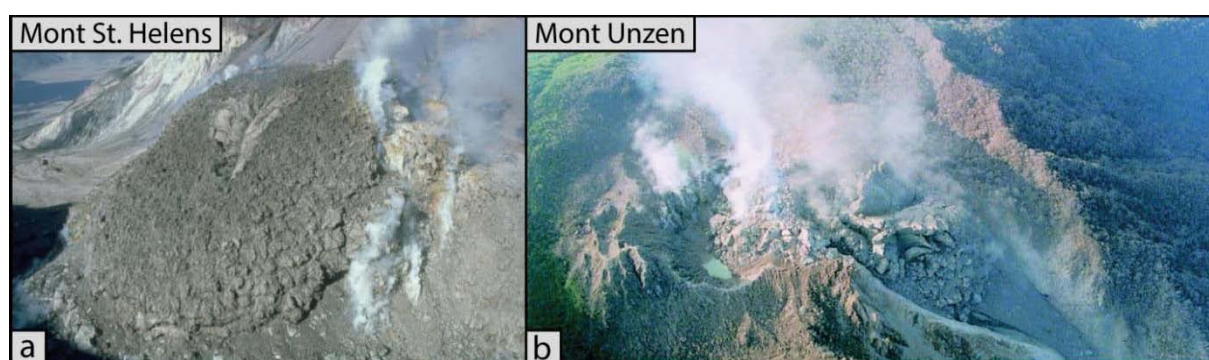


Figure 1.7 - Morphologies de type “*crease structure*” observées sur les dômes du Mont St. Helens, en 1981 (a ; Photo © USGS/CVO) et du Mont Unzen, en 1991 (b ; *Nakada et al., 1999*).

I.1.b Texture des laves

La morphologie de surface des dômes volcaniques donne des indices quant à la texture de la lave qui les compose. *Anderson et Fink (1990)* ont montré que les laves présentant des surfaces lisses étaient peu vésiculaires, les rares vésicules observées montrant alors des formes très irrégulières. À l'inverse, les laves très scoriacées, contiennent des vésicules en grande quantité. Elles sont alors très irrégulières et présentent, en plus, un étirement perpendiculaire à la surface d'écoulement (*Anderson et Fink, 1990*). L'irrégularité des vésicules est étroitement liée à la présence de phénocristaux. En effet, les laves constituant les dômes volcaniques sont très riches en fraction solide (*Calder et al., 2015, section II.1 de ce chapitre*). La cristallisation des laves lors de la mise en place des dômes volcaniques est principalement contrôlée par la vitesse d'ascension des magmas, et donc par le taux d'effusion. Ce dernier joue, par conséquent, un rôle important sur la texture des laves (*Sparks et al., 2000*). La porosité des laves constituant les dômes est intimement liée à leur vésicularité. À l'échelle d'un dôme, elle varie de manière importante, de l'intérieur vers

l'extérieur (Calder *et al.*, 2015). De plus, la connectivité des pores à l'intérieur de la roche entraîne des perméabilités élevées même dans les zones où la porosité est parfois faible (partie interne).

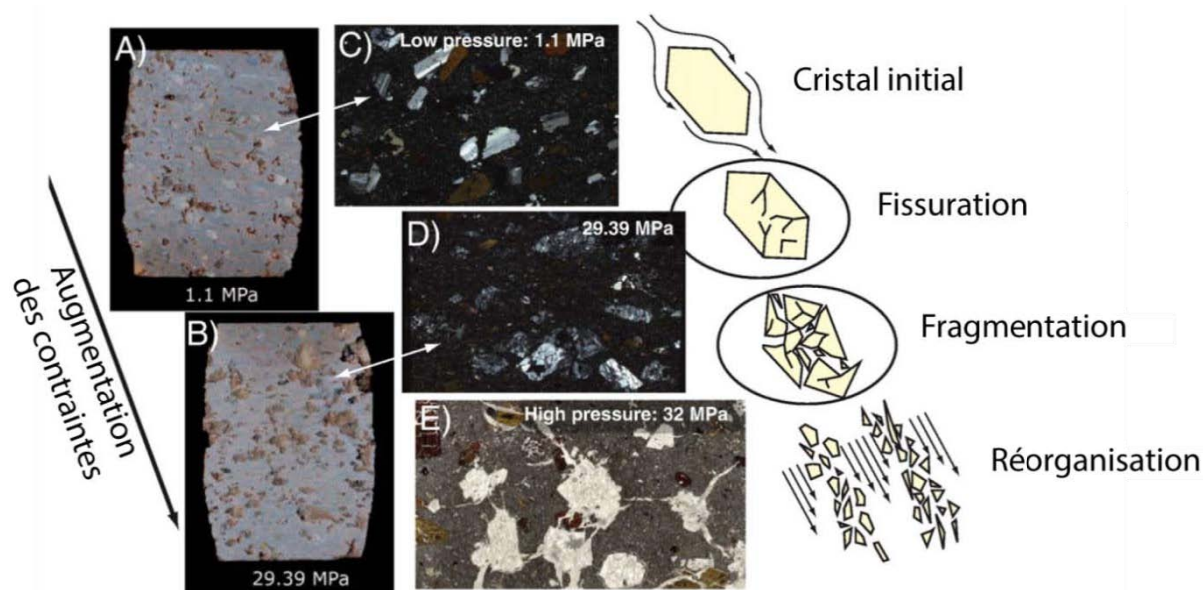


Figure 1.8 - Évolution de la structure cristallographique des laves à l'origine des dômes sous l'application de contraintes croissantes, à température constante, sur un échantillon de lave du Mont Unzen (modifiée d'après Cordonnier *et al.*, 2009). La contrainte ainsi que la quantité de cristaux sont à l'origine d'une diminution de la viscosité des magmas.

Enfin, l'étude microscopique des laves associées aux dômes volcaniques a mis en évidence la présence de fragments de cristaux dans certaines d'entre elles (Allen *et McPhie*, 2003). La taille et la forme de ces cristaux suggèrent qu'ils sont issus de la dislocation de phénocristaux, sous l'effet d'un champ de contraintes externe, lors de la remontée et de la mise en place des magmas (Cordonnier *et al.*, 2009). En effet, des mesures expérimentales ont montré que l'augmentation du champ de contraintes à différentes pressions, sur des échantillons de lave du Mont Unzen, entraîne une fissuration suivie d'une fragmentation des phénocristaux de plagioclases (les plus sensibles à la contrainte) (Figure 1.8). Finalement, alors que l'augmentation de la fraction cristalline à l'intérieur des magmas leur confère localement un comportement fragile et augmente leur viscosité générale, une quantité importante de particules solides va avoir tendance à accentuer la fragmentation des phénocristaux, dont la réorganisation crée des bandes de cisaillement favorisant l'écoulement, et ce malgré les contraintes extrêmes.

II.3. Structure interne

I.1.a Apports de la modélisation

La structure interne des dômes volcaniques et son évolution au cours du temps est très difficile à contraindre pour deux raisons : 1) l'activité éruptive restreint les méthodes d'observation, et 2) les éléments mis à jour par les processus d'érosion ne représentent que l'état final de mise en place. L'utilisation des approches de modélisation a donc été une étape importante et nécessaire. La première étude menée par *Huppert et al.* (1982) a été suivie de nombreux travaux visant à reproduire les morphologies observées en surface grâce à la modélisation théorique (*Iverson*, 1990) et surtout analogique (*e.g. Blake*, 1990; *Fink et Bridges*, 1995; *Fink et Griffiths*, 1998). Ces études pionnières ont posé les bases de nos connaissances sur le dynamisme éruptif des dômes, leur évolution au cours du temps et leur structure globale (carapace, cœur et talus). Cette configuration en trois parties est d'ailleurs la base de plusieurs travaux de modélisation numérique (*e.g. Hale*, 2008; *Hale et al.*, 2009). La relation dôme-talus (agencement et croissance), et plus particulièrement l'identification de zones de faiblesses potentielles à l'interface de ces deux parties, est ainsi devenue un paramètre important dans l'évaluation des risques d'effondrement (*Hale et al.*, 2009). Les modélisations numériques 2D effectuées par *Husain et al.* (2014) ont aussi confirmé l'effet du taux d'extrusion sur la structure interne globale des dômes volcaniques.

La structure interne des dômes est en réalité plus complexe que le simple modèle en trois parties décrit précédemment. Les mouvements de matière à l'intérieur des dômes au cours de leur croissance sont contrôlés par l'équilibre entre force d'injection (maximale au centre du conduit) et gravité (qui devient prépondérante avec l'éloignement à la zone d'alimentation) (*Buisson et Merle*, 2002). Cela donne naissance à des déplacements paraboliques et symétriques depuis le conduit d'alimentation vers la périphérie du dôme (*Figure 1.9a*) (*Buisson et Merle*, 2002, 2004). Néanmoins, un dôme volcanique ne peut être considéré comme un édifice homogène issu d'une croissance continue et uniforme. En effet, la cyclicité et la croissance d'extrusions successives sont des phénomènes clairement identifiés sur des édifices actifs (*e.g. Swanson et al.*, 1987a; *Loughlin et al.*, 2002; *Harris et al.*, 2003) (*section III.1 de ce chapitre*). Ce processus a d'ailleurs été modélisé par *Závada et al.* (2009), qui proposent le scénario de croissance suivant (*Figure 1.9b*) : (1) soulèvement de la surface à l'aplomb de la zone d'alimentation et fracturation radiale, (2) émergence d'une extrusion qui s'étale latéralement de manière axisymétrique, (3) phase de

repos, et (4) initiation d'une croissance endogène rapidement suivie de l'extrusion exogène d'un nouveau lobe. De plus, les expériences réalisées par ces auteurs confirment que la durée des périodes de repos augmente avec la dimension du dôme, comme cela a été observé sur le dôme du Santiaguito (Rose, 1987; Harris *et al.*, 2003). Le couplage de la modélisation analogique classique avec des mesures ASM⁵ sur les modèles obtenus a confirmé la grande complexité de l'intérieur des dômes volcaniques (Závada *et al.*, 2009). En effet, la mise en place d'un nouveau lobe de lave va agir sur les structures déjà présentes (déformation principalement), mais va aussi être contrôlée par ces mêmes structures (Figure 1.9b). D'une part, la genèse de nouveaux lobes à l'intérieur du conduit est possible grâce à la création de zones de cisaillement le long des parois formées par lobes précédents. D'autre part, la présence d'anciens lobes de lave partiellement refroidie contraint l'extrusion à se diriger, en cours de croissance, dans la direction opposée à celle du lobe précédent. C'est ainsi que les expériences de Závada *et al.* (2009) ont permis d'expliquer les mécanismes observés sur le Mont St. Helens entre 1980 et 1986 (Swanson *et al.*, 1987a).

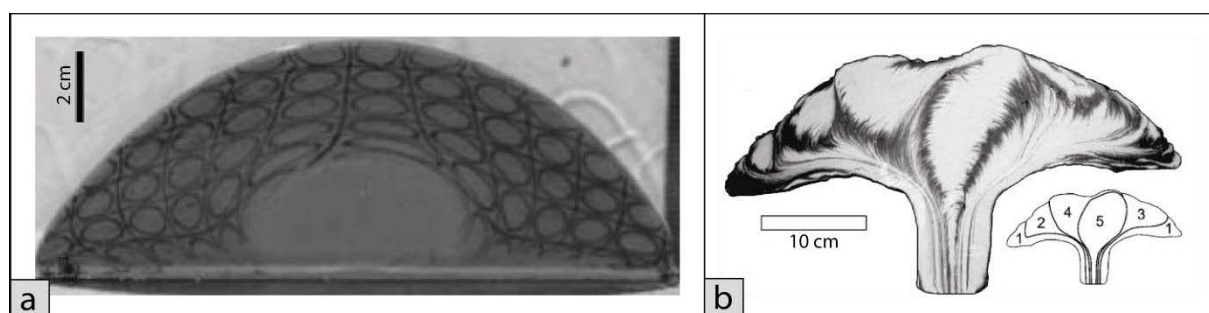


Figure 1.9 - Étude de la structure interne des dômes volcaniques par modélisation analogique : a) contrainte sur la déformation liée à l'afflux de matière à l'intérieur d'un dôme simplifié (Buisson et Merle, 2002) et b) effet sur la structure interne de l'extrusion de lobes successifs (Závada *et al.*, 2009).

I.1.b Approche géophysique

Les modèles, numériques et/ou analogiques, s'intéressent aux modes de formation et d'évolution des dômes volcaniques. L'imagerie géophysique permet quant à elle de comprendre leur dynamisme dans le cas de dômes actifs, ou de caractériser leur structure interne lorsqu'elle s'intéresse à des dômes plus anciens. Les campagnes géophysiques sur les dômes sont rares ; l'activité incessante ainsi que les dangers liés à la déstabilisation de ces édifices rendent les mesures difficiles à effectuer. Néanmoins, plusieurs études récentes ont fourni de nouveaux détails sur l'intérieur des dômes de lave et leurs systèmes d'alimentation.

⁵ Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

L'imagerie sismique a montré que les réservoirs magmatiques dont sont issus les dômes se situent à faibles profondeurs : 2 km pour Soufrière Hills Volcano (*Shalev et al.*, 2010) et le Mont St. Helens (*Waite et Moran*, 2009), et entre 1 à 5 km pour le Guagua Pichincha (*Garcia-Aristizabal et al.*, 2007). La remontée du magma se fait ensuite par

des conduits éruptifs à l'aplomb des extrusions, parfois sous la forme de dykes successifs comme cela a été déterminé par des modèles gravimétriques au Taranaki (*Locke et Cassidy*, 1997). En arrivant en surface, le magma donne alors naissance à une extrusion de lave visqueuse. *Tanaka et Yokoyama* (2008) ont mis en évidence, grâce à l'imagerie muonique, la zone de transition entre le conduit éruptif (plus étroit) et le dôme lui-même, à quelques centaines de mètres sous la surface seulement (*Figure 1.10*).

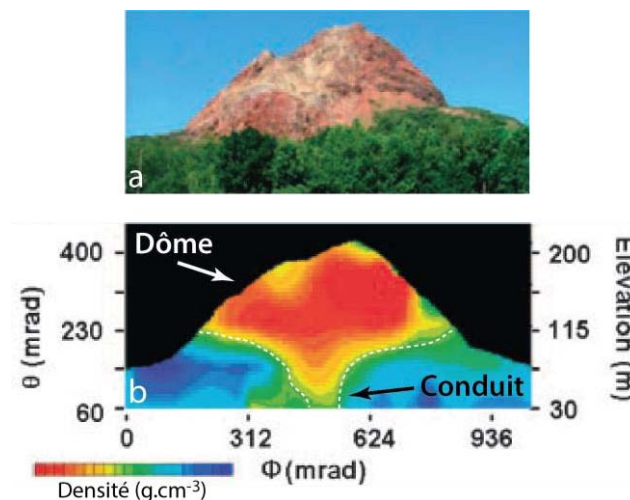


Figure 1.10 –Modèle d'imagerie muonique du dôme de 1944 du Mont Usu. La résolution élevée associée à cette technique d'imagerie permet de distinguer la limite entre le conduit éruptif et le dôme lui-même (*Tanaka et Yokoyama*, 2008).

Lors de leur mise en place, les dômes volcaniques sont contraints par la présence de structures géologiques déjà présentes, qu'ils peuvent déformer, et partiellement ou totalement recouvrir (*Portal et al.*, 2013). Les données gravimétriques (*Coutant et al.*, 2012), électriques (*Lesparre et al.*, 2014) et magnétiques (*Jutzeler et al.*, 2011) permettent d'étudier la localisation des différentes limites structurales en relation avec la mise en place des dômes. Ainsi, la présence de frontières entre les extrusions récentes et des édifices plus anciens peut représenter un paramètre important pour l'étude de la déstabilisation des dômes, et affecter l'activité volcanique. De plus, *Hautmann et al.* (2014) ont mis en évidence, en étudiant les variations gravimétriques sur le dôme de Soufrière Hills Volcano, que l'interaction entre les sources magmatiques et les sources superficielles (aquifères, zones saturées en fluides...) peuvent être les déclencheurs d'éruptions vulcaniennes violentes.

Le dôme de la Soufrière de Guadeloupe est l'un des dômes de lave les plus étudiés du point de vue géophysique. De nombreuses campagnes d'acquisition de données gravimétriques (*Gunawan*, 2005; *Coutant et al.*, 2012), muoniques (*Lesparre et al.*, 2012) et surtout électriques (*Nicollin et al.*, 2006; *Zlotnicki et al.*, 2006; *Brothelande et al.*, 2014;

Lesparre *et al.*, 2014) ont permis de définir la structure ainsi que le dynamisme hydrothermal de l'édifice (*Figure 1.11*).

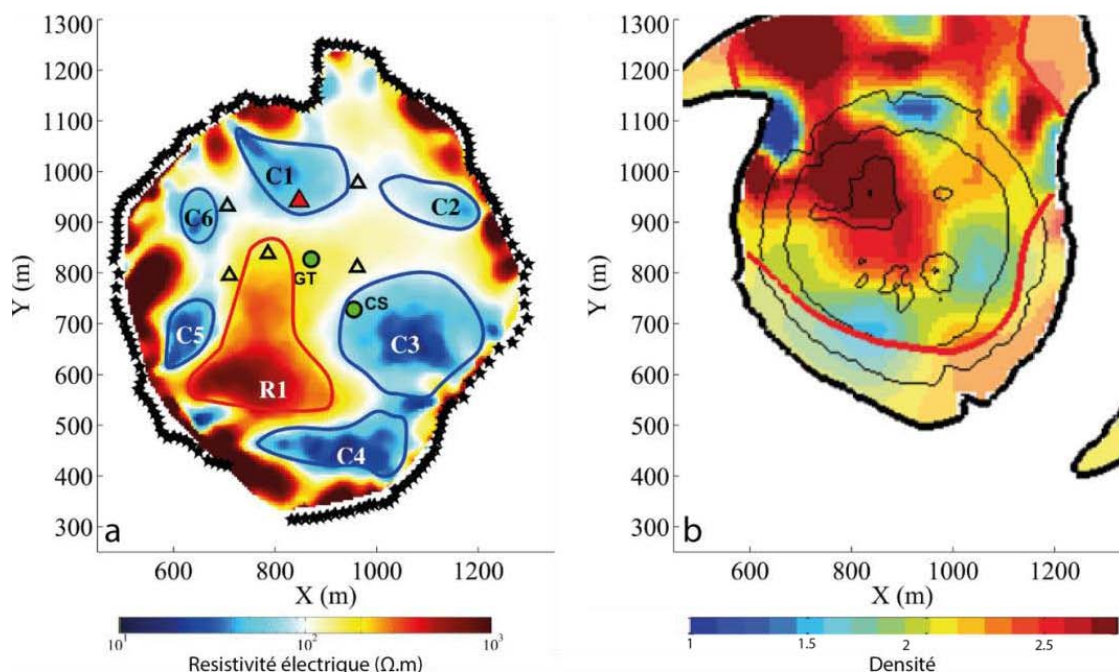


Figure 1.11 - Étude de la structure interne du dôme de la Soufrière de Guadeloupe à travers un modèle d'imagerie électrique (a) (modifiée d'après Lesparre *et al.*, 2014) et son équivalent extrait d'un modèle de distribution des densités (b) (coupe horizontale à 1300m d'altitude, modifiée d'après Coutant *et al.*, 2012).

Les données gravimétriques montrent une forte hétérogénéité en densité à l'intérieur du dôme (*Figure 1.11a*). De manière générale, les dômes sont constitués de parties denses de roches massives et de parties moins denses associées à des matériaux non consolidés, remaniés et/ou altérés (Shalev *et al.*, 2010). Les parties massives visibles en surface sont parfois bien enracinées en profondeur comme le montrent les données magnétiques acquises sur le volcan El Chichón (Jutzeler *et al.*, 2011). De plus, les modèles électriques obtenus sur la Soufrière de Guadeloupe montrent des structures fortement résistantes à la périphérie de l'édifice, associées à des roches massives non altérées, et des formations plus conductrices au centre du dôme associées aux circulations hydrothermales (*Figure 1.11b*). Cette structure a aussi pu être observée sur le Puy de Dôme lors de la présente étude (Portal *et al.*, in prep.). Cela suggère que l'activité hydrothermale semble confinée dans la carapace de roches fracturées qui forme la partie externe des dômes.

L'altération hydrothermale liée à la circulation de fluides est le phénomène principal de dégradation des roches constituant les dômes volcaniques. Souvent restreints au dôme lui-même, les fluides hydrothermaux peuvent néanmoins être drainés vers la périphérie de

l'édifice par le jeu de structures tectoniques majeures (*Brothelande et al.*, 2014). La source de l'hydrothermalisme, si elle se situe à la base du dôme comme l'indiquent, par exemple, les données électriques sur la Soufrière de Guadeloupe, pourrait aussi représenter une source de déstabilisation non négligeable (*Nicollin et al.*, 2006).

Des études récentes ont tenté, avec succès, de combiner des données géophysiques liées à des paramètres physiques similaires (vitesse des ondes sismiques et densité) (*Coutant et al.*, 2012; *Nishiyama et al.*, 2014). Cependant, l'analyse de paramètres physiques différents peut s'avérer plus délicate (*Lesparre et al.*, 2012; *Portal et al.*, 2013) et confirme la grande complexité de la structure interne des dômes volcaniques.

III. Dynamismes et mécanismes d'extrusion

III.1. Cyclicité éruptive

La mise en place d'un dôme volcanique n'est pas un processus régulier, mais plutôt un phénomène avec des phases d'extrusion magmatiques importantes, recoupées par des périodes durant lesquelles le taux d'effusion ou débit à l'évent est plus faible, voire nul (phases de repos). Cette cyclicité est observée sur la plupart des dômes volcaniques, à des échelles de temps plus ou moins variables (*Melnik et al.*, 2011).

Les cycles à long terme sont définis sur des périodes allant de quelques mois à plusieurs années (*Calder et al.*, 2015). Les phases de croissance sont associées à des taux d'effusion très variés, de quelques $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le Santiaguito (*Figure 1.12a*) (*Rose*, 1987), jusqu'à des débits supérieurs à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors de certaines phases éruptives au Mont St. Helens (*Figure 1.12b*) (*Swanson et Holcomb*, 1990) ou au Shiveluch (*Figure 1.12c*) (*Dirksen et al.*, 2006). Ce dernier est cependant soumis à des cycles complexes et non réguliers (*Dirksen et al.*, 2006) (*Figure 1.12c*). Des débits très élevés (à $35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $27 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ont également été relevés lors du cycle éruptif de 2009 du Mont Redoubt (*Diefenbach et al.*, 2013). Différents mécanismes ont été proposés pour expliquer les cycles éruptifs associés à l'extrusion des dômes volcaniques, ainsi que leur cyclicité plus ou moins régulière. La réalimentation périodique de la chambre magmatique pourrait entraîner une augmentation de sa pressurisation susceptible d'accroître le taux d'effusion en surface (*Dirksen et al.*, 2006). Des échanges thermiques entre le magma ascendant et les parois du conduit magmatique ont aussi été suggérés, et pourraient faire varier, de façon non linéaire, la viscosité du magma : un

comportement pulsatoire serait alors responsable des variations du taux d'effusion en surface (Costa et Macedonio, 2002). Enfin, Melnik et al. (2011) suggèrent que les variations non linéaires de la viscosité seraient dues à la cristallisation par exsolution des volatils au cours de l'ascension des magmas.

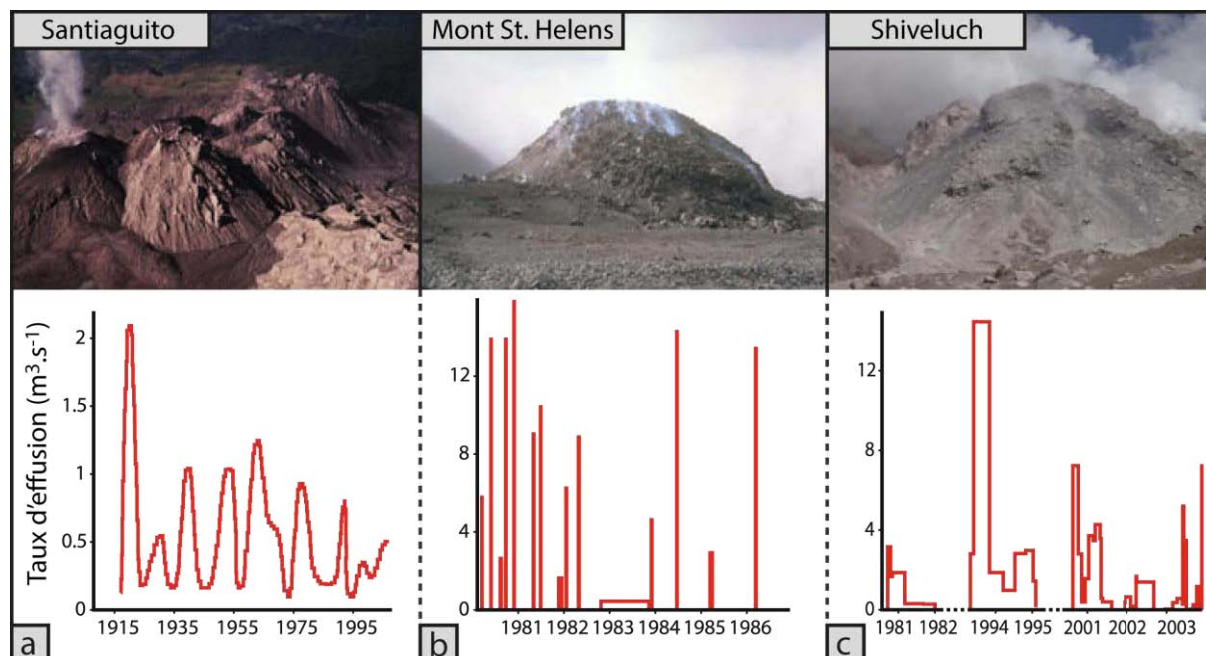


Figure 1.12 - Cycles de croissance à long terme des dômes volcaniques du Santiaguito (a), du Mont St. Helens (b) et du Shiveluch (c) (modifiée d'après Melnik et al., 2011).

Les cycles à court terme représentent des variations du débit magmatique sur de plus courtes durées (Calder et al., 2015) :

- de quelques jours à quelques semaines, ces cycles sont associés à la mise en place successive de dykes alimentant les dômes de lave (Barmin et al., 2002) ;
- de quelques heures à quelques jours : les données de surface (déformation), associées aux relevés sismiques acquis sur le dôme de Soufrière Hills Volcano en 1997 (Figure 1.13a), ont mis en évidence une cyclicité éruptive allant de 4 à 30h. Relié à l'activité des gaz en surface, ce dynamisme de courte durée peut s'expliquer soit par un flux magmatique pulsatoire combiné à une fracturation et un cisaillement magmatique le long des parois du conduit (Neuberg et al., 2006), soit par la variation du flux de gaz à l'intérieur du conduit (Edmonds et Herd, 2007) ;
- de quelques minutes à quelques heures : associé à une sismicité très particulière ("drumbeat", Figure 1.13b), chaque cycle correspondrait à la fracturation

magmatique se produisant dans le conduit, simultanément à une remontée par à-coups du magma (Chouet et Matoza, 2013).

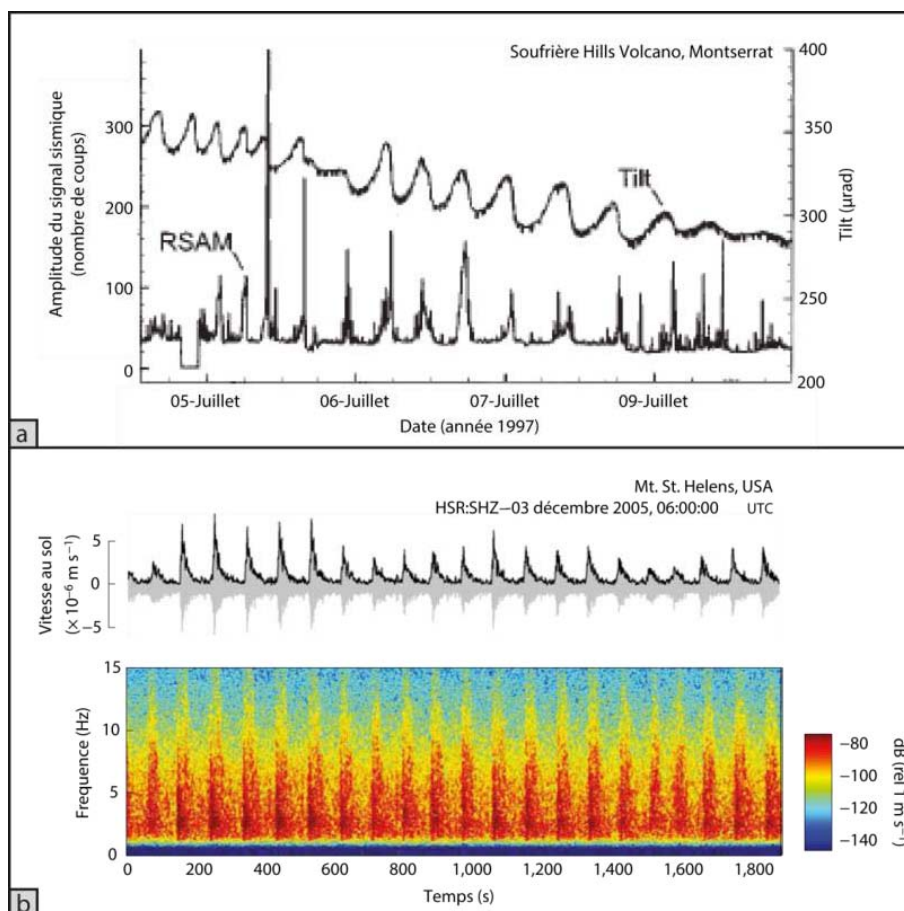


Figure 1.13 - Exemples de cycles éruptifs à court terme. a) La croissance du dôme de la Soufrière de Montserrat, début juillet 1997, était associée à des variations périodiques de l'activité sismique et de la déformation en surface (modifiée d'après Denlinger et Hoblitt, 1999). b) Fluctuation courte période des vitesses sismiques au sol (haut) et de leur équivalent en fréquence (bas) lors de l'extrusion du dôme du Mt St. Helens en 2005 (modifiée d'après Kendrick et al., 2014).

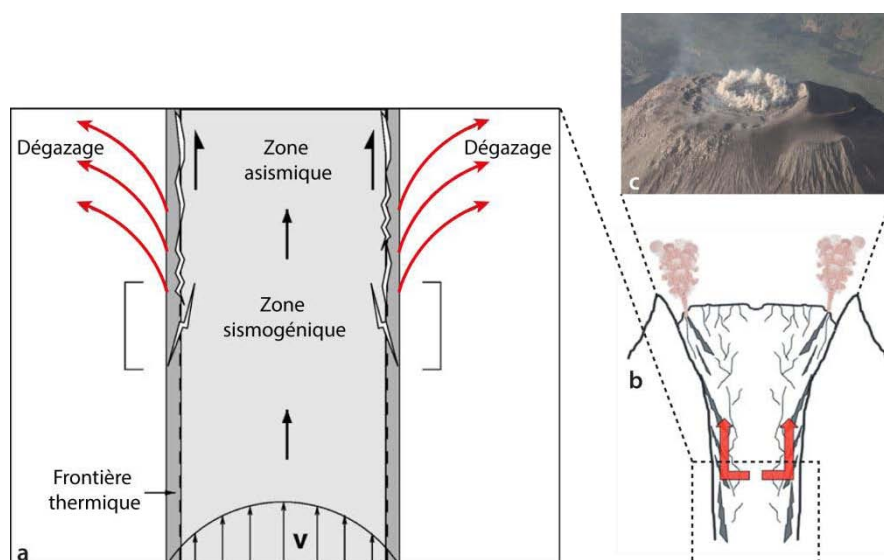
La croissance des dômes volcaniques est le plus souvent associée à plusieurs gammes de cyclicité du dynamisme éruptif (e.g. Volcán de Colima, Lavallée et al., 2012). Les cycles plus longs trouvent leur origine dans l'évolution irrégulière des réservoirs magmatiques, alors que les cycles plus courts proviennent de changements dans les propriétés du magma (Calder et al., 2015).

III.2. Mécanismes éruptifs internes

La fracturation magmatique est un mécanisme majeur du dynamisme interne lié à l'extrusion des dômes volcaniques. Elle est identifiée comme le processus de nucléation de

fractures microscopiques qui se propagent et coalescent macroscopiquement (*Calder et al.*, 2015). *Lavallée et al.* (2012) ont observé que la fracturation des dômes de laves générerait fréquemment des éruptions de type vulcanien. Cette fracturation a principalement lieu le long des parois du conduit magmatique, et est souvent associée à un phénomène de cisaillement (*Edmonds et Herd*, 2007). La cyclicité de l'activité éruptive en surface peut provenir d'une cyclicité des mécanismes en profondeur : une fois que la fracturation magmatique a eu lieu, la tension subie par le magma est relâchée, jusqu'à ce que l'accumulation devienne trop importante et réengendre une nouvelle fracturation (*Calder et al.*, 2015).

Au cours de son ascension, le magma subit des modifications rhéologiques (e.g. *Watts et al.*, 2002; *Caricchi et al.*, 2007; *Lavallée et al.*, 2012). À partir d'une certaine profondeur (variable selon les édifices étudiés), l'équilibre entre viscosité et contraintes cisailantes atteint une valeur critique, provoquant ainsi la fracturation magmatique (*Neuberg et al.*, 2006) (*Figure 1.14*). Un dégazage magmatique peut alors débiter à travers les parois du conduit d'alimentation. La fracturation va, sous l'effet de l'ascension du magma, se propager à l'intérieur du dôme, mais aussi et surtout le long de ce conduit (*Lavallée et al.*, 2013) (*Figure 1.14a* et *1.14b*). Un dégazage important peut alors avoir lieu en surface, associé parfois à de petites éruptions de gaz et de cendres (*Figure 1.14c*). À plus faible profondeur, la diminution des contraintes à l'intérieur du dôme, ainsi que la possible action de phénomènes de friction thermique (par cisaillement), peuvent être à l'origine d'une déformation visqueuse (et donc asismique) du magma (*Neuberg et al.*, 2006) (*Figure 1.14a*). Des processus de fonte du magma le long de ces plans de cisaillement pourraient aussi être à l'origine de la formation de pseudotachylites, comme cela a été observé sur le Mont St. Helens lors de l'éruption de 2004-2008 (*Kendrick et al.*, 2012). La fracturation magmatique est associée à une sismicité importante, localisée dans une zone bien spécifique du conduit (*Neuberg et al.*, 2006) et qui peut être utilisée comme signe précurseur d'une éruption (*Calder et al.*, 2015). Cela représente un atout majeur dans la surveillance, souvent complexe, des phénomènes volcaniques liés à la mise en place et à l'évolution des dômes de lave.



IV. Les aléas volcaniques associés

IV.1. Explosions

La croissance des dômes volcaniques est étroitement liée à un dynamisme explosif parfois intense. Quatre niveaux d'explosivité sont ainsi observés (Calder et al., 2015) (Table 1.1).

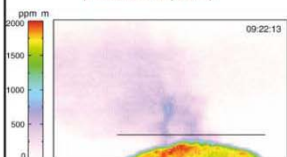



Activité explosive	Exhalaison	Vulcanienne	Plinienne	Blast
Destruction du dôme	Aucune	Partielle/Totale	Totale	Partielle/Totale
VEI	0	≤3	≥4	-
Source	Dégazage continu	Suppression / Dépressurisation rapide	Remontée magma profond après succession d'éruptions vulcaniennes	Explosion dirigée latéralement
Zone d'influence	Locale	Régionale	Régionale à globale	Régionale
Exemples	Santiagoito (Holland et al., 2011) 	Soufrière Hills Volcano (Druitt et al., 2002) 	Chaitén (2008) (Pallister et al., 2013) 	Mont St. Helens (Voight, 1981) 

Table 1.1 - Quelques caractéristiques du dynamisme explosif lié à l'activité des dômes volcaniques (d'après Calder et al., 2015) et des exemples illustrant chaque phénomène décrit. De gauche à droite : dégazage passif de SO₂ au-dessus du dôme du Santiagoito (Holland et al., 2011); éruption vulcanienne de la SHV en 1997 (Druitt et al., 2002); éruption plinienne du Chaitén en 2008 (© Alvaro Vidal/AFP); éruption du Mont St. Helens

en 1980 (© G. Rosenquist).

Le dégazage continu (niveau 1) est un phénomène très répandu sur les dômes. Non destructif, il s'effectue de manière synchrone à la croissance des dômes (Stix et al., 1993). Ce dégazage est diffus à travers tout le dôme lorsque ce dernier est perméable (e.g. Santiaguito, Holland et al., 2011) (Table 1.1). Dans le cas contraire, les volatils remontent à la surface au niveau de la périphérie du dôme (remontée le long de la frontière dôme-conduit), et peuvent alors donner lieu à de petites explosions cendro-gazeuses (e.g. Volcán de Colima, Lavallée et al. (2013), Figure 1.14c).

Des éruptions vulcaniennes plus importantes (niveau 2), pouvant atteindre des VEI jusqu'à 3, sont associées à la présence de dômes au sommet des édifices, et entraînent la destruction partielle/totale de ces derniers, comme c'est le cas à Soufrière Hills Volcano (Druitt et al., 2002). Deux mécanismes principaux sont à l'origine de cette transition entre activité effusive et activité explosive (e.g. Sparks, 1997; Edmonds et Herd, 2007) :

- lorsque le dégazage magmatique, qui s'effectue normalement lors de la remontée dans le conduit, n'est plus efficace, le système se ferme (par cristallisation et/ou solidification du magma) (Stix et al., 1993). La partie supérieure du conduit est alors

soumise à un régime de surpression qui, lorsque cette dernière atteint un seuil critique, entraîne l'explosion du dôme/plug sus-jacent (Woods et Koyaguchi, 1994) (Figure 1.15).

C'est ce schéma éruptif qui est à l'origine de l'éruption du Galeras en 1992 : après l'extrusion d'un dôme volcanique et un dégazage important entre juillet et novembre 1991, le système magmatique s'est refermé (diminution de la sismicité et des émissions de SO₂) pour aboutir à l'explosion du dôme en juillet 1992 (Stix et al., 1993) ;

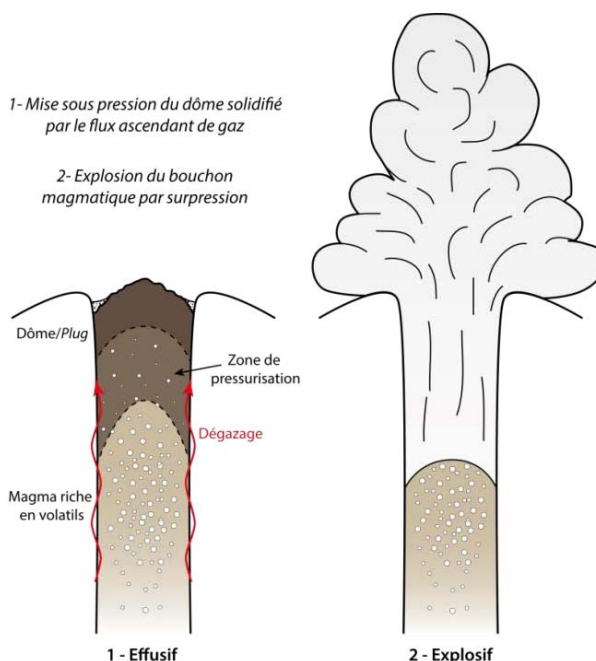


Figure 1.15 - Transition d'un régime éruptif effusif à un régime explosif par surpression dans le conduit magmatique (modifiée d'après Wright et al., 2007).

- lors de l'effondrement ou de la déstabilisation des dômes en surface, l'ensemble du système magmatique est alors soumis à une dépressurisation violente qui conduit à une éruption de type vulcanien voire plinien (*section IV.1.b de ce chapitre, Voight, 2000*) (e.g. Soufrière Hills Volcano, *Druitt et al., 2002*, ou Uzen, *Nakada et al., 1999*). *Belousov et al. (2007)* définissent aussi les *blasts* (niveau 4) comme des explosions vulcaniennes présentant une forte composante latérale, issues de la décompression soudaine d'un cryptodôme ou d'un dôme de lave (*Table 1.1*).

La succession d'explosions vulcaniennes peut entraîner une décompression du système magmatique jusqu'à des zones plus profondes du conduit (*Calder et al., 2015*). Le magma, riche en volatils, va alors remonter rapidement et subir une fragmentation intense (*Pallister et al., 2013*) : ce phénomène donne lieu à des éruptions pliniennes ($VEI \geq 4$, niveau 3) comme celles du Novarupta en 1912 (*Fierstein et Hildreth, 1992*) et du Chaitén en 2008 (*Carn et al., 2009; Pallister et al., 2013*) (*Figure 1.15*). L'activité plinienne représente le plus souvent une phase avancée au cours d'une éruption volcanique, mettant en cause un/plusieurs dôme(s).

L'activité explosive des dômes est donc le résultat d'une transition très rapide entre activité effusive (extrusion de dôme *stricto sensu*) et explosive (*Edmonds et Herd, 2007*). Cependant, des signes précurseurs existent, comme l'augmentation de la sismicité (*Stix et al., 1993; Sparks, 1997; Garcia-Aristizabal et al., 2007; Chouet et Matoza, 2013* et références citées; *Power et al., 2013*) ou encore l'apparition de déformations en surface (*Melnik et Sparks, 1999*). Les produits libérés lors des explosions (gaz, cendres, bombes volcaniques en champ proche) représentent autant d'aléas pouvant impacter des zones plus ou moins vastes autour des dômes volcaniques (*Table 1.1*). D'une part, les retombées de cendres vont être à l'origine de dommages matériels et économiques, ainsi que de problèmes de santé publique (gênes et troubles respiratoires entre autres). D'autre part, les panaches de cendres propulsés à plus de 20 km d'altitude lors d'éruptions pliniennes (e.g. Chaitén en 2008) engendrent quant à eux des risques pour l'aviation et peuvent avoir un impact plus ou moins fort sur le climat mondial (*Robock, 2002*).

Enfin, *Boudon et al. (2015)* ont mis en évidence le rôle de la taille des dômes de lave et de l'imperméabilité de leur carapace, sur l'explosivité de ces édifices. Ainsi, les dômes de petites tailles ($< 0,01 \text{ km}^3$), ne présentant pas de talus de soutènement, représentent des structures plus favorables à l'activité explosive (de type explosions dirigées ou *blast*) que les dômes de plus grand volume. Ces derniers montrent généralement une fracturation importante

qui limite la surpression à l'intérieur des édifices ; les processus d'effondrements deviennent alors prépondérants sur les phénomènes explosifs.

IV.2. Instabilités et effondrements

I.1.a Les éboulements rocheux

Les dômes volcaniques, de par leur structure interne, leurs dimensions, et leur mode de mise en place, forment des structures soumises à des instabilités récurrentes.

Le phénomène le plus fréquent est celui des éboulements rocheux (“*rockfalls*”) surtout visibles à la périphérie du dôme, et issus d'effondrements gravitaires de blocs/lobes constituant la carapace du dôme (Figure 1.16).



Figure 1.16 – Éboulement rocheux le long du dôme du Paluweh (Photo © Richard Roscoe).

Calder et al. (2002) associent ces éboulements à de faibles volumes majoritairement constitués de blocs, qui alimentent le talus formant la base des dômes. Les effondrements ayant lieu lors de phases de croissance intense peuvent, par fragmentation lors de l'écoulement, produire des nuages de cendres pouvant atteindre jusqu'à 1000 m d'altitude (*Calder et al.*, 2002).

I.1.b Les écoulements pyroclastiques

L'instabilité des dômes volcaniques engendre fréquemment ces phénomènes plus destructeurs et meurtriers que sont les écoulements pyroclastiques. De tous les risques connus directement associés aux édifices volcaniques, ils sont les plus mortels, comptabilisant 33% des victimes liées au volcanisme (*Auker et al.*, 2013). Ces écoulements sont plus volumineux, plus rapides et parcourent des distances plus élevées que les éboulements rocheux (*Calder et al.*, 2002, 2015). Ils se composent d'une partie basale dense, qui va être drainée par les reliefs (parcours prédictible), surmontée d'un nuage turbulent de gaz et de cendres qui se propage de manière erratique (e.g. *Yamamoto et al.*, 1993; *Druitt*, 1998). Deux types de mécanismes peuvent être à l'origine de tels écoulements : l'effondrement gravitaire d'un volume important (voire total) du dôme et/ou la déstabilisation de flanc liée à la croissance d'un dôme ou d'un cryptodôme.

Les effondrements gravitaires résultent de l'interaction de processus internes (flux magmatique qui exerce une poussée sur les dômes/lobes en place ou surpression de gaz) avec l'environnement de mise en place (*Calder et al.*, 2002). En effet, la croissance de dômes/lobes sur des pentes escarpées entraîne, par gravité, l'effondrement du front de l'extrusion le long des pentes de l'édifice : ce type de mécanisme est typique de volcans comme le Merapi ou le Sinabung (*Figure 1.17*). Lorsque les extrusions prennent la forme d'aiguilles de lave ou de *megaspines*, elles vont avoir tendance à se déstabiliser au-delà d'une certaine hauteur (*Voight*, 2000). En effet, la base de ces protrusions, sous le poids de la lave refroidie située au-dessus, représente un point de faiblesse majeur.

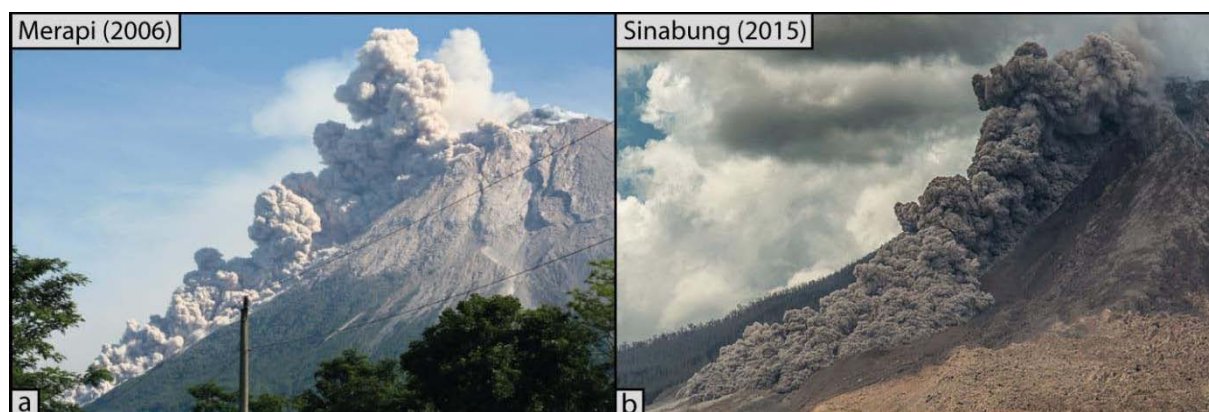


Figure 1.17 – Exemples d'écoulements pyroclastiques provoqués par l'effondrement gravitaire de dômes de lave depuis la partie sommitale du Merapi (a, photo ©USGS) et du Sinabung (b, photo ©T. Pfeiffer).

Un autre facteur important dans la déstabilisation des dômes réside dans la grande variabilité des dépôts qui les composent (parties massives, brèches, dépôts non consolidés...), dont l'agencement global est nécessairement affecté de zones de faiblesses. Ces dernières peuvent être accentuées par la circulation de fluides hydrothermaux (*Calder et al.*, 2015). Cette circulation hydrothermale s'effectue le long de fractures ou à travers les pores de la roche, et entraîne une altération intense des formations géologiques, créant autant de zones de fragilité susceptibles de déstabiliser les édifices. Par conséquent, la caractérisation de l'évolution de l'activité hydrothermale représente un enjeu majeur dans la surveillance des dômes volcaniques. La Soufrière de Guadeloupe fait par exemple l'objet de prospections régulières visant à étudier et déterminer la structure et l'évolution de son système hydrothermal (*e.g. Zlotnicki et al.*, 2006; *Coutant et al.*, 2012; *Brothelande et al.*, 2014; *Lesparre et al.*, 2014). Ce suivi temporel a pour but d'identifier les zones de faiblesse potentielles et de déceler toute modification susceptible de déclencher une éruption majeure.

Des processus externes, comme de fortes pluies, peuvent aussi être à l'origine de l'effondrement des dômes suite à la remobilisation des talus les soutenant. Cela a d'ailleurs été observé sur Soufrière Hills Volcano, le Mont Unzen ou encore le Merapi (*e.g. Yamasato et al.*, 1998; *Matthews*, 2002; *Carn et al.*, 2004; *Simmons et al.*, 2004; *Taron et al.*, 2007; *Wadge et al.*, 2014), où le climat tropical est responsable de nombreux épisodes de fortes précipitations.

Enfin, les écoulements pyroclastiques peuvent aussi être produits par de violentes explosions/*blasts*. C'est le cas de l'éruption de la Montagne Pelée, le 8 mai 1902, lors de laquelle les gaz contenus à l'intérieur du dôme se sont brutalement dilatés pour donner naissance à une explosion dirigée et un écoulement pyroclastique destructeur et meurtrier, qui fit 28 000 victimes en atteignant la ville de Saint-Pierre.

I.1.c Le cas particulier des glissements de flancs

La mise en place endogène et exogène de dômes de lave à l'intérieur de stratovolcans est l'un des processus à l'origine de glissements de flanc (*e.g. Donnadieu et Merle*, 1998; *Sparks et al.*, 2002; *Belousov et al.*, 2007). Ces effondrements sont accompagnés d'explosions et d'avalanches de débris. Ces dernières représentent des volumes très importants (0,05 à 2,5 km³) qui peuvent parcourir des distances allant de quelques kilomètres (*e.g.* 4,5 km lors de l'éruption de décembre 1997 de la Soufrière Hills Volcano, *Druitt et Kokelaar*, 2002) à plusieurs dizaines de kilomètres (25 km au Mont St. Helens en 1980, *Lipman et Mullineaux*, 1981). Des écoulements pyroclastiques très puissants sont contemporains de ces glissements.

L'exemple le plus célèbre, et le premier à avoir été aussi bien documenté, est le glissement du flanc nord du Mont St. Helens en 1980. Il est la conséquence d'une zone de faiblesse initiée par la mise en place d'un cryptodôme à l'intérieur de l'édifice (*Figure 1.18a*), et activée par un séisme tectonique d'une magnitude 5,2 (*e.g. Lipman et Mullineaux*, 1981). L'effondrement du flanc initial génère alors une avalanche de débris. Puis, la décompression subite du cryptodôme situé sous le flanc déclenche un *blast* latéral, accompagné d'un écoulement pyroclastique dirigé qui parcourût entre 20 et 30 km, détruisant une zone de 600 km² (*Christiansen et Peterson*, 1981). Dans la cicatrice d'effondrement, plusieurs dômes vont se construire et se détruire jusqu'en 1986, donnant lieu à de nombreux écoulements pyroclastiques. À Soufrière Hills Volcano en décembre 1997, une éruption importante entraîne là aussi un effondrement de flanc majeur, celui d'une partie du flanc SO de l'édifice,

en deux étapes (*Sparks et al.*, 2002). Tout d'abord, l'effondrement d'une partie du talus est initié le long d'une zone de faiblesse à l'intérieur de ce dernier. Ce glissement engendre alors un nouvel état de contraintes sur le reste du talus et le dôme sus-jacent, et une nouvelle portion du flanc SO est emportée (*Figure 1.18b*). La fragilité de ce flanc, causée par une activité hydrothermale intense (*Voight*, 2000), avait été mise en évidence 14 mois plus tôt par les scientifiques. La prise de conscience du danger que représentait une telle zone d'instabilité symbolise une avancée majeure dans la prévention des risques liés à l'activité des dômes volcaniques (*Druitt et Kokelaar*, 2002).

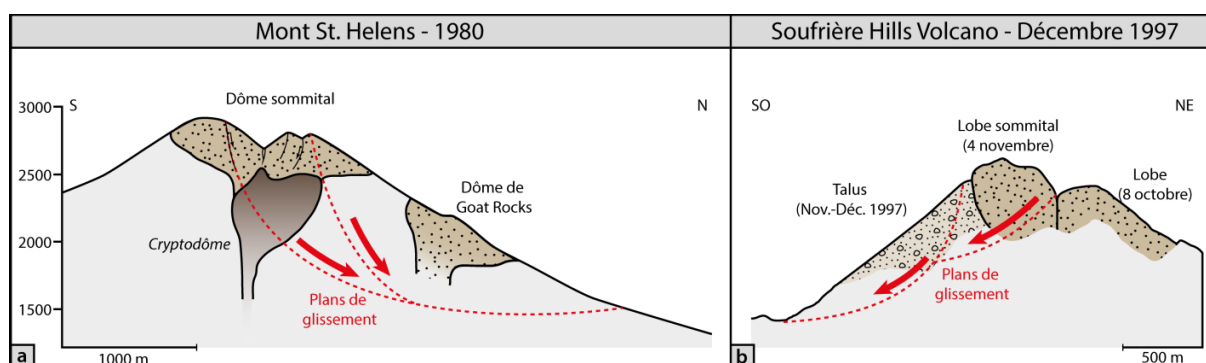


Figure 1.18 – Mécanismes et zones de faiblesse à l'origine des glissements de flancs ayant eu lieu lors de l'éruption de 1980 du Mont St. Helens (a) (modifiée d'après Moore et Albee, 1981) et celle de décembre 1997 de Soufrière Hills Volcano (b) (modifiée d'après Sparks et al., 2002).

Enfin, les écoulements liés à l'explosion ou à l'effondrement des dômes volcaniques peuvent créer des tsunamis lorsqu'ils entrent en contact avec des étendues d'eau. L'arc des Petites Antilles est particulièrement sujet à ce genre de phénomène car il regroupe de nombreux dômes volcaniques. Des indices montrent qu'un tsunami lié à l'éruption de 1902 de la Montagne Pelée aurait affecté la partie sud de la ville, alourdissant le nombre des victimes (*Bryant*, 2014). Des tsunamis ont été observés lors des éruptions de décembre 1997, juillet 2003 et mai 2006 de Soufrière Hills Volcano (*Sparks et al.*, 2002; *Wadge et Aspinall*, 2014). D'autre part, le remaniement syn- ou post-éruptif des dépôts d'écoulements pyroclastiques ou d'avalanches de débris lors de fortes pluies peut entraîner la formation de lahars et/ou de coulées de boue, ce qui représente un risque majeur de par les volumes mis en jeu et les distances parcourues (e.g. Mont St. Helens, Merapi, Montagne Pelée, Soufrière Hills Volcano).

Chapitre 2

Contexte géologique et morpho-structural

I. Histoire du volcanisme en Auvergne

Les montagnes d’Auvergne n’ont pas toujours été considérées comme des volcans, et la découverte du volcanisme dans cette région a eu un impact important dans l’histoire des Sciences de la Terre au sens large. Ce paragraphe retrace les étapes qui ont mené les premiers naturalistes à établir les bases de la volcanologie moderne. Nombre de pionniers de la discipline sont venus étudier la volcanologie en arpentant les volcans de la Chaîne des Puys et ont, par leurs travaux, fait évoluer nos connaissances sur les volcans auvergnats.

I.1. De la découverte aux premières études naturalistes

Si aujourd’hui le caractère volcanique de la Chaîne des Puys est communément admis, jusqu’au milieu du XVIII^{ème} siècle, ces montagnes étaient reliées à des origines divines. C’est J.E. Guettard qui, faisant l’analogie entre les roches noires présentes dans les constructions de Volvic et la lave refroidie qu’il avait observée au Vésuve, comprend le premier l’origine volcanique de la Chaîne des Puys en 1751 :

« M. Guettard ne fut pas long-temps à la reconnoître pour ce qu’elle étoit réellement, elle ne lui laissa aucun doute que la montagne voisine de laquelle on la tiroit, ne fût un véritable volcan, et c’en fut assez pour le déterminer à la visiter. » (Extrait de Guettard, 1752).

Si cette première découverte fut d’une grande clairvoyance pour l’époque, sa théorie sur l’origine sédimentaire de la lave sera longuement discutée (de même que les idées neptunistes, initiées par A.G. Werner, et qui proposent une origine sédimentaire aux roches terrestres). En 1764, N. Desmarest apporte de nouvelles précisions sur les idées parfois floues de Guettard, en particulier sur la structure des coulées de lave. Il met plus particulièrement en évidence leur morphologie prismée. Il est aussi un fervent défenseur du plutonisme (origine volcanique des roches terrestres) porté par J. Hutton (*Desmarest*, 1771). Dans les années 1770 à 1780, F.D.D.R. de Montlosier est à l’origine de nombreuses recherches et descriptions sur les volcans auvergnats. Répertoriant environ 70 édifices dans la zone, il est le premier géologue à observer l’évolution morphologique des coulées de lave en inversion de relief autour de la Chaîne des Puys (*de Montlosier*, 1789). Quelques années plus tard, D. de Dolomieu définit le caractère monogénique des édifices de la Chaîne des Puys :

« D'abord la plupart de ces montagnes volcaniques isolées, et chacune d'elles, circonscrite par des limites précises, peut être considérée comme le produit d'un volcan distinct et indépendant des autres qui lui sont voisins. » (Extrait de de Dolomieu, 1798).

Il déduit de ses observations que les édifices volcaniques reposent directement sur le granite et que les laves trouvent leur source sous ce dernier (réfutant ainsi l'idée émise par Desmarest d'une origine granitique de la lave). Les bases de la compréhension globale de la Chaîne des Puys sont alors posées.

I.2. Nouvelles études et nouveaux débats

Au début du XIX^{ème} siècle, la Chaîne des Puys attire déjà les géologues étrangers. L. von Buch définit, en 1803, les grandes lignes d'une philosophie que beaucoup suivront par la suite :

« Voulez-vous voir des Volcans ? Choisissez Clermont de préférence au Vésuve ou à l'Etna ! » (Extrait de von Buch, 1803).

Si ses écrits offrent de précises descriptions des roches présentes dans la région, ses hypothèses quant à leur origine sont très discutables. En plus de supposer une source granitique aux laves qui composent les dômes volcaniques présents dans la Chaîne des Puys, il est aussi à l'initiative de la théorie des cratères de soulèvement (*von Buch*, 1803). Les détails de cette idée n'ayant pas tous été réfutés jusqu'alors, elle reste encore sujette à de nombreux débats au sein de la communauté scientifique. En 1827, G. Poulett-Scrope fournit à son tour une étude très détaillée sur la géologie de la Chaîne des Puys. De plus, il remet en question certaines idées de Guettard sur l'origine des laves basaltiques, ainsi que la théorie des cratères d'élévation de von Buch (*Poulett-Scrope*, 1827). Dans la seconde moitié du XIX^{ème} siècle, les recherches se focalisent sur des édifices particuliers : le Puy de Pariou (*Lecoq*, 1833; *Vimont*, 1861), le Puy de la Nugère (*Vimont*, 1861), le Puy de Gravenoire (*Lecoq*, 1828) ou encore le Puy Chopine (*de Laizer*, 1808). Durant cette période, les premières études pétrologiques des laves de la Chaîne des Puys apparaissent (*Michel-Levy*, 1890).

I.3. L'apogée de la géologie naturaliste

Le début du XX^{ème} siècle est un tournant important dans l'étude du volcanisme de la Chaîne des Puys. Après son séjour en Martinique, A. Lacroix, ayant assisté aux éruptions de

1902 de la Montagne Pelée (*Lacroix, 1904*) ainsi qu'à l'activité de la Soufrière de Guadeloupe, fait une analogie très pertinente entre ces volcans des Antilles et le Puy de Dôme (*Lacroix, 1908*). Cette approche inédite, comparant volcans actifs et édifices éteints, est largement reprise par M. Boule (*1905*), qui s'intéresse aussi à l'origine et à la chronologie du volcanisme du Massif Central (*Boule, 1906*).

À cette même époque, P. Glangeaud débute à son tour ses travaux dans la Chaîne des Puys. Basés sur un important travail descriptif, ses carnets détaillent la majorité des formations géologiques de la région, tout en définissant des scénarios de mise en place pour chacune d'entre elles (*Glangeaud, 1904, 1910*). Si certaines de ses conclusions se sont avérées hasardeuses, ce travail reste, tant par la quantité que par la qualité des documents rédigés, une œuvre majeure. Elle aboutit à l'élaboration de la première carte volcano-géologique de la Chaîne des Puys (*Figure 2.1*) (*Glangeaud, 1913*).

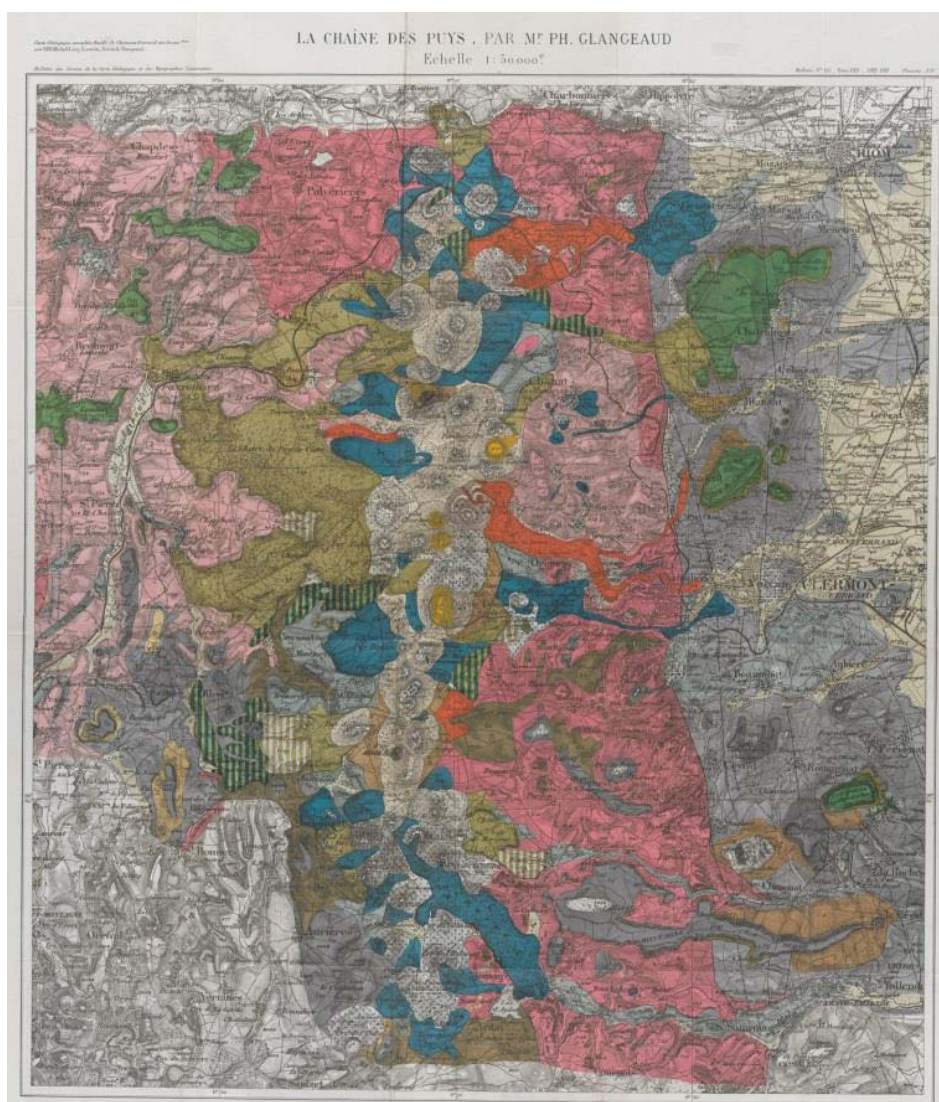


Figure 2.1- Carte volcano-géologique de la Chaîne des Puys par P. Glangeaud en 1913.

Au début des années 1970, G. Camus enchaîne les travaux de cartographie et d'étude morphologique des édifices volcaniques : Puy Chopine et Puy des Gouttes (*Camus et al.*, 1973), Puy de Pariou et Puy de la Nugère (*Camus*, 1973; *Camus et Roche*, 1974), Chuquet Genestou et maar d'Enval (*Camus et Vincent*, 1973). Son travail de synthèse, réalisé dans le cadre de sa thèse de doctorat d'État, et portant sur ses recherches morpho-structurales, pétrographiques et minéralogiques, reste une œuvre fondamentale pour l'étude de la Chaîne des Puys (*Camus*, 1975).

I.4. Émergence des méthodes modernes en volcanologie

Rapidement, l'intérêt des géologues s'est porté sur la composition des roches volcaniques et leur origine. Ainsi, les avancées technologiques ont permis à *Bentor* (1954) de faire une analyse pétrographique très précise des roches présentes dans la Chaîne des Puys. L'origine des magmas devient rapidement sujette à hypothèses grâce à l'identification des séries magmatiques observées en surface (*Jung et Michel*, 1955). Cette question sera d'ailleurs longuement débattue et reste aujourd'hui encore source de débats (*section II.2 de ce chapitre*).

Dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, les scientifiques se sont rapidement penchés sur le sujet de l'âge de mise en place de ces volcans, leur jeunesse ne faisant aucun doute au vu de leur état de conservation quasi-parfait. La première datation au ¹⁴C, effectuée sur une coulée du Puy de la Vache, vient confirmer cette idée (elle est alors datée aux environs de 10 000 ans). Cependant, il s'avère que cette coulée fait partie des plus récentes de la Chaîne des Puys, et *Guérin* (1983) vient préciser la période d'activité des volcans de la chaîne grâce à de nombreuses datations par thermoluminescence.

Grâce aux travaux effectués dans la Chaîne de Puys, le paléomagnétisme a également connu une petite révolution. En effet, en étudiant les coulées du Puy de Laschamp et d'Olby, qui se sont mises en place durant la période Brunhes (champ magnétique actuel), *Bonhommet et Babkine* (1967) identifient des aimantations inverses. Cette étude met ainsi à jour l'existence d'une excursion du champ magnétique terrestre, connue depuis sous le nom d'excursion de Laschamp. Enfin, les années 1970 marquent le début des études géophysiques dans la zone : aéromagnétisme (*Aubert*, 1973) et méthodes électriques (*Aubert et Camus*, 1974; *Fournier*, 1989) permettent alors d'étudier la structure profonde du socle granitique.

II. Le volcanisme dans le Massif Central

Aujourd'hui encore, la question des mécanismes ayant donné naissance aux volcans du Massif Central reste source de controverse au sein de la communauté scientifique et est toujours débattue.

II.1. Contexte géodynamique

Pour comprendre l'origine du volcanisme dans la Chaîne des Puys, il faut avoir une vision plus globale et considérer le Massif Central dans son intégralité. Ce massif héberge l'une des trois composantes du rift ouest européen (ROE - *West-European rift*) présent sur le pourtour de l'arc alpin, avec le fossé rhénan (nord-ouest) et le graben Eger (nord) (*Figure 2.2a*) (*Brousse et Bellon, 1983*). Toutes ces provinces montrent des caractéristiques structurales (fossés d'effondrement avec remplissage sédimentaire, et volcanisme) et des âges de formations identiques, laissant supposer un mode de formation similaire.

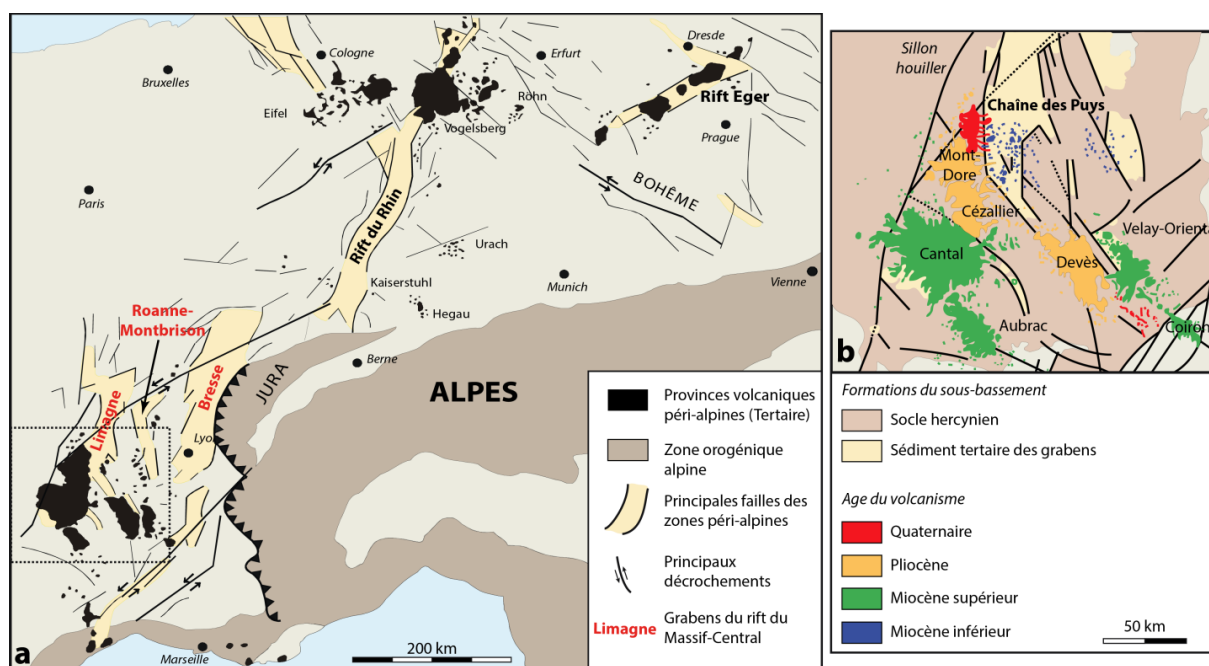


Figure 2.2 - a) Carte du rift ouest européen du Cénozoïque (modifiée d'après Brousse et Bellon, 1983). L'encadré en pointillé correspond à la figure b. b) Carte de répartition des principales structures tectoniques et volcaniques du Massif Central selon leur âge (modifiée d'après Boivin et al., 2009).

Le segment sud du ROE se divise en trois grands fossés d'effondrement : le bassin de la Limagne à l'ouest, le fossé de Roanne-Montbrison dans la partie centrale et le graben de la Bresse à l'est (*Figure 2.2a*). L'ensemble de ces trois bassins affiche une symétrie de miroir

selon l'axe nord-sud, avec deux héli-grabens latéraux profonds (Limagne et Bresse), et un graben central symétrique (Roanne-Montbrison) (Merle *et al.*, 1998). Le volcanisme du Massif Central se concentre entre le Sillon Houiller à l'ouest et le fossé de la Bresse à l'est (Figure 2.2a). L'activité volcanique a lieu entre le Miocène inférieur et le Quaternaire, période durant laquelle les volcans de la Chaîne des Puys se sont mis en place.

L'activité volcanique dans le Massif Central débute il y a 65 Ma et se divise en trois épisodes distincts (Figure 2.3) (Michon et Merle, 2001):

- le volcanisme ante-rift : l'activité, très faible, est essentiellement localisée au nord ;
- l'ouverture du rift : accompagnée d'une forte sédimentation, elle est suivie d'une activité volcanique faible dans le segment Nord uniquement (volcanisme de Limagne entre autres, Figure 2.2b) ;
- le volcanisme post-rift : le premier épisode volcanique débute dans le segment sud, avec une activité très importante et la mise en place de grandes provinces magmatiques (Cantal, Velay...) (Figure 2.2b). Le second épisode volcanique affecte aussi bien le sud du massif (Devès, Escandorgue...) que son segment nord (Limagne, Chaîne des Puys...) (Figure 2.3) (Michon et Merle, 2001).

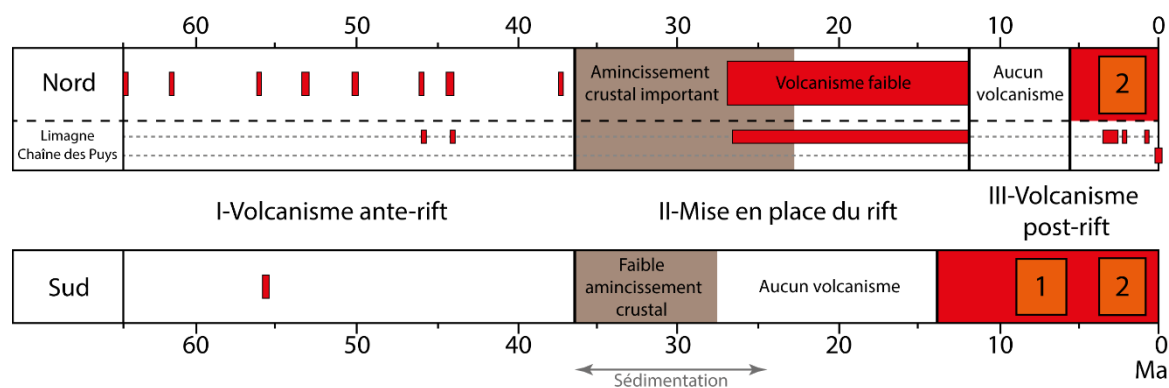


Figure 2.3 - Distribution spatio-temporelle de l'activité volcanique dans le Massif Central. Les segments nord et sud sont délimités par le plateau du Cézallier. Les deux grandes périodes volcaniques post-rift commencent avec un premier épisode dans la partie sud (numéroté 1 ; Aubrac, Cantal, Velay...), suivi d'un second épisode qui se déroule à la fois au sud (numéroté 2 ; Bas Vivarais, Devès, Escandorgue...) et dans le segment nord (2 ; Monts Dore, Limagne, Chaîne des Puys...). (D'après Michon et Merle, 2001).

II.2. Origine du volcanisme

II.2.a Le modèle du point chaud

L'origine du volcanisme dans le Massif Central a été, et reste, une grande source de débats. Avec les premières données géophysiques, *Perrier et Ruegg* (1973) mettent en évidence une remontée asthénosphérique importante, qu'ils associent à la conséquence du régime extensif subi par la lithosphère. À cette période, les premiers modèles sur la genèse du volcanisme prennent forme.

À partir d'une étude sur la répartition du volcanisme dans le Massif Central, *Froidevaux et al.* (1974) suggèrent une origine mantellique sur la base d'un modèle de point chaud. Cette théorie est supportée par *Chesworth* (1975) qui évoque une remontée mantellique dans la lithosphère en conséquence de la formation des Alpes. Ce concept évolue rapidement vers un modèle diapirique (*Coisy et Nicolas*, 1978). Un corps asthénosphérique remontant dans la lithosphère serait à l'origine de l'ouverture des rifts (et du volcanisme associé), et s'étalerait ensuite par sous-plaquage sous la croûte, donnant ainsi naissance à un second épisode de volcanisme (volcanisme linéaire) (*Figure 2.6*) (*Brousse et Bellon*, 1983; *Lucazeau et al.*, 1984; *Brousse et Lefèvre*, 1990). La théorie d'un diapir unique est légèrement rediscutée par *Nicolas et al.* (1987), qui proposent la présence de plusieurs petits diapirs individualisés.

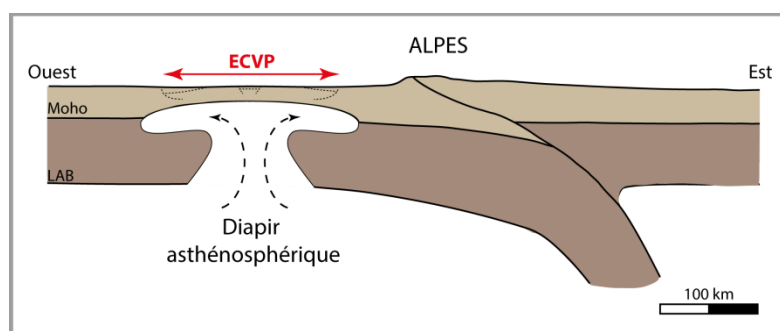


Figure 2.4 - Modèle diapirique illustrant l'origine du volcanisme dans le rift Cénozoïque européen (European Cenozoic Volcanic Province - ECVP). (D'après *Brousse et Bellon*, 1983).

L'étude géochimique et isotopique des laves des rifts européens montre une composition proche de celle des *OIB* (*Ocean Island Basalts*) (*Villemant et al.*, 1980; *Wilson et Downes*, 1991). Différentes hypothèses sont alors émises concernant la source possible des magmas : (1) un recyclage de lithosphère océanique, (2) une zone du manteau enrichie à la base de la lithosphère, ou encore (3) un panache mantellique (*Wilson et Downes*, 1991). Cette dernière hypothèse va relancer le débat sur le modèle du point chaud en Europe. Loin du modèle classique des panaches mantelliques associés au

volcanisme intraplaque, le panache situé sous le rift européen serait en réalité plus complexe. En effet, la localisation des provinces magmatiques et les différentes études géophysiques menées autour des Alpes suggèrent que chaque région volcanique serait associée à un panache de petite taille (comparée aux dimensions classiques des panaches de point chaud) (*Granet et al.*, 1995; *Hoernle et al.*, 1995; *Sobolev et al.*, 1997; *Lustrino et Wilson*, 2007). Par conséquent, le modèle de panache mantellique considère que ce dernier n'atteint pas la surface, mais se ramifie, pour donner naissance à des

panaches secondaires (dont un situé sous le Massif Central, *Figure 2.5*). En revanche, la formation des rifts péri-alpins diffère selon les théories : si l'hypothèse de la mise en place des Alpes créant un champ de contraintes extensives au niveau de la lithosphère adjacente reste la plus communément admise (*Granet et al.*, 1995; *Lustrino et Wilson*, 2007), *Zeyen et al.* (1997) supposent que l'ensemble des structures géologiques (rift et volcanisme récent) est issu de la seule action d'un panache mantellique.

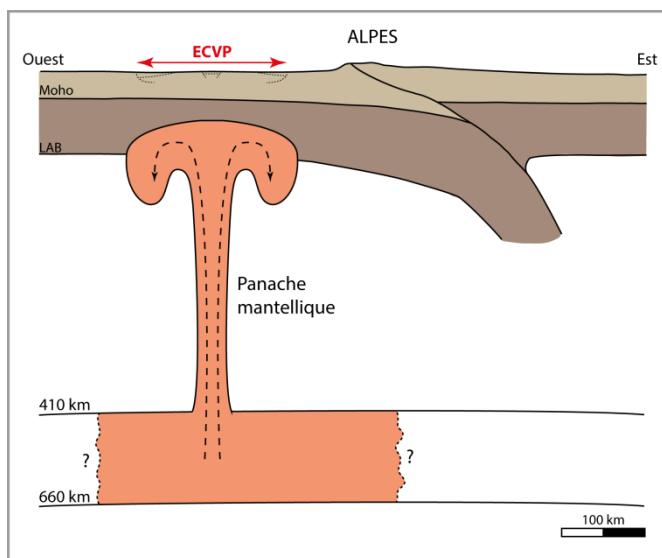


Figure 2.5 – Modèle de panache(s) mantellique(s) pouvant expliquer l'origine du volcanisme du Massif Central et plus largement du rift Cénozoïque. (D'après *Granet et al.*, 1995; *Lustrino et Wilson*, 2007).

II.2.b Rift passif et rift actif

En parallèle de ces nombreux travaux sur l'origine mantellique profonde du volcanisme du Massif Central, une autre théorie est développée par *Merle et Michon* (2001) (*Figure 2.6*). Elle repose sur la chronologie et la localisation des événements volcaniques (*Michon et Merle*, 2001), ainsi que sur des modélisations analogiques (*Merle et al.*, 1998) et numériques (*Channell et Mareschal*, 1989). Ce modèle implique la succession de deux épisodes de rifting (passif puis actif) en relation avec la surrection alpine (*Figure 2.6*).

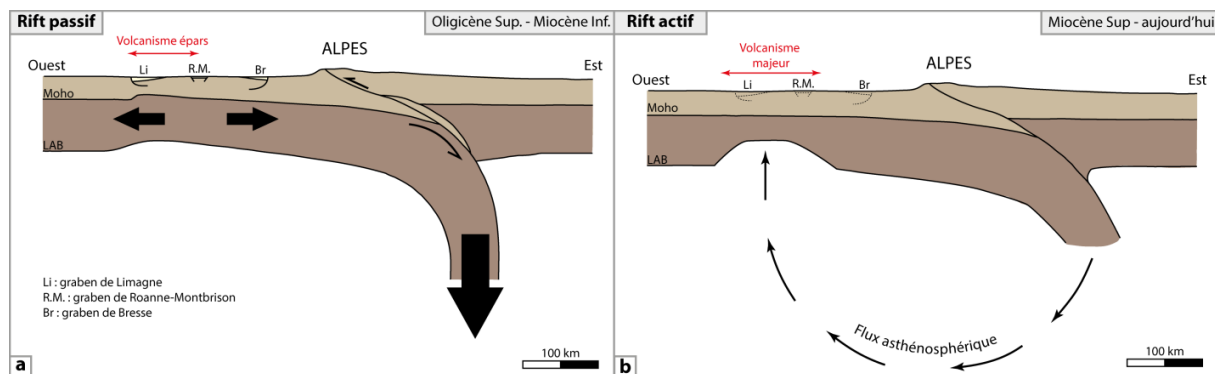


Figure 2.6 - Modèle de formation du rift du Massif Central et origine du volcanisme associé proposé par Merle et Michon (2001). (a) Épisode de rift passif débouchant sur l'ouverture de fossés d'effondrement à la périphérie de l'arc alpin. (b) Épisode de rift actif à l'origine du volcanisme.

La première étape de ce modèle correspond donc à un épisode de rift passif (Figure 2.6a). En plongeant sous les Alpes en formation, la plaque subduite crée une zone de contraintes extensives sur la lithosphère adjacente. Ce champ de contraintes est à l'origine de l'ouverture du rift du Massif Central. De plus, ces contraintes s'appliquant à l'ensemble de la plaque en subduction, cette hypothèse permet également d'expliquer la présence des autres fossés d'effondrements identifiés dans la zone péri-alpine. La seconde étape est associée à un rift actif (Figure 2.6b). La racine lithosphérique qui s'enfonce dans l'asthénosphère initie un flux asthénosphérique qui va se diriger vers la plaque adjacente. Ce flux crée un phénomène d'érosion thermique ainsi qu'un soulèvement de la lithosphère et est à l'origine du volcanisme en surface (Merle et Michon, 2001).

Enfin, Meyer et Foulger (2007) proposent un modèle selon lequel un amincissement lithosphérique, provoqué par des structures extensives dues à la subduction alpine, entraîne une remontée asthénosphérique dans la lithosphère (Figure 2.7). En remontant, l'asthénosphère crée des cellules de convection sous la lithosphère, et la fusion partielle du manteau se produit alors par simple décompression adiabatique.

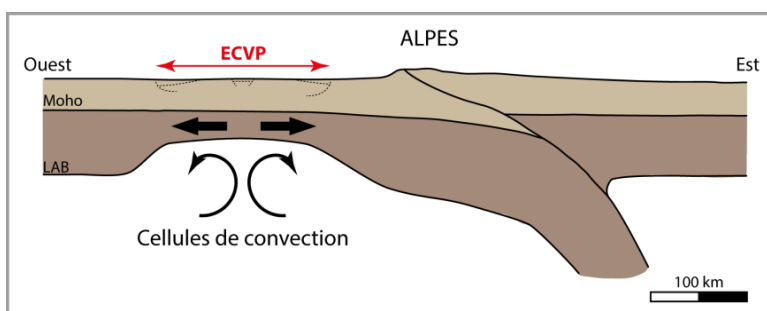


Figure 2.7 - Modèle de cellules de convection asthénosphérique proposé par Meyer et Foulger (2007) pour expliquer l'origine du volcanisme au sein du rift Cénozoïque européen.

III. La Chaîne des Puys

III.1. Géologie et structure générale

La Chaîne des Puys définit un champ de volcans monogéniques regroupant des édifices simples et complexes (*Boivin et Thouret, 2014*). Elle s'étend du Puy de Monténard au sud jusqu'au Gour de Tazenat au nord (*Boivin et al., 2009*). Étant donné que la majorité des édifices volcaniques se situe entre le Puy de l'Enfer et le maar de Beaunit, seule cette portion, centrée sur le Puy de Dôme sera prise en considération par la suite (*Figure 2.8*). Cette chaîne regroupe plus de 80 édifices volcaniques distincts, qui s'alignent sur 30 km du nord au sud, et couvrent une largeur de 3 à 4 km seulement (*Figure 2.8*). L'activité éruptive débute entre 100 000 ans

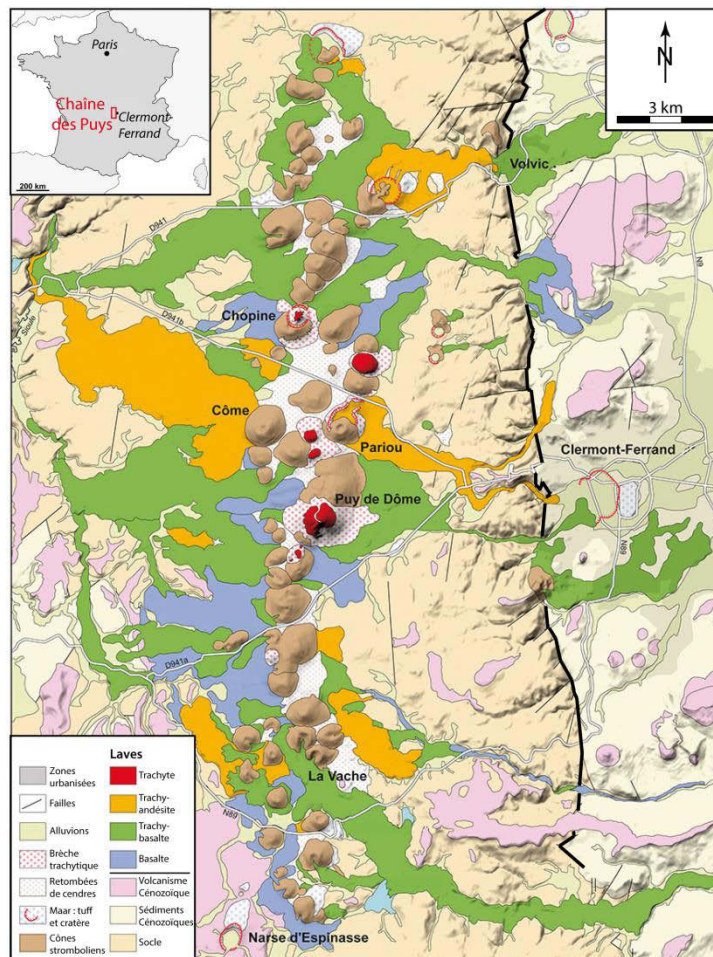


Figure 2.8 - Carte volcanologique simplifiée de la Chaîne des Puys sur laquelle la faille de Limagne est soulignée (modifiée d'après *Boivin et Thouret, 2014*).

(*Condomines et al., 1982*) et 90 000 ans (Puy de Chanat) (*Boivin et al., 2009*). Elle est suivie de deux grandes périodes d'activité paroxysmale, la première entre 70 000 et 25 000 ans, et la seconde entre 15 000 et 9000 ans, date des dernières éruptions du Puy de la Nugère et du système volcanique de La Vache-Lassolas (*Boivin et al., 2009; Boivin et Thouret, 2014*). L'alignement volcanique est parallèle à la grande faille de Limagne, et situé à l'ouest de l'hemi-graben du même nom (*Figure 2.8*). Comme l'avait déjà observé *de Dolomieu (1798)*, les édifices volcaniques reposent directement sur un plateau granitique qui atteint 1000 m à son altitude la plus élevée, et surplombe un bassin sédimentaire dont l'altitude est comprise entre 300 et 400 m (*Figure 2.9*). Le plateau des Dômes représente un horst dont la partie la

plus élevée se situe entre les volcans et la faille de Limagne. À l'ouest de la chaîne volcanique, les pentes régulières du socle ont favorisé l'écoulement des laves (*Figure 2.9*). Vers l'est, le bloc dominant crée une véritable barrière naturelle. Les rares coulées s'étant mises en place dans cette direction se sont alors retrouvées canalisées par des vallées d'érosion très étroites, leur permettant d'atteindre la plaine de Limagne. L'ensemble des structures géologiques de la région montre une orientation générale N10°-N20°. Cette direction préférentielle est associée à des formations tectoniques héritées de l'époque hercynienne.

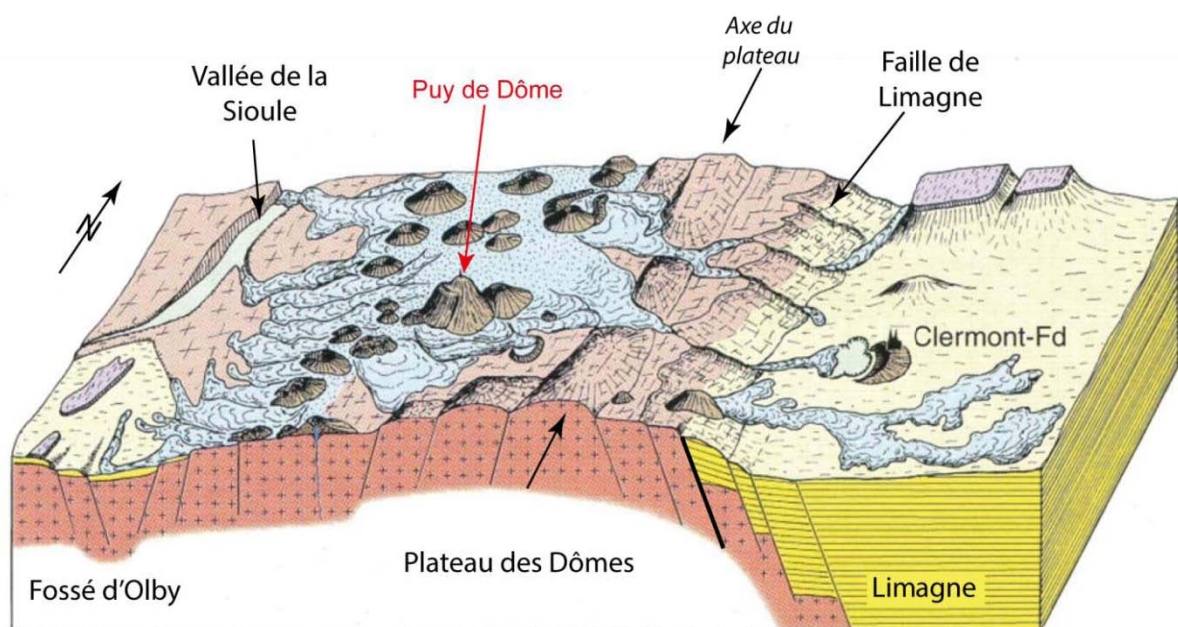
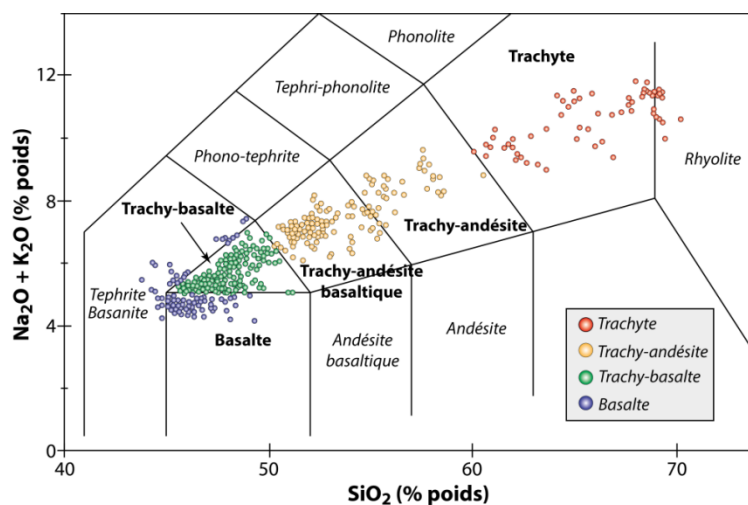


Figure 2.9 - Schéma structural de la partie centrale de la Chaîne des Puys (modifiée d'après Boivin et al., 2009).

La richesse de cette province volcanique réside dans la grande diversité des édifices qui la composent. En effet, les groupements de volcans monogéniques à travers le monde sont majoritairement constitués de volcans basaltiques (*Connor et Conway, 2000*), comme le champ volcanique d'Auckland en Australie (*e.g. Edbrooke et al., 2003; Lindsay et al., 2011* et références citées) ou celui de Garrotxa en Espagne (*e.g. Araña et al., 1983*). En revanche, dans la Chaîne des Puys, il est possible d'observer trois types d'édifices volcaniques distincts (*Figure 2.8*) : des cônes stromboliens et leurs coulées de lave (*e.g. Puy de Pariou, Puy de Côme, Puys de la Vache et Lassolas*), des maars (*e.g. Narse d'Espinasse, Maar de Beaunit*) et des dômes de lave (*e.g. Puy de Dôme, Cliersou*). La grande variété de dynamismes éruptifs observée provient de la composition des magmas dont sont issus ces volcans.

III.2. La série magmatique de la Chaîne des Puys

Les laves de la Chaîne des Puys recouvrent une gamme de compositions géochimiques très large, s'étendant des basaltes aux trachytes (voire aux rhyolites, *Figure 2.10*). Cette série a la particularité d'être continue, avec néanmoins une dominance des basaltes (*Maury et al.*, 1980). La



source de ces magmas a fait, elle aussi, l'objet d'études nombreuses. Les données pétrographiques et géochimiques de ces laves montrent, d'une part, que la série magmatique est issue d'une cristallisation fractionnée (*Maury et al.*, 1980; *Villemant et al.*, 1980, 1981), et d'autre part, que les laves proviennent d'une chambre magmatique profonde (*Maury et al.*, 1980).

Villemant et al. (1980) proposent une différenciation en deux étapes : une première, en profondeur, dont aucune trace ne serait visible en surface, et une ou plusieurs chambre(s) magmatique(s) intra-crustale(s) plus superficielle(s), dont seraient issues les laves émises (idée déjà développée par *Camus*, 1975). Ce modèle est basé sur l'analyse de la chronologie d'émission des laves de la Chaîne des Puys (*Boivin et al.*, 2009), qui montre clairement que les trachytes sont les laves les plus récentes. De plus, les travaux menés sur des inclusions fluides dans des xénolites ont confirmé une source lithosphérique, tout en supposant une fusion par conduction thermique sous l'effet d'une anomalie asthénosphérique (*Janot*, 2005). *Boivin et al.* (2009) proposent donc un modèle de chambres magmatiques à deux niveaux.

À la base de la croûte serait localisé un premier réservoir magmatique dans lequel la différenciation ne dépasserait pas des compositions trachy-basaltiques. Entre 5 et 15 km, un système de chambres magmatiques plus ou moins complexe formerait le deuxième niveau de différenciation, atteignant des compositions trachytiques. Les laves basaltiques seraient alors directement issues du niveau le plus profond (en opposition à l'idée de *Villemant et al.*, 1980). Les magmas plus évolués proviendraient quant à eux de chambres plus superficielles. Enfin, les réservoirs magmatiques à l'origine des trachytes de la Chaîne

des Puys, de par leur jeune âge, pourraient être encore partiellement fondus (Martel et al., 2013).

IV. Le Puy de Dôme et son environnement

IV.1. Contexte géologique général

Le Puy de Dôme est l'édifice volcanique emblématique de la Chaîne des Puys. D'une base de 2 km et d'une hauteur de 400 m environ, il est situé au centre de la chaîne volcanique et la domine de ses 1465 m d'altitude.

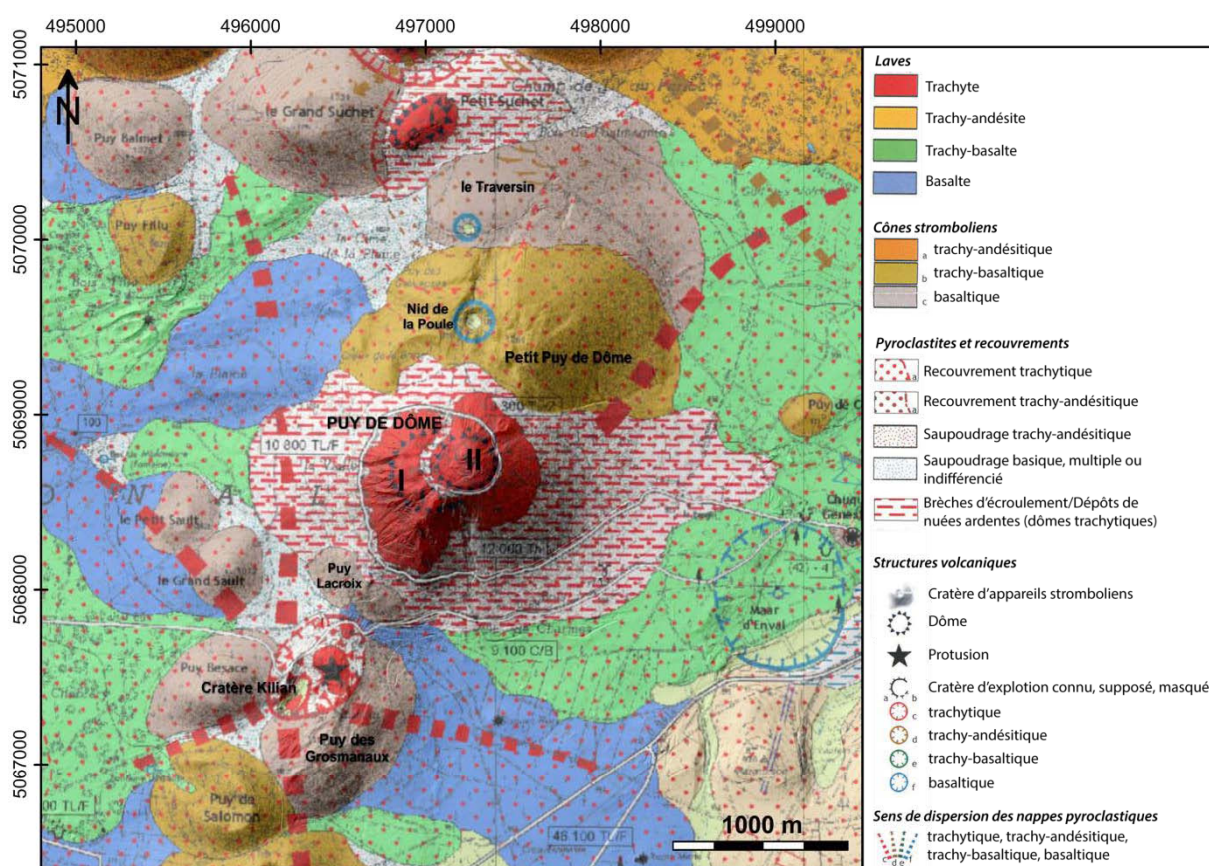


Figure 2.11 - Extrait de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys centrée sur la zone d'étude (modifiée d'après Boivin et al., 2009). Une version de cette carte à plus grande échelle est présentée en Annexe A2. Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

Le dôme est bordé sur son flanc nord par le Petit Puy de Dôme (cône strombolien trachy-basaltique). Son flanc sud recouvre les vestiges du cône basaltique du Puy Lacroix (Figure 2.11). La partie centrale de l'édifice est constituée de trachyte massif, ceint de dépôts de brèche d'effondrements et/ou d'écoulements pyroclastiques (type nuées ardentes). Les études antérieures, ainsi que les nouvelles données présentées dans ce mémoire, montrent

clairement que le Puy de Dôme ne peut pas être considéré individuellement, mais doit être analysé dans un contexte plus large : la zone d'étude présentée comme celle du Puy de Dôme s'étend du Puy des Grosmanaux au sud, jusqu'au Petit Puy de Dôme, au nord (*Figure 2.11*).

IV.2. Aspects pétro-géochimiques

Le Puy de Dôme est constitué de trachyte. Le faciès le plus massif a un aspect cendré, et est très friable et peu dense ($\sim 1800 \text{ kg.m}^{-3}$, *Annexe 3*). Sa couleur est majoritairement beige à gris clair (*Figure 2.12c*). Des faciès de teinte orangée à rouille sont visibles à l'affleurement (*Figure 2.12a* et *Figure 2.12b*) et sont associés à une altération hydrothermale intense. L'analyse des caractéristiques

pétrographiques montre une structure microgrenue à phénocristaux de feldspaths (oligoclase et sanidine), paillettes de micas (biotite),

et quelques phénocristaux de (Boivin *et al.*, 2009). Une étude de Sourisseau (2007) a montré que deux types de trachytes sont présents sur le Puy de Dôme : un faciès à pyroxènes verts et feldspaths alcalins, et un faciès sans. Aucune répartition spatiale particulière de ces faciès n'a cependant pu être mise en évidence. Des travaux en cours sur une nouvelle analyse pétro-géochimique d'un grand nombre d'échantillons de trachyte du Puy de Dôme devraient permettre d'apporter des précisions sur une possible variation spatiale de la composition trachytique des roches (Boivin, P. et Miallier D., *com. pers.*). Ces résultats pourraient aussi apporter de nouvelles contraintes sur le mode de mise en place du dôme.

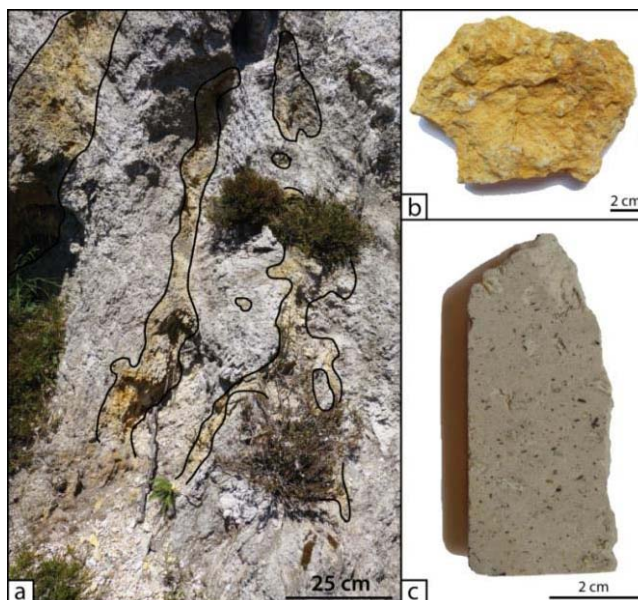


Figure 2.12 - a) Affleurement de trachyte dans la partie sommitale du Puy de Dôme où des filons de roche altérée (épontes soulignées en noir) marbrent le trachyte sain. Échantillons de trachyte altéré (b) et sain (c).

IV.3. Évolution du modèle de formation du Puy de Dôme

IV.3.a Le modèle initial de Lacroix-Glangeaud

Les processus à l'origine de la mise en place du Puy de Dôme ont rapidement attiré l'attention des naturalistes. Le premier modèle imaginé par *Lacroix* (1908), et mis en forme par *Glangeaud* (1913), se base sur des observations menées à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée (Petites Antilles) par Lacroix lui-même (*Lacroix*, 1904). Il suggère une mise en place du Puy de Dôme en deux phases : (1) l'extrusion du dôme lors d'une phase péléenne et (2) une phase d'activité explosive. Le premier épisode de ce modèle serait à l'origine du trachyte massif et de la brèche qui l'enveloppe, le second aurait recouvert de projections l'ensemble du dôme (*Lacroix*, 1908). En 1913, Glangeaud reprend ces travaux en y ajoutant de nouvelles observations. D'une part, il fait une analyse très précise de l'édifice (flanc ouest à crêtes, flanc oriental plus lisse et régulier), et d'autre part, il met en évidence l'existence d'un cône strombolien sous le flanc sud du Puy de Dôme (qu'il nommera Puy Lacroix en hommage à son confrère). Ce cône serait la source des clastes basaltiques présents dans la couche de projections décrite par Lacroix (qui supposait la présence d'un cratère d'explosion au sommet du dôme). Glangeaud définit également la phase péléenne comme la mise en place d'un dyke central continu mais fracturé, autour duquel se constitue une enveloppe de brèches et de projections poncées (*Figure 2.13*).

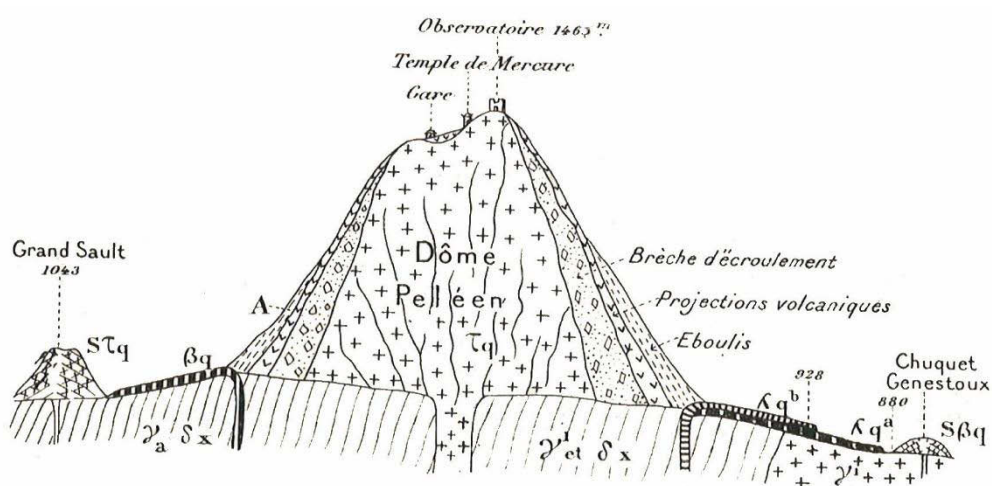


Figure 2.13 - Modèle initial de formation du Puy de Dôme réalisé à partir des premières conclusions de Lacroix (1908). (Glangeaud, 1913).

IV.3.b L'apport des données pétrographiques

Ce modèle va être significativement modifié par *Bentor* (1954) qui remet en question certains de ses aspects : d'une part, l'absence de cratère visible au sommet de l'édifice (fait difficilement imaginable pour lui, au vu de l'état de conservation de l'ensemble de la chaîne volcanique), et (2) la géométrie de l'intrusion, et plus particulièrement l'interface entre le dyke dans le socle et le dôme de lave lui-même, qui suggère un épanchement très important de la lave lors de son extrusion. Ses recherches sur la pétrologie des roches apportent de nouvelles contraintes, et lui permettent de suggérer un modèle plus complet, prenant en considération le Puy de Dôme dans son environnement proche (lien avec le Petit Puy de Dôme et le Puy Lacroix) (*Figure 2.14*).

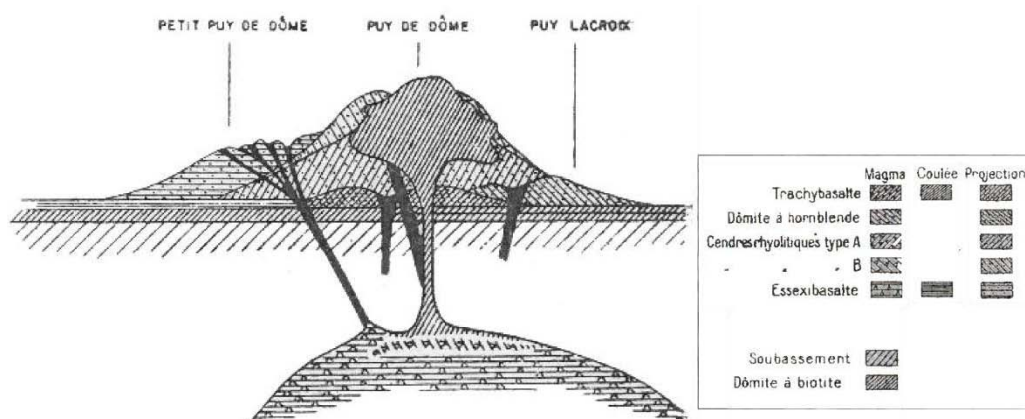


Figure 2.14 - Modèle de mise en place du Puy de Dôme proposé par *Bentor* (1954) à partir des données pétrographiques.

Ce modèle propose alors un processus d'édification du Puy de Dôme qui débute par une activité strombolienne intense dont sont issus le Puy Lacroix et les coulées dirigées vers l'est et l'ouest du dôme. À cette phase initiale aurait succédé l'édification d'un cône de scories en lieu et place du dôme actuel. L'intrusion trachytique responsable de la formation du Puy de Dôme aurait ensuite traversé, puis recouvert, ce cône. Enfin, la dernière phase de l'activité correspondrait à l'éruption du Petit Puy de Dôme au Nord (*Bentor*, 1954).

IV.3.c Le modèle synthétique

Camus (1975) remarque que le Creux de la Berte, cratère situé sur le flanc oriental du Petit Puy de Dôme, est quasiment comblé par les dépôts du Puy de Dôme. La chronologie proposée par *Bentor* doit alors être revue. Le modèle de *Camus* replace donc les événements dans l'ordre suivant (*Figure 2.15*) (*Camus*, 1975) :

- Phase 1 : activité strombolienne basaltique et mise en place de cônes et coulées associées (Puy Lacroix et Petit Puy de Dôme) ;
- Phase 2 : ouverture d'un événement éruptif en lieu et place de l'actuel Puy de Dôme, et formation éventuelle d'un anneau pyroclastique ;
- Phase 3 : extrusion du dôme principal et mise en place de brèches d'effondrement et de nuées ardentes (mécanisme que Camus compare à l'activité observée au Merapi).
- Phase 4 : forte activité explosive qui détruit une partie du flanc oriental du dôme, à l'origine de nuées ardentes/écoulements pyroclastiques ;
- Phase 5 : mise en place d'une aiguille de trachyte dans la cicatrice laissée sur le flanc oriental. Cette aiguille, instable, se démantèle épisodiquement au cours de sa croissance, créant ainsi des dépôts d'effondrement et de nuées ardentes sur l'ensemble du flanc;
- Phase 6 : ouverture des cratères du Nid de la Poule et du Traversin ;
- Phase 7 : explosion majeure du cratère Kilian avec saupoudrage trachytique de toute la zone.

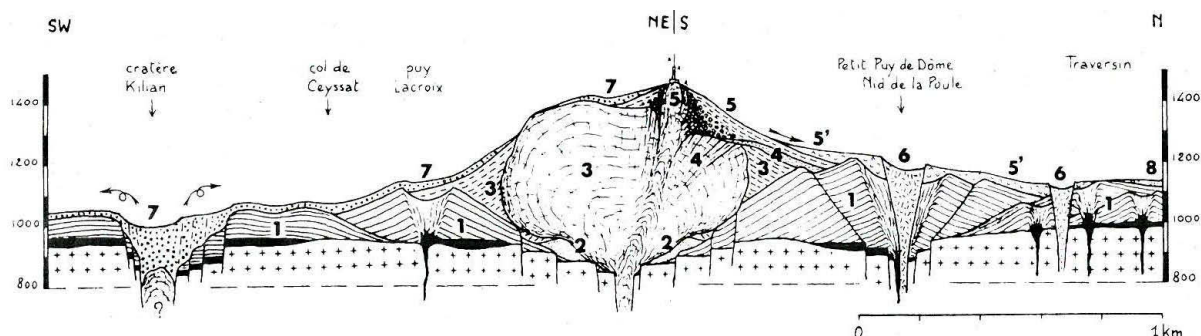


Figure 2.15– Modèle de mise en place du Puy de Dôme proposé par Camus (1975).

Ce modèle, très précis, resitue l'ensemble des événements éruptifs de la zone du Puy de Dôme, dans une chronologie en parfait accord avec les observations de terrain. Il est aujourd'hui encore le modèle utilisé pour expliquer, de manière globale, la formation du dôme (Boivin *et al.*, 2009).

De récentes observations stratigraphiques effectuées au sommet du Puy de Dôme suggèrent qu'une éruption phréatomagmatique tardive s'est produite il y a environ 10 000 ans dans la partie sommitale (Miallier *et al.*, 2010). Cette éruption devait être d'une importance non négligeable car des fragments de lapilli (Puy Lacroix sans doute) et de substratum ont été répertoriés. Cette découverte soulève à nouveau le problème de l'absence évidente de cratère

au sommet de l'édifice. Une éruption phréatomagmatique, même en prenant naissance en profondeur comme cela semble être le cas, devrait avoir laissée une cicatrice importante sur le dôme. Pour résoudre cette ambiguïté, *Miallier et al.* (2010) suggèrent que cette éruption aurait pu avoir lieu à travers une fissure éruptive, comme cela a pu être observé au sommet de la Soufrière de Guadeloupe par exemple.

La chronologie éruptive proposée par *Camus* (1975) fait état d'un effondrement gravitaire important du flanc oriental du premier dôme, suite à une activité explosive conséquente. Cependant, aucun indice d'un dépôt correspondant à un tel volume n'est observé, ni sur les relevés topographiques, ni sur le terrain. Quel volume du dôme initial a donc été détruit ? Et de quelle manière (l'hypothèse d'une avalanche de débris semble à présent peu probable) ?

V. Analyse morpho-structurale

Dans le cadre de cette étude, et en complément des connaissances actuelles sur la structure du Puy de Dôme et des édifices volcaniques environnants, une analyse morpho-structurale de l'édifice a été réalisée. Cette approche repose sur l'étude d'un relevé topographique d'une résolution au sol de 0,5 m, calculé à partir de données LiDAR, obtenues en 2011, lors d'une acquisition aéroportée au-dessus de la Chaîne des Puys (*Figure A2.1, Annexe A2*). L'analyse du MNT et des produits dérivés comme la carte de distribution des pentes par exemple, (*Figure 2.17, détails du calcul section A2.3, Annexe 2*), permet de préciser les structures morphologiques liées au Puy de Dôme d'une part (*Figure 2.18*), et aux édifices qui l'entourent d'autre part (*Figure 2.19 et Figure 2.23*).

V.1. Le Puy de Dôme *stricto sensu*

Visuellement, le Puy de Dôme se divise en deux unités morphologiquement bien distinctes (*Figure 2.16a*), associées à deux phases éruptives différentes (*Figure 2.11, Boivin et al., 2009*). Du côté ouest, le dôme s'apparente à un dôme plat hérissé (comparable à la Soufrière de Guadeloupe, comme l'avait déjà remarqué Lacroix en 1908) constituant l'édifice initial (*Figure 2.16b*). Ces crêtes sont des structures couramment décrites sur les dômes volcaniques (*section II.2 – Chapitre 1*), et elles forment dans le cas du Puy de Dôme des arêtes rocheuses de quelques mètres de hauteur, et centaines de mètres de long.

À l'inverse, du côté oriental, les pentes sont plus douces et régulières, du sommet à la base de l'édifice (*Figure 2.16c*). La partie sommitale (*Figure 2.16b*), bien que remaniée par les installations anthropiques, est globalement très irrégulière, en particulier du côté nord-est, où une "aiguille" rocheuse constitue le point culminant du flanc oriental, et correspondrait à la seconde phase éruptive (butte sur laquelle est aujourd'hui construite l'emblématique antenne TDF⁶) (*Figure 2.16a*).

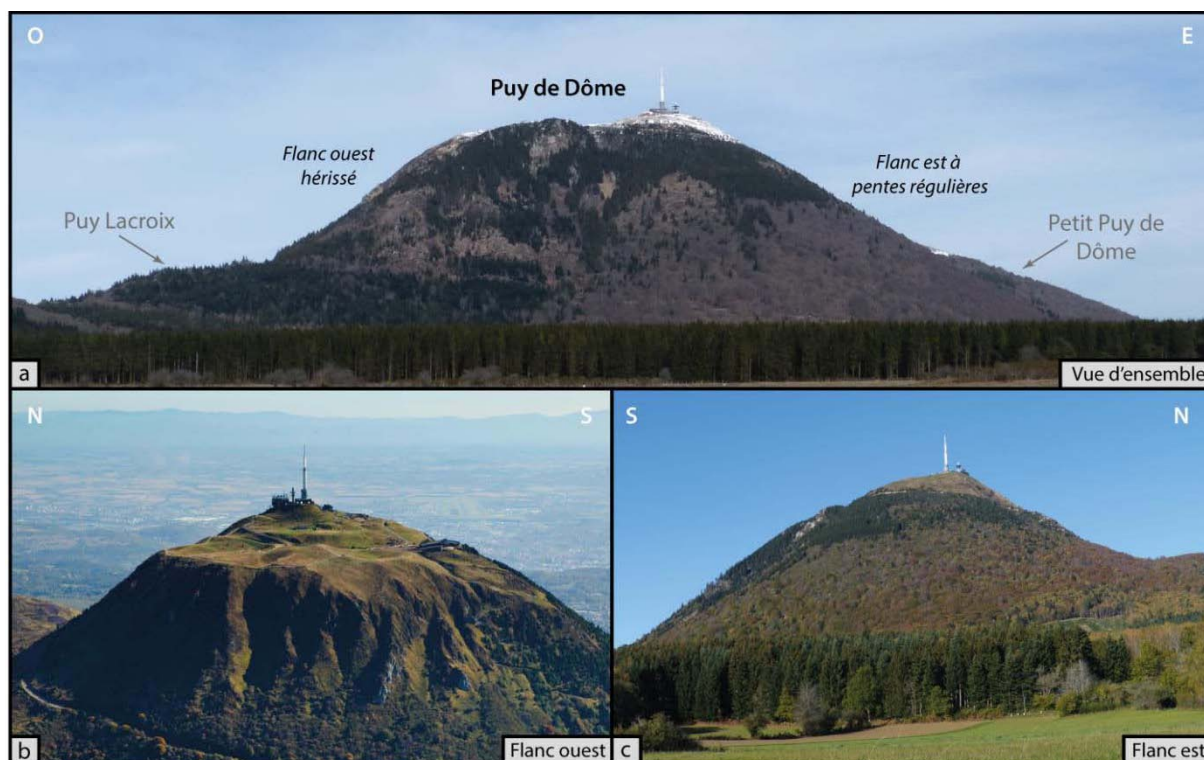


Figure 2.16 – a) Vue générale du Puy de Dôme depuis le S-SE. Les deux flancs de l'édifice montrent des caractéristiques morphologiques très différentes avec : b) vers l'ouest des crêtes rocheuses (Photo © P. Soisson) et c) vers l'est un flanc plus régulier depuis le sommet.

Le versant oriental de l'édifice est très régulier et lisse (*Figure 2.16a* et *Figure 2.18*), du sommet à la base, avec des pentes comprises entre 30° et 40° (*Figure 2.17*). Cependant, les indices d'écoulements identifiés au pied de l'édifice, suggèrent que ce flanc est constitué de produits incohérents (pyroclastites, débris...), dont l'angle de repos théorique est plus faible que les valeurs de pentes observées ici. Ces dernières impliquent donc la présence de structures massives, ou de matériaux soudés, formant une ossature apte à soutenir les formations *a priori* peu cohésives recouvrant ce versant. De plus, de nouvelles observations de terrain ont montré que, dans la partie supérieure de ce flanc, les dépôts sont constitués

⁶ TéléDiffusion de France

de matériaux très fins, fortement soudés, dont l'aspect à l'affleurement est semblable à du trachyte massif. Ils forment par endroit des écoulements de plusieurs mètres de hauteur, qui reposent sur des dépôts meubles d'effondrement. L'origine et le mode de mise en place de ces formations restent encore inconnus. Il pourrait s'agir de dépôts pyroclastiques indurés, mis en place à des températures très élevées (P. Boivin et D. Miallier, *com. pers.*), et qui se seraient figés au cours de leur progression sur les pentes (changement de rhéologique brutal des matériaux).

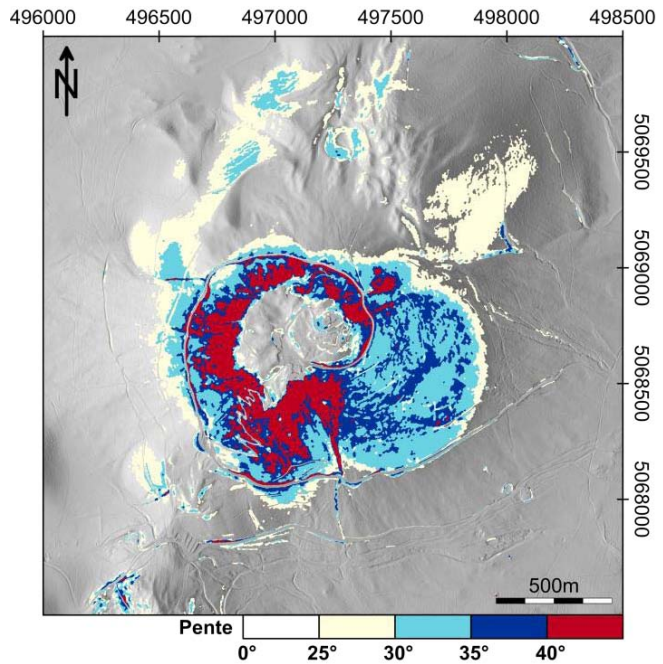


Figure 2.17 – Carte de distribution des pentes sur le Puy de Dôme, calculée à partir du levé LiDAR. Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

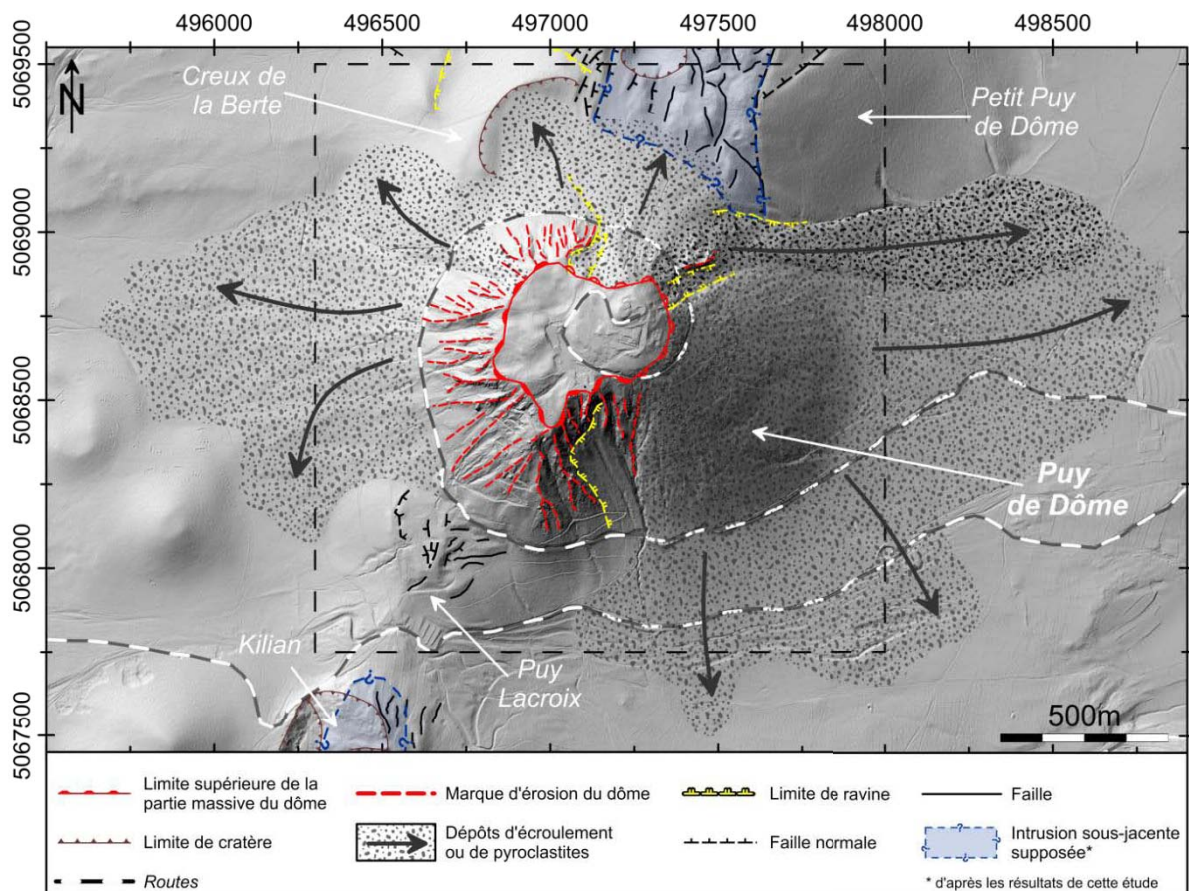


Figure 2.18 - Analyse morpho-structurale de la zone du Puy de Dôme à partir des données LiDAR haute résolution. L'extension des intrusions sous-jacentes est déduite des résultats de cette étude. L'encadré représente les limites de la Figure 2.17. Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

La face sud du volcan est entaillée d'une cicatrice suggérant un effondrement important dans cette zone (Figure 2.18). Néanmoins, aucun indice de dépôts pouvant être reliés à un tel évènement n'est identifié à la base de l'édifice. Cette structure pourrait donc simplement représenter la limite entre le dôme hérissé occidental et les dépôts des processus éruptifs ultérieurs qui ont modelé le flanc oriental.

V.2. Les systèmes volcaniques adjacents

V.2.a Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule

Au nord du Puy de Dôme se trouve un système volcanique complexe composé de trois édifices distincts (Figure A2.2, Annexe A2 et Figure 2.19).

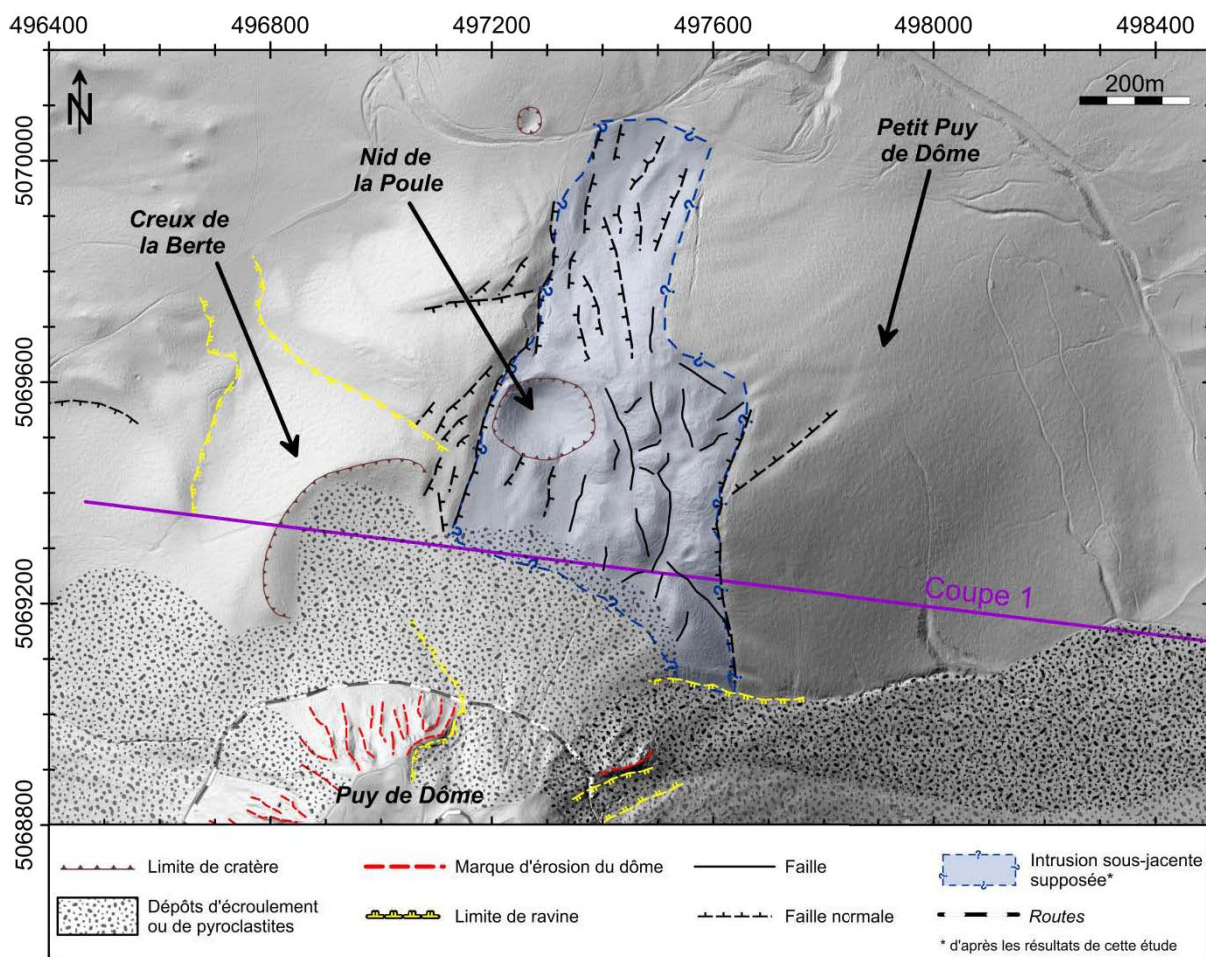
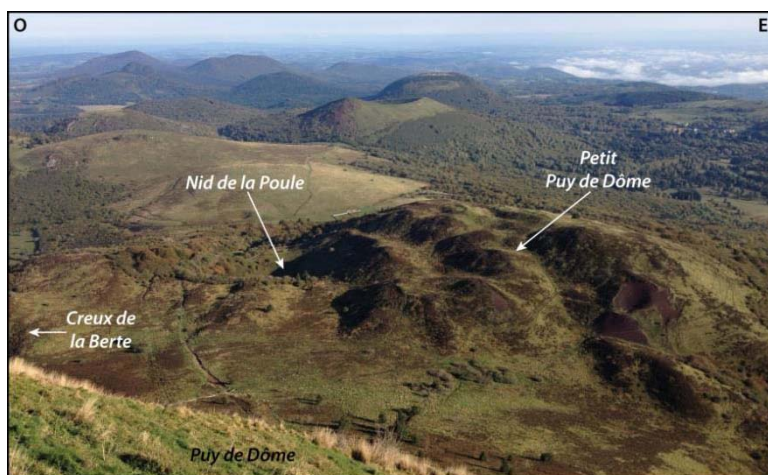


Figure 2.19 – Étude des structures morpho-tectoniques présentes sur le complexe volcanique du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule (PCN). En violet, le tracé de la coupe présentée en Figure 2.21. La localisation de cette zone dans un contexte plus global est indiquée Figure A2.1, Annexe A2. Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

Le Petit Puy de Dôme et le Creux de la Berte (à l'est et à l'ouest respectivement) sont des édifices stromboliens trachy-andésitiques dont les âges ne sont pas précisément déterminés (*Boivin et al.*, 2009). Néanmoins, des coulées de lave attribuées au Petit Puy de Dôme ont été datées entre 42 000 et 35 000 ans (*Guérin*, 1983; *Plenier et al.*, 2007). Le cratère du Nid de la Poule est, quant à lui, issu d'une éruption phréatomagmatique postérieure, datée vers 9500 ans (*Miallier et al.*, 2008).

Le sommet de cet ensemble volcanique est clairement affecté par une tectonique post-éruptive formant une zone de graben orientée N10°-N20° (*Figure 2.19*). Le levé topographique LiDAR haute résolution permet une analyse détaillée des caractéristiques

structurales de cette zone. Le sommet du Petit Puy de Dôme montre une succession de failles normales à regard ouest (*Figure 2.20*). À l'ouest, le graben est délimité par des failles normales à regard est (*Figure 2.19*). Le Nid de la Poule n'est pas affecté par



cette tectonique, indiquant une mise en place postérieure. Ce type de déformation sur les édifices volcaniques est typique de la présence d'intrusions linéaires sous-jacentes (*e.g. Pollard et al.*, 1983). Une interprétation de ces déformations en termes d'intrusion a été proposée par *van Wyk de Vries et al.* (2014). Le modèle développé par ces auteurs suggère la présence d'une intrusion évoluant en laccolithe épais à l'interface entre le socle granitique et les formations volcaniques sus-jacentes (*Figure 2.21*). Dans ce modèle, le Petit Puy de Dôme actuel serait le résultat du soulèvement du flanc oriental du Creux de la Berte, sous l'effet de la mise en place de l'intrusion. L'éruption phréatomagmatique à l'origine du Nid de la Poule aurait été causée par cette intrusion (la zone d'alimentation de cette dernière est localisée à l'aplomb du cratère d'explosion selon ce schéma). Enfin, la mise en place du Puy de Dôme aurait eu lieu depuis un événement éruptif sur le flanc sud du Petit Puy de Dôme (alimentation du dôme par l'intrusion elle-même).

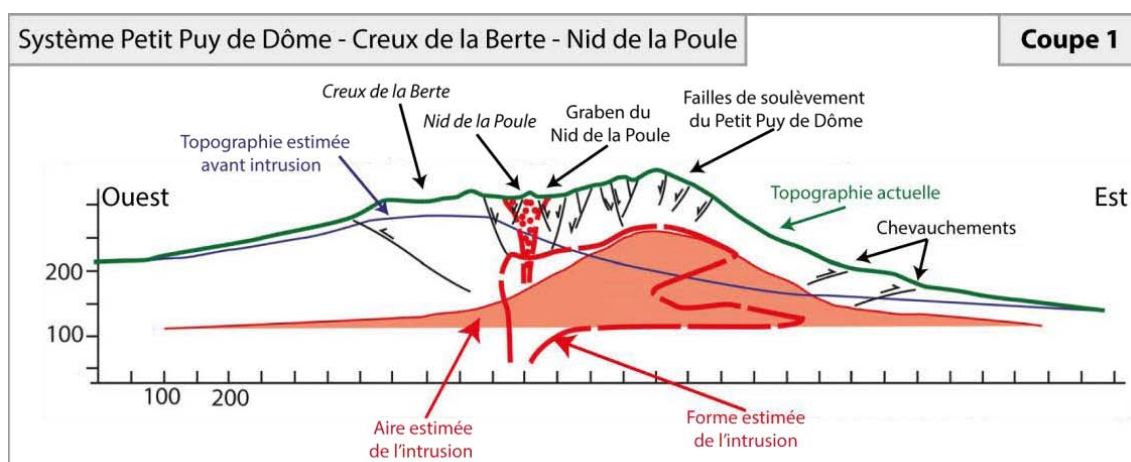


Figure 2.21 – Schéma de la structure intrusive suspectée sous le complexe du Petit Puy de Dôme proposé, par van Wyk de Vries et al. (2014). La localisation de la coupe est indiquée sur la Figure 2.19.

Ce modèle implique donc un soulèvement maximum d'environ 200 m du flanc est du Creux de la Berte (Figure 2.21). Ce type de soulèvement a été observé, par exemple, sur le Mont St. Helens en 1980, où la mise en place d'un cryptodôme sous le flanc nord a entraîné un gonflement de 150 m, sur une zone de 1,8 km de diamètre (Moore et Albee, 1981). Cependant, les dimensions du Mont St. Helens (~6 km de diamètre à la base et 1500 m de hauteur avant l'éruption) ne sont pas comparables à celles pouvant être supposées pour un édifice comme le Creux de la Berte, dans sa géométrie initiale (*i.e.* avant la déformation). Une déformation d'amplitude similaire, appliquée à un édifice strombolien comme le Puy de Côme (1450 m de diamètre et 300 m de hauteur, voir Figures A2.1 et A2.2, Annexe A2 pour sa localisation), qui représente l'archétype des cônes de scories, mène à un rapport déformation/taille de l'édifice très élevé comparé à un édifice comme le Mont St. Helens. Ceci soulève donc la question de la possibilité d'une telle déformation sur un édifice strombolien comme le Creux de la Berte.

Les flancs actuels du Petit Puy de Dôme et du Creux de la Berte affichent des valeurs de pente jusqu'à 30° (Figure 2.22), classiques pour des cônes de scories. En revanche, le modèle de soulèvement de flanc de van Wyk de Vries et al. (2014) implique un profil initial du Creux de la Berte dissymétrique, avec des pentes très faibles sur le flanc oriental (moins de 10°), peu compatibles avec les valeurs de pentes habituellement observées sur ce type d'édifice (Figure 2.21). De plus, la présence, au sommet du Petit Puy de Dôme, de scories rouges (faciès cœur de cône, Figure 2.20) est en faveur de la proximité d'un événement éruptif dans cette zone. Ces différents éléments suggèrent que ces deux édifices correspondent, soit à deux cônes stromboliens distincts juxtaposés, soit à un seul et même système volcanique complexe avec,

à son sommet, plusieurs événements éruptifs (exemple du Puy de Montchié, *Annexe A2*) remettant ainsi en question certains arguments du modèle de *van Wyk de Vries et al.* (2014).

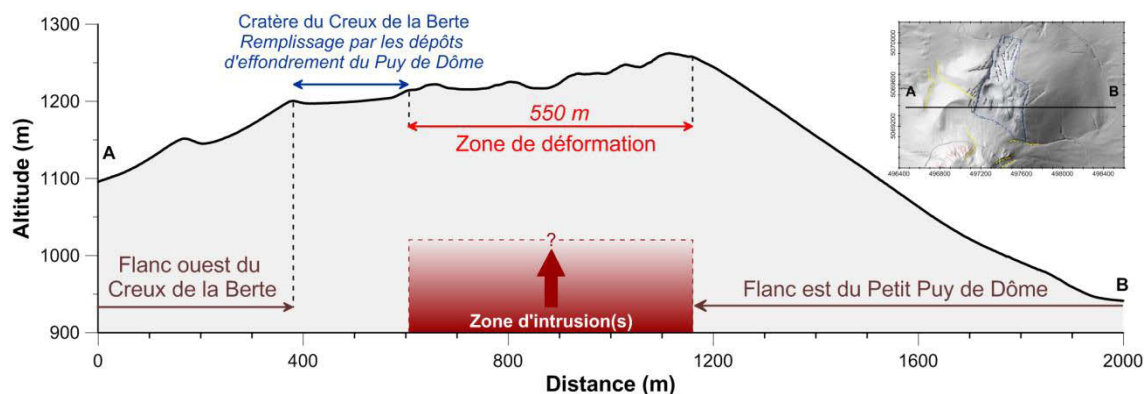


Figure 2.22 – Étude des structures de déformation le long d'une coupe transverse sur le complexe PCN. L'extension de la zone d'intrusion en profondeur est déduite de la zone de déformations observées en surface.

La *Figure 2.19* montre une plus faible extension des déformations au nord du Nid de la Poule (seulement 200 à 250 m), pouvant être liée à un rétrécissement de l'intrusion sous-jacente. En revanche, aucune information ne permet de contraindre précisément la forme générale et la nature de l'intrusion (dyke, laccolite...), ni sa profondeur.

V.2.b Puy des Grosmanaux – Cratère Kilian

Le secteur sud du Puy de Dôme présente des structures de déformations équivalentes, au niveau du Puy des Grosmanaux, un cône de scories basaltique (*Boivin et al.*, 2009). Sa partie nord-ouest est recoupée par un cratère, le Kilian, dont l'explosion semble avoir désintégrée, en grande partie, une ancienne protrusion trachytique, dont les vestiges constituent la paroi orientale du cratère. Ce dernier a une forme elliptique, étirée selon une direction NNE-SSO, d'une extension longitudinale d'environ 400 m pour 300 m de large (*Figure 2.23*). Il est à l'origine de l'une des éruptions vulcaniennes les plus importantes qui ait eu lieu dans la Chaîne des Puys, il y a environ 9200 ans (*Boivin et al.*, 2009).

En dehors de la zone occupée par le cratère Kilian, le Puy des Grosmanaux montre de nombreuses structures de déformation (*Figure 2.23*). Ces structures sont orientées selon deux directions principales. La partie à l'est du cratère Kilian présente des failles orientées principalement N-S à N20° et associées à une intrusion en profondeur. Au sud du cratère, l'ensemble des déformations orientées N50° implique, soit une géométrie complexe de l'intrusion, soit une source différente, comme par exemple une déstabilisation gravitaire en

réponse à l'ouverture du cratère Kilian. Une combinaison de ces deux hypothèses est aussi envisageable.

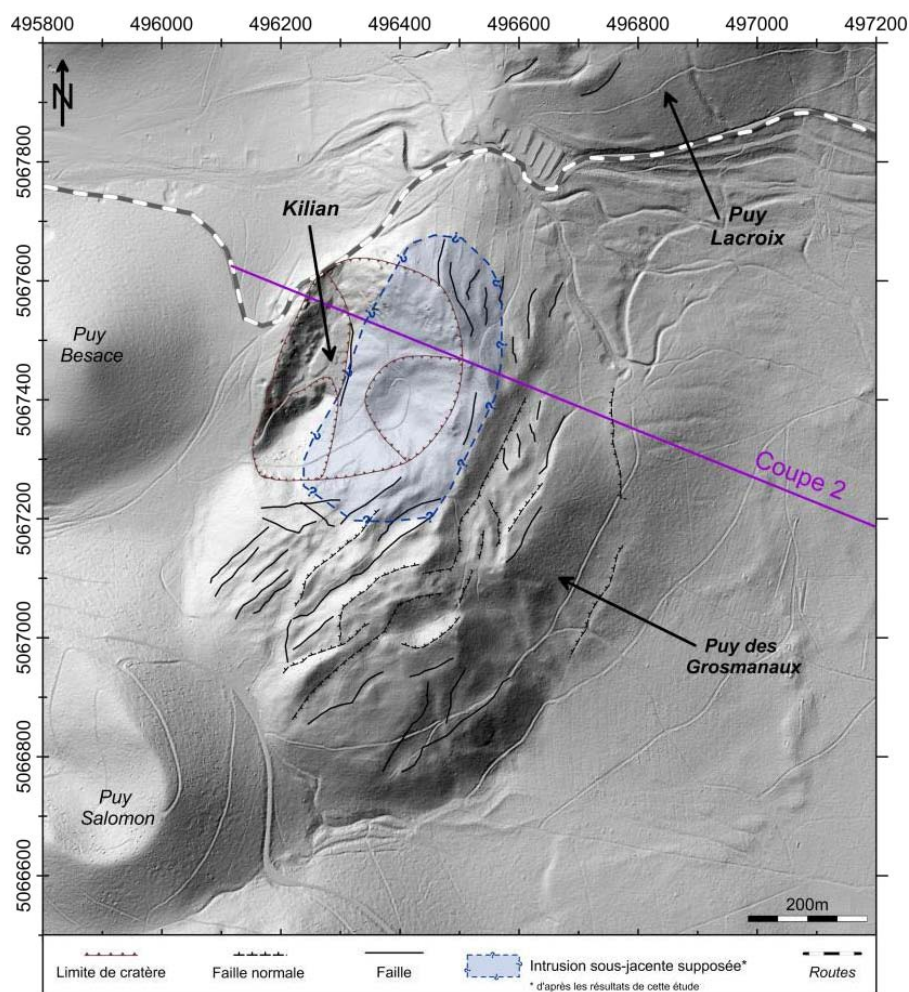


Figure 2.23 - Description des structures morpho-structurales du complexe volcanique Grosmanaux-Kilian (GK). Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

van Wyk de Vries et al. (2014) relie les déformations affectant le Puy des Grosmanaux à la mise en place en profondeur d'un laccolite (Figure 2.24). Le soulèvement associé à cette intrusion (~80 m à l'aplomb du point culminant du Puy des Grosmanaux), serait à l'origine de ces structures d'effondrement en surface. De plus, une extension latérale du laccolite ou la mise en place d'un dyke depuis l'intrusion, pourrait être à l'origine de la protrusion trachytique sous le complexe Grosmanaux-Kilian. Enfin, ce modèle propose également que la zone d'alimentation du laccolite se situerait à la verticale du cratère Kilian.

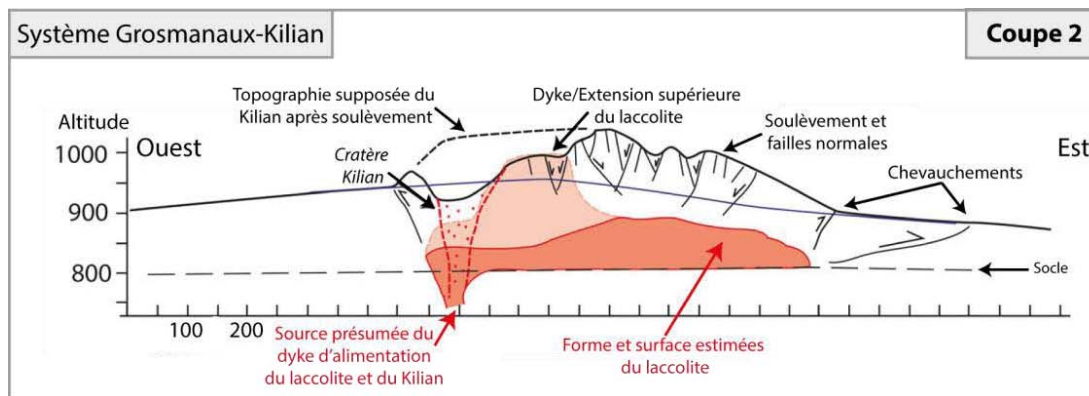


Figure 2.24 – Modèle de l'intrusion à l'origine des déformations superficielles sur le complexe Grosmanaux-Kilian (modifiée d'après van Wyk de Vries et al., 2014). La localisation de la coupe est indiquée sur la Figure 2.23.

Le modèle proposé par van Wyk de Vries et al. (2014) implique l'existence de chevauchements au pied oriental du Puy des Grosmanaux (Figure 2.24). Ces structures semblent en réalité correspondre à des morphologies de surface associées aux nombreuses coulées de laves présentes dans cette zone (levées latérales, fronts de coulées...) (Figure 2.11, Boivin et al., 2009). Dans ce cas de figure, la zone de déformations serait alors concentrée dans la partie sommitale, définissant des limites latérales de l'intrusion sous-jacente plus restreintes que celles proposées jusqu'ici (Figure 2.25). L'explosion du cratère Kilian ayant effacé toutes traces de déformations vers l'E-NE du système volcanique, l'extension latérale de la zone déformée est mal contrainte dans ce secteur, et c'est le bord occidental du cratère qui définit la limite ouest des déformations. L'extension latérale de ces dernières, telle qu'elle est présentement caractérisée, correspond donc à une valeur maximale.

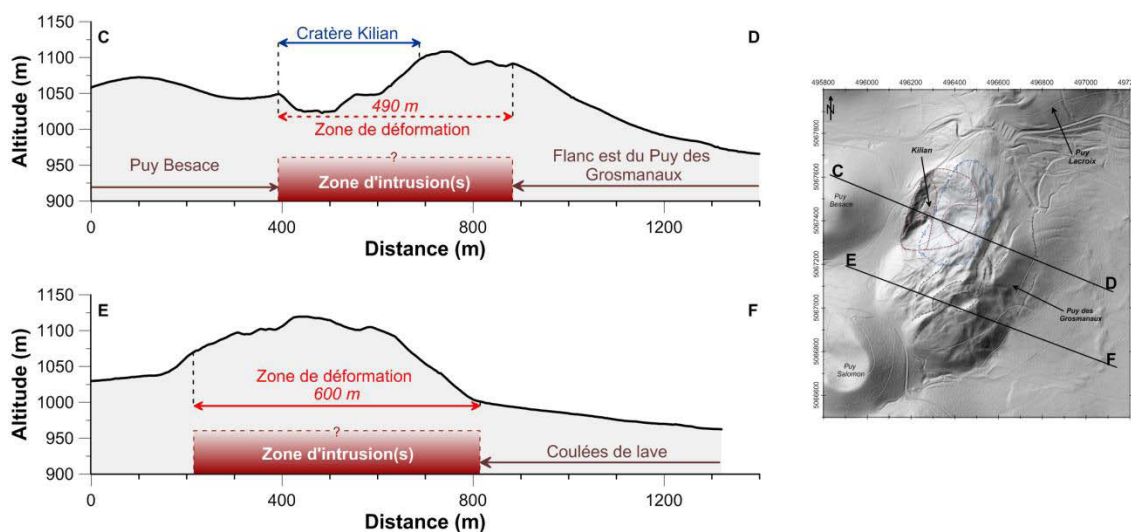


Figure 2.25– Analyse des déformations affectant le complexe Grosmanaux-Kilian selon deux coupes transverses. Au niveau du cratère Kilian, la zone d'intrusion(s) sous-jacente a une extension latérale plus réduite que celle proposée dans le modèle de van Wyk de Vries et al. (2014).

Le modèle de *van Wyk de Vries et al.* (2014) décrit donc un soulèvement de 80 m de dépôts stromboliens situés au pied du Puy Besace et du Puy Salomon. Cependant, les pentes du Puy des Grosmanaux, comparables à celles des cônes de scories (*Figure 2.25*), et la présence de coulées de lave au pied oriental de cet édifice, sont en faveur d'un ancien cône strombolien, ce qui vient contredire l'hypothèse d'un soulèvement de grande amplitude.

VI. Études géophysiques antérieures

Plusieurs campagnes géophysiques ont eu lieu dans la Chaîne des Puys au cours des dernières décennies. Initialement destinées à déterminer la structure profonde de la région, elles se sont peu à peu focalisées sur des cibles bien précises.

Les premières données aéromagnétiques acquises dans la Chaîne des Puys ont permis de suggérer la présence d'une ou plusieurs chambre(s) magmatique(s) sous les édifices volcaniques (*Aubert, 1973; Aubert et Camus, 1974*). Une campagne de mesures magnétotelluriques couplée à des sondages électriques, menée par *Dupis* (1978) dans la chaîne volcanique a montré la nécessité de combiner différentes méthodes géophysiques pour l'étude des structures géologiques. Des mesures de polarisation spontanée et de résistivité électrique ont permis de mettre en évidence la structure très complexe en horsts et grabens du socle plutonique (*Fournier, 1989; Aubert et Labazuy, 2001*). De nombreuses campagnes gravimétriques ont aussi été réalisées dans la Chaîne des Puys, principalement dans le cadre de recherches effectuées par/pour le BRGM (*Bureau de Recherche Géologiques et Minières*). Leur objectif principal était d'étudier la structure régionale profonde. Récemment, une étude gravimétrique ciblée, localisée dans la zone nord de la Chaîne des Puys (du maar de Beaunit au Puy de Lemptégy), a mis en évidence la présence d'une anomalie sous le Puy de Louchadière et le Puy de la Nugère (*Thévenon, 1996*). Les campagnes géophysiques se sont ensuite focalisées sur des édifices spécifiques comme le maar de Beaunit (*Aubert et al., 1984*), le Puy des Goules (*Brenguier et al., 2006*) ou encore le Puy de Dôme (*Portal et al., 2013*), le but de ces travaux étant de déterminer et comprendre la structure interne des édifices volcaniques.

En ce qui concerne le Puy de Dôme lui-même, peu d'études géophysiques y ont été menées. Une première cartographie d'anomalies magnétiques a été effectuée par *Brunhes et David* en 1903. L'analyse de cette carte magnétique montre que l'aimantation des roches est dirigée vers la zone centrale du dôme (*Figure 2.26*). Plus récemment, le Puy de

Dôme a fait l'objet d'une étude multidisciplinaire. En effet, depuis 2010, et l'acquisition d'un levé LiDAR haute résolution, cet édifice est le site expérimental du projet TOMUVOL. Ce programme a pour objectif d'élaborer un modèle 3D de distribution des densités du dôme, par imagerie muonique. Plusieurs acquisitions ont eu déjà lieu sur le site, afin de développer un appareil de mesure robuste et autonome, et de comparer les résultats avec ceux obtenus sur cette même cible par d'autres équipes (*Ambrosino et al.*, accepted ; *Cârloganu et al.*, 2012). Afin de valider cette nouvelle technique d'imagerie, une première série de campagnes géophysiques (gravimétrie et ERT), a été réalisée par *Portal et al.* en 2013, et a fourni un modèle préliminaire de la structure interne du Puy de Dôme.

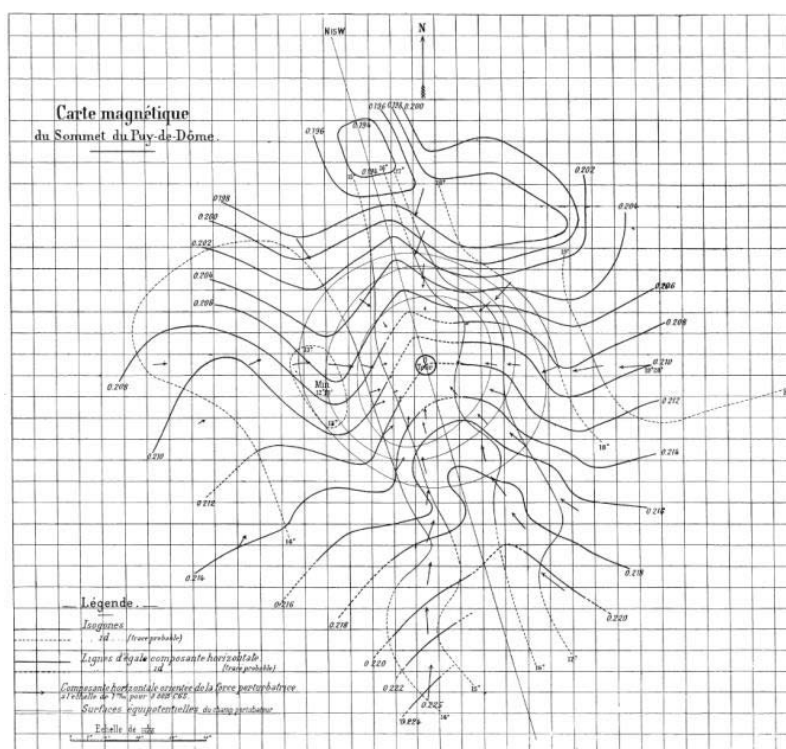


Figure 2.26 - Première carte d'anomalies magnétiques de la zone sommitale du Puy de Dôme. Les mesures ont été effectuées par Brunhes et David (1903).

Chapitre 3

Méthodes géophysiques

I. Introduction générale

La compréhension de la formation et de l'évolution des édifices volcaniques passe très souvent par l'étude de leur structure interne. Dans le cas du Puy de Dôme, sa proximité et sa facilité d'accès ont rendu possible plusieurs campagnes géophysiques depuis 2011. Trois grandes campagnes ont ainsi eu lieu : (1) une campagne de tomographie des résistivités électriques entre 2011 et 2014, (2) des mesures gravimétriques entre 2012 et 2013, et enfin (3) une campagne de relevés magnétiques en 2014.

Ce chapitre décrit les trois méthodes principales utilisées lors de ces travaux de thèse. Chaque méthode est traitée individuellement. Un bref historique du développement et de l'évolution des différentes techniques mises en œuvre est abordé, afin de mieux cerner les raisons de leur utilisation en domaine volcanique. Les principes théoriques sur lesquels elles reposent sont ensuite décrits, afin d'explicitier les processus de traitement qui seront détaillés dans le chapitre suivant. Enfin, les dispositifs et instruments employés, ainsi que la localisation des campagnes géophysiques menées sur le Puy de Dôme sont présentés pour chaque méthode.

II. Méthodes électriques

II.1. Introduction

Les méthodes électriques sont couramment utilisées pour l'imagerie de sub-surface en prospection géophysique. Elles visent à déterminer la distribution des résistivités électriques dans le sous-sol, au moyen de mesures de surface ou en forage, pour en caractériser les hétérogénéités. Initialement développées dans le domaine de la géotechnique, ces techniques sont aujourd'hui utilisées dans le cadre d'études très diverses (environnement, génie civil, archéologie...). Il existe plusieurs méthodes d'imagerie électrique, et bien qu'elles reposent toutes sur les mêmes fondements physiques, nous aborderons plus particulièrement la méthode de la tomographie des résistivités électriques ou *Electrical Resistivity Tomography* - *ERT*.

II.1.a Une histoire de courant...

L'imagerie des résistivités électriques (IRE), au sens large, est une méthode de prospection géophysique relativement récente. Elle est utilisée dès le début du XVIII^{ème} siècle, pour mesurer la conductivité des roches, et sonder le sous-sol (travaux de G.S Ohm, A.M. Ampère ou encore M. Faraday). Elle repose sur les lois fondamentales de l'électromagnétisme, développées à la même époque, par des physiciens et mathématiciens comme G.S. Ohm ou J.C. Maxwell. C'est d'ailleurs ce dernier qui montre l'intérêt d'utiliser des quadripôles de mesure pour des prospections tridimensionnelles. Au début des années 1900, un groupe de chercheurs suédois utilise pour la première fois de tels dispositifs, pour la détection d'anomalies conductrices dans le sous-sol. Ces travaux seront rapidement suivis par ceux de C. Schlumberger en France (*Schlumberger*, 1920), et F. Wenner aux Etats-Unis, dont les noms sont aujourd'hui indissociables de la discipline. Dans les années 1970, deux avancées majeures dans le domaine de l'imagerie électrique interviennent avec d'une part le développement des panneaux électriques, associé à un nouveau mode de représentation des données (*Edwards*, 1977), et d'autre part, les travaux relatifs à la résolution du problème inverse dit « mal-posé » des données d'IRE (*Tikhonov et al.*, 1977).

Les premières mesures ne permettaient que l'investigation de la distribution verticale des résistivités électriques, au travers du sondage électrique vertical (SEV) principalement, permettant une approche 1D des structures. Au début des années 1990, le développement des technologies numériques, ainsi que l'amélioration des dispositifs d'acquisition et des processus d'inversion (*Loke et Barker*, 1996a, 1996b), constituent une étape importante vers l'imagerie 2D et 3D.

II.1.b Les applications de l'imagerie électrique

L'utilisation de l'IRE dans de nombreux domaines de prospection a prouvé son efficacité et sa robustesse (*Reynolds*, 2011; *Loke et al.*, 2013). Elle suscite l'intérêt de l'industrie minière, en complément des mesures de polarisation induite (*Induced Polarization - IP*), pour laquelle elle est utilisée afin d'imager les zones riches en minerais exploitables, dans des environnements géologiques parfois complexes (*White et al.*, 2001; *Rücker et al.*, 2006; *Chambers et al.*, 2007; *Legault et al.*, 2008). Les techniques d'imagerie électriques sont aussi couramment appliquées dans le domaine de l'hydrogéologie (*Page*, 1968; *Brunet et al.*, 2010; *Bièvre et al.*, 2012; *Revil et al.*, 2012), plus particulièrement pour contraindre les

injections et les migrations d'eau salée dans les sols (*Wilson et al.*, 2006; *de Franco et al.*, 2009). Utilisées à grande échelle, elles permettent également la cartographie des ressources en eau (*Auken et al.*, 2006). Elles sont aussi très employées dans le cadre d'études environnementales, pour le traçage des polluants (*Daily et Ramirez*, 1995; *de Lima et al.*, 1995; *Park*, 1998; *Ogilvy et al.*, 1999; *Olayinka et Yaramanci*, 1999; *Dahlin et al.*, 2002; *Chambers et al.*, 2006), ou encore pour l'auscultation des structures du génie civil (*Johansson et Dahlin*, 1996; *Yaramanci*, 2000; *Dahlin*, 2001; *Rucker et al.*, 2010; *Donohue et al.*, 2011; *Fargier et al.*, 2014). De plus, l'aspect non destructif de ces techniques d'investigation est très apprécié en archéologie (*Hesse et al.*, 1986; *Griffiths et Barker*, 1994; *Tonkov et Loke*, 2006; *Papadopoulos et al.*, 2010; *Di Maio et al.*, 2012).

En plus de ces applications, l'imagerie électrique est également très utilisée en géologie (*Storz et al.*, 2000), aussi bien pour la compréhension de structures géologiques complexes (*Hsu et al.*, 2010; *Bedrosian et al.*, 2012), que pour des investigations en géologie structurale (*Pessel et Gibert*, 2003; *Pánek et al.*, 2010). *Marescot et al.* (2003) et *Hauck and Kneisel* (2006) ont aussi appliqué cette technique pour la prospection des permafrosts. C'est également un outil d'auscultation des zones sujettes aux glissements de terrain, permettant d'en déterminer les fragilités dues aux infiltrations susceptibles de déstabiliser les massifs (*Heincke et al.*, 2010; *Migoñ et al.*, 2010; *Socco et al.*, 2010; *Bekler et al.*, 2011; *Grandjean et al.*, 2011; *Le Roux et al.*, 2011; *Hibert et al.*, 2012).

L'IRE est très répandue en volcanologie. En effet, la structure des édifices volcaniques étant constituée de produits éruptifs variés, ainsi que de dépôts de remaniement et d'altération, des contrastes lithologiques forts sont donc attendus dans les premières dizaines à centaines de mètres sous la surface. Cette méthode devient alors un outil très adapté à l'imagerie de subsurface des édifices volcaniques. Les études menées dans ce domaine ont deux objectifs. D'une part, il est reconnu depuis une vingtaine d'années que l'imagerie électrique est une méthode très efficace pour l'étude des systèmes hydrothermaux. Ce type d'activité est associé à de grandes quantités de vapeur et d'eau qui vont avoir tendance à abaisser les valeurs de résistivités. De plus, la circulation de fluides va entraîner le dépôt de minéraux très conducteurs, comme les argiles. Les différences de résistivité, entre ces zones altérées et les parties non affectées, vont être clairement mises en évidence sur les modèles électriques. Les méthodes électriques permettent ainsi de caractériser des systèmes hydrothermaux dans leur ensemble (*Lénat et al.*, 2000; *Nicollin et al.*, 2006; *Lesparre et al.*, 2014), et d'en contraindre les limites et la structure (*Figure 3.1a*). Couplées à des mesures de paramètres en surface

(température, CO₂ et polarisation spontanée), elles vont aussi servir à l'étude des circulations à petite échelle (*Figure 3.1b*) (*Revil et al., 2004, 2008, 2011; Finizola et al., 2006, 2009, 2010; Brothelande et al., 2014*). D'autre part, des études récentes ont montré l'intérêt de ces méthodes pour la compréhension d'édifices volcaniques monogéniques (*Bolós et al., 2012, 2014; Barde-Cabusson et al., 2013; Portal et al., 2013*). En effet, la croissance rapide de ces volcans en fait des édifices de taille généralement modeste, avec des structures internes plus simples que dans le cas de stratovolcans. Les modèles électriques montrent à la fois la structure interne de ces volcans, mais aussi leur position par rapport aux formations géologiques environnantes (*Figure 3.1c*).

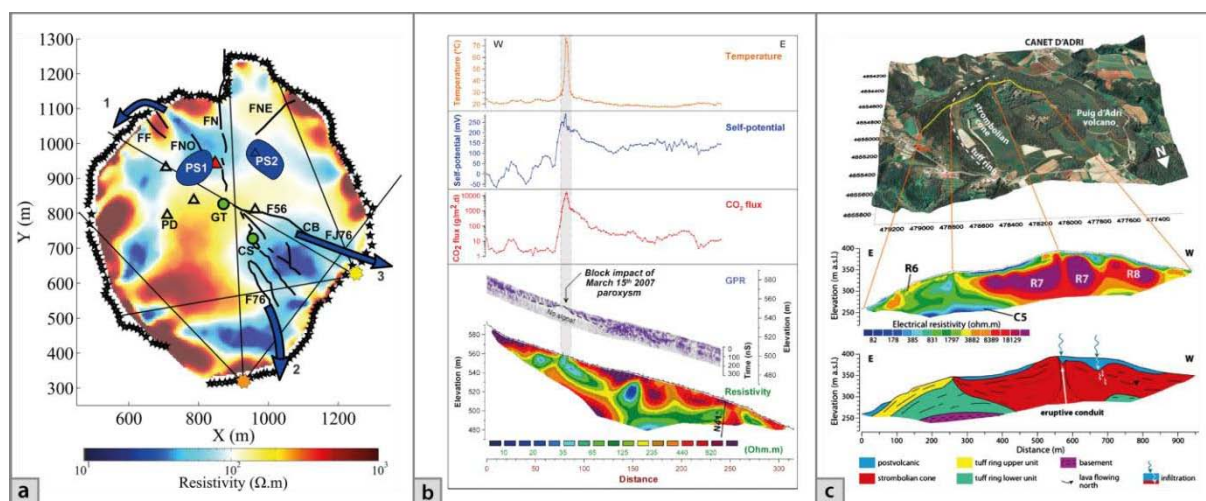


Figure 3.1 - Exemples d'application des méthodes électriques en volcanologie. a) Tomographie transversale du dôme de la Soufrière de Guadeloupe (Antilles) et mise en évidence des zones de circulations hydrothermales et d'altération à l'échelle du dôme (*Lesparre et al., 2014*). b) Comparaison multidisciplinaire sur le Stromboli (Italie) : les remontées de fluides coïncident avec des anomalies en surface (*Finizola et al., 2010*). c) Étude de la structure interne d'un édifice monogénique, le Puig d'Adri (Espagne) et interprétations géologiques (*Barde-Cabusson et al. 2013*).

II.2. Aspects théoriques

II.2.a Définitions

Toutes les méthodes électriques utilisent des sources de courant artificielles, le plus souvent ponctuelles, implantées à la surface de l'objet d'étude, dans notre cas précis le terrain naturel. L'objectif est de déterminer la distribution des résistivités électriques dans le sous-sol. La mesure d'un courant I , injecté dans le sol, et d'une différence de potentiel U , permettent de déterminer la résistance R du matériau étudié, grâce à la loi d'Ohm :

$$U = R * I \quad (3.1)$$

La résistance d'un matériau cylindrique de dimensions connues dépend, de la distance d parcourue par le courant, de l'aire A de la section traversée, et de la résistivité électrique ρ telle que :

$$R = \rho \left(\frac{d}{A} \right) \quad (3.2)$$

La résistivité ρ représente la capacité d'un matériau à s'opposer à la circulation du courant électrique.

II.2.b Équations fondamentales

La théorie fondamentale des méthodes électriques est basée sur les équations de Maxwell de l'électromagnétisme (*Telford et al.*, 1976). La loi d'Ohm peut s'écrire en fonction du champ électrique \mathbf{E} et de la densité de courant \mathbf{J} , telle que :

$$\mathbf{J} = \frac{1}{\rho} \mathbf{E} \quad (3.3)$$

La circulation du courant dans le sol est considérée comme continue, ce qui place l'environnement en régime permanent ; les grandeurs physiques qui régissent ce milieu ne varient donc pas au cours du temps. La simplification de la loi d'Ampère–Maxwell donne alors :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (3.4)$$

Enfin le champ électrique est défini comme le gradient du champ scalaire de potentiel V , tel que :

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (3.5)$$

La suite du formalisme exposé ici est décrite pour un milieu considéré comme un demi-espace plan, homogène et isotrope. La combinaison des équations précédentes (3.3 à 3.5) donnent la formulation de Laplace suivante :

$$\frac{1}{\rho} \nabla^2 V = 0 \quad (3.6)$$

Sachant que le milieu est symétrique dans les directions θ et φ (coordonnées polaires), et en intégrant l'équation 3.6, le potentiel s'écrit alors :

$$V = -\frac{A}{r} + B \quad (3.7)$$

A et B sont des constantes, et r représente la distance à la source ponctuelle de courant en surface (une électrode). Lorsque r devient très grand, le potentiel V va tendre vers 0, d'où une constante B nulle. L'intégration de l'équation 3.8, permet de calculer la valeur de la constante A :

$$I = \int_S \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S} = \int_S \frac{\mathbf{E}}{\rho} \cdot d\mathbf{S} \quad (3.8)$$

Le potentiel s'écrit alors :
$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.9)$$

Dans le cadre d'une tomographie des résistivités électriques, les mesures s'effectuent grâce à un quadripôle (ABMN) ; un couple d'électrodes, A et B , assure l'injection d'un courant dans le sol, créant ainsi un champ de potentiel, mesuré au travers d'une autre paire d'électrodes, M et N , dites de mesure (Figure 3.2).

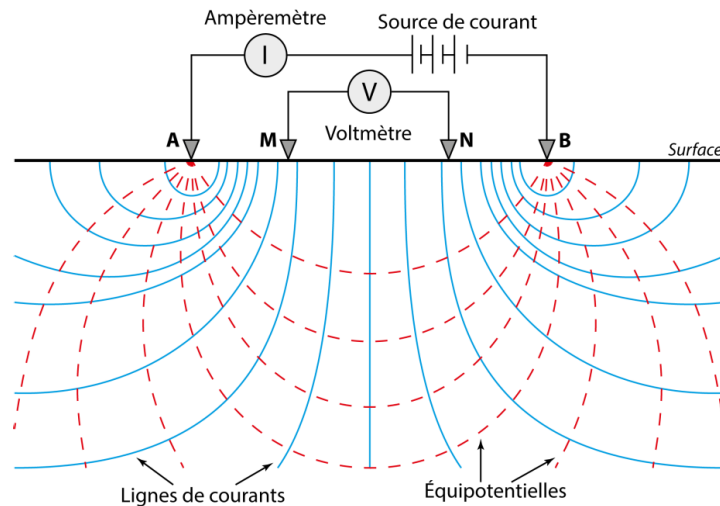


Figure 3.2 - Distribution des lignes de courant et équipotentiels dans un sol homogène. A et B correspondent aux électrodes d'injection, et M et N sont les électrodes de mesure.

Dans ces conditions, la différence de potentiel ΔV mesurée aux électrodes va être influencée par la présence simultanée des deux sources de courant :

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \quad (3.10)$$

Les grandeurs AM , AN , BM et BN représentent les distances entre les électrodes considérées.

En réalité, le sous-sol n'est pas un milieu homogène. La résistivité mesurée n'est donc pas une résistivité vraie ρ , mais une résistivité apparente notée ρ_a :

$$\rho_a = k * \frac{\Delta V}{I} \quad (3.1)$$

$$\text{avec : } k = 2\pi * \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (3.2)$$

k représente le facteur géométrique qui permet de décrire la géométrie du dispositif d'acquisition. *Fargier et al.* (2014) proposent une formulation plus générale du facteur géométrique. Cette autre définition permet de s'affranchir de la position des électrodes et de la géométrie du milieu ausculté (*Kunetz*, 1966). Le facteur géométrique généralisé, k_G , est défini tel que :

$$k_G = \frac{I_h \rho_h}{\Delta V_h} \quad (3.3)$$

où V_h représente le potentiel électrique généré par une injection de courant I_h dans un milieu de résistivité homogène ρ_h (est égale à l'unité pour des raisons de simplification).

II.2.c Propriétés électriques des roches

La résistivité électrique est une grandeur caractéristique d'un matériau donné. Cependant, c'est un paramètre complexe, qui va dépendre des propriétés intrinsèques d'un sol ou d'une roche. La résistivité des matériaux géologiques offre une gamme de variation très large (*Figure 3.3*). Elle est principalement contrôlée par la porosité du matériau, et par la résistivité électrique des fluides qu'il contient (la propagation du courant se fait alors par conduction électrolytique) (*Lénat*, 1995).

Il existe une relation expérimentale, connue sous le nom de loi d'Archie, qui relie la résistivité de la roche ρ_r , à celle du fluide d'imbibition (généralement l'eau) ρ_w et à la porosité ϕ d'un matériau donné (*Archie*, 1942) :

$$\rho_r = a \rho_w \phi^{-m} \quad (3.4)$$

a un facteur lithologique variant de 0,6 à 2 (<1 pour les matériaux à porosité intra-granulaire et >1 pour les matériaux à porosité de fracture) et m le facteur de cimentation (variant de 1,3 à 2,2, il dépend de la forme des pores et de la compaction).

En contexte géologique, la circulation des fluides hydrothermaux dans les pores et les fractures de la roche va diminuer la résistivité globale des massifs auscultés. Ces fluides vont aussi déposer des argiles dont les gammes de résistivité sont très faibles (1 à 100 $\Omega.m$), comparées à celles des roches encaissantes (roches volcaniques) (*Figure 3.3*).

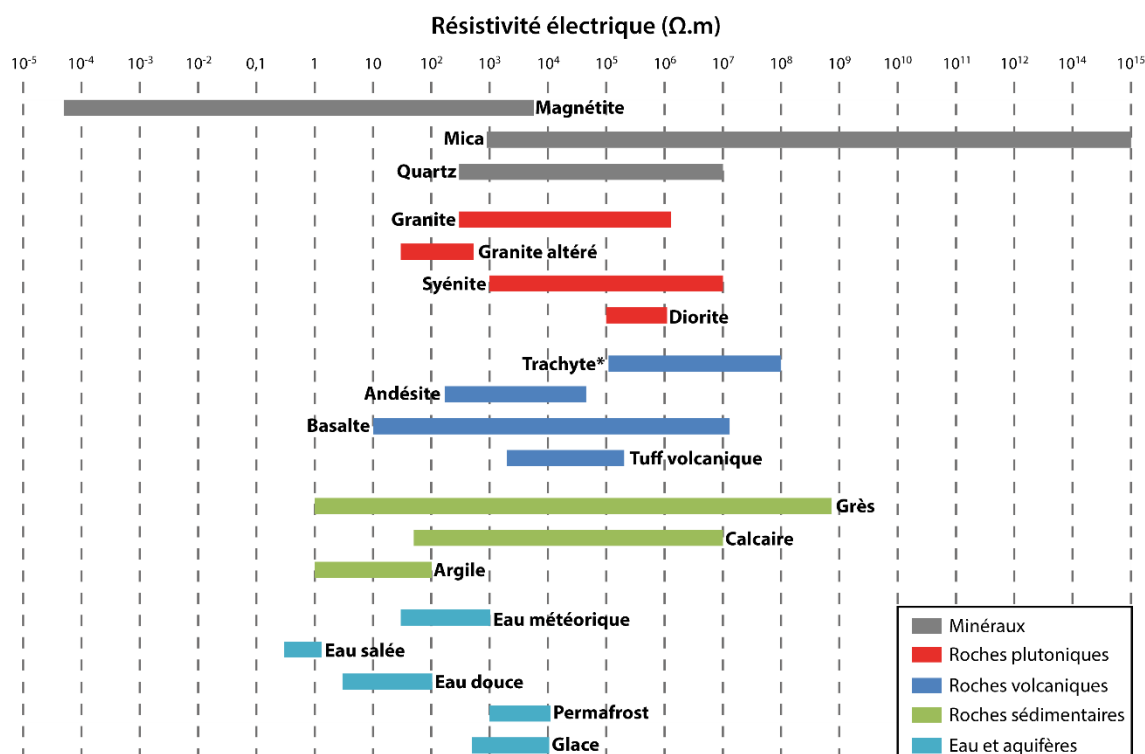


Figure 3.3 - Résistivité électrique de différents minéraux, roches et liquides. Basée sur Telford et al. (1976), Palacky (1988) et Reynolds (2011). *: les données de résistivité électrique des trachytes proviennent de cette étude (Annexe A3).

Dans le cas de cette étude, afin d'estimer un ordre de grandeur des résistivités électriques du trachyte constituant le Puy de Dôme, des mesures ont été effectuées sur des échantillons prélevés *in situ*. Le détail du protocole expérimental, la localisation des échantillons, ainsi que les résultats complets sont regroupés dans l'Annexe A3. Deux séries de mesure ont été effectuées, sur des échantillons secs d'une part, et sur des échantillons à saturation complète en eau d'autre part. L'objectif de cette double approche était de mettre en évidence les ordres de grandeurs des résistivités électriques des trachytes les plus massifs de la zone d'étude. L'intérêt était d'améliorer nos connaissances des propriétés pétrophysiques de la roche, et de contraindre notre interprétation des modèles d'inversion des données électriques. Cependant, les résistivités électriques des trachytes secs montrent une gamme de variation plus importante (1×10^{10} à 1×10^{14} $\Omega.m$, non représentées dans la Figure 3.3), que les roches à saturation en eau (1×10^5 et 1×10^8 $\Omega.m$). Les mesures effectuées sur échantillons secs sont principalement contrôlées par la composition minéralogique (et la présence de biotite surtout), alors que les données à saturation sont contraintes par la teneur en eau dans la roche (due à la porosité et la micro-fracturation de cette dernière).

II.3. Dispositifs expérimentaux

II.3.a Panneaux électriques

Différents dispositifs peuvent être utilisés pour l'acquisition de données d'imagerie électrique. Dans le cadre de cette étude, seuls des panneaux électriques ont été réalisés, afin d'obtenir des tomographies 2D des résistivités électriques du sous-sol. Cette technique a l'avantage d'offrir une sensibilité à la fois verticale et horizontale (*Edwards, 1977*). Un panneau électrique est constitué de N électrodes séparées d'une distance a . Chaque quadripôle permet d'acquérir un point de mesure ; plus l'espace inter-électrode est grand, plus la profondeur d'investigation augmente. Il existe une grande variété de protocoles d'acquisition en ERT, dont les différences reposent principalement sur la géométrie des quadripôles. Le choix du dispositif va dépendre, du type de formations auscultées, de la sensibilité du résistivimètre, de la profondeur d'investigation, de la résolution souhaitée et du bruit potentiel sur les données. Des protocoles de type *Wenner- α* et *Wenner-Schlumberger* ont été utilisés pour l'acquisition des données sur le Puy de Dôme, le premier pour son bon rapport signal/bruit, et le second pour sa profondeur d'investigation (*Dahlin et Zhou, 2004*). Ces deux protocoles, de par leur géométrie, n'offrent pas la même sensibilité au regard des structures géologiques étudiées (*Figure 3.4*).

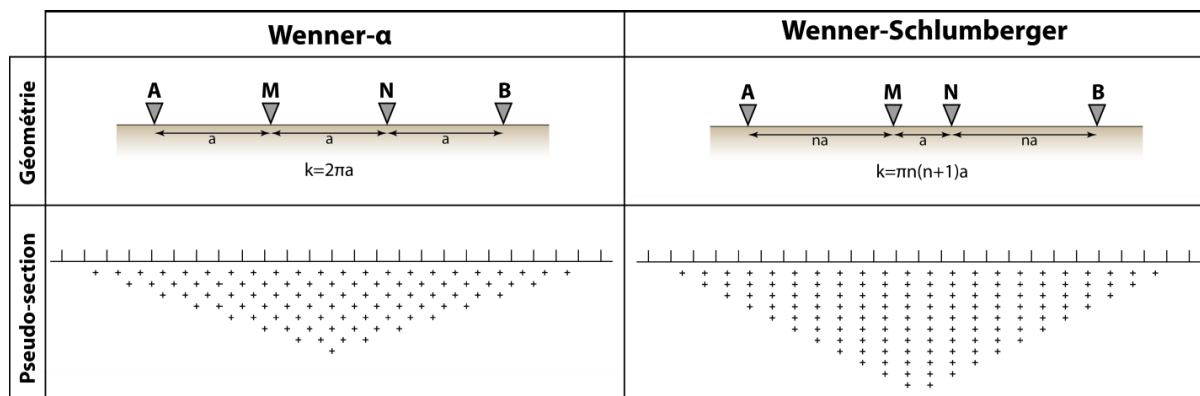


Figure 3.4 - Caractéristiques géométriques des dispositifs *Wenner- α* et *Wenner-Schlumberger*, et pseudo-sections représentant les données correspondantes (d'après *Loke, 2012*).

En 1977, *Edwards* a mis au point une technique de visualisation des données ERT basée sur la profondeur médiane d'investigation. Cette dernière représente la limite au-dessous de laquelle la portion de terrain a la même influence que celle située au-dessus (*Marescot, 2004*). Cette profondeur n'est pas représentative de la profondeur réelle d'investigation, cependant elle a permis de développer un système de représentation graphique en pseudo-sections des

données mesurées (Figure 3.4). Elle reste considérée comme une méthode robuste pour associer données et profondeurs (Barker, 1989).

II.3.b La méthode du *roll-along*

Les panneaux électriques sont des dispositifs finis, dont la longueur dépend du nombre d'électrodes et de leur espacement. La technique du *roll-along* permet d'augmenter l'étendue horizontale de la zone d'investigation, même avec un système possédant un nombre d'électrodes limité. Après avoir effectué une première acquisition complète, l'ensemble du dispositif est alors déplacé d'une certaine distance, un demi ou un quart de dispositif en général. La nouvelle acquisition permet de compléter le jeu de données précédent, en n'effectuant que les mesures ne recouvrant pas le profil original (Figure 3.5a). Dans le cas de cette étude, des acquisitions en *roll-along* complets ont été effectuées, c'est-à-dire que l'intégralité des jeux données ont été acquis pour chaque profil (Figure 3.5b).

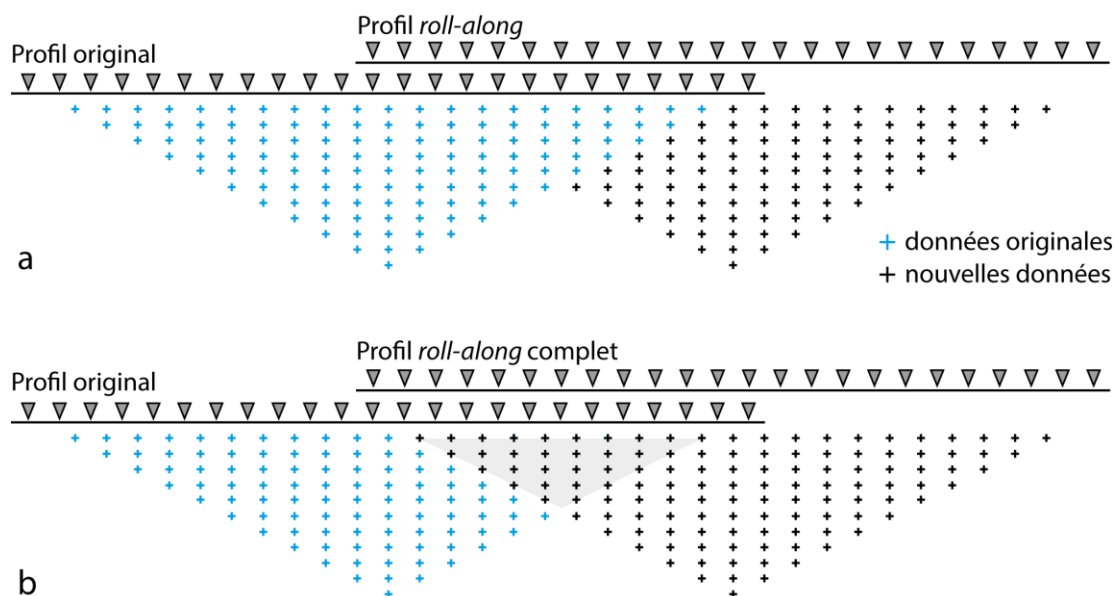


Figure 3.5 - Technique du roll-along pour un profil ERT à 24 électrodes et un déplacement d'un demi-dispositif. a) Roll-along classique et b) roll-along complet. La zone grisée correspond à la zone de recouvrement des données des deux profils acquis en roll-along complet.

II.4. Acquisition des données ERT

Dans le cadre de cette étude, différents profils ERT ont été acquis sur le Puy de Dôme. Deux zones distinctes ont été auscultées : l'intégralité de l'édifice d'une part (zone totale), et la partie sommitale du dôme d'autre part (zone sommitale). Pour ce faire, et en fonction des

objectifs à atteindre pour chaque zone, différents protocoles et géométries ont été mis en œuvre. L'ensemble des profils a été acquis grâce à un résistivimètre ABEM Terrameter SAS4000, couplé à un sélecteur d'électrodes ES10-64 (Figure 3.6b).

Le profil typique est constitué de 64 électrodes en acier inoxydable de 30 cm de long, reliées au câble par une bretelle à pinces (Figure 3.6a).

Les résistances de contact aux électrodes ont été améliorées par l'ajout d'argile et d'eau salée. Un positionnement au GPS différentiel (GPS Topcon) des électrodes



Figure 3.6 - Dispositif expérimental ERT. a) Agencement du câble et des électrodes le long du profil. b) Matériel d'acquisition.

a

été effectué, avec post-traitement des données.

II.4.a Investigation de la structure interne du Puy de Dôme

La totalité de dôme a été étudiée grâce à deux grands profils, suivant les directions NNE-SSO et ONO-ESE, et deux profils plus petits au sud et à l'est (Figure 3.7). L'objectif était d'ausculter les structures géologiques à l'échelle de l'édifice. Les protocoles *Wenner-a* et *Wenner-Schlumberger* (*Wen.-Sch.*) ont été utilisés pour chaque profil. Un même point milieu de référence, commun à tous les dispositifs, et centré sur le Puy de Dôme, a été défini au sommet du volcan.

Le profil NNE-SSO (lr00028 et lr00029) est constitué de 64 électrodes espacées de 35 m, pour une longueur totale de 2205 m. Le profil ONO-ESE a, quant à lui, été acquis en deux temps. La première partie du profil est composée de 32 électrodes, localisées sur la face occidentale de l'édifice, et espacées de 35 m (lr00005 et lr00007). Initialement ce profil était constitué de 64 électrodes, positionnées de part et d'autre du dôme, mais des problèmes matériels ont rendu les données acquises sur la seconde partie du dispositif (face orientale) inexploitable. Le profil a ensuite été complété, en 2014, sur la partie est ; une série de 3 dispositifs à 10 m d'espacement inter-électrode (lr00028-30), a été acquise en *roll-along* complet d'un demi-dispositif, pour une longueur totale de 1270 m à partir du point milieu. Cela a permis d'acquérir un jeu de données intégral le long de cette ligne, avec néanmoins une

profondeur d'investigation plus faible à l'est qu'à l'ouest. Deux profils de 630 m (64 électrodes à 10 m d'espacement) ont aussi été mis en place ; le premier pour l'investigation de la base de l'édifice (Ir00032), et le second pour l'auscultation d'une zone d'effondrement supposée, située au sud du dôme (Ir00033). Toutes les caractéristiques des profils acquis sur le Puy de Dôme, ainsi que les protocoles utilisés, sont résumés dans la *Table 3.1*

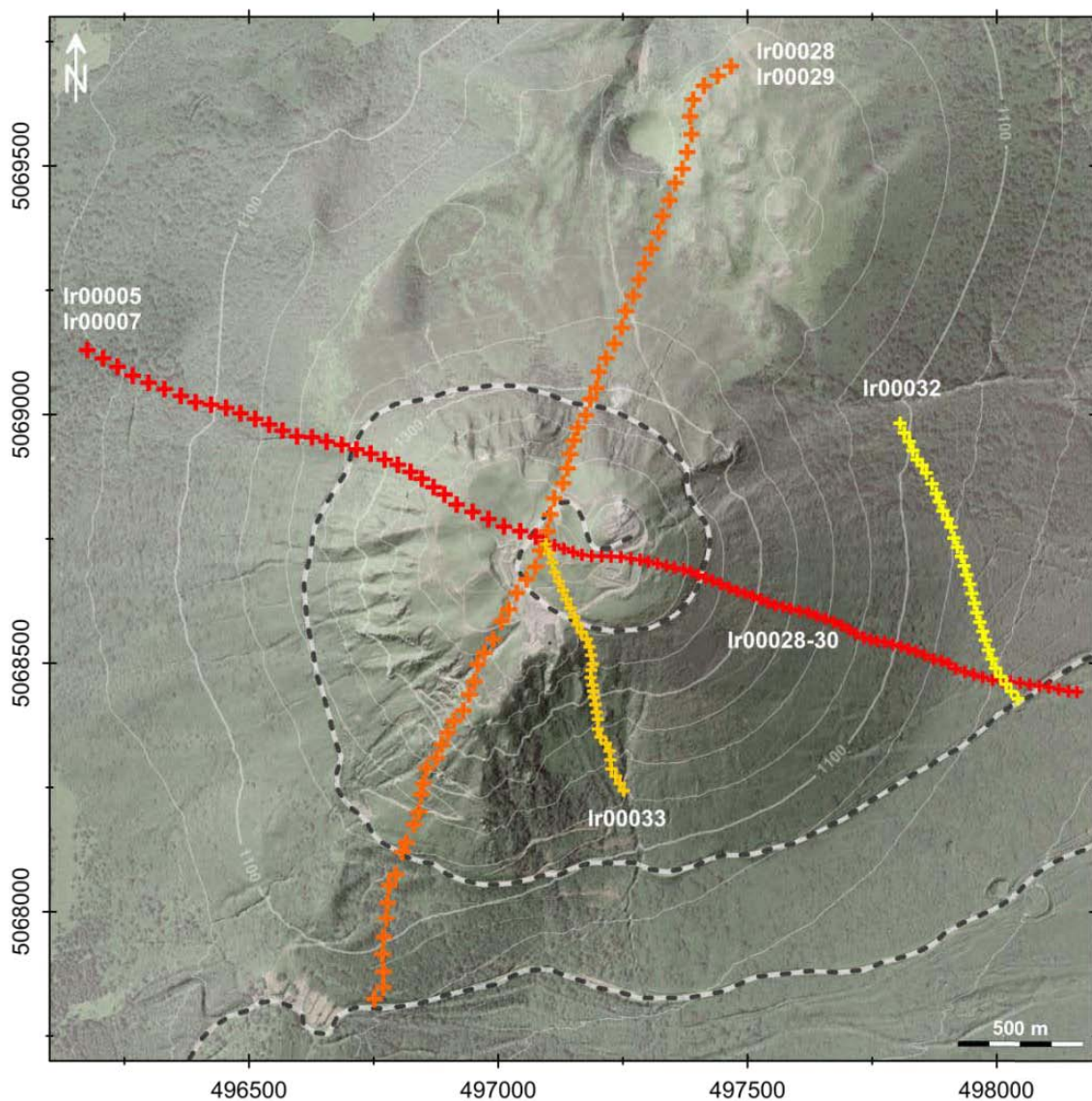


Figure 3.7 - Localisation des profils ERT sur le Puy de Dôme. Le nom de chaque profil est indiqué. Dans le cas des profils à 10 m (Ir00032 et Ir00033), une électrode sur deux est représentée pour plus de clarté. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

Noms	Date d'acquisition	Nombre total d'électrodes	a (m)	Longueur totale (m)	Protocole d'acquisition	Prof. médiane d'investigation (m)
lr00028	06/2011	64	35	2205	Wenner- α	380
lr00029	06/2011	64	35	2205	Wen.-Schl.	420
lr00031-33*	06/2011	128	5	635	Wenner- α	110
lr00034-36*	06/2011	128	5	635	Wenner- α	110
lr00005	06/2013	32	35	1085	Wen.-Schl.	205
lr00007	06/2013	32	35	1085	Wenner- α	190
lr00017 [•]	01/2014	64	5	315	Wenner- α	55
lr00018 [•]	01/2014	51	10	500	Wenner- α	85
lr00019 [°]	01/2014	64	5	315	Wenner- α	55
lr00020 [°]	01/2014	64	5	315	Wen.-Schl.	60
lr00026	04/2014	64	5	315	Wenner- α	55
lr00027 [°]	04/2014	64	10	630	Wenner- α	110
lr00028-30*	04/2014	128	10	1270	Wenner- α	110
lr00032	04/2014	64	10	630	Wenner- α	110
lr00033	04/2014	64	10	630	Wenner- α	110

* : acquisitions en *roll-along* d'un demi-dispositif, ° et • : profils superposés

Table 3.1 - Synthèse des dispositifs ERT acquis sur le Puy de Dôme. Les profils lr00005 et lr00007 sont les profils ONO-ESE tronqués, et complétés par le profil lr00028-30 dans la partie orientale. Le profil lr00018 ne contient que 51 électrodes pour des raisons pratiques de mise en œuvre in situ, les structures anthropiques présentes au sommet ayant rendu impossible la progression de ce profil jusqu'à l'électrode 64. Les lignes grisées correspondent aux profils de la zone totale, les autres sont associés à la zone sommitale uniquement. La profondeur médiane d'investigation a été calculée d'après Edwards (1977) et Loke (2012).

II.4.b La zone sommitale

De manière à explorer la partie supérieure du dôme, différentes stratégies ont été mises en œuvre. Un schéma de profils en étoile a été adopté, associant des profils à espacement inter-électrode de 5 m et 10 m (*Figure 3.8*). Deux profils ont été acquis en *roll-along* d'un demi-dispositif, pour une couverture totale de la zone, dans les directions définies par les deux grands profils décrits précédemment (lr00031-33 et lr00034-36). D'autres profils à 10 m ont été mis en place suivant les axes NO-SE et NE-SO (lr00018 et lr00027), complétés dans leur partie centrale par des profils à 5 m (lr00017, lr00019 et lr00020). Enfin un profil à 5 m, sur la partie occidentale du sommet de l'édifice (lr00026), a permis de compléter le maillage. Le choix de deux résolutions spatiales distinctes réside dans la volonté d'imager les structures géologiques à toutes les échelles, et d'atteindre des profondeurs d'investigation variées.

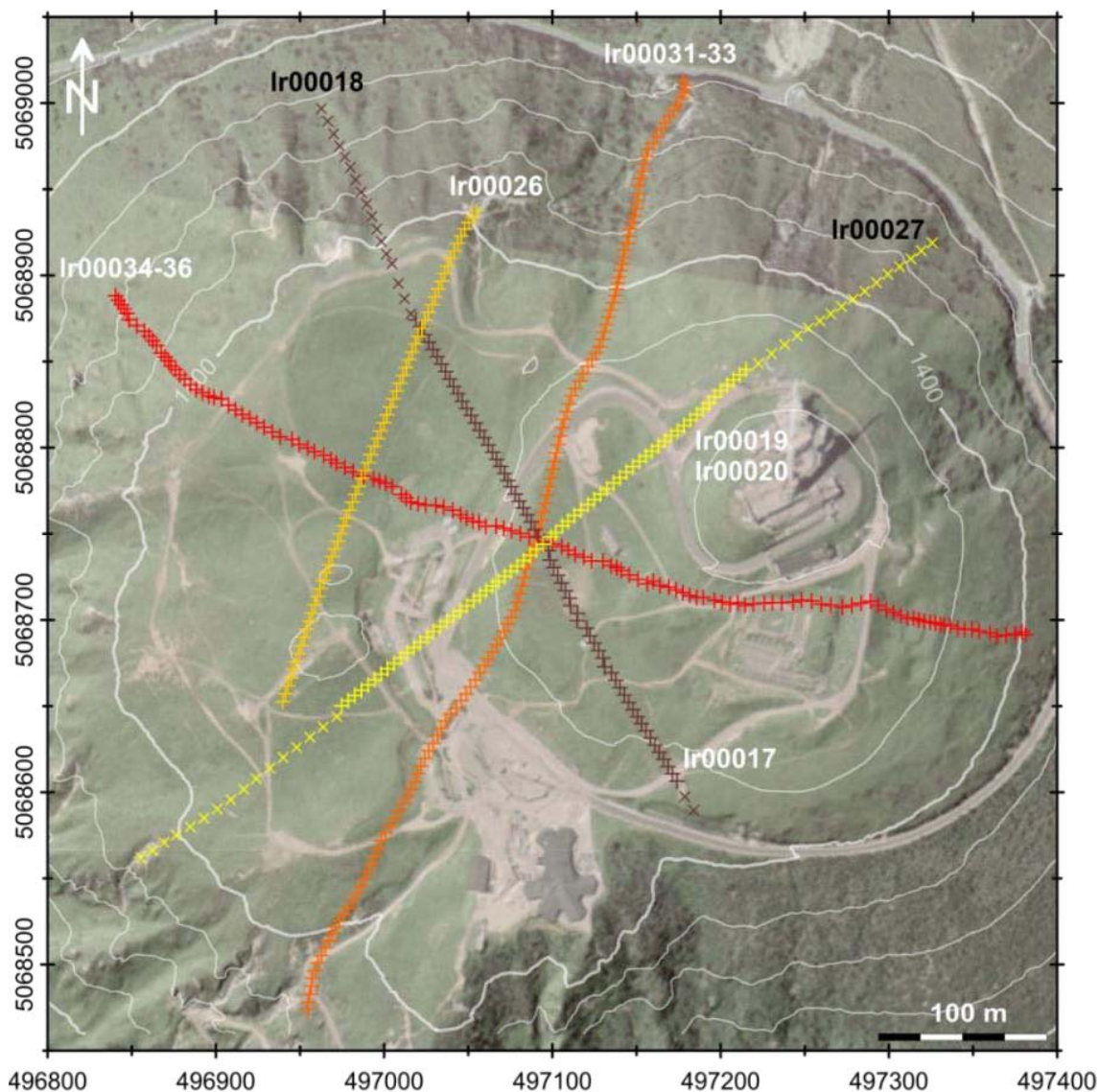


Figure 3.8 - Localisation des profils électriques sur la zone sommitale du Puy de Dôme. Par souci de clarté, seules les électrodes à 5 m sont indiquées le long des profils superposés (Ir00017 superposé à Ir00018, Ir00019 et Ir00020 superposés à Ir00027, *Table 3.1*). Les électrodes supplémentaires, de part et d'autre de ces profils, illustrées par des croix obliques, correspondent aux électrodes des profils à 10 m associés (Ir00018 et Ir00027). Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

III. Gravimétrie

III.1. Introduction

La gravimétrie est une méthode d'exploration basée sur l'étude des variations du champ de pesanteur terrestre dues à des distributions de densité variables dans le sous-sol. Initialement développée pour contraindre la structure interne de la croûte terrestre, elle s'est étendue au domaine de l'exploitation des ressources souterraines. Aujourd'hui, la couverture mondiale en stations gravimétriques absolues permet un suivi très précis des variations du champ de gravité terrestre. C'est une méthode largement utilisée en géologie, et plus particulièrement en volcanologie, car elle permet à la fois l'étude des structures d'un point de vue spatial, à travers des cartes d'anomalies principalement, mais aussi en profondeur, grâce à la modélisation numérique des données. Elle est aussi utilisée pour la surveillance temporelle des transferts de masse.

III.1.a Des idées de Galilée aux premières mesures de Bouguer

L'étude du champ de pesanteur terrestre est une discipline dont on retrouve des traces écrites depuis le III^{ème} siècle avant notre ère, à travers la théorie, qui s'avèrera erronée, des corps lourds d'Aristote. Il faudra attendre 1590, et les travaux de Galilée, établissant le premier principe d'inertie, pour voir le début des avancées majeures sur la théorie de la gravimétrie. Ce principe sera d'ailleurs repris et corrigé par I. Newton, qui formule, en 1687, la loi universelle de la gravitation. La première mesure relative de la gravité est effectuée par P. Bouguer au XVII^{ème}, lors d'une expédition au Pérou visant à déterminer la forme de la Terre. C'est aussi lui qui sera l'initiateur des premières corrections gravimétriques. Le XX^{ème} siècle marque une nouvelle période dans l'histoire de la gravimétrie, avec les premières applications à la cartographie des anomalies du champ de pesanteur pour l'étude de la subsurface, et des avancées dans les processus de réduction des données (*Nettleton*, 1939). À partir des années 1950, des développements instrumentaux importants sont réalisés, poussés par l'exploration des ressources minières et pétrolières, avec notamment la conception d'appareils plus légers et plus rapides à mettre en œuvre. De plus, l'essor grandissant des ressources informatiques va accroître la vitesse de traitement des données gravimétriques, et améliorer les méthodes d'analyse du signal (*Dean*, 1958), et de modélisation (*Bott*, 1960; *Oldenburg*, 1974; *Li et Oldenburg*, 1998). Enfin, dès 1990, l'utilisation des satellites, le

développement de techniques de mesures aéroportées, et les progrès grandissants dans le domaine de l'inversion numérique des données, ont permis une renaissance des méthodes gravimétriques. Aujourd'hui, en plus des études locales en prospection géophysique, notre planète est couverte d'un réseau de stations permanente destinées, en association avec les relevés satellites, à étudier les variations temporelles du champ de gravitation terrestre.

III.1.b Applications de la gravimétrie

Si les méthodes gravimétriques sont très largement utilisées pour l'étude de la Terre en géodésie, elles le sont également dans une grande variété de domaines (*Reynolds, 2011; Hinze et al., 2013*).

L'essor de l'industrie minière, au milieu du XX^{ème} siècle, a considérablement développé l'utilisation de la gravimétrie pour l'auscultation des sous-sols, afin de déterminer la présence de minerais en profondeur et de contraindre les limites structurales des gisements (*Blakely et Jachens, 1991; Alexander et Heintz, 2000*). La densité élevée de certains minéraux, comme l'or, en fait une technique parfaitement adaptée à ce type d'imagerie (*Seigel et al., 1968*). Les méthodes gravimétriques sont aussi largement employées dans l'industrie d'exploration des ressources pétrolières (*Chapin et Ander, 1999*) et de gaz (*Jacques et al., 2003*), ainsi que pour la surveillance de la production et de l'infiltration de certains gaz comme le CO₂ (*Alnes et al., 2008; Arts et al., 2008*). Dans le domaine de l'ingénierie, la gravimétrie va principalement permettre d'imager des structures de sub-surface (*Kick, 1985*) ou de cartographier la présence de cavités sous-terraines (*Patterson et al., 1995; Branston et Styles, 2003*). Des relevés micro-gravimétriques peuvent également être effectués dans le cadre de recherches archéologiques (*Lakshmanan et Montlucon, 1987; Pánisová et Pašteka, 2009*). Enfin, en hydrologie, l'étude des variations temporelles du champ gravitationnel permet de suivre les mouvements d'eau et le niveau des aquifères (*Allis et Hunt, 1986; Schultz, 1989; Chapman et al., 2008; Jacob et al., 2008*). Des études gravimétriques ont aussi permis de caractériser l'oscillation verticale de la banquise (*Thiel et al., 1960; Stephenson, 1984*).

La gravimétrie est abondamment utilisée en géologie (*Nabighian et al., 2005a*), en particulier pour l'étude de structures tectoniques continentales (*Cordell, 1979; Cordell et al., 1991; Watts et Fairhead, 1999; Martelet et al., 2001*). Cette technique est également très répandue dans le domaine de la volcanologie (*Rymer et Brown, 1986; Reynolds, 2011*). Dans ce domaine, l'origine des variations du signal est complexe, et peut être liée soit à des mouvements ou transferts de fluides (le magma majoritairement) à

l'intérieur de la croûte et des édifices volcaniques, soit à la structure générale des volcans, constitués de zones plus ou moins denses, témoins de leur activité passée et présente. *Sanderson et al.* (1983) mettent en évidence des variations du signal gravimétrique sur l'Etna, associées à l'injection et à la migration de magma le long du flanc nord de l'édifice, lors de l'éruption fissurale de 1981. Dès lors, ont eu lieu plusieurs études sur les modifications du champ de gravitation sous l'effet de transferts de masse (*Rymer et Brown*, 1989; *Rymer et al.*, 2000; *M. Battaglia et al.*, 2008; *Carbone et al.*, 2013) (*Figure 3.9*), ou de mouvements de gaz (*Carbone et al.*, 2006). Ces travaux portent sur le signal gravimétrique et ses variations temporelles, et restent donc souvent localisés au niveau de stations de mesures permanentes ou réoccupées régulièrement.

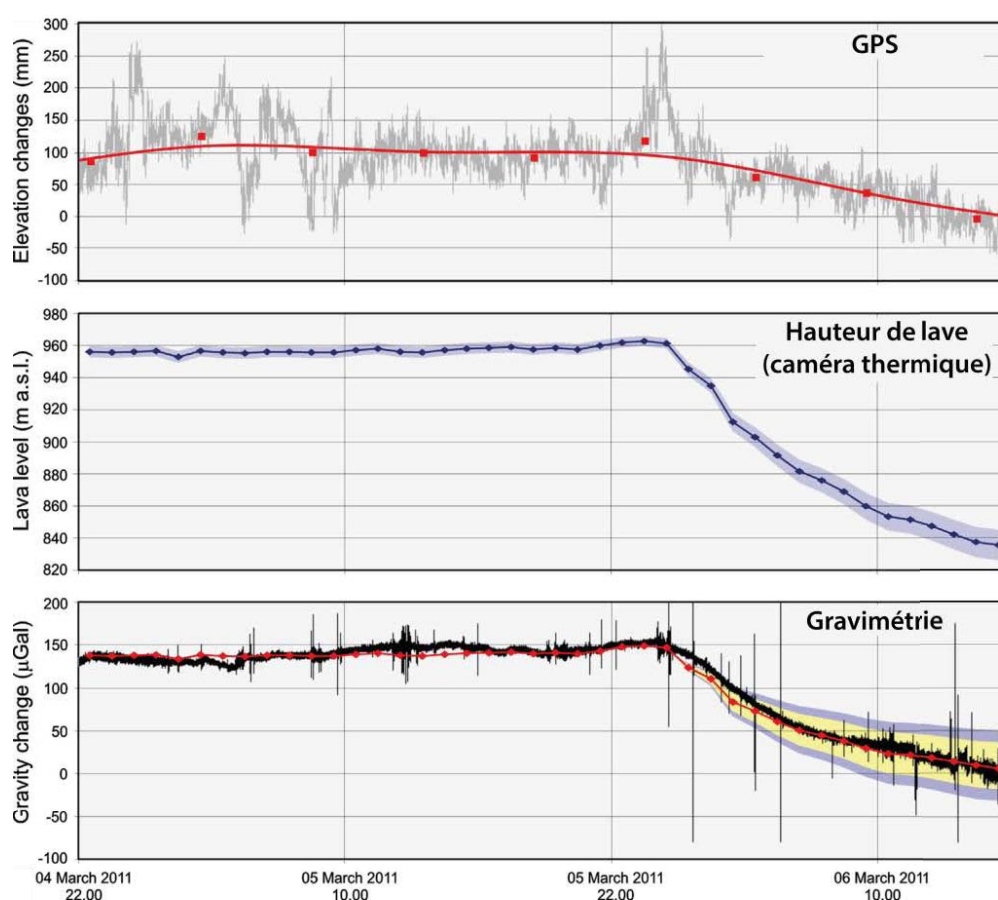


Figure 3.9 - Application de la gravimétrie à l'étude des mouvements de magma : cas du lac de lave du Pu'u 'O'o (Kilauea, Hawaii). Les variations du signal gravimétrique sont parfaitement corrélées à la hauteur de lave dans le conduit (modifiée d'après *Carbone et al.*, 2013).

La gravimétrie est également adaptée à l'étude des variations spatiales du champ à plus grande échelle. Les données sont alors représentées sous forme de cartes d'anomalies (*Figure 3.10a*), dont l'interprétation qualitative (*Figure 3.10b*) renseigne sur les limites des

différentes formations géologiques. Les structures en profondeur peuvent être contraintes par la modélisation inverse (Figure 3.10c) et/ou directe (Figure 3.10d) (section II - Chapitre IV).

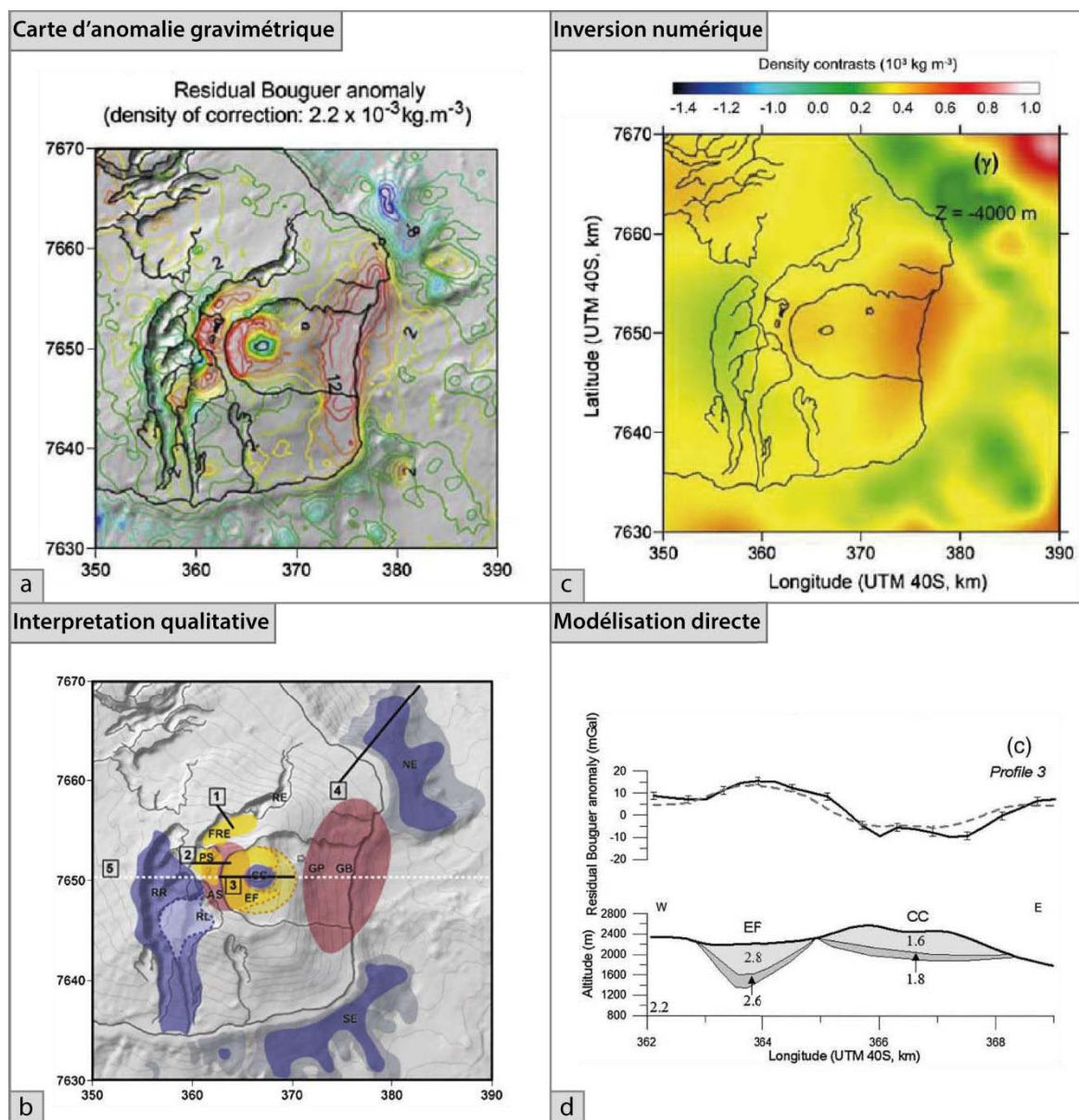


Figure 3.10 - Étude gravimétrique de la structure interne du Piton de la Fournaise. Bien que l'interprétation qualitative (b) des données gravimétriques (a) donne un bon aperçu des structures géologiques sous-jacentes, le recours à l'inversion (c) et à la modélisation directe (d) permet de mieux contraindre les formations plus profondes. c) Coupe à -4000 m dans un modèle d'inversion 3D. (D'après Gailler et al., 2009).

De nombreuses études gravimétriques ont ainsi montré le rôle des structures tectoniques profondes (Araña et al., 2000; Montesinos et al., 2003; Tiede et al., 2005; Camacho et al., 2007; Represas et al., 2012), ou superficielles (Deplus et al., 1995; Gudmundsson et Milsom, 1997; Gottsmann et al., 2008; Gailler et al., 2009), sur la position des chambres magmatiques et/ou l'alimentation de l'activité éruptive en surface. De plus, Gailler et Lénat (2012) ont

aussi montré l'intérêt de l'étude du champ de pesanteur pour la contrainte de l'évolution du volcanisme de point chaud (cas de l'île de la Réunion). Enfin, plusieurs études récentes ont permis de caractériser des structures volcaniques superficielles actives (*Cassidy et al.*, 2009; *Lesparre et al.*, 2012; *Linde et al.*, 2014), ou encore des formations monogéniques complexes (*Blaikie et al.*, 2012, 2014; *Portal et al.*, 2013).

III.2. Les principes fondamentaux

III.2.a Définitions et lois

La gravimétrie est une des disciplines fondamentales de la géophysique qui permet d'ausculter des milieux à différentes échelles : de l'étude des formations de subsurface jusqu'au noyau (*Dubois et al.*, 2011). Cette technique d'imagerie est basée sur les formulations mathématiques d'I. Newton (1687), et plus particulièrement sur les deux lois suivantes et leur formalisme :

- la loi universelle de la gravitation, qui décrit l'attraction entre deux corps de masses m_1 et m_2 séparés d'une distance r_{12} :

$$F = \frac{G * m_1 * m_2}{r_{12}^2} \quad (3.1)$$

avec $G = 6,6742 * 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ la constante de gravitation universelle.

- la loi du mouvement de Newton, établissant le lien entre les forces F exercées sur un corps et l'accélération a qu'il subit:

$$\vec{F} = m * \vec{a} \quad (3.2)$$

En considérant une Terre sphérique, homogène et immobile, de masse M et de rayon R_T , la force de gravité subit par une masse m à sa surface s'écrit :

$$F = G * \frac{M * m}{R_T^2} = m * g \quad (3.3)$$

où g l'accélération de la pesanteur. Ces deux grandeurs sont variables en fonction de la latitude et de l'altitude de la masse m considérée.

Cependant, la Terre tourne. Cette rotation crée une force qui s'oppose à la pesanteur, l'accélération centrifuge, ainsi qu'une déformation de la Terre : ce n'est donc pas une sphère mais un sphéroïde. De plus, les équations précédentes reposent aussi sur l'hypothèse d'une

Terre homogène. Dans ce cas, l'équipotentielle du champ de pesanteur terrestre théorique de la Terre est définie comme l'ellipsoïde de référence. En réalité, l'hétérogénéité de notre planète crée des déformations de cette surface théorique, définissant ainsi une équipotentielle irrégulière qui correspond au champ de gravitation réel : le géoïde (Figure 3.11).

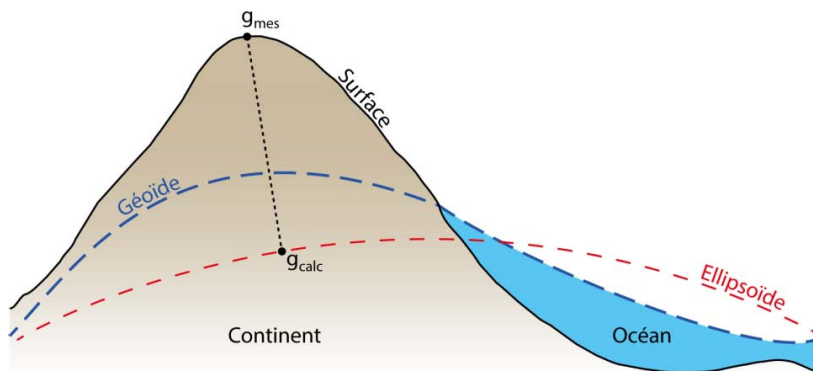


Figure 3.11 - Représentation des équipotentielles, théorique et réelle, du champ gravitationnel terrestre, par rapport à la topographie de surface. g_{mes} correspond au point de mesure en surface, et g_{calc} à sa valeur théorique, calculée sur l'ellipsoïde.

Le Gal est l'unité de mesure classiquement utilisée en gravimétrie ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$).

III.2.b L'anomalie gravimétrique

L'objectif principal des méthodes gravimétriques est de calculer l'anomalie du champ de gravitation, Δg , soit la différence entre le champ théorique calculé, g_{calc} , et le champ réellement mesuré à la surface de la Terre, g_{mes} , tel que :

$$\Delta g = g_{mes} - g_{calc} \quad (3.1)$$

Concrètement, le calcul de la valeur du champ théorique correspond à la valeur de g au niveau de la projection du point de mesure sur l'ellipsoïde (Figure 3.11), et ramenée à la position réelle de la station (c'est-à-dire en surface). Il est donc nécessaire d'appliquer des corrections à cette valeur théorique g_{calc} , afin de prendre en compte l'altitude réelle du point de mesure, et le terrain présent entre la station et sa projection sur l'ellipsoïde. Ce traitement correspond au processus de réduction des données.

Le champ gravitationnel calculé à l'ellipsoïde et corrigé s'écrit (Hinze et al., 2013) :

$$g_{calc} = g_{\varphi} - g_h + g_B + g_{curv} - g_{ter} \quad (3.2)$$

L'origine et l'expression mathématique de chaque correction sont décrites ci-après.

- Le champ gravitationnel théorique g_{φ}

g_{φ} représente la valeur du champ gravitationnel sur l'ellipsoïde. Elle dépend de la latitude φ de la station de mesure, et prend en compte l'aplatissement de la Terre. Le calcul de

g_φ , aussi appelé correction de latitude, repose sur la formule internationale de gravité (*International Gravity Formula*) de Somigliana (1930), adaptée à l'ellipsoïde de référence GRS80 (Moritz, 1980) :

$$g_\varphi = g * \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 + e^2 \sin^2 \varphi}} = g(1 + \alpha_1 \sin^2 \varphi + \alpha_2 \sin^4 \varphi) \quad (3.1)$$

où k , e , α_1 et α_2 sont des constantes liées à l'aplatissement et à la rotation de la Terre, et g la pesanteur théorique à l'équateur.

- Effet d'altitude

Aussi connu sous le nom de correction de Faye ou correction à l'air libre, ce calcul permet de prendre en compte l'altitude réelle de la station, en considérant la hauteur h , entre l'ellipsoïde de référence et le point de mesure (Telford et al., 1976). L'effet d'altitude s'exprime sous la forme :

$$g_h = \frac{2g}{R_T} * h = 0,3086 * h \quad (3.2)$$

- Effet de masse

La correction de Bouguer g_B (également appelée correction de plateau), prend en compte l'effet gravitationnel du terrain réellement présent entre l'ellipsoïde de référence et la station. Elle repose sur l'hypothèse d'un plateau infini d'une épaisseur h (Figure 3.12a), constitué de matériaux d'une densité moyenne ρ_{corr} (Telford et al., 1976) :

$$g_B = 2\pi G \rho_{corr} h \quad (3.3)$$

ρ_{corr} est appelée densité de correction. Le choix de sa valeur est décrit dans le chapitre suivant (section I.2.b - Chapitre 4).

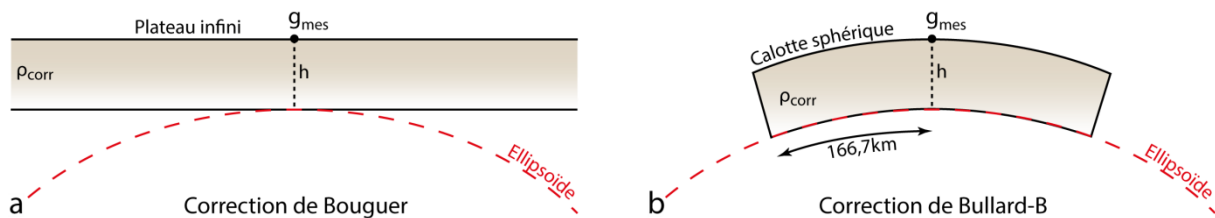


Figure 3.12 - Correction de l'effet de masse dû au terrain de densité ρ_{corr} présent entre la station et l'ellipsoïde de référence. Contrairement à la correction de Bouguer (a), la correction de Bullard-B (b) tient compte de la courbure de la Terre.

⁷ Développement en séries de Taylor de la formule de Somigliana (Moritz, 1980).

L'hypothèse de plateau infini, faite précédemment, ne tient pas compte de la courbure de la Terre. Cette dernière est prise en considération dans la correction de Bullard-B, g_{curv} (Figure 3.12b), qui définit une calotte sphérique d'un rayon de 166,7 km (Bullard, 1936), entre la station et l'ellipsoïde (LaFehr, 1991a) :

$$g_{curv} = 2\pi G\rho_{corr}(\mu h - \lambda R) \quad (3.1)$$

μ et λ sont des coefficients sans dimension définis par LaFehr (1991a), et R représente le rayon de la Terre au niveau de la station de mesure ($R=R_T + h$). Cette correction reste cependant très faible, et n'est nécessaire que dans le cas de relevés de très haute résolution (micro-gravimétriques), ou couvrant des zones très importantes où l'effet de courbure peut alors avoir une importance non négligeable.

- Correction de terrain

La topographie autour de la station, et plus précisément la présence de reliefs et/ou de dépressions, va avoir un impact sur la valeur de champ de gravitation mesurée. Faible dans des zones à topographie peu prononcée, cette correction oscille entre 1 et 10 mGal en présence de reliefs de quelques centaines de mètres d'altitude (Hinze *et al.*, 2013). La correction manuelle de l'effet topographique sur le champ de gravitation repose sur les abaques de Hammer (Hammer, 1939). Le terrain autour de la station est alors divisé en une série de segments annulaires (appelés zones), dont l'effet sur chaque station est calculé. La taille des segments augmente avec l'éloignement à la station, pour prendre en compte la diminution de l'effet topographique loin du point de mesure. Néanmoins, les progrès dans le domaine de l'informatique ont permis de développer des procédures de calculs numériques de cette correction de terrain, basées sur les abaques de Hammer.

Dans le cadre de cette étude, ces corrections ont été calculées grâce au logiciel Oasis Montaj. Ce programme repose sur deux grilles de calcul couvrant deux zones distinctes (Whitehead *et Musselman*, 2006) : une zone locale, dont le maillage est déterminé grâce à un modèle numérique de terrain le plus précis possible, et une zone régionale qui s'étend jusqu'à 166,7 km, et dont le maillage correspond à celui d'un MNT plus grossier. Le calcul de la correction de terrain à l'intérieur de la zone locale s'effectue à trois échelles différentes autour de la station de mesure (Figure 3.13a) :

- la zone proche : l'algorithme fait la somme de l'effet de 4 cellules pyramidales (Kane, 1962), dont la pente est représentée par un plan de régression linéaire au premier ordre, calculé à partir des altitudes réelles de la cellule (Figure 3.13b) ;

- la zone intermédiaire : l'effet de la topographie est calculé pour des cellules parallélépipédiques (Nagy, 1966) (Figure 3.13c) ;
- la zone distale : le terrain est divisé en segments annulaires (Figure 3.13d), et l'effet de l'attraction gravitaire de chaque segment sur la station est calculé grâce à l'approximation par un prisme de Kane (1962).

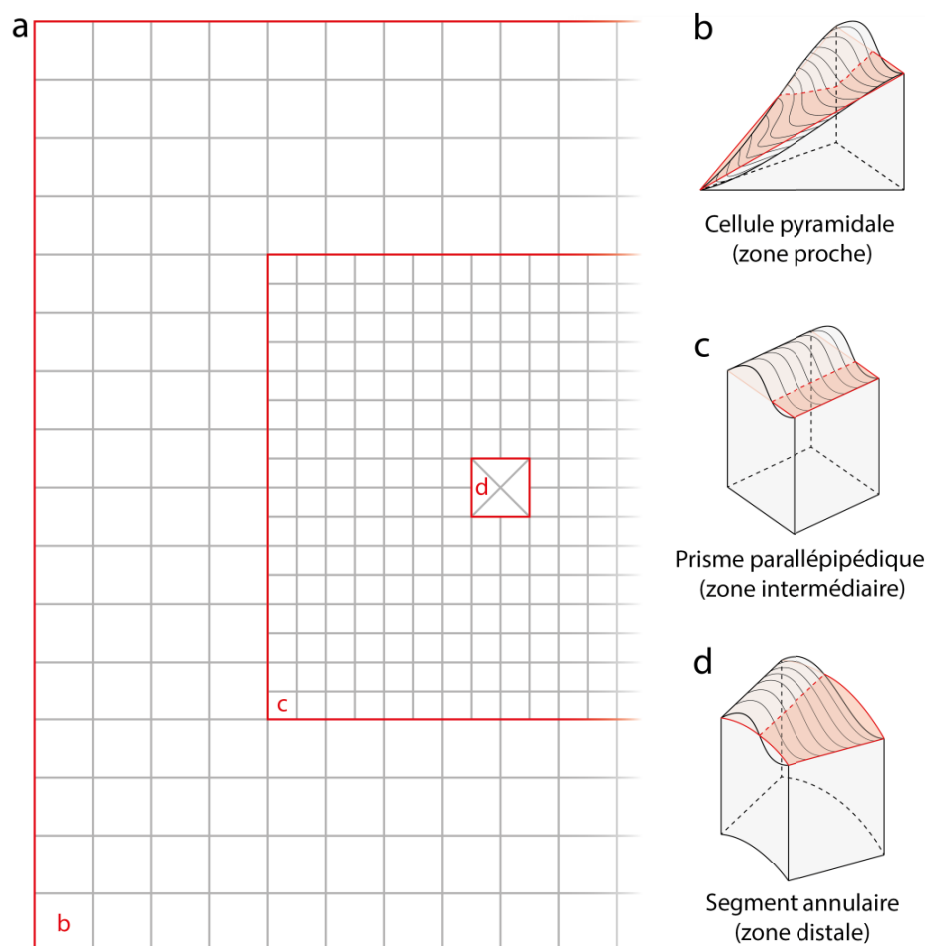


Figure 3.13 - (a) Géométrie d'une grille de correction de terrain utilisée par Oasis Montaj et centrée sur la station de mesure. À l'intérieur de chaque zone, le calcul du champ de gravitation s'effectue selon différentes méthodes (b et d : Kane, 1962; c : Nagy, 1966) pour un calcul rapide et optimal (Whitehead et Musselman, 2006). La surface représentée en rouge sur les figures b, c et d correspond à un plan de régression linéaire calculé à partir des altitudes réelles de chaque cellule.

La zone régionale, qui s'étend jusqu'à 166,7 km, s'appuie sur un MNT d'une résolution de 200 m (Figure 3.14a). La couverture spatiale des données gravimétriques acquises lors de cette étude est telle (section III.4.b de ce chapitre), que deux jeux de grilles de correction de terrain ont été calculés, avec deux MNT différents pour la zone locale (Figure 3.14). Un

premier MNT IGN⁸ à 10 m de résolution a été utilisé pour les données situées dans la Chaîne des Puys au sens large (*Figure 3.14b*), ces données ayant permis de contraindre la composante régionale du signal gravimétrique. Un second MNT haute résolution (MNT LiDAR à 0,5 m de résolution, *Figure 3.14c*), a permis de calculer les valeurs de correction de terrain dans la zone proximale du Puy de Dôme, où la densité spatiale des stations a été renforcée.

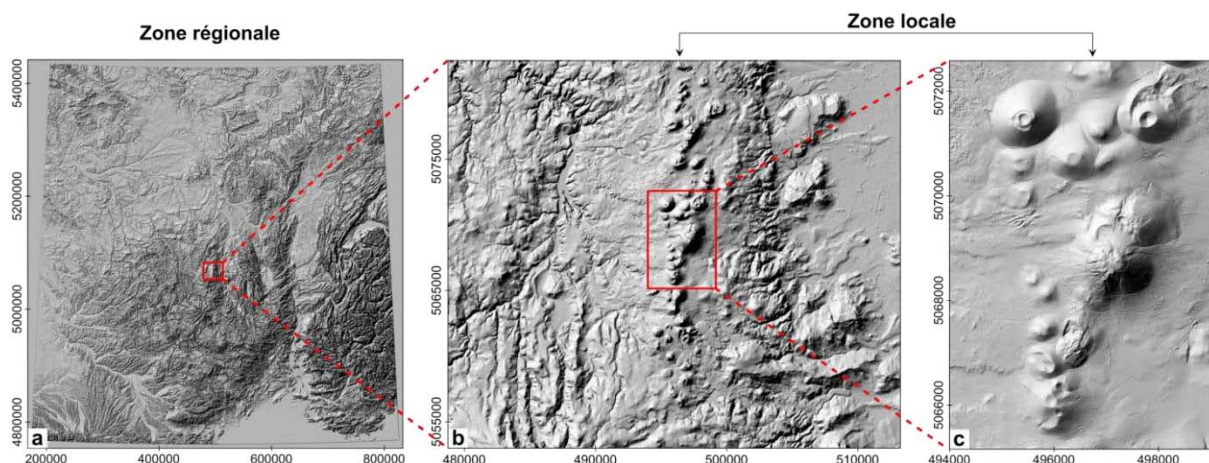


Figure 3.14 - Modèles numériques de terrain utilisés pour le calcul des grilles de correction terrain sous Oasis Montaj. a) MNT France SRTM⁹ - 200 m, b) MNT IGN - 10 m c) LiDAR Chaîne des Puys - 0,5 m. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

III.2.c La densité des matériaux

Les méthodes gravimétriques sont donc sensibles aux variations de densité (ou de masse volumique) dans le sous-sol. Bien que la densité d'une roche en profondeur soit difficile à quantifier, il reste néanmoins possible d'effectuer des tests en laboratoire afin de déterminer ce paramètre sur des échantillons. La densité va dépendre de la composition du matériau, mais aussi de sa porosité, et de la présence ou non de fluides dans les pores. La profondeur d'enfouissement ainsi que l'âge d'une roche ont aussi un effet sur sa masse volumique (*Telford et al.*, 1976).

La densité des roches est fortement dépendante de la composition minéralogique. Ainsi les roches sédimentaires vont montrer une gamme de variations plus importante que les roches magmatiques (*Figure 3.15*).

⁸ : Institut Géographique National

⁹ : Shuttle Radar Topography Mission

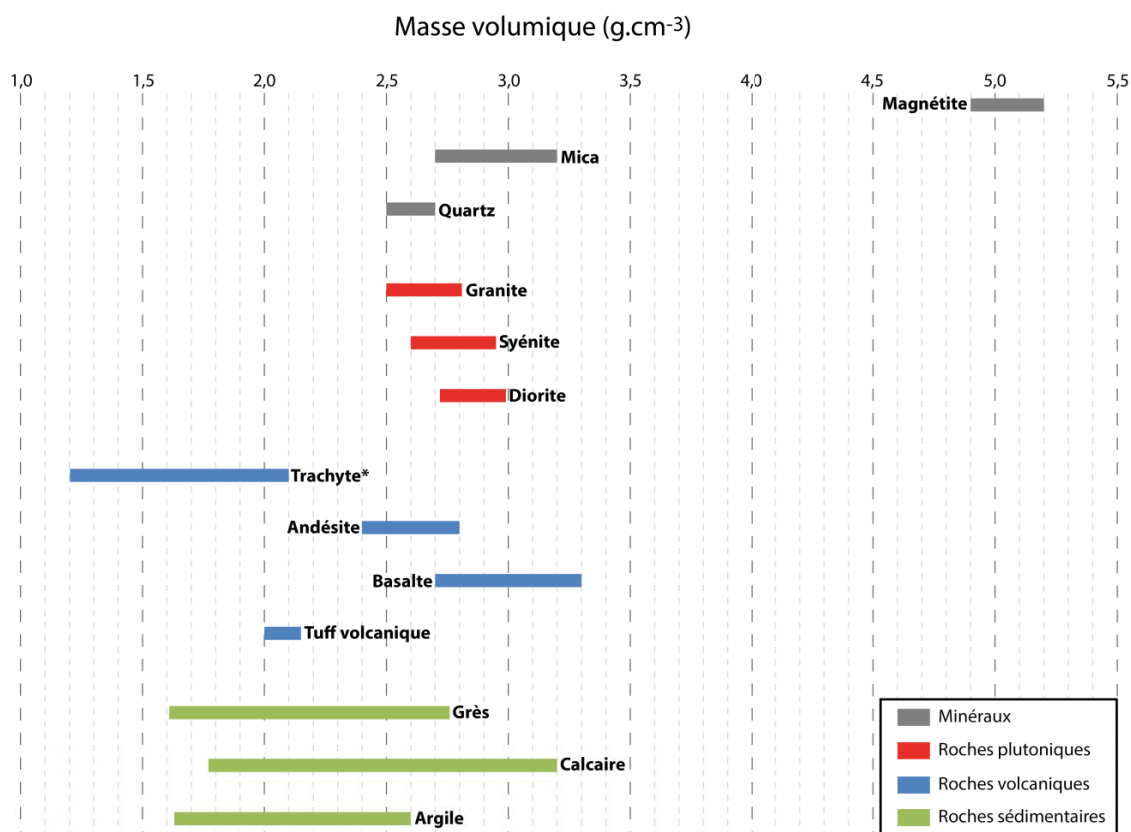


Figure 3.15 - Masse volumique de différents minéraux et roches. D'après Telford et al., 1976.

* : les valeurs de masse volumique des trachytes proviennent de cette étude.

Il est intéressant de connaître les densités moyennes des structures géologiques attendues dans le sous-sol pour le traitement des données gravimétriques et leur modélisation. Avant d'être utilisés pour les mesures de résistivité électrique (*section II.2.c de ce chapitre*), les échantillons du Puy de Dôme ont été employés pour des mesures de densité. D'autres échantillons (laves basaltiques et socle granitique), issus d'un forage carotté (forage du Bac de Montmeyre, *Berthelay et al., 1976*), ont aussi été analysés. L'ensemble du protocole ainsi que les résultats sont résumés dans l'*Annexe A3*. La valeur moyenne de densité pour les basaltes présents à l'ouest du Puy de Dôme est d'environ 2,6 (de 2,2 à 2,9). Les valeurs obtenues pour les faciès les moins denses (plus faibles que celles répertoriées dans la littérature, *Figure 3.15*), s'expliquent par une forte porosité de la lave. Les résultats obtenus pour le trachyte, avec une densité moyenne à 1,8 (de 1,2 à 2,1), classent ces roches parmi les moins denses des roches volcaniques (*Figure 3.15*). Dans le cas du Puy de Dôme, cela peut facilement s'expliquer par un taux d'altération très important, ainsi qu'une porosité moyenne élevée, de l'ordre de 30%.

III.3. Instruments de mesure

Il existe deux types d'instruments de mesure en gravimétrie : les gravimètres absolus et les gravimètres relatifs. Les premiers permettent des mesures absolues du champ de gravitation de grandes précisions (proche du μGal), et sont principalement utilisés pour les mesures de variations temporelles de ce champ. Ces appareils ont permis de définir la première carte du champ gravitationnel terrestre à travers un réseau mondial (*International Gravity Standardisation Net – IGSN - de 1971 ; Morelli et al., 1972*). Depuis, les avancées technologiques ont permis de développer des instruments transportables, qui sont utilisés pour l'étude des aquifères (*Jacob et al., 2008*) ou la surveillance des édifices volcaniques (*Battaglia et al., 2008; Carbone et al., 2013*).

Les campagnes de mesures gravimétriques visent à mesurer les variations spatiales du champ de pesanteur terrestre, et non sa valeur absolue à chaque station. Pour cela, des gravimètres relatifs sont utilisés, sous la condition d'un rattachement périodique (à chaque début et fin de prospect quotidien, au minimum) sur une base de gravité absolue (précédemment calibrée à l'aide d'un gravimètre absolu), afin de relier les stations au réseau IGSN. Les prospections gravimétriques dans la Chaîne des Puys ont été effectuées

avec un gravimètre relatif Scintrex CG-5 Autograv (parc instrumental de l'INSU¹⁰) (*Figure 3.16a*). Ces gravimètres mesurent la variation du champ de pesanteur grâce à un capteur de déplacement capacitif. Une masse, suspendue à un ressort en quartz, est placée entre deux capteurs capacitifs (*Figure 3.16b*).

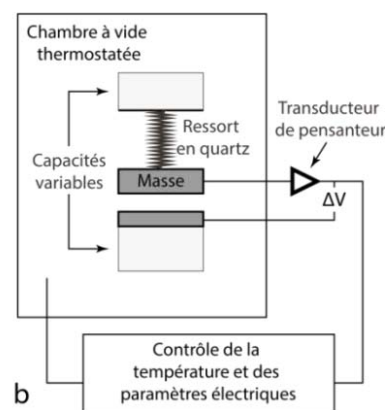


Figure 3.16 - a) Gravimètre relatif Scintrex CG-5 Autograv du parc instrumental de l'INSU. b) Schéma simplifié du capteur d'un CG-5 (modifiée d'après Dubois et al., 2011).

Elle forme, avec l'un de ces capteurs, un condensateur. À chaque mesure, la distance entre la masse et le capteur va varier. La capacité du condensateur est alors modifiée, et la différence de tension mesurée, proportionnelle au déplacement, permet de déterminer la variation de la pesanteur (*Dubois et al., 2011*). Les ressorts étant très sensibles aux changements de température, l'enceinte des gravimètres est thermostatée. Ce type de gravimètre est dit

¹⁰ Institut National des Sciences de l'Univers

statique : à aucun moment la masse n'est immobilisée (même durant le transport), contrairement aux gravimètres astatés (type LaCoste-Romberg). Cela permet un retour rapide de la masse à sa position originale, alors que la masse d'un gravimètre instable va avoir tendance à osciller jusqu'à sa position d'équilibre.

Les gravimètres actuels permettent un prétraitement des données brutes à travers la correction automatique de la composante luni-solaire du signal. Aussi appelée terme de marée, cette grandeur reflète l'influence de l'attraction des astres (le Soleil et la Lune) sur la mesure. Sans prise en compte de cette dérive, les mesures dans le temps à une station donnée ne sont pas reproductibles. La correction est basée sur la formule de *Longman* (1959), et est contrôlée par le réglage des coordonnées moyennes de la zone d'étude (longitude et latitude) et de l'heure.

III.4. Acquisition des données

III.4.a Protocole de mesure

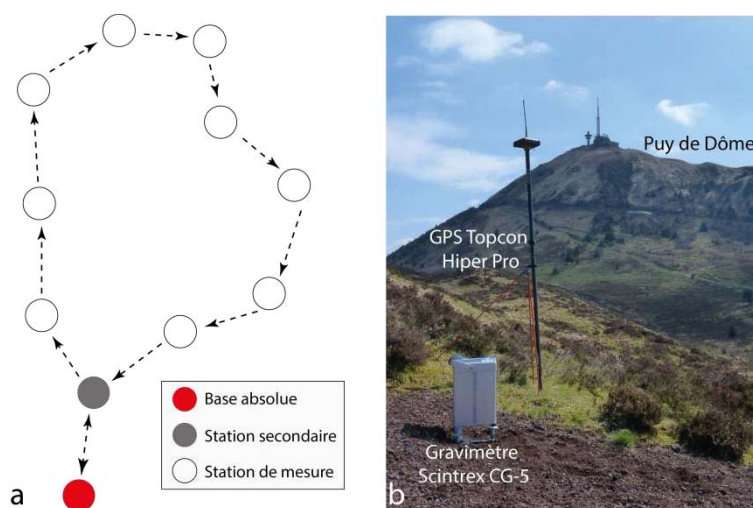
Les mesures gravimétriques réalisées dans le cadre de cette étude ont été effectuées grâce à un gravimètre relatif. Un retour sur base absolue a donc été nécessaire pour rattacher les stations au réseau international. Ces bases correspondent à des stations gravimétriques absolues du réseau international (*IGSN*). Deux stations absolues de la base de données *AGrav* - *Absolute Gravity Database* - ont été occupées lors des différentes campagnes de mesures dans le Chaîne des Puys :

- la base absolue d'Orcines (code *AGrav* : IGN_0065) située à environ 5 km à l'est du Puy de Dôme,
- la base absolue située au sommet du Puy de Dôme (code *AGrav* : IGN_0067).

Deux bases secondaires ont également été installées lors des campagnes. Ces stations ont été mesurées quotidiennement, afin d'obtenir une valeur du champ de gravitation la plus précise possible. Des relevés quotidiens, à la fois sur une base absolue, et une base secondaire, ont permis un contrôle précis de la dérive instrumentale du gravimètre. Cette dernière est due aux variations de température et aux secousses pouvant être occasionnées lors du transport de l'appareil. Elle reflète en réalité la fatigue naturelle du ressort, et est quantifiée grâce à des circuits de mesure bouclés (*Figure 3.17a*). La dérive instrumentale a été considérée comme

linéaire au cours du temps, entre deux retours sur base (durée moyenne des levées quotidiens ~ 8h30).

Le processus de réduction des données étant très fortement dépendant de la position de la station, et afin de minimiser l'incertitude sur l'anomalie gravimétrique, les relevés ont été couplés à des mesures au GPS différentiel (GPS *Topcon Hiper Pro*, *Figure 3.17b*), avec post-traitement des données (logiciel *Topcon Tools v.8*).



III.4.b Campagnes gravimétriques

Au cours des dernières décennies, plusieurs campagnes gravimétriques de grande envergure ont traversé la Chaîne des Puys. Toutes les données répertoriées sur une zone d'environ 9x8 km, centrée sur le Puy de Dôme, ont ainsi été récupérées auprès du BGI¹¹ pour être intégrées au traitement (*Wilmes et al.*, 2009). L'ensemble des données collectées en 2012 (*Portal et al.*, 2013), a aussi été utilisé pour le calcul des cartes d'anomalies gravimétriques.

Dans le cadre de cette étude, une nouvelle campagne de mesure a été réalisée, de mars à mai 2013, afin de compléter les jeux de données existants (*Figure 3.18*). Les objectifs de cette mission étaient de :

- contraindre la structure du dôme par un maillage fin à son sommet, et un maillage ciblé sur le reste de l'édifice ;
- comprendre les structures géologiques responsables des déformations présentes de part et d'autre du Puy de Dôme, et contraindre la structure générale des édifices volcaniques proximaux ainsi que leur relation avec le dôme lui-même ;

¹¹ Bureau Gravimétrique International (<http://bgi.omp.obs-mip.fr/>)

- étudier la morphologie d'un maar volcanique situé à l'est du Puy de Dôme (maar d'Enval) et déterminer la structure interne d'un cratère d'explosion au sud du dôme (cratère Kilian) (Figure 3.18).

Ces deux dernières cibles font l'objet d'une étude spécifique en cours, dont les résultats ne seront pas présentés dans le cadre de ce mémoire. Néanmoins, dans la mesure du possible, l'ensemble des données a été utilisé lors des phases de traitement, en particulier pour contraindre la composante régionale du signal gravimétrique.

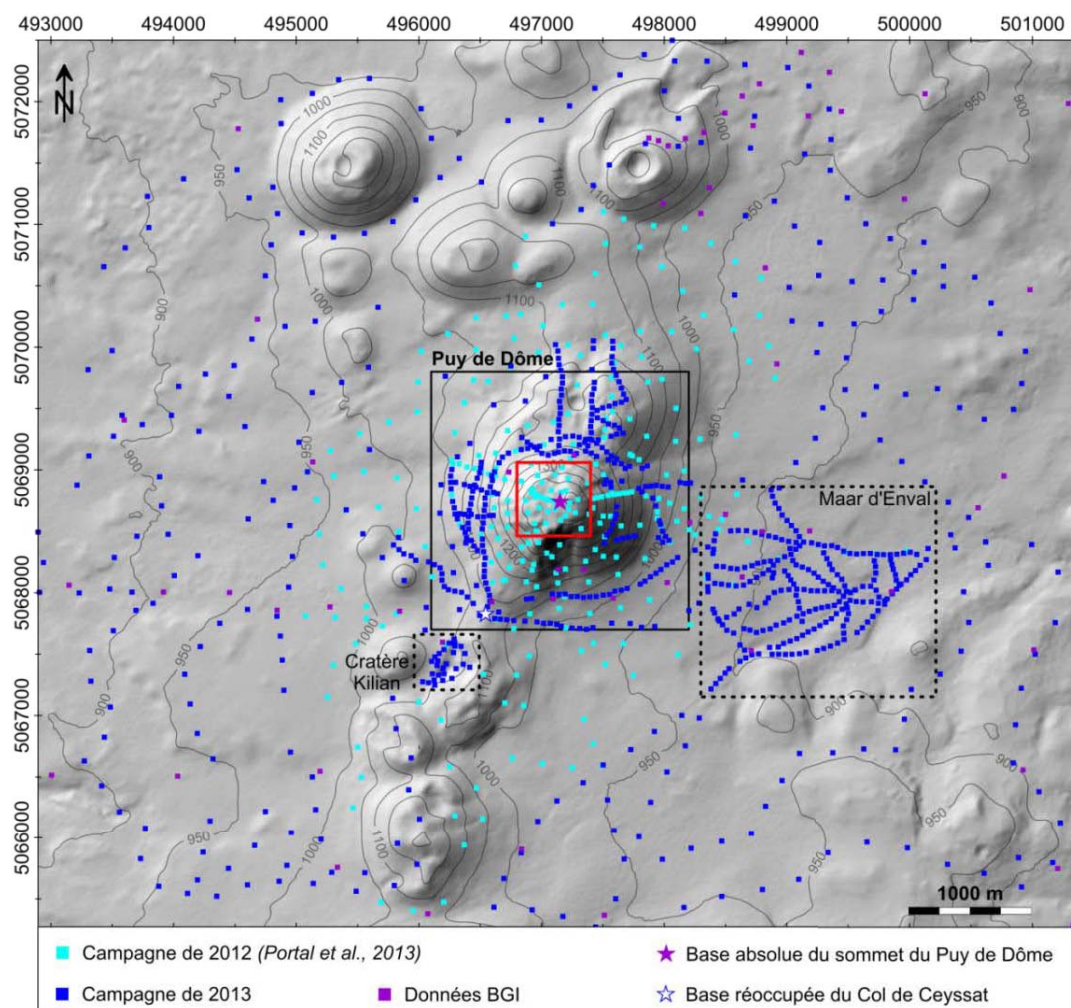


Figure 3.18 - Carte des levés gravimétriques réalisés dans la zone d'étude. Tout comme le Puy de Dôme et son environnement proche, les zones du maar d'Enval et du cratère Kilian ont fait l'objet d'une investigation plus poussée. Elles ne sont néanmoins pas abordées en détail ici. Pour plus de clarté, l'intégralité des données acquises sur le dôme (encadrés noir et rouge en trait plein) est représentée sur la Figure 3.19. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

Dans la zone distale du Puy de Dôme, la distance entre chaque station de mesure est d'environ 250 m (Figure 3.18). Au niveau du dôme lui-même, deux stratégies d'acquisition ont été mise en œuvre. Des profils linéaires et circulaires ont été réalisés le long des pentes de

l'édifice, avec une distance d'environ 50 m entre chaque point de mesure (Figure 3.19a). La zone sommitale, parfaitement accessible, a été auscultée avec un maillage régulier à 25 m (Figure 3.19b).

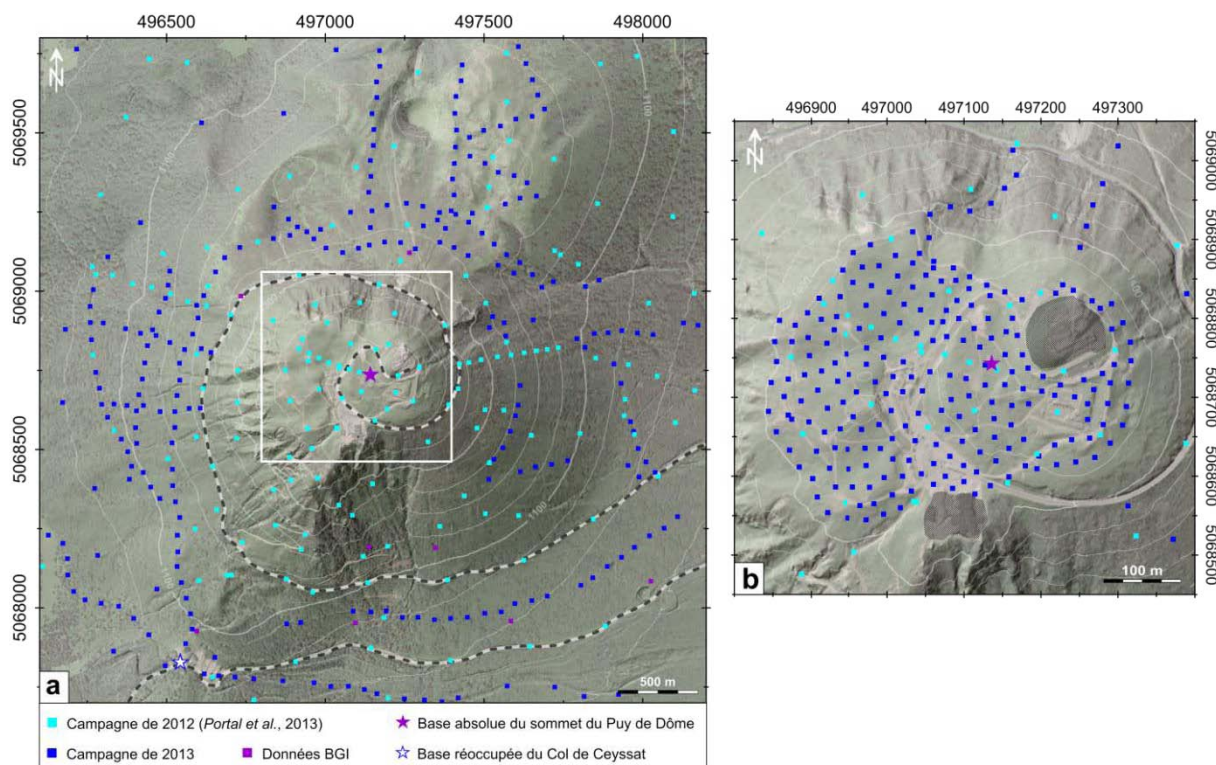


Figure 3.19 - Localisation des relevés gravimétriques sur le Puy de Dôme (a) et sa partie sommitale (b). L'encadré blanc correspond aux limites de la figure b, et les zones grisées délimitent les zones bâties au sommet, peu/pas accessibles lors des levés. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

IV. Méthodes magnétiques

IV.1. Introduction

IV.1.a Histoire du magnétisme

La méthode magnétique est la plus ancienne technique utilisée en géophysique, apparaissant au VI^{ème} siècle avant notre ère, avec les travaux de Thalès. De ce fait, c'est l'une des techniques de prospection géophysique les mieux documentées (*e.g. Telford et al., 1976; Nabighian et al., 2005b; Reynolds, 2011; Hinze et al., 2013*). Facile à mettre en œuvre, elle s'est rapidement imposée comme un outil d'investigation efficace. Si l'utilisation par les chinois du magnétisme pour la navigation reste aujourd'hui encore discutée (*Hinze et al., 2013*), elle est parfaitement connue des européens vers 1200. La première découverte majeure dans ce domaine est effectuée par P. de Maricourt en 1269, qui définit la nature dipolaire des objets magnétiques, et caractérise les pôles magnétiques de la Terre. Dans la première moitié du XVI^{ème} siècle, G. Hartmann enregistre pour la première fois la déclinaison du champ magnétique terrestre, et met en évidence son inclinaison. En 1600, W. Gilbert, dans son œuvre « *De Magnete* », affirme que la Terre est un aimant géant. De là, vont se succéder les avancées dans le domaine, des lois régissant les potentiels magnétiques décrites par C. Coulomb (1770), aux travaux d'A. Ampère sur l'origine électrique des champs magnétiques (1820), avec de nombreux développements instrumentaux, et les débuts des recherches sur l'origine du géomagnétisme de C.F. Gauss. Dans la première partie du XX^{ème} siècle, les hypothèses soutenues par J. Larmor sur l'origine du magnétisme terrestre (dynamo autoentretenu) (*Larmor, 1919; Larmor et Joseph, 1919*) sont confirmées par les travaux de W. Elsasser et B. Bullard sur les mouvements de fluides du noyau externe (*Elsasser, 1939, 1946; Bullard, 1949, 1950*). Après la Seconde Guerre Mondiale, de nombreuses innovations technologiques vont favoriser les développements instrumentaux, donnant ainsi naissance à une seconde génération de magnétomètres (à résonance magnétique), remplaçant peu à peu les premiers appareils (magnétomètres à saturation de flux). Enfin, depuis le milieu de XX^{ème} siècle, les mesures aéroportées et satellites ont permis une nouvelle approche, à grande échelle, des levés magnétiques.

Il est indispensable d'aborder ici une discipline particulière du géomagnétisme, et sur laquelle sont basées de nombreux travaux en géologie : le paléomagnétisme. L'étude des effets du champ magnétique passé est un outil clé dans la compréhension des structures

géologiques actuelles. Initiée au milieu du XIX^{ème}, la découverte au XX^{ème} siècle, de B. Brunhes et P. David sur le magnétisme inversé de certaines roches par rapport au champ magnétique actuel va donner son essor à cette discipline (*Brunhes et David, 1903*). De plus, ces premiers travaux vont aussi avoir un rôle majeur dans la compréhension de la tectonique des plaques.

L'utilisation des méthodes magnétiques va connaître un développement important dès le début du XIX^{ème} siècle, avec les premières campagnes menées par B. von Humbolt. Les premières applications de ces techniques ont lieu, une fois encore, dans le milieu de l'exploration des ressources, en 1640, en Suède, puis en 1844, aux Etats-Unis, pour la recherche de minerais (*Nabighian et al., 2005b*). Aujourd'hui très répandue, ces méthodes sont utilisées dans de nombreux domaines.

IV.1.b Les domaines d'application

Les applications des méthodes magnétiques pour contraindre à la fois les structures de sub-surface, et les formations plus profondes, sont aussi nombreuses que variées (*Nabighian et al., 2005b; Reynolds, 2011; Everett, 2013; Hinze et al., 2013*).

Comme c'est le cas pour la plupart des méthodes géophysiques, c'est l'industrie pétrolière et l'exploration minière qui ont permis des développements à la fois instrumentaux et méthodologiques. Les méthodes magnétiques ont ainsi été utilisées pour rechercher des structures géologiques susceptibles de renfermer des hydrocarbures, et contraindre les systèmes de failles associés (*Reynolds et al., 1991; Spaid-Reitz et Eick, 1998; Stone et al., 2004*). L'industrie minière emploie également ces techniques (*Ketola, 1979; Doyle, 1990; Teskey et al., 1993*), en particulier pour la recherche de roches diamantifères comme les kimberlites (*Macnae, 1979; Keating, 1996; Keating et Sailhac, 2004; Power et al., 2004*). Les méthodes magnétiques sont aussi présentes dans le domaine du génie civil (*Sowerbutts, 1988; Leech et Johnson, 1992*) pour la cartographie et le traçage de polluants (*Reynolds, 2002; Lu et al., 2007*), ainsi qu'en archéologie (*Tsokas et Papazachos, 1992; Gaffney et al., 2000; Linford, 2006*). Quelques études ont également montré l'efficacité des mesures magnétiques dans l'expertise des aquifères (*Wynn, 2002; Smith et Pratt, 2003*). En géologie, les applications sont également très nombreuses : étude des bassins sédimentaires (*Ross et al., 1994; Gunn, 1997; Grauch et al., 2001; Saltus et al., 2005*), géologie structurale (*Rollin, 1986; Sowerbutts, 1987; Blakely et al., 2000; Smith et al., 2002; Langenheim et al., 2004; Mushayandebvu et al., 2004*), ou encore caractérisation du socle (*Jacobsen, 1961;*

Treitel et al., 1971; *Pilkington et Crossley*, 1986; *Cordell et Knepper*, 1987; *Maus et al.*, 1999).

Les premières applications volcanologiques des méthodes magnétiques avaient pour objectif d'étudier la structure interne des édifices volcaniques. *Blakely et Christiansen* (1978) tentent une des premières approches, en étudiant le Mont Shasta (Cascades, États-Unis). En plus d'aboutir à des conclusions peu déterminantes pour la compréhension de la structure interne de l'édifice, ces résultats soulèvent de nombreuses questions vis-à-vis de l'origine du signal magnétique. D'autres études, ont permis d'améliorer les connaissances des sources potentielles des variations du champ magnétique (*Flanagan et Williams*, 1982; *Nakatsutka*, 1994; *Finn et al.*, 2001; *Cassidy et al.*, 2009).

L'étude du champ magnétique terrestre a aussi été largement utilisée en contexte volcanique de point chaud (*Malahoff et Woollard*, 1966; *Lénat et Aubert*, 1982; *Hildenbrand et al.*, 1993; *Araña et al.*, 2000; *Gailler et Lénat*, 2012). Elle a permis de faire considérablement évoluer le modèle structural des volcans boucliers, d'apporter des précisions sur les mécanismes d'alimentation des zones de rift et des calderas, ainsi que d'améliorer les contraintes sur les chambres magmatiques superficielles. Les méthodes magnétiques représentent également un outil intéressant pour la mise en évidence des zones de circulation et/ou d'altération hydrothermale (*Locke et al.*, 1994; *Finn et al.*, 2001; *Hurst et al.*, 2004; *Bouligand et al.*, 2014). Enfin ces techniques sont aussi utilisées pour le suivi des mécanismes éruptifs (*Tanaka*, 1993; *Zlotnicki et al.*, 2000; *Del Negro et al.*, 2002; *Sasai et al.*, 2002; *Hurst et al.*, 2004), et l'étude des formations géologiques de surface (*Bouligand et al.*, 2014; *Brothelande et al.*, 2014).

IV.2. Théorie et fondamentaux

IV.2.a L'origine du magnétisme – aspects théoriques

L'objectif du magnétisme est de déterminer la distribution spatiale des roches, ou autres objets aimantés dans le sous-sol, grâce à des mesures magnétiques effectuées en surface. Les techniques mises en œuvre en magnétisme sont non destructives, rapides et fiables, permettant à la fois de couvrir des grandes zones d'étude et de rechercher des objets enfouis de petite taille (*Everett*, 2013).

Contrairement à la densité, l'aimantation d'un matériau résulte de processus plus complexes, et dépend très fortement de phénomènes externes. L'aimantation globale d'un objet peut être considérée comme la somme de dipôles élémentaires. Dans le cas d'une roche, l'aimantation est portée par les minéraux accessoires qui la constituent, majoritairement les titanates et ferromagnésiens (oxydes de Fe-Ti). Un dipôle magnétique est défini comme une boucle infinitésimale d'aire A parcourue par un courant électrique I (Figure 3.20, Everett, 2013).

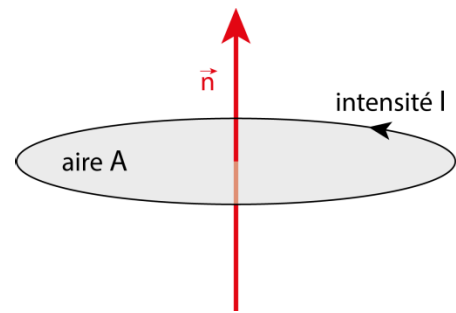


Figure 3.20 – Dipôle magnétique représenté par une boucle infinitésimale d'aire A parcourue par un courant d'intensité I .

L'intensité du champ magnétique engendré par ce dipôle, appelée moment magnétique \mathbf{m} , est définie par :

$$\mathbf{m} = IAn \quad (3.1)$$

où \mathbf{n} représente le vecteur unitaire définissant l'orientation du dipôle, dirigé perpendiculairement à la boucle d'aire A (Figure 3.20).

L'aimantation \mathbf{M} d'un objet est la somme, par unité de volume, des N moments dipolaires qui le composent :

$$\mathbf{M} = \frac{1}{V} \sum_1^N \mathbf{m}_i(\mathbf{r}_i) \quad (3.2)$$

V représente le volume total de l'objet, \mathbf{m}_i et \mathbf{r}_i le moment magnétique et le vecteur position du $i^{\text{ème}}$ dipôle respectivement.

L'aimantation d'un matériau est donc l'alignement des dipôles qui le constituent et peut avoir plusieurs origines. Un corps plongé dans un champ magnétique externe (comme le champ magnétique terrestre) devient magnétisé par induction (réorientation des atomes et des molécules dans la direction du champ) (Figure 3.21b).

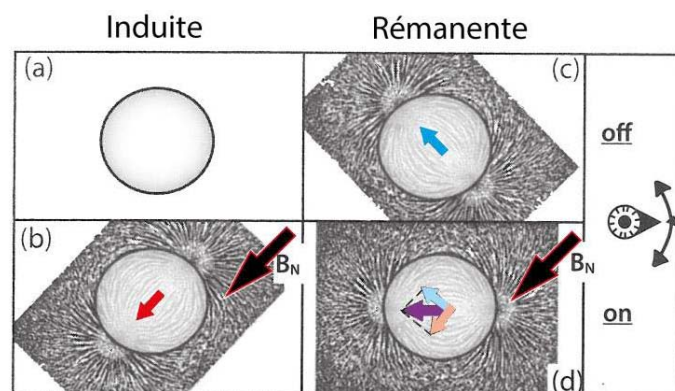


Figure 3.21 - Effet sur un corps (a) des aimantations induite (b) et rémanente (c), et aimantation total du matériau (d) (d'après Hinze et al., 2013).

L'aimantation induite résultante, disparaît lorsque le champ est coupé (*Figure 3.21a*). Cet effet de magnétisation induite est quantifié à travers l'intensité magnétique \mathbf{M} , et est proportionnel au champ (si ce dernier reste faible) tel que (*Telford et al.*, 1976) :

$$\mathbf{M} = k\mathbf{H} \quad (3.1)$$

k , grandeur sans dimension, représente la susceptibilité magnétique du matériau qui compose le corps et \mathbf{H} le champ magnétique appliqué. À l'image de la densité en gravimétrie, la susceptibilité magnétique est une caractéristique physique d'un matériau. Ce dernier va se comporter différemment en présence du champ magnétique selon sa susceptibilité magnétique (*Dubois et al.*, 2011). Les matériaux dits paramagnétiques s'aimantent dans la même direction que celle du champ ambiant, et leur susceptibilité magnétique est positive ($0 < k < 10^{-6}$). Les matériaux diamagnétiques voient quant à eux les atomes et molécules qui les composent s'orienter en sens inverse du champ externe, créant ainsi un champ opposé au champ ambiant. La susceptibilité magnétique de tels matériaux est négative ($k < 0$). L'aimantation des matériaux para- et diamagnétiques est très faible.

L'aimantation peut persister malgré l'absence d'un champ externe, il s'agit alors d'aimantation rémanente (*Figure 3.21c*). Les matériaux ferromagnétiques, porteurs d'éléments très sensibles au champ magnétique, sont particulièrement sensibles à ce type d'aimantation. La principale composante de l'aimantation rémanente est l'ATR (aimantation thermorémanente). Portée par les oxydes de fer et de titane, elle enregistre le champ magnétique au moment du refroidissement du matériau sous sa température de Curie, T_C . Au cours du temps, cette aimantation ne va pas être perturbée (sauf si le matériau est soumis à des températures supérieures à sa T_C), et représente donc un témoin du champ magnétique fossile. Il existe d'autres composantes de l'aimantation rémanente, de plus faible intensité, comme l'aimantation thermorémanente partielle (ATR_p, liée elle aussi à la température de Curie), l'aimantation rémanente isotherme (ARI, due à l'application d'un champ magnétique très fort sur une très courte période de temps, totalement instable et diminuant avec le temps), ou encore l'aimantation rémanente visqueuse (ARV) (*Dubois et al.*, 2011). Cette dernière peut avoir un impact sur l'aimantation globale d'une roche, car elle s'acquiert principalement sous l'effet du champ géomagnétique, et ramène progressivement l'aimantation dans la direction du champ actuel.

L'aimantation s'acquiert donc majoritairement lors de la mise en place et du refroidissement d'un matériau. Dans le cas d'une roche, elle va principalement dépendre de la

taille des minéraux porteurs de l'aimantation. Ainsi, une roche refroidissant rapidement conservera une aimantation rémanente élevée et une susceptibilité magnétique faible (les minéraux sont alors petits et clairsemés dans la roche) (Hildenbrand et al., 1993). Les roches renfermant de grandes quantités de minéraux ferromagnétiques (roches plutoniques et magmatiques), vont montrer des valeurs de susceptibilités magnétiques plus élevées que des roches sédimentaires par exemple (Figure 3.22) (Reynolds, 2011).

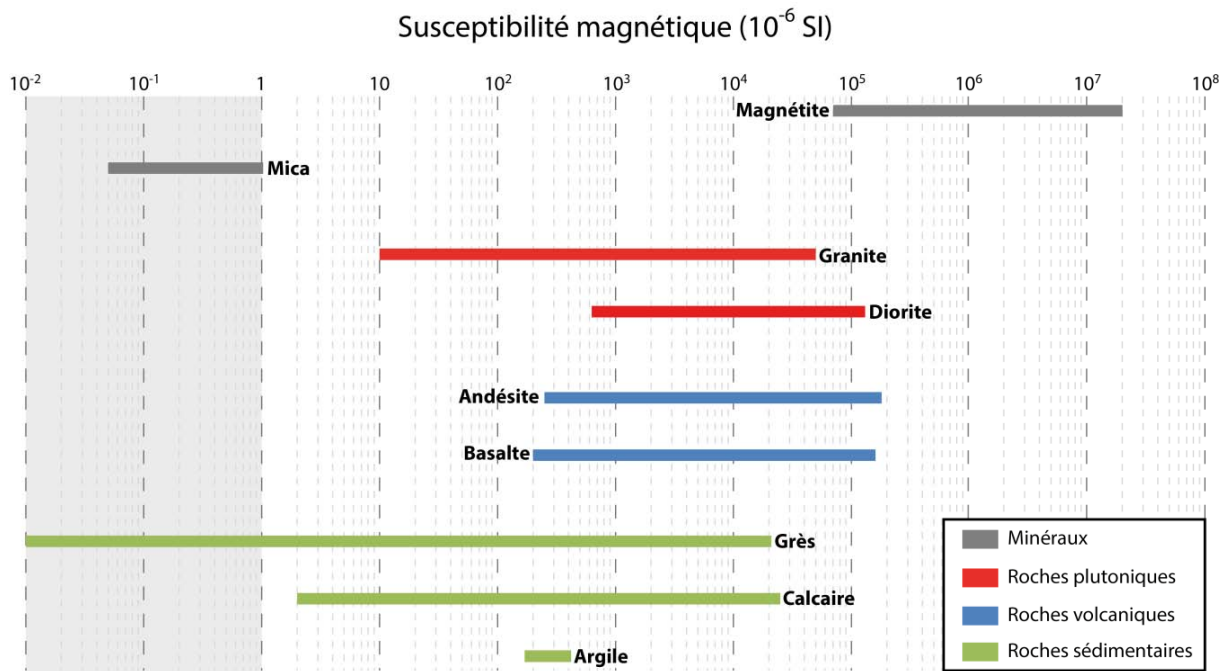


Figure 3.22 - Susceptibilité magnétique de certains minéraux et roches. La zone grisée représente la gamme de susceptibilité attribuée aux matériaux paramagnétiques, au-delà il s'agit du domaine des ferromagnétiques. (D'après Telford et al., 1976; Reynolds, 2011).

IV.2.b Le champ magnétique

Les méthodes magnétiques visent à mesurer les variations du champ magnétique \mathbf{B} , produit par un dipôle magnétique en profondeur tel que (Blakely, 1996):

$$\mathbf{B} = \frac{\mu_0 \mathbf{M}}{4\pi r^3} [3(\mathbf{M} \cdot \mathbf{r}) \cdot \mathbf{r} - \mathbf{M}] \quad (3.1)$$

où $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H} \cdot \text{m}^{-1}$ représente la perméabilité magnétique du vide, \mathbf{r} la distance entre le point d'observation et le dipôle magnétique, et \mathbf{M} le moment magnétique du dipôle.

Le champ magnétique mesuré en un point P est défini par trois composantes (Figure 3.23) :

- l'intensité F , qui représente le module du vecteur du champ géomagnétique \mathbf{B} ,
- la déclinaison D , qui est l'angle entre l'axe nord et la composante horizontale H du champ magnétique,
- l'inclinaison I , qui représente l'angle entre le vecteur du champ géomagnétique et le plan horizontal.

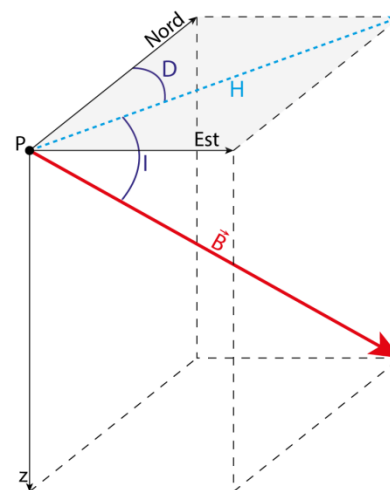


Figure 3.23 - Composantes du champ géomagnétique terrestre.

Le champ magnétique terrestre est constitué de plusieurs composantes, qui trouvent leur origine à l'intérieur et à l'extérieur de la Terre. Le champ majoritaire (98%), est issu des courants électromagnétiques produits par les mouvements de fluides au niveau du noyau externe (Hinze *et al.*, 2013). Ce champ est entretenu par effet dynamo et montre des variations séculaires. La croûte terrestre, et plus particulièrement les roches qui la composent, entre 20 et 30 km de profondeur, où la température est inférieure à la température de Curie de la magnétite (soit 580°C) alimente également le champ magnétique

terrestre (composante crustale). Enfin, des phénomènes d'origines externes (ceinture de Van Allen et courants électriques ionosphériques) contribuent également au champ magnétique terrestre, et sont à l'origine de variations diurnes du champ, qui n'atteignent quelques dizaines de nT (en dehors des périodes d'orages magnétiques).

Le champ magnétique terrestre se comporte comme si sa source était un électroaimant placé au centre de la Terre, légèrement incliné par rapport à l'axe vertical que forment les pôles géographiques (Figure 3.24). L'influence du champ s'étend autour de notre planète, sur une distance d'environ dix fois son rayon, pour former la magnétosphère.

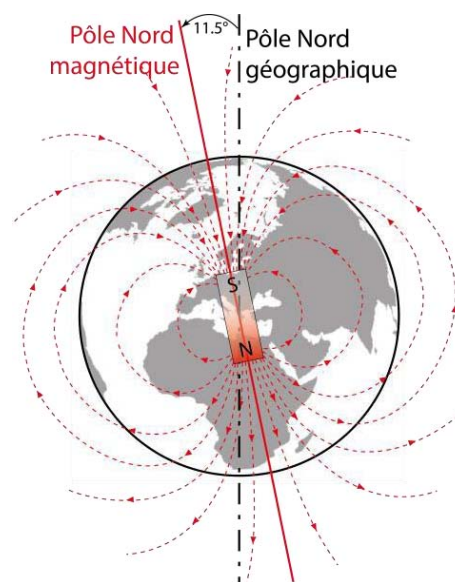


Figure 3.24 - Champ magnétique terrestre représenté par des lignes de force issues d'une source située au centre de la Terre (noyau externe).

Le champ magnétique terrestre est majoritairement dipolaire. Son amplitude moyenne actuelle est d'environ 50 000 nT. La composante du champ trouvant sa source au niveau du noyau externe est d'intensité largement supérieure à celle issue des formations géologiques qui composent la croûte (*Nabighian et al.*, 2005b). Il est donc préférable, pour des études géologiques locales, de retirer ce champ global. Le modèle de champ magnétique terrestre le plus répandu, issu d'un réseau mondial de stations de mesure, est le modèle *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*). Mis à jour tous les 5 ans, il définit les valeurs d'intensité, de déclinaison et d'inclinaison du champ magnétique à l'échelle du globe (*Figure 3.25*) (*Finlay et al.*, 2010).

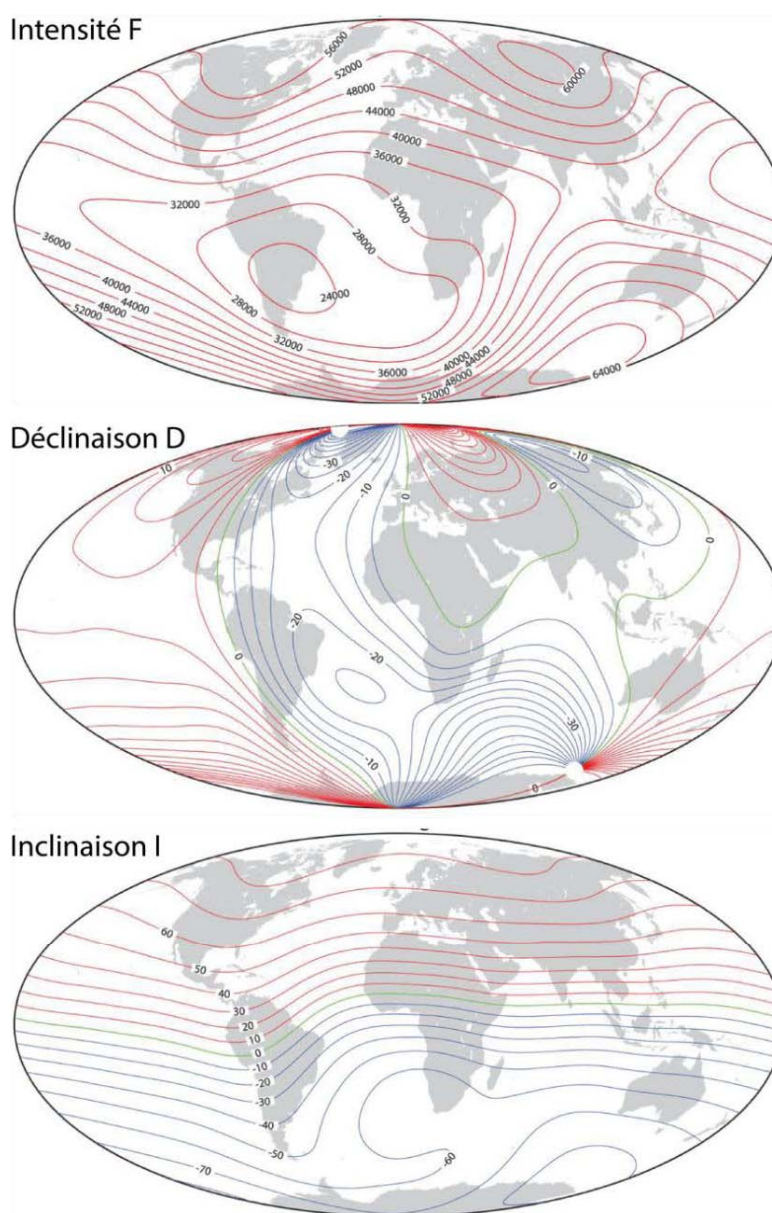


Figure 3.25 - Cartes des composantes (intensité, déclinaison et inclinaison) du champ magnétique à la surface de la Terre, calculées à partir du modèle IGRF-11 de 2010 (modifiée d'après *Finlay et al.*, 2010).

IV.3. Instruments de mesure

Il existe deux grandes familles de magnétomètres : les appareils à saturation de flux (ou magnétomètres *fluxgate*), et les instruments à résonance magnétique. Les premiers, développés au cours de la Seconde Guerre mondiale, utilisent trois bobines (deux bobines principales contenues dans une secondaire). Le principe est de saturer les deux bobines principales. La saturation normale des deux bobines dépend du matériel qui les compose (le fer généralement), et est parfaitement contrainte par la courbe d'hystérésis (courbe de variation de l'induction magnétique en fonction du champ externe). Sous l'effet d'un champ extérieur la saturation va se décaler (plus tôt ou plus tard dans le cycle d'hystérésis), et ce de façon proportionnelle à l'intensité du champ. Ces appareils ont l'inconvénient de devoir être orientés dans la direction du champ durant l'acquisition, rendant des mesures continues à grand rendement difficiles à mettre en œuvre. Leur précision de mesure se situe autour de la dizaine de nT (*Reynolds*, 2011).

Une nouvelle génération de magnétomètres, à résonance magnétique, a permis d'apporter des améliorations en termes d'acquisition et de précision des mesures (0,1 nT). Dans le cadre de ce travail de thèse, un magnétomètre à précession nucléaire a été utilisé.

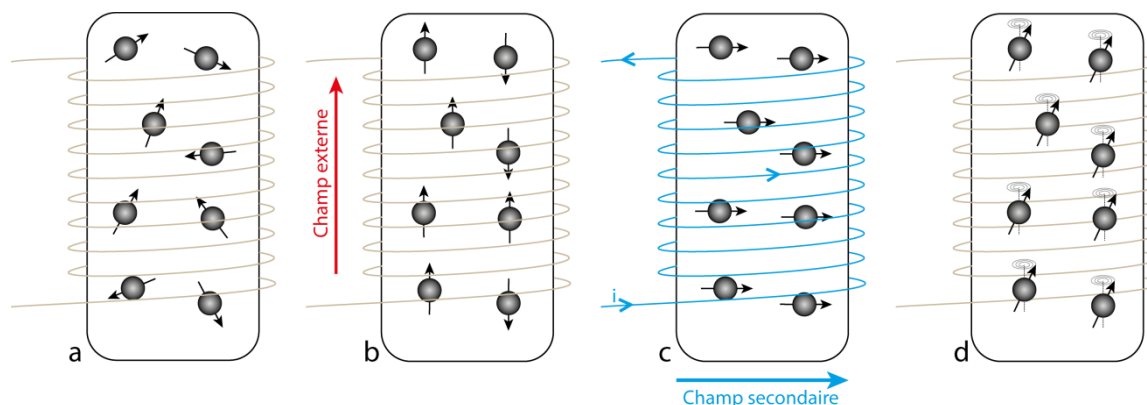


Figure 3.26 - Principe de fonctionnement d'un magnétomètre à protons. a) Protons au repos – b) Application d'un champ externe – c) Application d'un champ secondaire par l'intermédiaire de la bobine dans laquelle circule un courant i – d) Précession des protons.

Le capteur de ce type d'appareil renferme un liquide riche en protons, enveloppé dans une bobine (*Figure 3.26*). Au repos, les spins des protons (moments cinétiques de rotation) sont orientés aléatoirement (*Figure 3.26a*). Sous l'action d'un champ magnétique externe (le champ magnétique terrestre par exemple), les spins vont s'orienter parallèlement à la direction du champ (*Figure 3.26b*). Lorsqu'un courant est initié dans la bobine, un nouveau champ magnétique, 50 à 100 fois supérieur au champ ambiant, est créé, réorientant tous les

spins selon la direction de ce champ secondaire (*Figure 3.26c*) (*Reynolds*, 2011). En coupant le champ magnétique secondaire, les protons entrent en précession, c'est-à-dire qu'ils vont se mettre en rotation autour de l'axe défini par le champ primaire (*Figure 3.26d*). La fréquence de rotation, aussi appelée fréquence de Larmor, est proportionnelle à la force du champ. La centrale d'acquisition convertit cette fréquence en valeur de champ magnétique total.

IV.4. Acquisition des données

Les données magnétiques du Puy de Dôme ont été acquises en 2014, grâce à un magnétomètre GSM-19 Overhauser, à précession nucléaire. Les mesures du champ magnétique total ont été effectuées de manière automatique et continue, avec un échantillonnage à 0,5 s. Le positionnement simultané des données a été possible grâce à une antenne GPS située au-dessus du capteur *Figure 3.27*. La centrale d'acquisition, permettant le réglage des paramètres de l'instrument, a permis de contrôler les mesures en temps réel.

Les levés magnétiques couvrent l'ensemble de la zone du Puy de Dôme et de ses environs proches (*Figure 3.28a*). Une attention particulière a été portée aux flancs nord et est (les flancs ouest et sud étant difficiles d'accès). Tout comme pour les autres

méthodes géophysiques, la zone sommitale a fait l'objet d'une investigation plus détaillée (*Figure 3.28b*). Cependant, et comme cela est visible sur la carte de localisation de la *Figure 3.28b*, la présence de nombreuses infrastructures a nécessité un filtrage des données plus minutieux (*section I.3.a - Chapitre 4*).



Figure 3.27 - Magnétomètre à protons utilisé lors des acquisitions réalisées dans le cadre de cette étude.

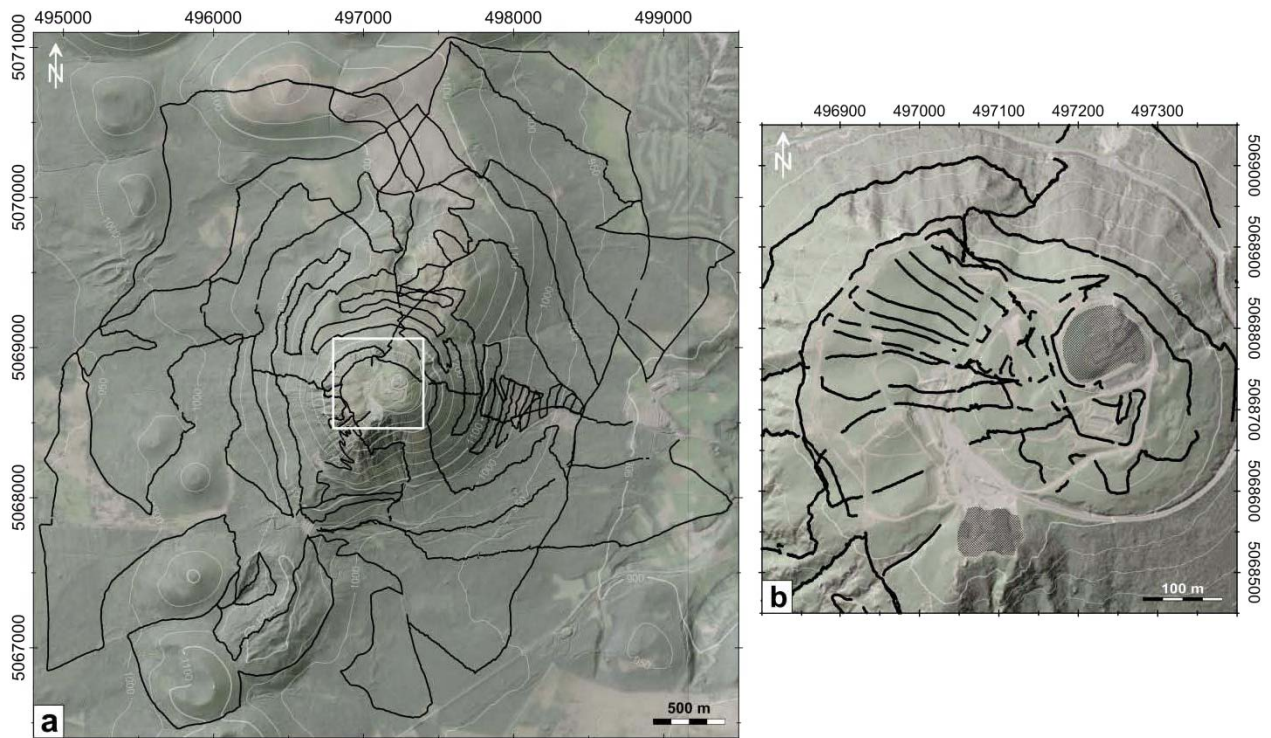


Figure 3.28 - Campagnes magnétiques réalisées sur le Puy de Dôme et ses environs (a). Les profils ont été effectués avec une résolution spatiale plus importante dans la zone sommitale (b). Les zones grisées délimitent les zones bâties, peu/pas accessibles lors des levés. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

Chapitre 4

Traitement et Inversion

I. Traitement numérique des données

I.1. Filtrage des données électriques

Afin de garantir une stabilité optimale des processus d'inversion, l'ensemble des données électriques a fait l'objet d'une procédure de filtrage préliminaire. En effet, malgré toutes les dispositions techniques prises lors des acquisitions pour limiter le bruit sur les mesures, certains jeux de données restaient perturbés. Une double approche a été utilisée, pour éliminer ou atténuer l'effet des points de mesures mis en cause : un filtrage qualitatif en deux étapes et une homogénéisation des données.

I.1.a Approche qualitative

La première étape du filtrage qualitatif a pour objectif d'éliminer les données bruitées, en se basant sur l'erreur finale associée à chaque point (*Figure 4.1*).

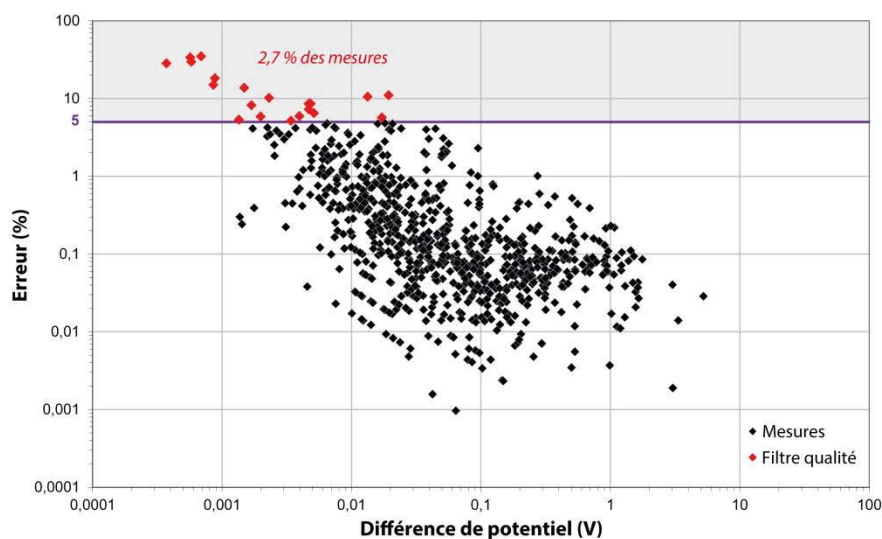


Figure 4.1 – Filtrage qualitatif du profil ERT Ir00029 en fonction de l'incertitude sur les données mesurées. L'erreur sur les données est représentée en fonction de la tension mesurée. Les données ayant une erreur supérieure à 5 % ont été éliminées (losanges rouges).

Lors de l'acquisition, chaque mesure est effectuée au minimum trois fois. La multiplication des mesures permet d'obtenir un écart-type sur les données (*standard deviation* – *SD* en %). Si, lors des acquisitions, cette erreur est supérieure à 5 % (seuil fixé par l'opérateur), une nouvelle mesure est réalisée. La répétition (jusqu'à 4 fois) et la sommation des mesures, ou "*stacking*", permettent d'améliorer le rapport signal/bruit. Les valeurs de résistivités apparentes correspondent donc à une valeur moyenne d'un maximum de cinq

mesures, associée à une incertitude. Néanmoins, en dépit des *stacks*, certaines données montrent une *SD* finale élevée. Ceci provient, en général, d'un défaut de contact entre une électrode du quadripôle et le terrain, la source du bruit affectant alors l'ensemble des mesures. Chaque profil ERT a donc été filtré, en se basant sur l'erreur finale associée à chaque point de mesure. Les données montrant des erreurs supérieures à 5 % ont été supprimées. 1 % de la totalité des mesures a été éliminé à l'issue de cette première étape de filtrage qualitatif (la distribution des points de mesures supprimés est détaillée dans la *Table 4.1*)

Nom	Données initiales	Filtrage qualitatif		Données finales	Points éliminés
		Etape 1	Etape 2		
lr00028	472	0	25	447	5,3%
lr00029	817	22	49	746	8,7%
lr00031-33*	1153	0	22	1131	1,9%
lr00034-36*	1092	19	15	1058	3,1%
lr00005	254	7	0	247	2,8%
lr00007	139	0	0	139	0,0%
lr00017•	404	10	15	379	6,2%
lr00018•	318	10	6	302	5,0%
lr00019°	392	0	3	389	0,8%
lr00020°	384	6	13	365	4,9%
lr00026	462	2	11	449	2,8%
lr00027°	472	3	3	466	1,3%
lr00028-30*	1071	7	17	1047	2,2%
lr00032	472	0	0	472	0,0%
lr00033	439	3	6	430	2,1%

* : acquisitions en roll-along d'un demi-dispositif, ° et • : profils superposés

Table 4.1 - Répartition des points filtrés par l'approche qualitative pour l'ensemble des jeux de données.

La deuxième étape de ce filtrage qualitatif est basée sur une approche graphique. La représentation des données en pseudo-section permet de fournir une image relative de la distribution des résistivités apparentes dans le sous-sol. Chaque mesure est placée à l'intersection du centre des électrodes réceptrices (M et N) et de sa pseudo-profondeur, cette dernière dépendant de la géométrie du quadripôle de mesure (*Edwards, 1977*). Ce mode de représentation (en composition colorée, *Figure 4.2a* et *Figure 4.2c*, ou simplement graphique, *Figure 4.2b*), permet d'identifier les points trop éloignés de la tendance moyenne des résistivités apparentes. Ces points ne présentant pas nécessairement d'erreur (*SD*) significative peuvent échapper à la première étape de filtrage. Ils représentent cependant des artefacts de mesure (correspondant à un rapport signal/bruit trop faible) et ont été éliminés (*Figure 4.2*). L'utilisation couplée des logiciels *X2ipi* (*Robain et Bobachev, 2002*) (*Figure 4.2a*), et

RES2DINV (Loke, 2012) (Figure 4.2b), a permis de cibler au mieux les points à supprimer. La pseudo-section de la Figure 4.2c représente un jeu de données après filtrage complet par l'approche qualitative. Plus de 50% de la totalité des points supprimés est issue de cette seconde étape du filtrage qualitatif (Table 4.1). Concernant l'intégralité des données électriques acquises sur le Puy de Dôme, seules 3 % d'entre elles ont été éliminées à la suite de ce premier filtrage, ce qui montre l'efficacité des précautions prises lors des acquisitions pour limiter les sources de bruits.

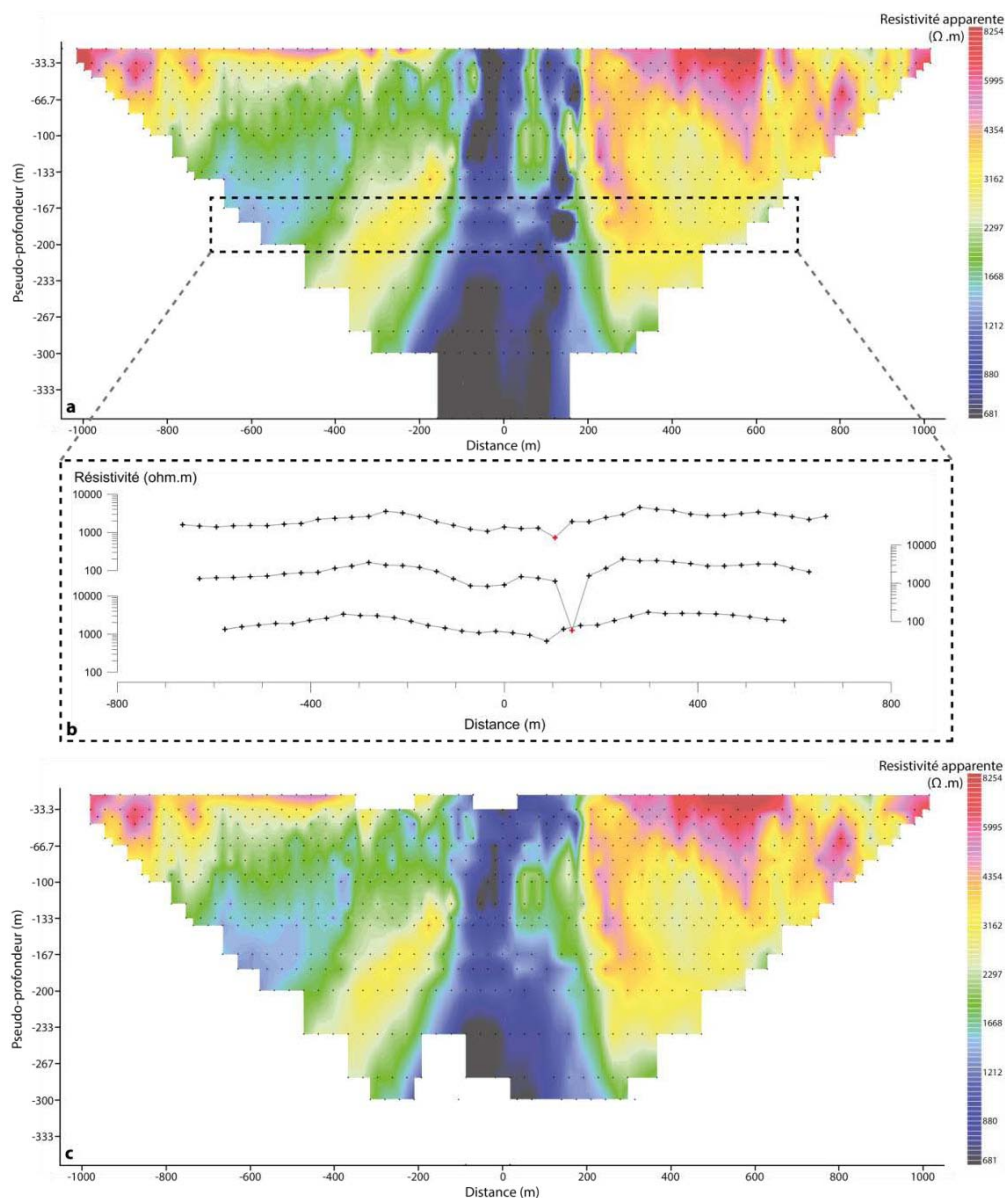


Figure 4.2 - Pseudo-section des résistivités apparentes du profil Ir00029 en composition colorée sous X2ipi (a). Sur la représentation graphique (type RES2DINV, b), les points éloignés de la tendance sont éliminés (croix rouges). c) Pseudo-section des résistivités apparentes après filtrage qualitatif complet.

I.1.b Homogénéisation des données

Outre un filtrage qualitatif des données, le logiciel *X2ipi* permet aussi d'éliminer les effets sur les mesures des inhomogénéités de surface (*NSI : Near Surface Inhomogeneities*) (Robain et Bobachev, 2002). La présence d'hétérogénéités (géologiques ou anthropiques) à proximité des électrodes, crée des artefacts qui vont se propager le long de la pseudo-section. Bien que faible, ce signal "parasite" affecte celui provenant des structures géologiques plus profondes. Robain et Bobachev (2002) ont développé une technique de filtrage qui permet d'isoler les données dues aux *NSI*, afin de les soustraire au signal brut. Ces artefacts ont deux origines : les "*C-effect*" proviennent d'hétérogénéités présentes à proximité des électrodes d'injection (artefacts diagonaux dans la pseudo-section des résistivités apparentes), et les "*P-effect*" sont issus des hétérogénéités de surface proches des

électrodes de réception (artefacts verticaux) (Ritz et al., 1999). La contribution totale de l'ensemble de ces perturbations (Figure 4.3c) est soustraite aux données initiales (Figure 4.3a), afin d'obtenir un signal non affecté par les *NSI*, et issu des structures 2D profondes (Figure 4.3b). Le filtrage s'opère grâce à une fenêtre glissante sur les données (Figure 4.3a), et permet d'homogénéiser les valeurs de résistivités. Ce filtre calcule la moyenne ou la médiane des valeurs de résistivité apparente des points contenus dans la fenêtre, afin d'ajuster la valeur du point central (Figure 4.3a).

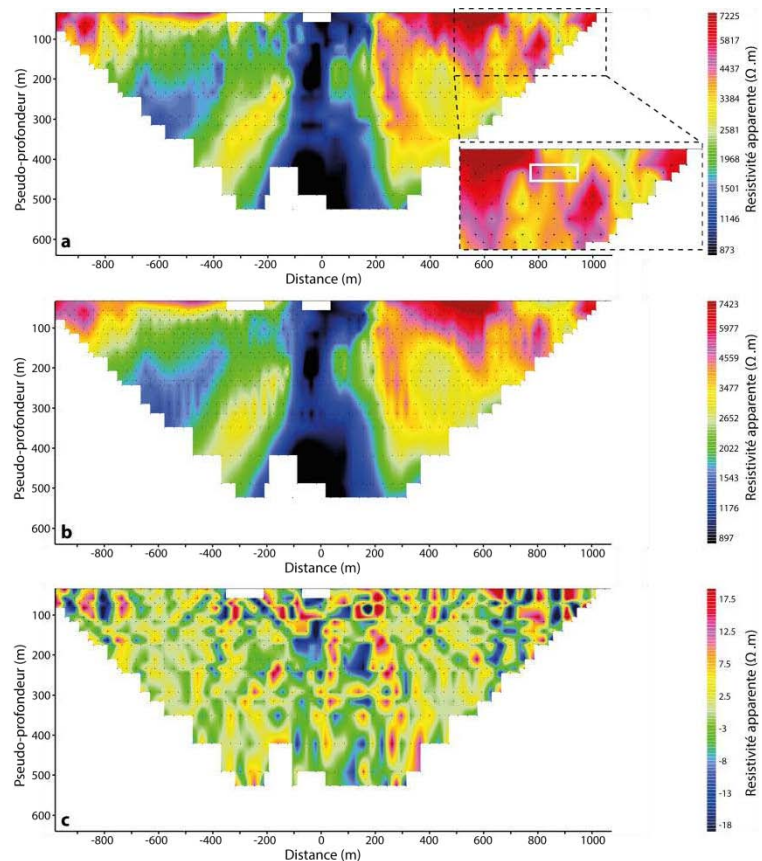


Figure 4.3 - Procédure de filtrage des données sous *X2ipi* dans le cas du profil *lr00029*. Les données brutes (a) sont traitées grâce à une fenêtre glissante (en blanc sur la partie agrandie), afin d'extraire les artefacts produits par les *NSI* (c), qui sont ensuite éliminés. Les données filtrées (b) ne rendent compte que des structures profondes.

L'ensemble des données électriques a été filtré en suivant les étapes décrites précédemment, quel que soit l'approche d'inversion (2D ou 3D) utilisée pour la suite des traitements.

I.2. Traitement des données gravimétriques

I.2.a Incertitude sur les données

L'anomalie de Bouguer, Δg , ne dépend pas uniquement de la mesure de champ de pesanteur, et résulte d'un processus de réduction des données qui implique de nombreux paramètres (*section III.2.b - Chapitre 3*). L'incertitude sur cette anomalie dépend donc de l'incertitude sur chacune des corrections appliquées :

$$\sigma_{\Delta g} = \sqrt{\sigma_{g_{mes}}^2 + \sigma_{g_{\varphi}}^2 + \sigma_{g_h}^2 + \sigma_{g_B}^2 + \sigma_{g_{curv}}^2 + \sigma_{g_{ter}}^2} \quad (4.)$$

Ces différentes incertitudes sur les corrections dépendent, en réalité, des quatre incertitudes suivantes : erreur sur la mesure ($\sigma_{g_{mes}}$), sur la latitude (σ_{φ}), sur l'altitude (σ_h) et sur la position de la station (σ_X et σ_Y). La *Table 4.2* regroupe l'ensemble des incertitudes nécessaires au calcul de $\sigma_{\Delta g}$, avec les équations correspondantes, et les valeurs extrêmes et moyennes.

Incertitude sur la mesure (mGal)			
$\sigma_{g_{mes\min}} = 0,001$		$\sigma_{g_{mes\text{moy}}} = 0,032$	$\sigma_{g_{mes\max}} = 0,389$
Incertitude sur les corrections			
Paramètre	Correction associée	Equation	Valeurs extrêmes et moyenne (mGal)
Latitude φ	Champ gravitationnel théorique	$\sigma_{g_{\varphi}} = 2g\alpha_1 \sin(\sigma_{\varphi}) \cos(\sigma_{\varphi}) + 4g\alpha_2 \sin^3(\sigma_{\varphi}) \cos(\sigma_{\varphi})$	$\begin{aligned} \sigma_{g_{\varphi\min}} &= 0,5 \cdot 10^{-6} \\ \sigma_{g_{\varphi\text{moy}}} &= 7,7 \cdot 10^{-6} \\ \sigma_{g_{\varphi\max}} &= 144 \cdot 10^{-6} \end{aligned}$
Altitude h	Effet d'altitude Effet de masse	$\sigma_{g_h+g_B} = \left(2\pi G\rho_{corr} + \frac{2g}{R_T} \right) \sigma_h$	$\begin{aligned} \sigma_{g_h+g_B\min} &= 0,003 \\ \sigma_{g_h+g_B\text{moy}} &= 0,074 \\ \sigma_{g_h+g_B\max} &= 0,317 \end{aligned}$
Position X et Y	Correction de terrain	$\sigma_{g_{ter}} = \sqrt{\left(\frac{\partial g_{ter}}{\partial X} \right)^2 \sigma_X^2 + \left(\frac{\partial g_{ter}}{\partial Y} \right)^2 \sigma_Y^2}$	$\begin{aligned} \sigma_{g_{ter\min}} &= 0,001 \cdot 10^{-3} \\ \sigma_{g_{ter\text{moy}}} &= 8,950 \cdot 10^{-3} \\ \sigma_{g_{ter\max}} &= 195 \cdot 10^{-3} \end{aligned}$

Table 4.2 - Description des incertitudes intervenant dans le calcul de l'incertitude total sur l'anomalie de Bouguer. Les valeurs extrêmes et moyennes indiquées ont été calculées à partir des données gravimétriques des campagnes de 2012 et 2013.

L'incertitude sur la correction de Bullard ($\sigma_{g_{curv}}$) étant très faible par rapport aux autres valeurs, elle est considérée comme négligeable. L'incertitude sur la correction de terrain ($\sigma_{g_{ter}}$) est la plus difficile à quantifier. La méthode développée ici consiste à calculer les valeurs d'anomalie de Bouguer pour des variations de la position (e.g. $\partial X=10$ m et $\partial Y=10$ m), et d'analyser les variations de la correction de terrain correspondantes. Les faibles valeurs obtenues pour l'incertitude sur la correction de terrain proviennent de la grande précision des mesures de positionnement (acquisitions au GPS différentiel, *section III.3 - Chapitre 3*) : $\sigma_{XY_{moy}} = 0,016$ m et $\sigma_{h_{moy}} = 0,023$ m (incertitudes planimétrique et altimétrique respectivement).

Finalement, les incertitudes moyennes calculées sur les mesures et sur les anomalies respectivement de Bouguer sont de 0,032 mGal (écart-type = 0,023) et 0,039 mGal (écart-type = 0,026). La précision sur l'anomalie de Bouguer est principalement contrôlée par la précision des mesures (erreur instrumentale).

I.2.b Choix de la densité de correction

La réduction des données gravimétriques fait intervenir un paramètre caractéristique du plateau de terrain se situant entre l'ellipsoïde de référence et la station de mesure : la densité de correction, ρ_{corr} . Cette densité est considérée comme homogène pour l'ensemble du plateau, et représente la densité moyenne de l'ensemble des structures géologiques présentes sous la surface. Il existe deux méthodes pour déterminer la densité de correction optimale pour une zone d'étude donnée : une approche graphique (*Nettleton, 1939*) et une méthode numérique (*Parasnis, 1952*). Pour le traitement des données de la Chaîne des Puys, seule la méthode graphique a été utilisée (*Figure 4.4*). Le principe est de comparer les valeurs d'anomalies de Bouguer calculées pour plusieurs valeurs de densités de correction (de 1,2 à 2,8 dans le cas présent) avec la topographie (*Nettleton, 1939*). La densité de correction optimale est alors définie comme la densité pour laquelle l'anomalie de Bouguer et les variations de la topographie sont les moins corrélées.

La méthode de Nettleton a permis d'estimer une densité de correction optimale de 1,8 pour la zone du Puy de Dôme (*Figure 4.4*). Bien que cette densité représente la densité globale du plateau nécessaire à la correction de l'effet de masse, sa valeur est en accord avec les valeurs obtenues lors de l'étude des échantillons de trachyte du Puy de Dôme (*section III.2.c - Chapitre 3 et Annexe 3*). Par conséquent, l'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de 1,8 a été utilisée pour la suite de l'étude.

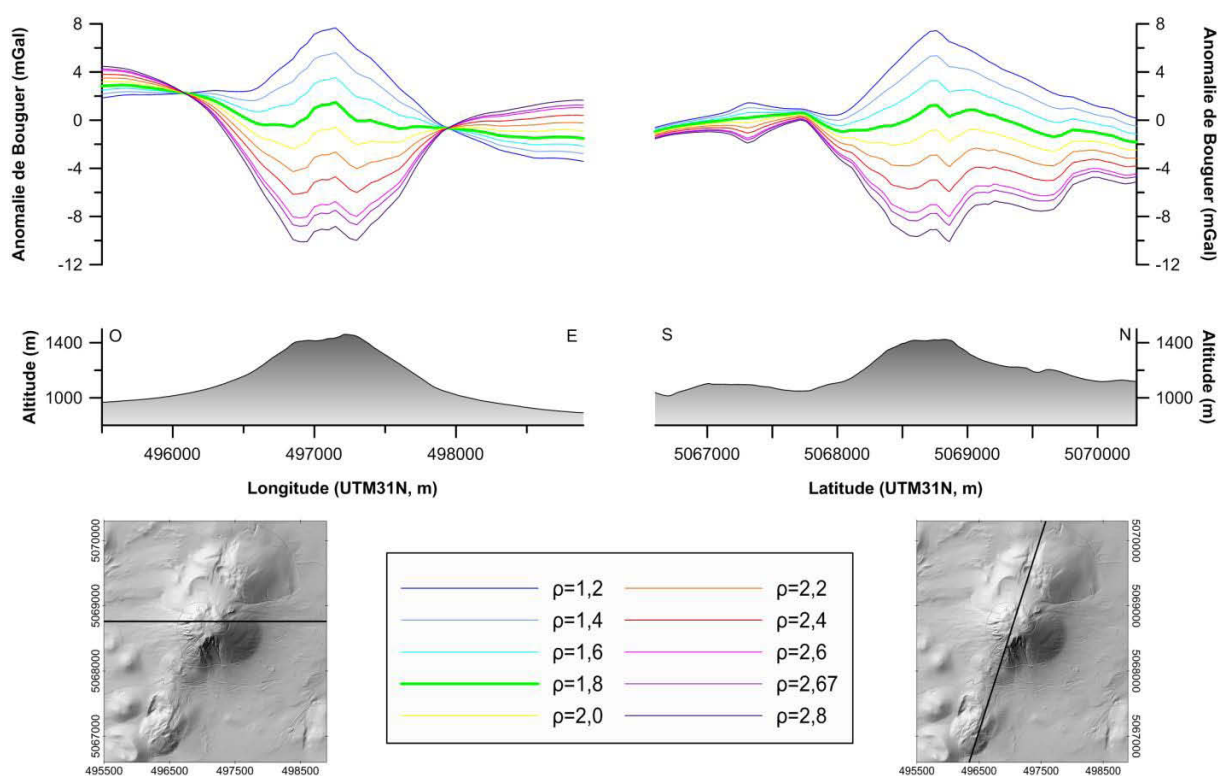


Figure 4.4 - Estimation graphique de la densité de correction par la méthode de Nettleton.

I.2.c Détermination de la tendance régionale

L'anomalie de Bouguer brute, obtenue après réduction des données, contient la contribution à la fois des structures de densité profondes (signal de grande longueur d'onde), mais également le signal provenant des formations plus superficielles. L'objectif de ce travail étant d'étudier l'anomalie gravimétrique due aux structures volcaniques, la composante régionale du signal a été retirée. Plusieurs méthodes permettent de déterminer cette composante : approximation par une surface polynomiale, prolongement vertical, filtre passe haut ou encore modélisation directe des structures géologiques à grande échelle (Froger, 1996). La détermination de la tendance régionale est un processus délicat et, afin de couvrir un champ de possibilités assez large, toutes les techniques ont été testées à l'exception de la modélisation directe. Finalement, une approximation de la tendance régionale par une surface polynomiale de degré 2 a été sélectionnée (Figure 4.5b), puis soustraite aux données brutes (Figure 4.5a). Tous les traitements et modélisations ultérieures ont été réalisés à partir de cette anomalie de Bouguer résiduelle (Figure 4.5c).

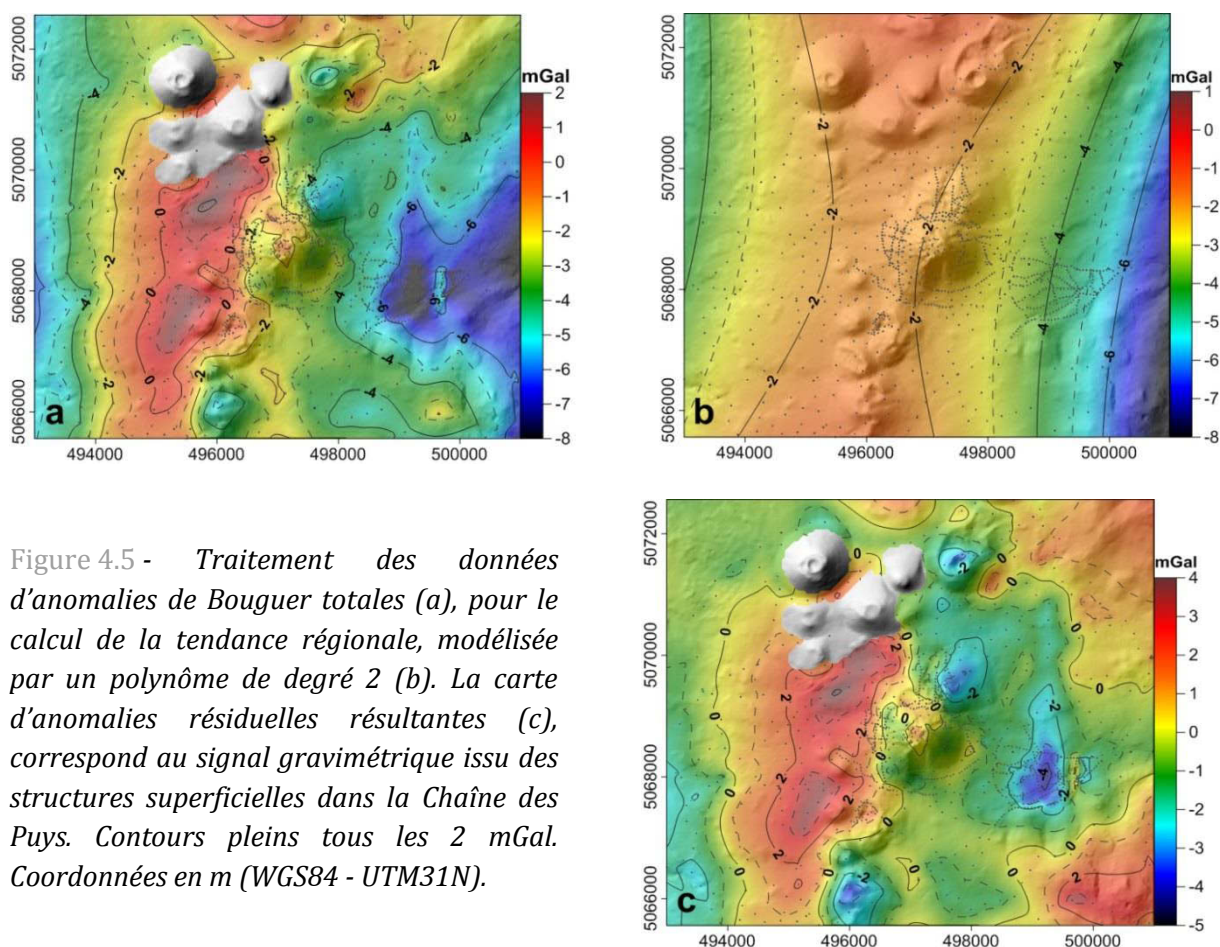


Figure 4.5 - Traitement des données d'anomalies de Bouguer totales (a), pour le calcul de la tendance régionale, modélisée par un polynôme de degré 2 (b). La carte d'anomalies résiduelles résultantes (c), correspond au signal gravimétrique issu des structures superficielles dans la Chaîne des Puys. Contours pleins tous les 2 mGal. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

I.3. Traitement des données magnétiques

I.3.a Filtrage

Les mesures du champ magnétique total sur le Puy de Dôme et ses environs proches, ont été réalisées en mode continu (*section IV.4 - Chapitre 3*). L'analyse des données brutes montre qu'elles sont affectées d'anomalies magnétiques ponctuelles, d'amplitude importante, dues essentiellement aux structures anthropiques (métalliques pour la plupart) rencontrées lors des acquisitions (routes, bâtiments, voies ferrées, clôtures...). Afin de n'étudier que le signal associé aux formations géologiques, ces données, considérées comme du bruit, ont été éliminées.

À chaque mesure du champ magnétique est associé un indice de qualité sur la donnée (*SQ - Signal Quality*). La mesure du champ magnétique s'effectue sur une période de temps précise : dans le cas des acquisitions de la Chaîne des Puys, la durée du cycle de mesure a été fixée à 0,5 s. L'indice de qualité, codé de 0 à 9, indique si la mesure a été réalisée sur l'ensemble du cycle ou non (0 indiquant que le cycle effectué couvre moins de 10% de la

durée totale du cycle, et 9 représentant un cycle recouvrant l'intégralité de la période fixée) (GEM Systems, 2008). La présence de structures métalliques à proximité du capteur entraîne une forte perturbation de la mesure (Figure 4.6a), provoquant un arrêt prématuré du cycle d'acquisition. L'indice SQ va alors décroître proportionnellement à la réduction de la durée du cycle. Afin de définir un processus de nettoyage des données magnétiques efficace, une analyse des variations du champ magnétique et de l'indice SQ associé (Figure 4.6a et Figure 4.6b respectivement) par rapport à la localisation le long du profil magnétique (Figure 4.6c) a été réalisée. Cette comparaison confirme que la présence de sources de bruit très haute fréquence engendre une perturbation importante de la mesure magnétique, ainsi que de l'indice de qualité. Ce dernier peut donc être utilisé comme un critère de filtrage des données magnétiques. Différentes comparaisons sur des structures anthropiques variées ont permis de fixer un seuil de l'indice de qualité à 7, valeur en deçà de laquelle les données ont été systématiquement éliminées. Cette limite, qui représente des acquisitions effectuées sur une durée minimum de 80% de la durée totale du cycle (soit 0,4 s sur 0,5 s dans notre cas), a permis d'éliminer la plupart des anomalies magnétiques de très hautes fréquences, liées à des sources artificielles.

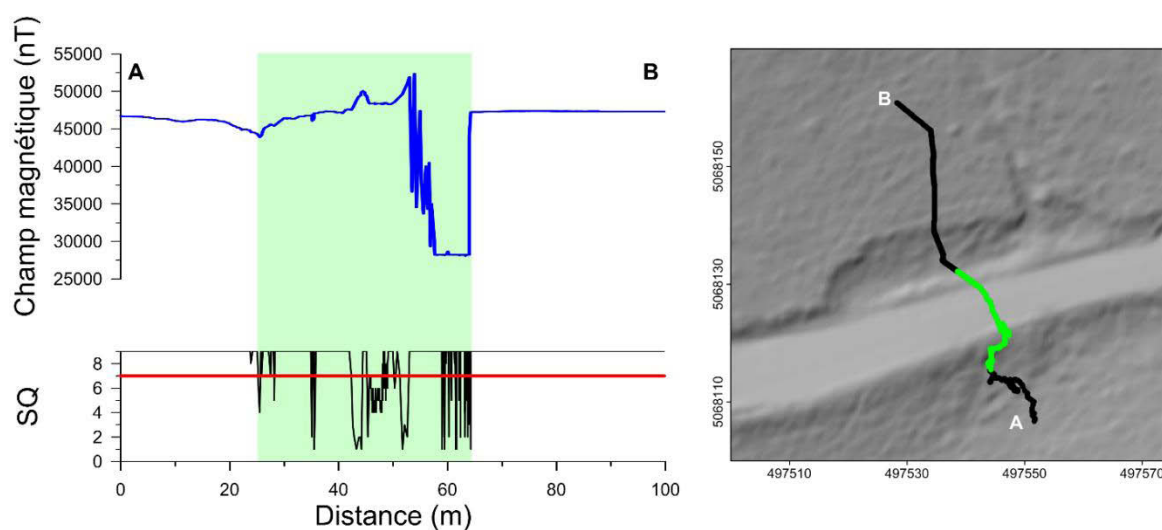


Figure 4.6 - Filtrage des données magnétiques brutes à partir de l'indice SQ . Un seuil $SQ=7$ (en rouge) a été fixé afin d'éliminer les données bruitées par la présence de sources artificielles. Les zones de bruit sur les données correspondent au passage à proximité de structures à l'origine de perturbations très hautes fréquences du signal magnétique (en vert sur le MNT à droite : traversée d'une voie ferrée).

I.3.b Extraction des signaux haute fréquence

En surface, les roches volcaniques massives, telles que les coulées de lave, sont caractérisées par une forte rugosité, qui se traduit par des irrégularités métriques à

plurimétriques. Les données magnétiques acquises au niveau du sol, ou à faible altitude, sur ce type de formations, montrent des variations en amplitude très importantes (Brothelande *et al.*, 2015). En étudiant la distribution spatiale de ces variations, il est possible de cartographier les limites des formations géologiques massives. Afin de mettre en évidence de telles structures dans la zone d'étude, un filtre passe-haut (longueur d'onde 50 m) a été appliqué à l'ensemble des données magnétiques, pour en extraire les signaux haute fréquence (Figure 4.7).

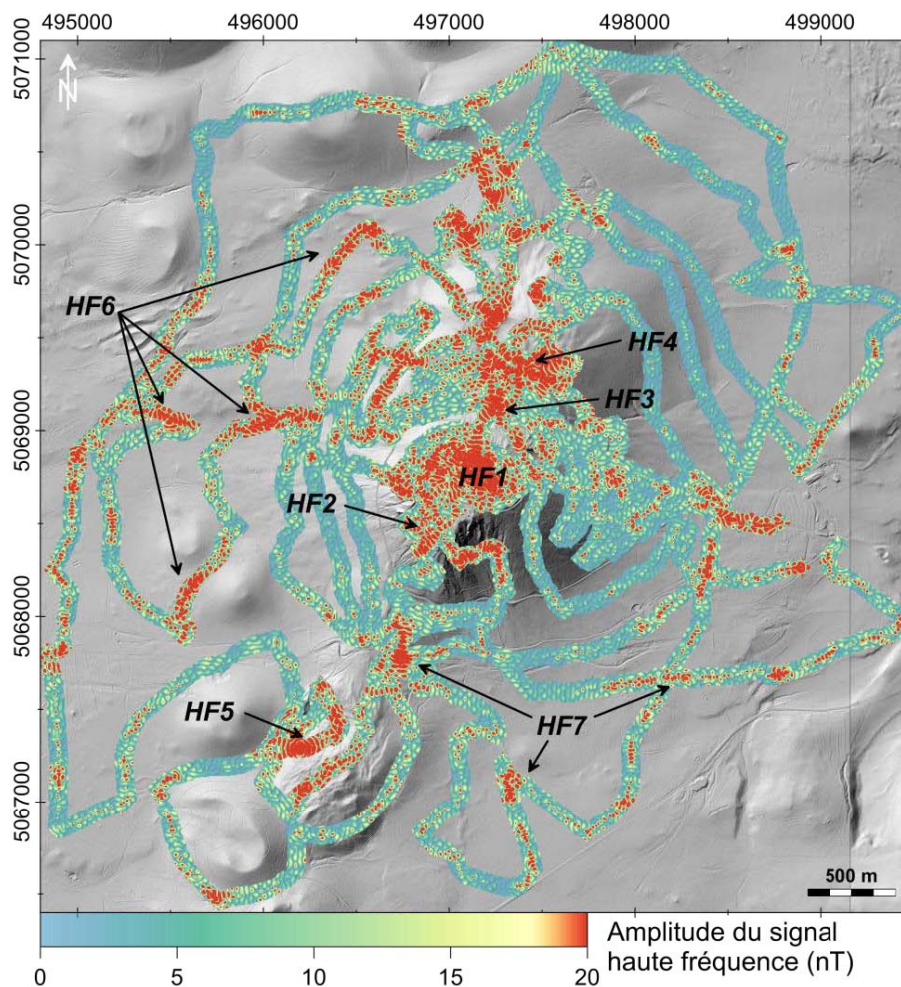


Figure 4.7 - Carte de l'amplitude normalisée du signal magnétique haute fréquence, obtenue par l'application d'un filtre passe-haut sur les données magnétiques au sol. L'échelle de couleur est limitée par la valeur de l'écart-type sur les données de la grille. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

Dans la zone du Puy de Dôme, les amplitudes élevées en haute fréquence observées sont liées à deux types de formations géologiques :

- les coulées de lave superficielles,
- les intrusions affleurantes ou sous-jacentes.

Les anomalies *HF6* et *HF7*, situées de part et d'autre de l'alignement volcanique, aux pieds des édifices, sont interprétées comme provenant de coulées de lave (*Figure 4.7*). Ces dernières sont affleurantes dans la zone et leurs limites ont été clairement identifiées (*voir carte volcanologique de la Chaîne des Puys, Annexe A2*). Les anomalies *HF1*, *HF2* et *HF3*, situées sous la partie sommitale du Puy de Dôme et le long de ses flancs nord et sud respectivement, suggèrent la présence de roches fortement magnétisées, et correspondent aux zones les plus massives de l'édifice (affleurements de trachyte massif). L'anomalie *HF4*, localisée à l'intérieur du graben du Petit Puy de Dôme est sans doute liée à la présence d'un corps intrusif en profondeur. De même l'anomalie *HF5*, présente au niveau du système Grosmanaux-Kilian, à l'aplomb de la zone de déformation, peut être associée d'une part à l'intrusion trachytique présente à cet endroit, et d'autre part à la présence suspectée, en profondeur, d'un système intrusif (*van Wyk de Vries et al., 2014*), le lien entre les deux structures n'ayant pas été clairement identifié.

I.3.c Calcul de la carte d'anomalies magnétiques

Les données magnétiques filtrées des anomalies très hautes fréquences (*section I.3.a de ce chapitre*) représentent le champ magnétique total. Ce champ est constitué d'une composante de grande longueur d'onde, principalement due à l'effet dynamo du noyau terrestre et aux structures crustales profondes, et d'une composante de courte longueur d'onde, liées aux structures géologiques superficielles. La composante régionale théorique a été calculée à partir du modèle IGRF-11 de 2010 (*section IV.2.a - Chapitre 3, Finlay et al., 2010*), pour l'ensemble de la zone, à partir d'une grille topographique de 2 m de résolution. La zone d'étude étant très restreinte, la variation du champ IGRF y est très faible, environ 20 nT. Le champ IGRF calculé a ensuite été soustrait aux données totales.

Afin de réduire significativement l'effet des sources de signaux de subsurface, un faible prolongement vers le haut de l'anomalie magnétique (+ 20 m) a été réalisé. La carte résultante (*Figure 4.9a*), considérée comme l'anomalie magnétique au sol, est utilisée pour l'interprétation et la suite des traitements.

I.3.d Réduction au pôle

L'anomalie magnétique est un signal complexe, dont la forme et l'amplitude dépendent de la position par rapport au champ magnétique ambiant global. L'inclinaison de ce champ magnétique, aux latitudes de la zone d'étude ($I \approx 60^\circ$), génère une bipolarité des anomalies

associées à une source donnée (Figure 4.8a). Il en résulte que, contrairement aux anomalies gravimétriques, les sources magnétiques ne sont pas situées à la verticale des anomalies qu'elles produisent (Blakely, 1996; Everett, 2013). De manière à simplifier l'interprétation des données, il est possible de pallier l'effet de l'inclinaison du champ ambiant en transformant le signal magnétique grâce à la méthode de réduction au pôle (*Reduction To Pole* - RTP) (Figure 4.8).

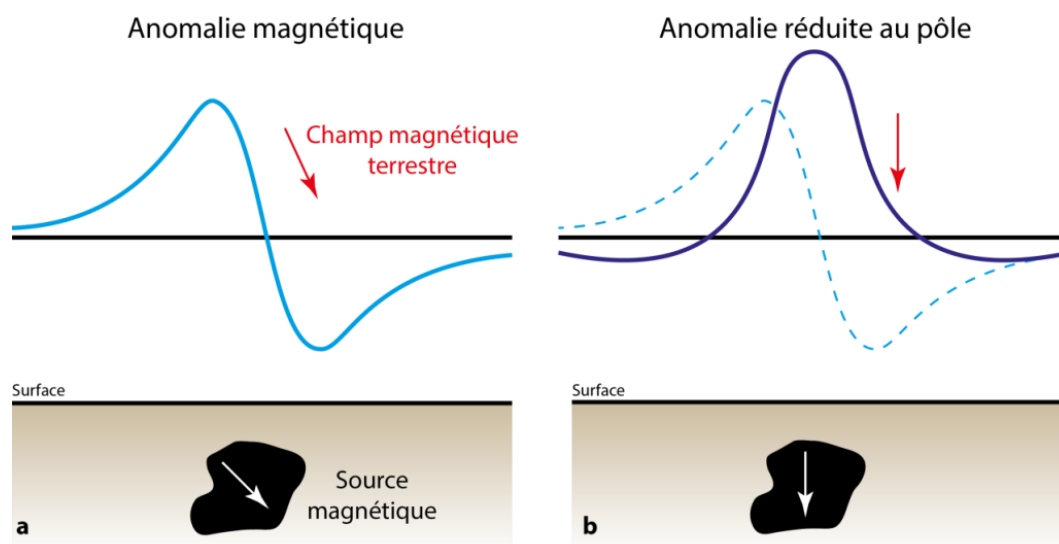


Figure 4.8- Principe de la transformation RTP sur les données magnétiques. L'interprétation d'une anomalie dipolaire (a) étant ambiguë, la transformation RTP lui confère un aspect monopolaire plus simple à étudier (b). (Modifiée d'après Blakely, 1996).

Développée par Baranov (1957) et Baranov et Naudy (1964), cette méthode permet de recalculer l'anomalie magnétique afin qu'elle corresponde à une anomalie mesurée au niveau du pôle magnétique ($I=90^\circ$) (Figure 4.8b), et non plus à une inclinaison quelconque (Figure 4.8a). Cela a pour effet d'éliminer la dipolarité des anomalies, en recalculant celles-ci à l'aplomb des sources magnétiques. Cette transformation nécessite de fixer la valeur du champ magnétique ambiant. Au vu des âges de mise en place des roches volcaniques dans la Chaîne des Puys (période paléomagnétique de Brunhes), les caractéristiques du champ magnétique actuel ($I=60^\circ$ et $D=0^\circ$) ont été utilisées pour la réduction au pôle des données (Figure 4.9b).

Les deux cartes de la Figure 4.9, l'une représentant l'anomalie magnétique au sol (Figure 4.9a), et l'autre son équivalent réduite au pôle (Figure 4.9b), décrivent le signal issu de sources superficielles ou à faible profondeur. Une interprétation détaillée de carte la

d'anomalies magnétiques *RTP* (Figure 4.9b) a été réalisée par (Portal et al., accepted) (section II - Chapitre 5).

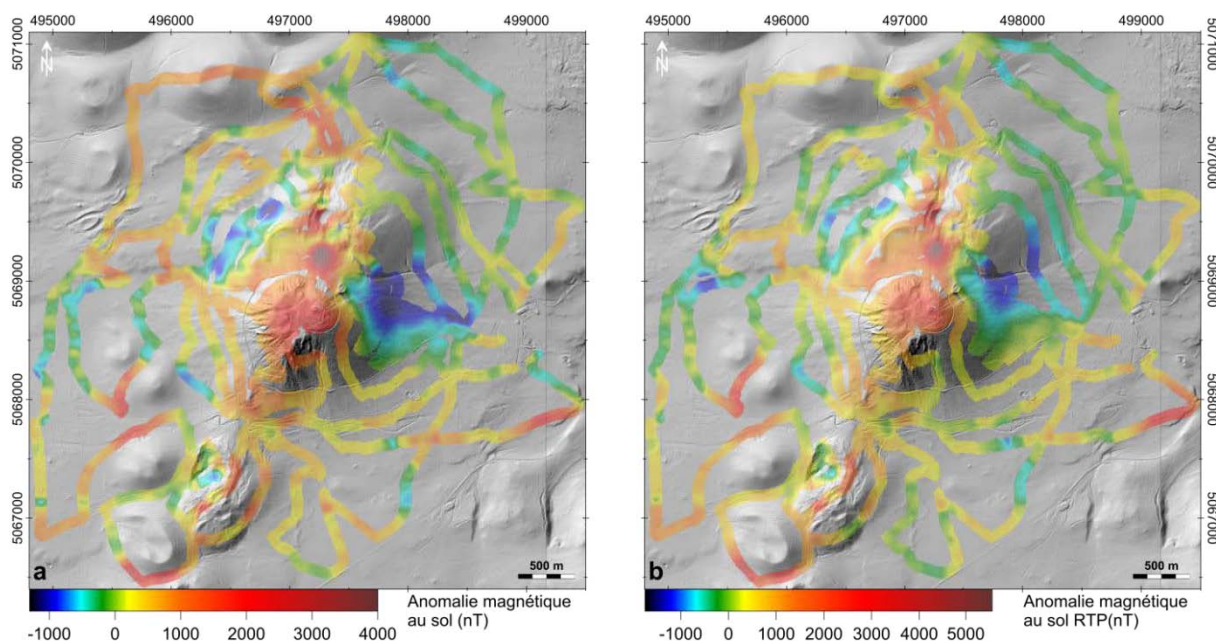


Figure 4.9 - La carte d'anomalies magnétiques au sol (a) résulte d'un prolongement vers le haut de 20 m visant à limiter l'effet des sources très superficielles. La carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle (b) a été calculée d'après les caractéristiques du champ magnétique dipolaire géocentrique. Coordonnées en m (WGS84 - UTM31N).

II. Modélisation inverse des données

Les logiciels utilisés pour l'analyse des données électriques et gravimétriques reposent sur des processus d'inversion. Ce paragraphe traite du problème inverse dans un cadre général, avant d'aborder les spécificités de chaque algorithme utilisé dans le cadre de cette étude.

II.1. Formalisme général du problème inverse

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 \mathbf{d}_{mes} . Ces mêmes principes théoriques permettent de simuler un phénomène physique et donc de calculer un jeu de données \mathbf{d}_{calc} . À chaque jeu de données est attachée

une erreur $\boldsymbol{\varepsilon}$, qui provient des incertitudes sur la mesure, des erreurs associées à la modélisation (simplifications, propagations d'erreurs...) et de l'incapacité du problème inverse à trouver un modèle exact. La différence $\boldsymbol{\varepsilon}$ entre les jeux de données observées et simulées est donnée par :

$$\mathbf{d}_{mes} - \mathbf{d}_{calc} = \boldsymbol{\varepsilon} \quad (4.1)$$

Les données calculées sont issues de la réponse $f(\mathbf{m})$ d'un modèle théorique associé au paramètre \mathbf{m} . La différence entre données observées et modélisées devient alors :

$$\mathbf{d}_{mes} - f(\mathbf{m}) = \boldsymbol{\varepsilon} \quad (4.2)$$

Lorsqu'un problème est défini comme linéaire, il existe une relation matricielle entre les données et les paramètres du modèle :

$$\mathbf{d} - \mathbf{F}\mathbf{m} = \boldsymbol{\varepsilon} \quad (4.3)$$

où \mathbf{d} est le vecteur regroupant l'ensemble des données mesurées, \mathbf{F} est l'opérateur illustrant la réalisation des mesures à partir du vecteur des paramètres du modèle \mathbf{m} , et $\boldsymbol{\varepsilon}$ le vecteur regroupant l'ensemble des résidus. En revanche, si le modèle physique est non-linéaire, une linéarisation est alors nécessaire grâce à un développement de Taylor au premier ordre autour du modèle *a priori* \mathbf{m}_0 :

$$\mathbf{f}(\mathbf{m}) \approx \mathbf{f}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{F}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.4)$$

La matrice \mathbf{F} est la matrice des dérivées de Fréchet ($F_{\alpha}^i = \frac{\partial g^i}{\partial m^{\alpha}}$; connue aussi sous le nom de matrice Jacobienne ou matrice de sensibilité). La distance entre la réponse du modèle et les données mesurées s'écrit alors :

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}) \approx \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_0) - \mathbf{F}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.5)$$

Le problème inverse vise à déterminer le vecteur des paramètres du modèle (\mathbf{m}) qui minimise le résidu $\boldsymbol{\varepsilon}$. Le processus de minimisation revient à minimiser une fonction objectif Φ (ou fonction coût), qui est la somme de deux fonctions distinctes : une fonction correspondant aux résidus entre données observées et modélisées (ou *misfit*), Φ_d , et une fonction correspondant à des conditions imposées sur les paramètres du modèle, Φ_m . La plupart des problèmes inverses en géophysique sont également définis comme « mal-posés ». Cela signifie que l'une des conditions définies par *Hadamard* (1902), concernant la solution au problème, n'est pas respectée : (1) une solution au problème existe, (2) cette solution est unique et (3) elle dépend continûment des données. Afin de résoudre cette difficulté, une

régularisation du problème inverse est nécessaire. Elle se traduit par l'emploi d'un paramètre de régularisation λ (*balance* ou *damping factor*), aussi appelé facteur d'amortissement ou critère de Levenberg-Marquardt (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963) et appliqué à la fonction objectif sur le modèle (Φ_m) :

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m \quad (4.1)$$

Le paramètre λ (de signe positif) permet de contraindre l'évolution des contrastes entre des cellules voisines, c'est-à-dire autoriser des variations brutales d'une cellule à l'autre ou au contraire favoriser une transition plus progressive. Il représente un compromis entre l'optimisation des paramètres du modèle et la distance de ce dernier vis-à-vis du modèle initial. Sa détermination se fait au cours de l'inversion. Plusieurs méthodes existent, comme la *L-curve* (Hansen, 1992), la méthode croisée généralisée - *GCV* (Vogel, 2002) ou encore la *cross-validation*. La méthode la plus simple (intégrée aux algorithmes d'inversion utilisés pour cette étude) est la détermination par décroissance (Loke et Barker, 1996a). Cette technique empirique fixe le facteur d'amortissement à une valeur suffisamment élevée à la première itération, qui va ensuite diminuer à chaque itération.

La reconstruction d'un modèle nécessite de mesurer la distance (aussi appelé résidu) entre les observations (\mathbf{d}_{mes}) et les données modélisées (\mathbf{d}_{calc}). Le calcul de ce résidu peut s'effectuer grâce à l'utilisation de normes L définies telles que :

$$L_{norm}^n = \|\varepsilon\|^n = \left(\sum_{i=1}^N (|\varepsilon_i|)^n \right)^{\frac{1}{n}} \quad (4.2)$$

où N est le nombre de données mesurées. Plus la valeur de n est grande, plus le résidu est sensible aux écarts importants entre les observations et les données mesurées. Les normes sont choisies en fonction de l'*a priori* porté sur la mesure (de la distribution de l'erreur sur les données plus précisément) ou encore du milieu étudié. Ainsi, une norme de type L_2 , très utilisée en inversion, suppose un *a priori* gaussien de l'erreur sur les données. Al-Chalabi (1992) a montré qu'une norme de ce type avait tendance à pénaliser les discontinuités marquées, c'est-à-dire à donner un poids important aux points éloignés de la tendance générale (artefacts).

Lorsque les résidus entre observations (\mathbf{d}_{mes}) et modèles (\mathbf{d}_{calc}) suivent une loi normale de moyenne nulle, et de matrice de covariance \mathbf{C}_d , il est possible d'adopter la résolution d'une fonction objectif sur les données Φ_d telle que :

$$\Phi_d = (\mathbf{d} - \mathbf{Fm})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{Fm}) \quad (4.1)$$

De même, si le modèle suit une loi normale de moyenne \mathbf{m}_0 (correspondant aux paramètres du modèle initial ou du modèle *a priori* selon les cas) et de covariance \mathbf{C}_m , la fonction objective sur les paramètres du modèle Φ_m est :

$$\Phi_m = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.2)$$

Le modèle *a priori* peut être issu de l'intégration d'informations indépendantes des mesures utilisées pour l'inversion, telles que des limites géologiques connues, une valeur ou une gamme de variation de certains paramètres.

Les matrices de covariance sur des données et sur le modèle peuvent s'écrire $\mathbf{C}_d^{-1} = \mathbf{D}^T \mathbf{D}$ et $\mathbf{C}_m^{-1} = \mathbf{M}^T \mathbf{M}$, où \mathbf{D} et \mathbf{M} sont les matrices issues de la décomposition de Cholesky des matrices de covariance (matrices triangulaires inférieures). En utilisant ces décompositions, les fonctions objectif Φ_d et Φ_m s'écrivent comme des normes de type L_2 (norme au sens des moindres carrés) :

$$\Phi_d = \|\mathbf{D}(\mathbf{d} - \mathbf{Fm})\|_2^2 \quad (4.3)$$

$$\Phi_m = \|\mathbf{M}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)\|_2^2 \quad (4.4)$$

II.2. Cas de l'inversion gravimétrique

Lorsque le modèle physique peut être écrit comme une fonction linéaire des paramètres qui le composent, $f(\mathbf{m}) = \mathbf{Fm}$, la minimisation de la fonction objective globale revient à minimiser sa dérivée par rapport aux paramètres du modèle \mathbf{m} . L'équation d'inversion (appelée équation normale) s'écrit alors comme un système linéaire (*Tarantola, 2005*) :

$$\mathbf{m} = (\mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F} - \mathbf{C}_m^{-1})^{-1} (\mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{d} - \mathbf{C}_m^{-1} \mathbf{m}_0) \quad (4.5)$$

Cette équation est l'expression de base sur laquelle repose *GROWTH2.0*, le logiciel d'inversion utilisé au cours de cette étude pour inverser les données gravimétriques.

Il existe plusieurs méthodes d'inversion des données gravimétriques. La méthode proposée par *Coutant et al. (2012)* utilise par exemple la linéarité de la relation donnée, dans le cadre d'une formulation Bayésienne du problème inverse. La méthode implémentée dans le logiciel *GROWTH2.0*, développé par *Camacho et al. (2007)*, est une approche itérative, dite par croissance (*René, 1986*), visant à déterminer successivement les zones du sous-sol qui contribuent le plus à l'anomalie gravimétrique en surface. À chaque itération, l'algorithme

détermine quelle est la cellule du modèle géométrique qui permet le mieux de reproduire le signal observé en surface. Pour cela, le modèle géométrique qui représente le sous-sol est divisé en hexaèdres, distribués en fonction de la position des stations de mesure en surface (Figure 4.10). Afin de compenser la perte de résolution en profondeur, la taille des cellules augmente.

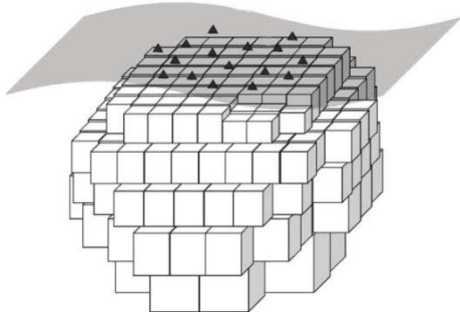


Figure 4.10 - Discretisation du modèle 3D d'inversion gravimétrique. En gris le niveau topographique sur lequel les stations sont localisées (triangles noirs). (Modifiée d'après Camacho et al., 2002).

Pour chaque cellule du modèle, l'algorithme d'inversion cherche à déterminer la position optimale du contraste de densité qui minimise la fonction objective Φ . Le modèle $\mathbf{m} = (\Delta\rho_1, \dots, \Delta\rho_m)^T$ est défini par la distribution des contrastes de densité ($\Delta\rho$) à l'intérieur des cellules. Le modèle initial, sans information *a priori*, est constitué de cellules vides ($\Delta\rho = 0$; Figure 4.11a). Camacho et al. (2007) définissent le facteur $\lambda = \beta f^2$ où β (*balance factor*) est un paramètre de lissage du modèle qui représente le poids du lissage par rapport à l'ajustement des données (*misfit*), et f (*scale factor*) un paramètre qui décroît au cours des inversions jusqu'à atteindre 1 en fin de calcul.

Les données gravimétriques calculées dépendent de la distribution des contrastes de densité en profondeur mais aussi de la contribution d'une composante régionale δg_{reg} , ainsi que d'un terme associé à la correction topographique δg_{top} (Camacho et al., 2007) :

$$\Delta g_{calc} = \sum_{j \in J^+} A_{ij} \Delta \rho_j^+ + \sum_{j \in J^-} A_{ij} \Delta \rho_j^- + \delta g_{reg} + \delta g_{top} \quad (4.1)$$

Le terme associé à la composante régionale permet de calculer la tendance associée aux structures profondes à l'origine d'un signal de grande longueur d'onde (la composante régionale définie dans la section 1.2.c de ce chapitre). Le terme δg_{top} permet de prendre en considération l'effet du relief à proximité de la station de mesure, grâce aux valeurs de correction de terrain calculées lors de la réduction des données gravimétriques.

Camacho et al. (2007) font l'hypothèse que les incertitudes ne sont pas corrélées et que la matrice de covariance sur les données est diagonale et associée aux incertitudes sur les

données mesurées (\mathbf{C}_d^{-1}). Afin de prendre en compte la perte de résolution due à la profondeur inhérente aux données gravimétriques, ces auteurs ont également choisi de prendre une matrice de covariance sur le modèle telle que $\mathbf{C}_m^{-1} = \mathbf{A}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{A}$, où $\mathbf{A} = [A_{ij}]$ est la matrice regroupant l'ensemble des valeurs du champ gravitationnel provoqué par chaque cellule j sur chacune des stations i en surface (Pick et al., 1973). Le paramètre λ , fonction de l'erreur sur les mesures, est déterminé par le processus d'inversion durant une première inversion "test". L'évolution de f au cours des itérations est totalement pilotée par l'algorithme. La décroissance de f permet de prendre en compte la diminution de $\Delta\rho$ au fur et à mesure des étapes de croissance. Ainsi, les premières itérations déterminent les sources dont l'amplitude contribue le plus au signal, et cette amplitude est progressivement ajustée durant l'inversion (Figure 4.11b à d). Les contrastes de densité minimum (R^+) et maximum (R^-) autorisés sont fixés comme paramètres d'inversion (contrastes de densité *a priori*). Les premières itérations utilisent ces extrema afin de déterminer les cellules qui minimisent le plus la fonction objective. Grâce à la décroissance de f , l'amplitude du signal ajusté décroît, itération après itération.

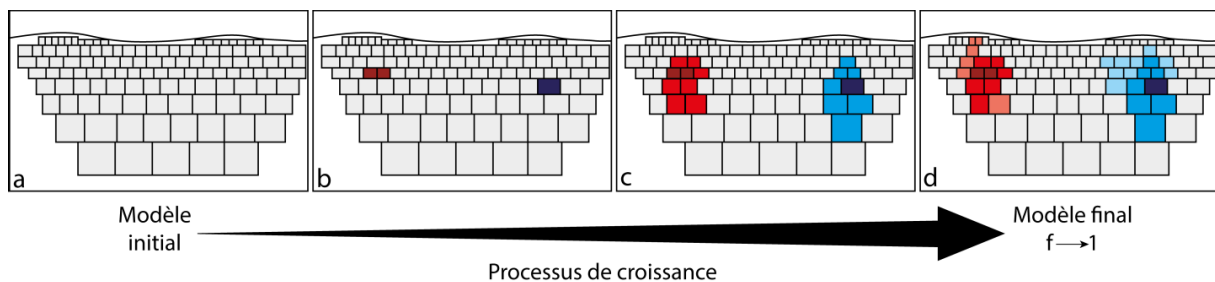


Figure 4.11 - Processus d'inversion par croissance des données gravimétriques. Chaque cellule du modèle initial (a) est testée, et un contraste de densité lui est affecté de manière à minimiser la fonction objective Φ . Au cours de l'inversion les valeurs de contraste de densité diminuent (b et c) jusqu'à ce que f est convergé vers 1 (d). (D'après Berrino and Camacho, 2008).

Plus précisément, l'algorithme est conçu pour ajuster les données simulées en affectant des contrastes de densité $\Delta\rho^{+/-}$ qui diminuent de façon exponentielle au cours des itérations quand f décroît vers 1 (Camacho et al., 2011) :

$$\Delta\rho_j^{+/-} = R_j^{+/-} (1 - e^{-(1-f_k)/\alpha}) \quad (4.1)$$

α est une constante permettant de limiter la variabilité des valeurs de densité, et $R^{+/-}$ représente les contrastes de densité maximum et minimum.

II.3. Problème inverse appliqué aux méthodes électriques

En plus d'être « mal-posé », le problème électrique est également non linéaire, et dans ce cas-là, pour se rapprocher du meilleur modèle, la stratégie est d'utiliser un algorithme itératif. Une fois le modèle optimum obtenu, l'équation d'inversion qui minimise la fonction objective sur le modèle s'écrit :

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + (\mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F} - \mathbf{C}_m^{-1})^{-1} (\mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - f(\mathbf{m}_0))) \quad (4.1)$$

L'approche itérative ne va pas calculer un modèle complet, mais plutôt mettre à jour le modèle de l'itération précédente (\mathbf{m}_n) à travers un vecteur de perturbation $\Delta \mathbf{m}$, afin d'obtenir un modèle (\mathbf{m}_{n+1}) et ce, jusqu'à ce que la réponse du modèle soit la plus proche possible des données (convergence atteinte) :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \tau \Delta \mathbf{m} \quad (4.2)$$

τ est un paramètre qui permet d'assurer la convergence. Il varie d'une itération à l'autre et sa valeur est comprise entre 0 et 1. Différentes approches permettent de calculer τ : recherche linéaire, *2-point parabola*, interpolation linéaire... (Günther, 2004).

Pour déterminer $\Delta \mathbf{m}$, plusieurs algorithmes existent (gradients, proches voisins, Monte-Carlo...). La méthode de Newton utilisée ici est basée sur un développement de Taylor au second ordre de la fonction objective à minimiser :

$$\Phi(\mathbf{m} + \Delta \mathbf{m}) \approx \Phi(\mathbf{m}) + \frac{\partial \Phi(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m} + \frac{1}{2} \Delta \mathbf{m}^T \frac{\partial^2 \Phi(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}^2} \Delta \mathbf{m} + \dots \quad (4.3)$$

La minimisation de cette fonction définit le vecteur perturbation :

$$\Delta \mathbf{m} = - \left(\frac{\partial \Phi(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} \right) \mathbf{H}^{-1} \quad (4.4)$$

La matrice \mathbf{H} est appelée matrice Hessienne, dont l'expression complète s'écrit :

$$\mathbf{H} = \left(\frac{\partial^2 \Phi(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}^2} \right) = (\mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F} + \mathbf{C}_m^{-1}) + \left(\left(\frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{m}} \right) \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - f(\mathbf{m}_n)) \right) \quad (4.5)$$

Après linéarisation du problème, l'équation d'inversion est donnée par :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \tau \mathbf{H}_n^{-1} [\mathbf{F}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d}_n - f(\mathbf{m}_n)) + \lambda \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0)] \quad (4.6)$$

La matrice Hessienne peut être simplifiée, le second terme étant souvent petit et complexe à calculer en fonction du degré de non-linéarité du problème.

$$\mathbf{H} \approx \mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F} + \mathbf{C}_m^{-1} \quad (4.1)$$

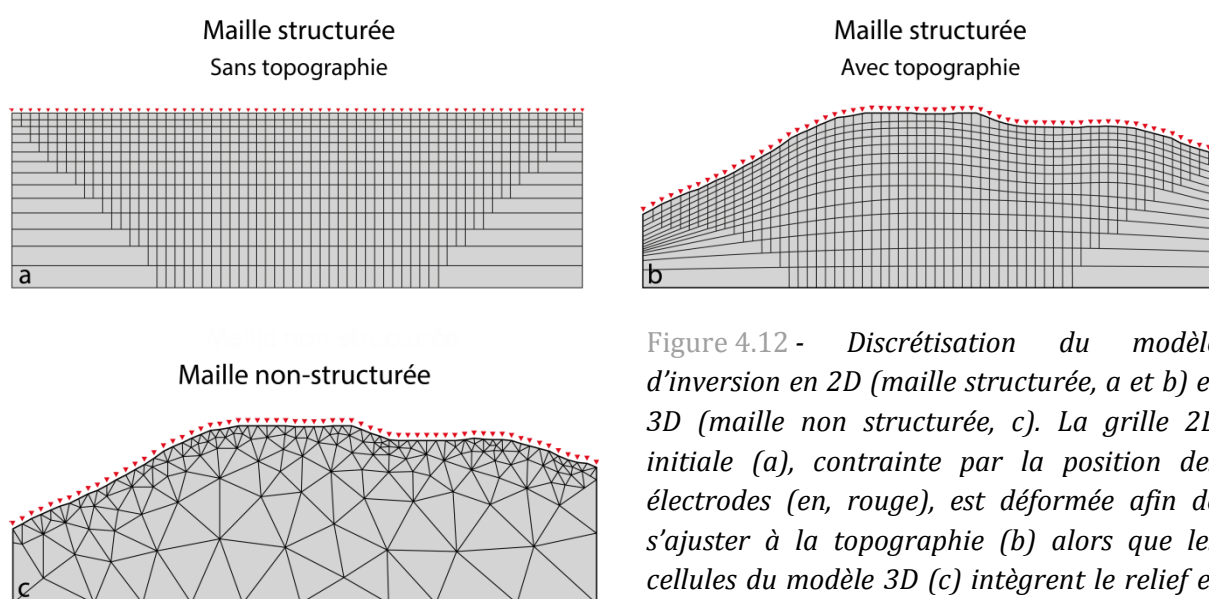
L'algorithme est alors appelé méthode de Gauss-Newton. Les codes d'inversion *RES2DINV* et *EResI* utilisés pour traiter les données acquises sur le Puy de Dôme sont basés sur cette équation. Enfin, le coût numérique nécessaire au calcul complet de matrice Hessienne à chaque itération peut être contourné grâce à la méthode de quasi-Newton. Cette dernière permet de mettre à jour les termes qui varient dans la matrice, d'une itération à l'autre, sans modifier les paramètres identiques. Cette méthode est utilisée pour l'inversion de jeux de données conséquents plus rapidement (méthode implémentée au logiciel *RES2DINV* uniquement).

II.3.a Analyse de la double approche 2D-3D

Afin d'obtenir des modèles de distribution des résistivités électriques dans le sous-sol, les données de résistivité apparentes ont été intégrées à des processus d'inversion. Chaque jeu de données correspond à une acquisition indépendante (un seul profil contenant 64 électrodes en général) mais certains d'entre eux se recoupent (*section II.4 - Chapitre 2*). Les premières inversions ont été effectuées en 2D, grâce au logiciel *RES2DINV*. Les modèles obtenus, pris séparément, offraient des résultats satisfaisants. Néanmoins, en les analysant conjointement, il s'est avéré que des disparités existaient, surtout au niveau des croisements. Afin d'homogénéiser les modèles d'inversion, une approche 3D a alors été envisagée. Cette deuxième phase de modélisation a été effectuée grâce au logiciel *EResI*, développé par *Fargier (2011)*. Les différences majeures entre l'approche 2D et l'inversion 3D d'un point de vue générale sont présentées ci-après.

L'approche 2D, par définition, ne permet pas de prendre en compte les variations latérales de résistivité électrique, ce qui représente un *a priori* majeur sur l'environnement étudié. Cependant, cette approche permet de traiter un nombre plus réduit de degrés de liberté que dans un cas 3D, simplifiant la résolution globale du problème inverse. *Zhou et Dahlin (2003)* ont montré l'effet des erreurs de positionnement des électrodes sur les modèles d'inversion 2D. En effet, si l'inversion 2D permet de corriger des erreurs *in-line* (le long de l'axe d'acquisition, dirigé selon x), elle ne peut prendre en considération les artefacts issus des erreurs *out-line* (de part et d'autre du profil selon les directions y et z).

Classiquement, dans le domaine électrique, la discrétisation du modèle géométrique se fait en cellules rectangulaires grâce à une méthode aux différences finies (*Finite Difference Method – FDM*) (Barker, 1992; Loke, 2012) (Figure 4.12a). L'arrangement des cellules, à l'intérieur d'une maille dite structurée, se fait en fonction de la position des points de mesure le long de la pseudo-section. La perte d'information avec la profondeur est compensée par une augmentation de la hauteur des cellules. De même, les zones peu ou pas contraintes par les données sont affectées de cellules plus grossières (aux bords des modèles). Un raffinement du maillage rectangulaire est possible, par l'ajout de nœuds entre ceux déjà présents sur les niveaux horizontaux (Yi et al., 2001; Loke, 2012). Cela revient à créer une discrétisation avec un nombre théorique d'électrodes deux fois supérieur au nombre d'électrodes réellement présentes en surface. De telles grilles permettent une bonne évaluation des milieux tabulaires/linéaires et subhorizontaux, mais sont mal adaptées aux milieux très complexes (Fargier et al., 2015). En effet, les mailles structurées peuvent tenir compte de la topographie mais uniquement par déformation du maillage près de la surface (Figure 4.12b), ce qui augmente le coût numérique. Cela impose aussi des reliefs peu escarpés (*RES2DINV* utilisé lors de cette étude entraîne des erreurs au-delà de 60% de pentes dans la topographie).



Une deuxième méthode de discrétisation, dite non structurée (basée sur la méthode des éléments finis, *Finite Element Method - FEM*) se construit de telle façon qu'elle adapte parfaitement le maillage au relief (Figure 4.12c) (Günther et Rücker, 2013). De plus, ce type de grille permet une densification des cellules dans les zones de forts potentiels (près des électrodes). La prise en compte de la diminution de la résolution avec la profondeur se fait grâce à un facteur de grossissement d'une cellule à l'autre.

L'inversion 3D utilise soit la discrétisation structurée (blocs, *Figure 4.13a*) (Loke, 2012), soit le maillage non-structuré (tétraèdres, *Figure 4.13b*) (Rücker *et al.*, 2006). L'une des différences majeures entre ces deux modes de structuration du modèle géométrique (également vrai pour la 2D, mais moins discriminant) repose sur le nombre de cellules qui en découlent. En effet, dans le cas d'une discrétisation d'un modèle géométrique contenant 492 électrodes, le nombre de cellules de surface issues d'une paramétrisation rectangulaire du milieu est de 800 000 cellules contre 100 000 "seulement" pour une maille non structurée (*Figure 4.13*). La discrétisation régulière conduit donc à un nombre de cellules très important qui ne permet pas d'optimiser convenablement le processus d'inversion en 3D. Un autre avantage de l'inversion 3D est qu'elle permet de prendre en considération les erreurs *in-line* et *out-line* dues au positionnement des électrodes.

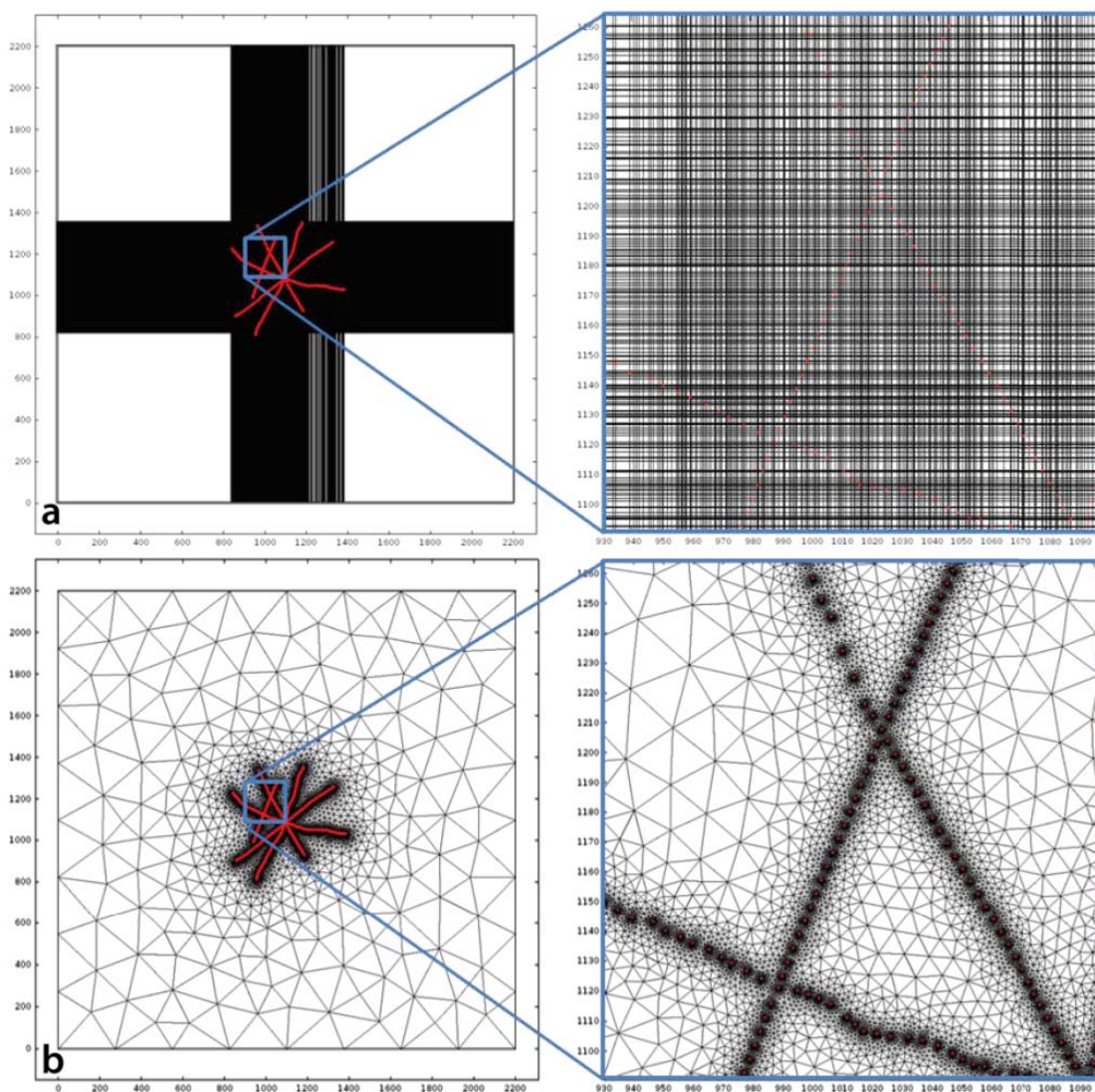


Figure 4.13 – Maillage de surface issu d'une discrétisation 3D structurée (a) et non structurée (b) d'un modèle géométrique contenant 492 électrodes (points rouges). Les carrés bleus représentent des zooms sur le détail de chaque grille.

II.3.b Qualité des modèles

La quantification de la qualité des modèles d'inversion reste une question complexe en modélisation géophysique. Si certaines disciplines comme la sismologie ont mis au point des algorithmes capables de déterminer la résolution numérique des modèles d'inversion grâce à des tests type *checkerboard* ou *spike* (e.g. *Latorre et al.*, 2004; *Got et al.*, 2008; *J. Battaglia et al.*, 2008), ces méthodes sont délicates et difficiles à appliquer aux inversions des données électriques. Néanmoins, il existe des indices de qualité des résultats susceptibles de fournir des informations quantitatives quant à la confiance que l'on peut accorder aux modèles.

** Analyse de l'erreur RMS*

Le premier indice de qualité est représenté par l'erreur *RMS* (*Root Mean Square*). Exprimée en pourcentage, elle correspond à la distance entre les données mesurées et celles obtenues par inversion (*Loke et Barker*, 1996a). À chaque modèle d'inversion est associée une erreur *RMS*. Très élevée aux premières itérations, elle va diminuer de façon exponentielle au cours du processus (*Figure 4.14*). La comparaison des résultats d'inversion 2D et 3D ne pouvant s'effectuer que pour des niveaux de convergence similaires, une analyse de l'évolution de l'erreur *RMS* a été réalisée. La convergence de l'erreur *RMS* (stabilisation des valeurs), plus rapide au cours des inversions 2D, est atteinte aux environs de l'itération 5 (*Figure 4.14a*). La convergence plus lente lors de l'inversion 3D (*Figure 4.14b*), apparaissant aux alentours de la 8^{ème} itération, s'explique par une plus faible optimisation de l'algorithme *EResI* pour la détermination du facteur d'amortissement de l'équation 4.20 et la résolution de l'équation d'inversion.

Ces itérations, et les valeurs *RMS* correspondantes, ont été sélectionnées pour l'extraction et la représentation graphique des modèles. Elles représentent un bon compromis entre la convergence de l'erreur *RMS* et la surinterprétation des données lors de la modélisation. En effet, même si les *RMS* continuent à diminuer au-delà de ces itérations seuils, les processus d'inversion vont avoir tendance à créer des artefacts en surexploitant les informations issues des données. Bien entendu, les itérations définies ici pour la convergence des modèles sont propres aux jeux de données étudiés. Bien que les inversions effectuées avec *RES2DINV* convergent le plus souvent avant la 7^{ème} itération (grâce à une bonne optimisation de l'ensemble du code), il n'en est pas de même pour le logiciel *EResI* qui nécessite quelques tests avant de pouvoir estimer une itération de convergence.

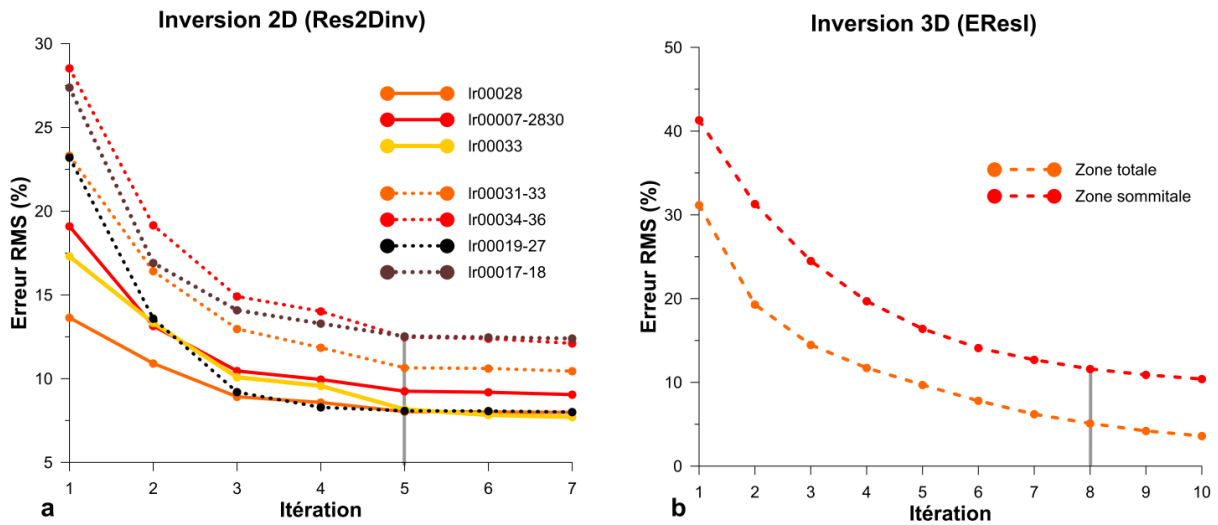


Figure 4.14- Analyse de l'évolution de l'erreur RMS aux cours des inversions 2D (a) et 3D (b). Les lignes grises indiquent les itérations qui marquent la convergence des modèles d'inversion. Les RMS très élevées des itérations 0 ne sont pas indiquées, pour permettre une meilleure lisibilité.

** Calcul des DOI*

Un autre moyen d'évaluer la qualité des modèles d'inversion est le calcul de l'indice DOI (*Depth Of Investigation*). Cette méthode, proposée par *Oldenburg et Li (1999)*, a été largement développée par *Marescot et al. (2003)*. Le DOI représente un indice de confiance attribué aux cellules du modèle. Le principe consiste à calculer deux inversions du même jeu de données, dont les modèles de référence sont suffisamment éloignés pour permettre de contraindre la qualité de la reconstruction numérique (*Marescot et al., 2003*). Ces deux modèles spécifiques, q_A et q_B , sont des multiples du modèle initial de l'inversion normale, noté q_0 , tels que $q_A = 0,1 * q_0$ et $q_B = 10 * q_0$. Le calcul de l'indice DOI consiste à déterminer, pour chaque cellule c du modèle, la valeur de R_c suivante (*Marescot et al., 2003*) :

$$R_c = \frac{1}{R_{max}} \left| \left(\frac{q_{A_c} - q_{B_c}}{q_A - q_B} \right) \right| \quad (4.1)$$

Cet indice est normalisé à sa valeur maximale R_{max} (précédemment extraite des données obtenues du terme entre parenthèses de l'équation 4.22). Cet indice varie alors entre 0 pour les cellules bien contraintes par les données et 1 pour celles nullement contraintes.

II.4. Stratégie d'inversion des données du Puy de Dôme

II.4.a Données électriques

L'inversion des données électriques permet d'obtenir des modèles de distribution des résistivités électriques dans le sous-sol. L'ensemble des profils a été inversé en 2D et 3D de manière à pouvoir effectuer une comparaison entre les deux processus de modélisation (Portal et al., in prep.). Les données ont été divisées en deux ensembles : les données de la zone totale (Inversion 1) et celles de la zone sommitale (Inversion 2) (*Table 3.1 – section II.4 – Chapitre 3*). Dans le cas des inversions 2D effectuées avec *RES2DINV*, les données de chaque profil ont été inversées individuellement. Les profils acquis en *roll-along* ou superposés/juxtaposés, ont été numériquement concaténés afin d'obtenir des jeux de données uniques pour chaque ligne ERT. Pour les inversions 3D, deux modélisations ont été calculées suivant les zones d'étude sélectionnées (Inversion 1 et Inversion 2). Afin de garantir une stabilité optimale des processus d'inversion, seuls les profils acquis selon des protocoles identiques ont été intégrés au calcul 3D. La majorité des protocoles étant des *Wenner-a*, trois jeux de données seulement (acquisitions *Wenner-Schlumberger*) n'ont pas été pris en compte lors de ces modélisations. Des améliorations du code d'inversion (optimisation, inversion en cascade...) sont actuellement en cours dans le but de calculer un modèle à partir de l'ensemble des données.

II.4.b Données gravimétriques

L'inversion des données gravimétriques avec *GROWTH2.0* s'effectue normalement sur les données d'anomalies de Bouguer totales, afin de permettre le calcul d'une composante régionale pouvant affecter ces données (*Camacho et al., 2011*). Ce calcul est basé sur un système d'équations décrivant une anomalie associée à un plan de régression linéaire. Dans le cas de notre étude, sur la base des données géophysiques, il apparaît clairement la présence du socle granitique à une altitude comprise entre 800 et 900 m. Ce socle est la source principale de la composante régionale de l'anomalie gravimétrique totale modélisée par un polynôme de degré 2 (*section I.2.b de ce chapitre*). L'objectif de ces inversions était d'obtenir des modèles des structures de densité dues aux formations volcaniques uniquement. Par conséquent, les données d'anomalies de Bouguer résiduelles n'étant que peu (ou pas ?) affectées par l'influence du socle, leur utilisation pour l'inversion est apparue comme une stratégie pertinente.

Une autre stratégie aurait été d'intégrer la géologie du socle en tant que modèle *a priori*. Cependant l'implémentation de telles informations, bien que très simple en théorie (modification de la matrice de covariance sur le modèle) est beaucoup moins intuitive à travers l'interface de *GROWTH2.0*. Un travail supplémentaire sur l'incorporation de cette information *a priori* reste donc à mener.

III. Modélisation directe

Dans le but de mieux contraindre les modèles issus de l'inversion des données gravimétriques, et afin d'exploiter d'avantage les données magnétiques, des modélisations directes ont été réalisées. Ce type d'approche, effectué grâce au module *GM-SYS* du logiciel *Oasis Montaj (Geosoft)*, repose sur une modélisation par calcul direct. Ce programme permet de modéliser la géométrie ainsi que les paramètres physiques de blocs localisés en profondeur, de manière interactive. La modélisation se fait le long de profils recoupant les grilles de données et tient bien évidemment compte de la topographie.

Ce logiciel offre 3 types de modélisation, 2D, $2D^{1/2}$ et $2D^{3/4}$. La différence entre ces deux méthodes repose sur la géométrie des blocs de modélisation et plus spécifiquement sur leur extension dans le plan Y perpendiculaire de l'axe X du profil considéré (*Figure 4.15a*). En effet, bien que la modélisation se fasse le long d'un profil en 2D, elle intègre l'influence 3D des blocs en profondeur. Ainsi, une modélisation 2D verra ses blocs étendus jusqu'à l'infini (effets limités sur le modèle) alors que les modélisations $2D^{1/2}$ et $2D^{3/4}$ sont basées sur des blocs aux dimensions finies (*Figure 4.15b*). Les structures géologiques étant par nature 3D mais aux dimensions finies, les approches $2D^{1/2}$ et $2D^{3/4}$ prennent en considération ces deux aspects au cours de la modélisation.

Contrairement à l'inversion numérique, cette approche est basée sur une analyse graphique des résultats. Le calcul des anomalies gravimétriques et magnétiques s'effectuant en simultané, l'erreur entre les données mesurées et simulées permet de contrôler la qualité des modèles. De plus, ce type de modélisation permet d'ajuster plus finement les limites des structures géologiques. Il nécessite une bonne connaissance *a priori* de la structure géologique le long du profil, ainsi que des propriétés physiques (densité et magnétisation) des roches impliquées.

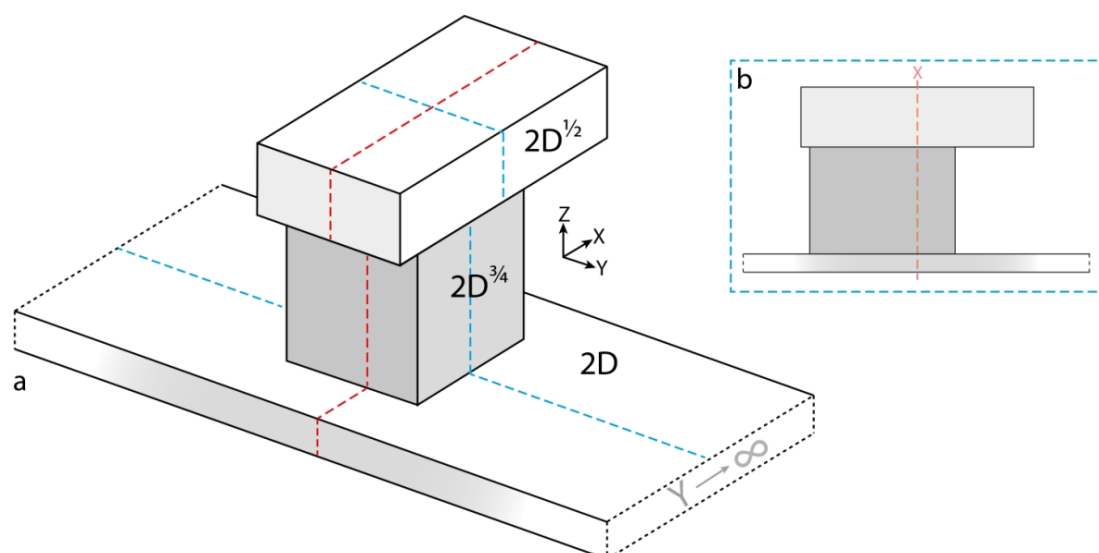


Figure 4.15- Principe de modélisation 2D du logiciel GM-SYS. a) Vue 3D de l'extension selon Y des blocs d'inversion pour les approches 2D, 2D^{1/2} et 2D^{3/4}. b) Vue en coupe de long de l'axe Y (en bleu) de l'agencement des blocs par rapport à la position X du profil le long duquel est effectuée la modélisation (en rouge).

Dans le cas du Puy de Dôme, la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009) a fourni une première base pour la construction des modèles directs. L'étude pétrophysique des roches a permis d'ajuster les valeurs de densité de certaines structures modélisées. Enfin, les modèles directs ont été contraints d'une part par les coupes extraites des modèles d'inversion 3D des données gravimétriques, et d'autre part par les modèles de distribution des résistivités électriques. Bien qu'il n'existe pas de relation directe entre la résistivité électrique, la densité et la magnétisation d'un matériau, les modèles d'inversion électrique ont permis de mieux contraindre certaines limites entre les formations géologiques (*sections I et II – Chapitre 5*).

Chapitre 5

**Structure interne du Puy de Dôme
et des édifices volcaniques associés**

I. Introduction

L'étude de la structure interne du Puy de Dôme a été réalisée en combinant une analyse morphologique de surface, avec des relevés géophysiques. En 2010, l'acquisition d'un levé LiDAR a fourni un MNT d'une précision de 0,5 m, qui a permis une étude plus fine de la structure superficielle du dôme (*section V - Chapitre 1*). Ce MNT a également permis de mettre en évidence la présence de structures tectoniques sur les édifices du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte au nord, et du Puy des Grosmanaux-Kilian au sud. Afin de contraindre les formations géologiques à l'origine de la morphologie actuelle du dôme d'une part, et de la présence de zones de déformations à proximité d'autre part, différentes campagnes géophysiques ont été réalisées. Des profils ERT ont été déployés sur les pentes du Puy de Dôme ainsi que dans sa partie sommitale. L'ensemble de l'édifice et des structures volcaniques environnantes ont ensuite fait l'objet de levés gravimétriques et magnétiques. Les résultats ainsi obtenus sont présentés dans les sections suivantes, qui constituent deux articles. La première partie traite des résultats issus des données gravimétriques et magnétiques (version révisée soumise à *Journal of Volcanology and Geothermal Research*). La seconde section aborde le traitement des données de résistivité électrique et fait l'objet d'un second article en préparation. Le choix de publier ces résultats sous la forme de deux papiers distincts se justifie par la quantité de résultats géophysiques obtenus. De plus, la comparaison des premiers résultats a également mis en évidence la grande complexité de confronter des paramètres physiques différents et non-dépendants. Enfin, le traitement des données électriques, et plus particulièrement l'inversion 3D appliquée ici, constitue une approche inédite et peu étudiée en volcanologie, ce qui a fourni un argument supplémentaire à la publication d'un article spécifique aux résultats issus de l'imagerie électrique.

Les levés gravimétriques et magnétiques ont permis de calculer des cartes d'anomalies sur l'ensemble de la zone d'étude. Ces anomalies mettent en évidence les nombreuses coulées de laves présentes de part et d'autre de l'alignement volcanique. Le Puy de Dôme lui-même montre une anomalie gravimétrique relativement restreinte à sa partie centrale, alors que le signal magnétique semble couvrir une zone plus large. La nature strombolienne des édifices formant la base du dôme est clairement soulignée par des anomalies gravimétriques négatives. Des anomalies magnétiques de forte amplitude sont également observées à l'aplomb des zones de déformations du Petit Puy de Dôme et du Puy des Grosmanaux. Les modélisations inverses (en gravimétrie uniquement), et directes (des données gravimétriques et

magnétiques), ont fourni des modèles de distribution de la densité et de l'aimantation en profondeur. L'ensemble des résultats s'accordent sur la présence d'un cœur massif à l'intérieur du Puy de Dôme, entouré de dépôts plus ou moins consolidés de brèche d'effondrement. Les résultats confirment également la présence d'intrusions sous les complexes volcaniques du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule et du Puy des Grosmanaux – Kilian. Leur nature et leur géométrie restent néanmoins très difficiles à contraindre.

L'ensemble des données électriques a fait l'objet d'un traitement individuel. La quantité de données et la géométrie des profils d'acquisition ont encouragé une approche 3D inédite (algorithme d'inversion récemment développé). Les résultats issus de cette méthode ont ensuite été comparés à ceux obtenus par inversion 2D, afin de souligner les différences entre les deux techniques. Dans le cas de structures géologiquement complexes, avec des reliefs très importants, la modélisation 3D, basée sur une discrétisation non structurée, évite la création d'un certain nombre d'artefacts classiquement observés dans les modèles 2D (étirement des structures, propagation des effets associés aux structures superficielles fortement résistives ou conductrices...). L'analyse des modèles 3D de distribution des résistivités électriques à l'intérieur du Puy de Dôme montre une structure générale très résistive, avec une partie sommitale beaucoup plus hétérogène et conductrice. Les anomalies résistives très fortes, observées dans le sous-bassement du dôme, sont en accord avec la présence cônes de scorie préexistants. L'étude plus détaillée de la zone sommitale, à travers un modèle d'inversion spécifique, met en évidence des parties très résistantes, séparées par des zones beaucoup plus conductrices. La forte altération, qui affecte l'ensemble de la partie supérieure de l'édifice, est associée à la circulation de fluides hydrothermaux lors de l'activité éruptive du dôme.

II. Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism (revised version)

A. Portal^{1*}, L.-S. Gailler¹, P. Labazuy¹, J.-F. Lénat¹

[1] {Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS/UMR6524, OPGC-IRD, 5 Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France}

* Corresponding author at: Laboratoire Magmas et Volcans, Campus Universitaire des Cézeaux, 6 Avenue Blaise Pascal, TSA 60026 – CS 60026, 63178 Aubière Cedex, France Tel.: +33633052243

E-mail address: a.portal@opgc.univ-bpclermont.fr

Keywords: Lava dome; Puy de Dôme volcano; Gravimetry; Magnetism; Inverse modelling.

Abstract

Volcanic lava domes are compound edifices resulting from complex growth processes including intrusion and extrusion phases, explosions and collapses. Here, we present the study of a complex volcanic system, located in the Chaîne des Puys volcanic field (French Massif Central, France) and centred on the Puy de Dôme volcano, an 11,000 year old volcano. Our approach is based on a morpho-structural analysis of a high resolution DTM (0.5 m) and geophysical imaging methods. Both gravity and magnetic high resolution surveys have been carried out on the lava dome and the nearby volcanic structures. We computed 3D inverse and 2D forwards models. Based on our current knowledges about volcanic dome structure, the geophysical models allow us to propose a synthetic geological model of the inner structure of the Puy de Dôme and surrounding areas. This model suggests a scenario for the formation of the lava dome and the inferred intrusions located on both sides. The Puy de Dôme could possibly be the southern tip of the northern intrusion.

II.1. Introduction

Lava domes are volcanic constructions formed by both magma intrusion (endogenous growth) and extrusion of spines, lobes and short lava flows (exogenous growth). The magmas of volcanic domes are too viscous to flow over significant distances, so they accumulate above and near the vent. Their high viscosity is due to a combination of different

characteristics: silica content, degree of cooling, crystallization and gas exsolution (e.g. *Giordano et al.*, 2008). Lava domes exhibit a wide range of shape and size, depending on their construction history (e.g. *Fink et Griffiths*, 1998; *Watts et al.*, 2002). In the early stage of volcanic dome growth, if emplaced on a more or less flat surface, it forms a roughly circular mound. The lava dome surface is often fragmented, forming talus on the sides. The inner magma core is surrounded by a solid lava carapace. The growth may be entirely endogenous, by inflation of the internal core, but exogenous growth is also observed when the magma flux is high (e.g. *Watts et al.*, 2002). A lava dome will grow both vertically and laterally as the molten core tends to flow and cause spreading. Volcanic domes seldom form during a single episode. Generally, successive lava dome growth episodes with variable magma flux occur, which can last from weeks to years, sometimes with rest periods in between. On large lava domes, instability zones (and occasionally small explosions) can generate collapses that are sources of dense pyroclastic density currents (block-and-ash flows). Lava dome growth is also accompanied and followed by hydrothermal activity associated to high degassing processes. *Boudon et al.* (2015) shown that the circulation of hydrothermal fluids tend to progressively filled the interstices and vesicles of the rocks composing the carapace and the inner lava parts of volcanic domes, thus increasing the impermeability (and thus the mean density of the rocks) of those edifices. The end product is a composite lava dome comprising brecciated and fractured rock, solidified massive intrusions and extrusions, and talus debris. Complex lava domes have been well documented through the recent eruptions of Mount St. Helens (USA, *Swanson et al.*, 1987b; *Major et al.*, 2009; *Vallance et al.*, 2010), Unzen (Japan, *Nakada et Fujii*, 1993; *Nakada et al.*, 1995, 1999), Soufrière Hills Volcano (Montserrat, *Calder et al.*, 2002; *Watts et al.*, 2002; *Ryan et al.*, 2010) or Santiaguito (Guatemala, *Rose*, 1972; *Harris et al.*, 2003; *Bluth et Rose*, 2004).

When the growth of a compound lava dome has not been witnessed and/or monitored, the history of its construction as well as its inner structure are more difficult to establish. Even in the case of compound lava domes whose construction has been observed, their inner structure may be poorly known because of internal and non-directly observable phenomena like endogenous growth, or because of post-eruptive processes like hydrothermal activity that can modify the physical characteristics of the rocks (e.g. permeability, *Boudon et al.*, 2015). In these cases, geophysical methods, core drilling and analysis of surface morphology and geology are the only ways to decipher the inner structure of lava domes.

Because understanding volcanic dome construction and evolution is an important issue for eruption dynamics and hazard assessment, many geophysical investigations have been

carried out on both extinct and active lava domes. Passive and active seismic surveys have been carried out at Mount Redoubt (*Benz et al.*, 1996), Mount Saint Helens (*Waite et Moran*, 2009), Soufrière Hills (*Paulatto et al.*, 2010; *Shalev et al.*, 2010) and Merapi (*Wegler et Lühr*, 2001) volcanoes. Static and dynamic gravity surveys have been performed at Merapi (*Jousset et al.*, 2000; *Tiede et al.*, 2005), Soufrière de Guadeloupe (*Coutant et al.*, 2012) and Soufrière Hills (*Hautmann et al.*, 2010, 2013) volcanoes. Aeromagnetic survey have also been carried out on Unzen volcano (*Nakatsutka*, 1994). Electrical resistivity tomography data have been acquired on the dome of the Soufrière de Guadeloupe (*Nicollin et al.*, 2006; *Brothelande et al.*, 2014; *Lesparre et al.*, 2014). Finally, the recent development of muon tomography has led to experiments on the lava domes of Usu (*Tanaka et Yokoyama*, 2008), Soufrière de Guadeloupe (*Lesparre et al.*, 2012) and the Puy de Dôme (*Cârloganu et al.*, 2013) volcanoes.

The latter is the focus of this paper, which is part of the TOMUVOL¹² project, a program dedicated to the development and improvement of the muon tomography imaging method (*Cârloganu et al.*, 2013; *Ambrosino et al.*, 2015). We have undertaken a detailed geophysical study of the lava dome's internal structure and its surroundings, combining different imaging methods in order to: (1) characterize the structure and physical properties of an extinct composite lava dome, (2) contribute to the volcanological study history of this area, and (3) provide a geophysical model of the dome to compare with results obtained from muon imaging experiments. The results of the gravity and the magnetic surveys are presented in this paper.

II.2. Geological and structural context

The Chaîne des Puys volcanic field is the most recent manifestation of the French Massif Central volcanism. It is composed of an alignment of more than 80 Quaternary monogenetic volcanic edifices, scoria cones and lava domes (*Boivin et al.*, 2009). They are built on a Hercynian granitic basement that reaches an altitude of around 800-900 m. Both the tectonic structures and volcanism in the French Massif Central may result from a rifting episode associated with the formation of the Alps (*Merle et Michon*, 2001).

The Puy de Dôme volcano is the largest edifice of this chain, with a base diameter of ~2 km and an apparent height of 400 m. Initial geological studies, based on field observations, have drawn a three-stage construction model for the Puy de Dôme growth (*Camus*, 1975; *Boivin et al.*, 2009). Firstly, a cumulo-dome, emplaced into a cluster of several scoria cones

¹² Muon tomography of volcanoes

and their associated lava flows, forms the western part of the volcano (see volcanological map on *Figure A.1, Appendix A*). After the partial destruction of the eastern part of this unit, a spiny extrusion grew into the collapse scar, forming the second unit. Comparison with the emplacement of the Montagne Pelée (*Lacroix, 1904*) and Soufrière Hills Volcano (*Sparks et Young, 2002*) lava domes suggests that the Puy de Dôme construction lasted less than a few decades. A final explosive activity occurred a few centuries after the main growth phases of the lava dome, and has been interpreted as a summit phreatic/phreatomagmatic eruption (*Miallier et al., 2010*). Furthermore, marked fumarolic and hydrothermal activity accompanied the formation of the Puy de Dôme, as shown by the rock alteration observed on several summit outcrops. This hydrothermal activity has also gradually silicified parts of the lava dome by progressive deposition of cristobalite in the pores and fractures of the rocks (concentration of cristobalite up to 30%) (*Boudon et al., 2015*).

A new high resolution LiDAR DTM (Light Detection And Ranging Digital Terrain Model, 0.5 m) (*Labazuy et al., 2013*) has been used to differentiate superficial structures on the Puy de Dôme volcano and its surroundings, based on their topographic and surface signatures (*Figure 5.1a*). A first analysis of this DTM by *van Wyk de Vries et al. (2014)* shows the presence of a graben on top of the Petit Puy de Dôme and Creux de la Berte scoria cones complex, to the north of the Puy de Dôme. The formation of this graben is attributed to an underlying intrusion that would have inflated and deformed the Creux de la Berte's eastern flank. The authors also suggest that the intrusion, likely at the origin of the Nid de la Poule phreatomagmatic crater, could be the source of the magma for the Puy de Dôme. A comparable morphology is observed southward, with the deformed Puy des Grosmanaux scoria cone and the nearby trachytic Kilian crater (*Figure 5.1*).

The summit area of the Puy de Dôme is relatively flat. Apart from to the east, the summit flanks have steep slopes ($>40^\circ$, *Figure 5.1*), often corresponding to massive trachyte outcrops. This suggests a carapace of solid rocks. Downhill, the slopes rapidly decrease to less than 20° , suggesting a talus slope, although the presence of underlying scoria cones (*Boivin et al., 2009; Portal et al., 2013*) may also contribute to this morphology. To the west, the morphology highlights a fan of unconsolidated material (debris flow and/or pyroclastic deposits) extending over a few hundred meters from the base of the Puy de Dôme (*Figure 5.1a*). To the north, the steep slopes associated with the massive rock carapace rapidly become gentler ($<20^\circ$), and are also related to a fan of unconsolidated deposits. The eastern flank has a very regular slope from the summit to the base, with relatively steep values ranging from 30° up to 35° (*Figure 5.1b*). Such values seem too high for a repose angle of

loose materials. It therefore suggests that this flank could be reinforced by underlying massive lava or a welded pyroclastite carapace. As to the west, fans of unconsolidated material seem to extend up to a few hundred meters to the east. In the southern part of the lava dome, the solid carapace is visible from the summit to an elevation of around 1150 m. All these morphological observations indicate that the structure of the volcanic dome is complex and would be better understood if its internal structure could be refined through geophysical models.

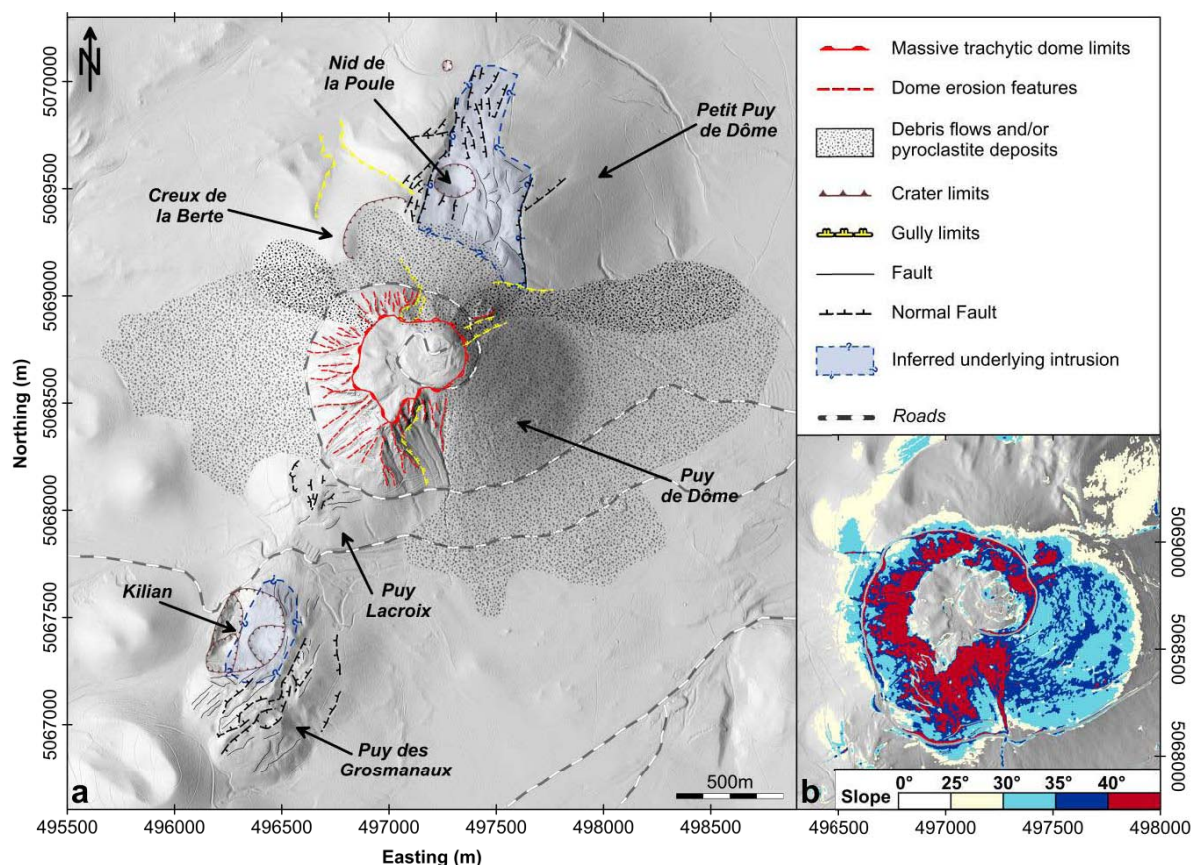


Figure 5.1 - a) Morphological analysis of the high resolution DTM of the Puy de Dôme and its surroundings. Underlying intrusion limits have been inferred from the pattern of the faults and the geophysical models developed in this work. b) Slope map computed from the LiDAR DTM). Coordinates: WGS84 – UTM31N.

II.3. Methodology and acquisitions

II.3.a Gravity survey

* Acquisition

The gravity measurements have been performed using a Scintrex Autograv CG-5 relative gravimeter. 1350 new gravity stations have been measured on the Puy de Dôme and

its surroundings. We have also incorporated data from previous gravity surveys in the area to enhance the regional context.

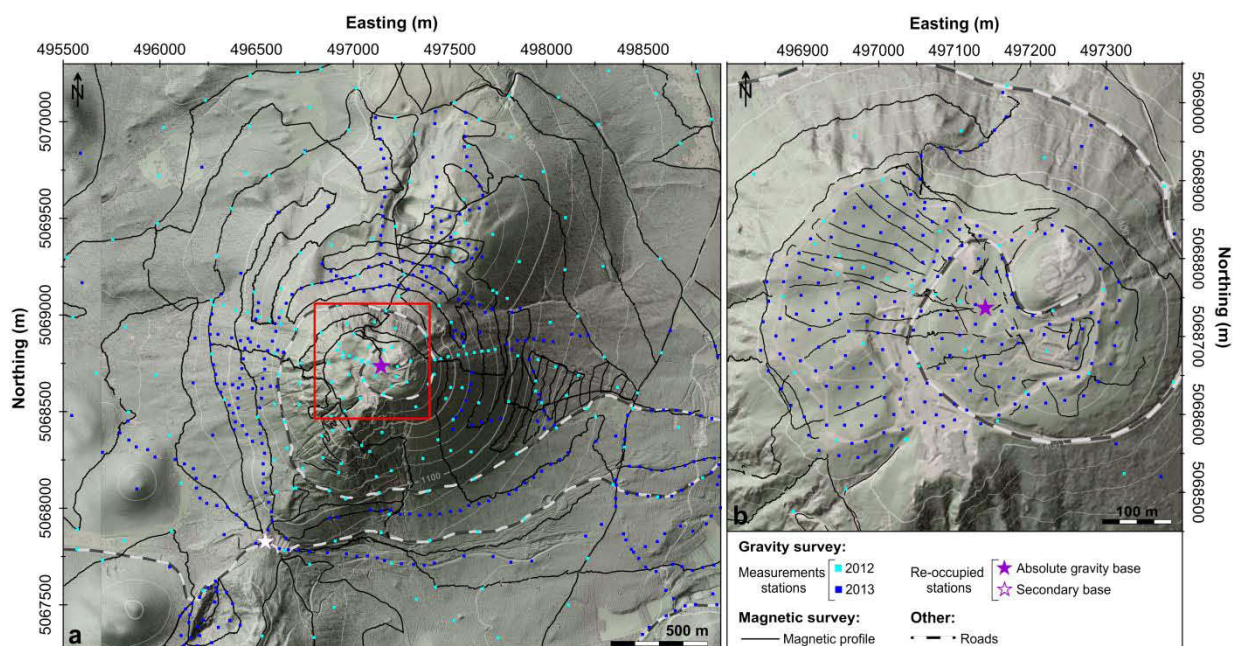


Figure 5.2 - Location map of both gravity and magnetic surveys carried out between 2012 and 2014 on the Puy de Dôme volcano (a). The spatial resolution of the measurements is higher in the summit area (b). Gravity stations are represented by blue squares. Filled purple star is the absolute gravity station at the summit and the empty one the Col de Ceysnat secondary station. Magnetic profiles are shown by solid black lines. White lines represent elevation contours (every 250 m). Red square represents the area shown in figure b. Coordinates: WGS84 - UTM31N.

The absolute values of the gravity field, g , were computed using two reference stations of the New International Absolute Gravity Database (AGrav, Williams *et al.*, 2009). The first is located on the summit of the Puy de Dôme (Figure 5.2, $g=980,342.08$ mGal, $45^{\circ}77217N$, $2^{\circ}96325E$, elevation 1424 m) and the second one is situated in the village of Orcines, 5 km far from the volcano ($g=980,489.02$ mGal, $45^{\circ}78327N$, $3^{\circ}01213E$, elevation 837 m, not marked on Figure 5.2). Secondary bases have been created for convenience within the survey zone. To monitor the instrumental drift, measurements were performed at both an absolute station and a secondary one, at the beginning and end of each series of measurements. In addition, 50 % of the measurements along the profiles, as well as at absolute and secondary stations, were controlled by performing two acquisitions (for each measurement loop). A contemporaneous differential GPS survey was performed at the gravity stations. Three stations of the GNSS permanent network were used to compute station coordinates with resulting mean planimetry (σ_{xy}) and altimetry (σ_z) precision of around 0.02 m.

** Data Processing*

The observed data were corrected for the standard Earth tide variations (Longman, 1959) and instrumental drift. Then, for each station, a theoretical gravity value was calculated on the ellipsoid using the 1967 International Gravity Formula (Somigliana, 1930; Moritz, 1980). Those theoretical values were then calculated at the real station location by applying the free-air, plateau (or Bouguer) and terrain corrections (Telford *et al.*, 1976; LaFehr, 1991a, 1991b; Chapin, 1996) (see *Appendix B* for gravity data processing details).

The high resolution LiDAR DTM allowed us to compute an accurate terrain correction. The Bouguer anomaly results from the difference between the theoretical and observed gravity values. The density correction for the plateau and terrain corrections has to be adapted to the studied target. In our case, the Nettleton test (Nettleton, 1939) provides an optimal value for the density correction of 1800 kg/m^3 (see *Appendix B*). This rather low value is explained by the relatively low density of the volcanic constructions in the study area. For this survey, mean uncertainties on gravity measurements and the Bouguer anomaly are estimated at 0.032 mGal ($\text{SD}=0.023$) and 0.039 mGal ($\text{SD}=0.026$) respectively. A residual Bouguer anomaly was computed to enhance the local anomalies (Figure 5.3). It was obtained by subtracting a regional trend, approximated by a second order polynomial surface which better characterized the long wavelength signal (Figure B.2, *Appendix B*).

II.3.b Magnetic measurements

** Introduction*

Volcanic rocks generally have significantly higher magnetization than sedimentary and plutonic ones; therefore magnetic surveys have a high potential for detecting them in various environments. The main characteristic of volcanic rocks is the general predominance of the remanent magnetization over the induced one. While the induced magnetization vector is collinear to the ambient magnetic field, the remanent magnetization results from a combination of various types of magnetizations. For volcanic rocks, the thermoremanent component (TRM) is generally dominant. This magnetization, acquired as a rock cools below its Curie temperature, usually has a high intensity and stability through time. However, low magnetization can also be expected for some kinds of volcanic rocks, for example pyroclastites have a much lower magnetization than their massive counterparts. In these deposits, the contributions of individual randomly oriented fragments to the global TMR of

the deposits cancel each other out. Hydrothermal alteration also decreases the magnetization of all types of rocks.

No high resolution aeromagnetic survey was available for our study, so we carried out a ground survey (*Figure 5.2*). These measurements provide a signal dominated by the effect of the shallow magnetic rocks (the signal of a magnetic structure decreases according to the cube of the distance). Thus, a ground survey is well suited to characterize the near surface spatial distribution of magnetized rocks.

** Acquisition*

The magnetic survey (*Figure 5.2*) was performed using a portable proton-precession magnetometer (GMS-19 Overhauser) in walking mode with simultaneous GPS positioning. The instrumental accuracy on the magnetic measurements is 0.2 nT. The sensor was around 2.5 m above the ground. In the same way as for the gravity measurements, the spatial sampling of the magnetic survey was increased in the summit part, in order to better constrain the geological structures in this area.

** Data processing*

No corrections were made for the diurnal variation (maximum diurnal variation about 40 nT) owing to the very large amplitude of the anomalies (maximum variation about 8675 nT). The IGRF field was subtracted from the observed values (*Finlay et al.*, 2010). The raw data had been processed beforehand to filter out the noise induced by man-made structures (*e.g.* electric railway, buildings, concreted paths, metal pipes...) that create high signal interferences. This was done using a signal quality index (SQ) linked to each measurement. A complete measurement cycle lasted 0.5 s (sampling interval fixed by the operator). In the presence of noise sources, the magnetic signal became unsteady, so the measurements cycle was aborted and the SQ factor decreased (*Appendix C*). For our data set we fixed an SQ factor limit of 7, the value beyond which the magnetic data were considered as noise and filtered out. More details about the SQ filtering method are given in *Appendix C*.

The magnetic data have been used for different purposes in our study: (1) to map the shallow magnetic sources, (2) to locate the main magnetic bodies, and (3) to model the magnetic structures at the scale of the edifice. Accordingly, different additional treatments have been made. Because high amplitude short wavelength anomalies were present on almost all the profiles (typical of volcanic terrains), the data have first been upwardly continued to 20

m (Figure C.1a, Appendix C). The upward continuation is equivalent to a low-pass filter and simulates data that would be acquired at a higher elevation. Tests have shown that a 20 m upward continuation, while reducing the noise, still preserves enough frequency and amplitude contrasts between the different volcanic terrains. Reversely, we have been interested in amplifying the high amplitude shallow anomalies in order to map the areas where massive lavas are present near the surface. Indeed, surface or shallow massive volcanic rocks, such as lava flows, create metric to decametric magnetic high amplitude variations (Brothelande *et al.*, 2015). Thus, in order to enhance wavelengths shorter than 50 m, a high frequency map (Figure 5.4a) has been obtained by applying a high pass filter to the raw magnetic data. For locating more easily the boundary of the sources of the anomalies, we have calculated reduced to the pole (RTP) anomaly maps. This transformation cancels, or significantly reduces the dipolar appearance of the anomalies and offsets them to their source. The RTP was calculated assuming a declination of 0° and an inclination of 60° corresponding to about the axial dipole field at the latitude of the Puy de Dôme. A first RTP map was calculated from the 20 m upwardly continued map (Fig. 4b). A second RTP map, calculated at the constant altitude of 1500 m (Figure C.1b, Appendix C), was used to construct the $2D^{1/2}$ models, because such map enhances the main anomalies and virtually cancels the short scale signals present on the low elevation map.

II.3.c Modelling methods

Different modelling approaches were used to investigate the density and magnetic structure of the Puy de Dôme and its surroundings. First, a 3D inversion of the Bouguer anomaly values was performed using the inversion package GROWTH2.0 developed by Camacho *et al.* (2011). This code allows the computation of a 3D model of the density distribution at depth. The bottom of the model was set at 600 m above sea level, with a mean cell size of 25 m. A balance factor of 15 was determined during inversion tests (it represents a trade-off parameter between the model complexity and the data adjustment) and the density contrast range was fixed at $\pm 400 \text{ kg/m}^3$ (this value was determined by Portal (2015) from a study of Puy de Dôme's trachytic samples).

The 3D inversion models provide a first general approach to the density structures of the area. However, in the absence of strong constraints, the models become less well defined at depth. Forward $2D^{1/2}$ modelling offers a convenient way to refine the models and introduce information from both geological observations and other geophysical approaches. Here, $2D^{1/2}$

forward models have been computed using the GM-SYS module from Oasis Montaj software (*Figure 5.7* and *Figure 5.8*). The initial models were constrained with vertical cross-sections extracted from the 3D gravity inversion results (*Figure 5.6*), known geological structures and information from ERT inversion models (*Portal et al.*, in prep.). Density measurements performed on trachytic rock samples from the Puy de Dôme volcano, as well as on basaltic and basement formation samples from the Bac de Montmeyre sounding (06935X00298/S, *Berthelay et al.*, 1976, *Appendix A*), also helped to fix density variation ranges of the models. Measured density of the trachyte varies from 1200 to 2100 kg/m³ (mean value of 1800 kg/m³). Granitic and basaltic formations have mean density values of 2615 and 2570 kg/m³ respectively. The elevation of the granitic basement beneath the volcanic products has been estimated from outcrops outside the Chaîne des Puys and from core drilling (see *Appendix A* for details). 2D^{1/2} forward models were also constructed for the magnetic anomalies.

II.4. Results

II.4.a Qualitative description of anomaly maps

** Bouguer anomaly map*

The map (*Figure 5.3*) shows the presence of prominent anomalies in the vicinity of the Puy de Dôme (*G6*, *G7* and *G8*). To the West, the *G8* anomaly has a large extent and positive values, from 3.5 to 4.0 mGal. The *G7* negative (-2 to -3 mGal) anomaly is located to the N-NE of the Puy de Dôme volcano. To the southeast of the base of the lava dome, *G6* is a moderate positive anomaly.

The Puy de Dôme edifice is clearly heterogeneous in terms of density. Two main positive anomalies, *G1* and *G2*, are identified, the first one is centred on the summit area, and the second one covers the Puy de Dôme's northern flank and beyond, into the crater known as the Creux de la Berte. Several negative anomalies, *G3*, *G4* and *G5*, are observed along the western, eastern and southern flanks of the volcanic dome respectively.

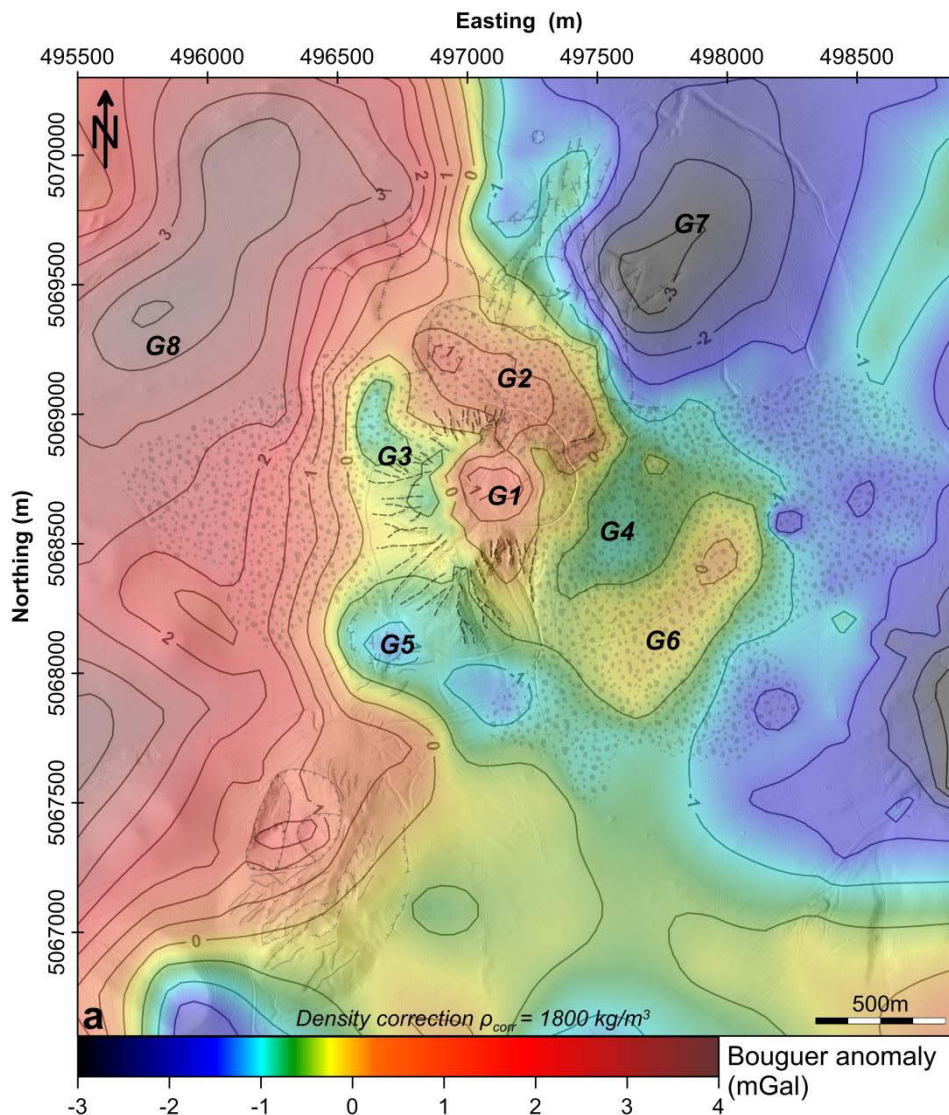


Figure 5.3 - Residual Bouguer anomaly map of the Puy de Dôme and its surroundings computed for a density correction of 1800 kg/m³. Contours every 0.5 mGal. Coordinates WGS84 – UTM31N.

* Magnetic anomaly map

Surface and shallow sources

The map of the high-pass filtered signal amplitude (*Figure 5.4a*) allows the discrimination of areas where shallow magnetic sources are present. At the summit of the Puy de Dôme, *HF1* more or less corresponds to the *G1* gravity anomaly. On the southern flank, *HF2* indicates the presence of near surface magnetic sources along the flank of the volcanic dome. Superficial magnetic formations are detected on the northern flank (*HF3*) and in the Petit Puy de Dôme's graben area (*HF4*), superimposed to the *G2* positive gravity anomaly. *HF5* is located on the Puy des Grosmaux cinder cone. Finally, high frequency signals are

also observed in several areas at the foot of the volcanic edifices (e.g. *HF6*, *HF7*).

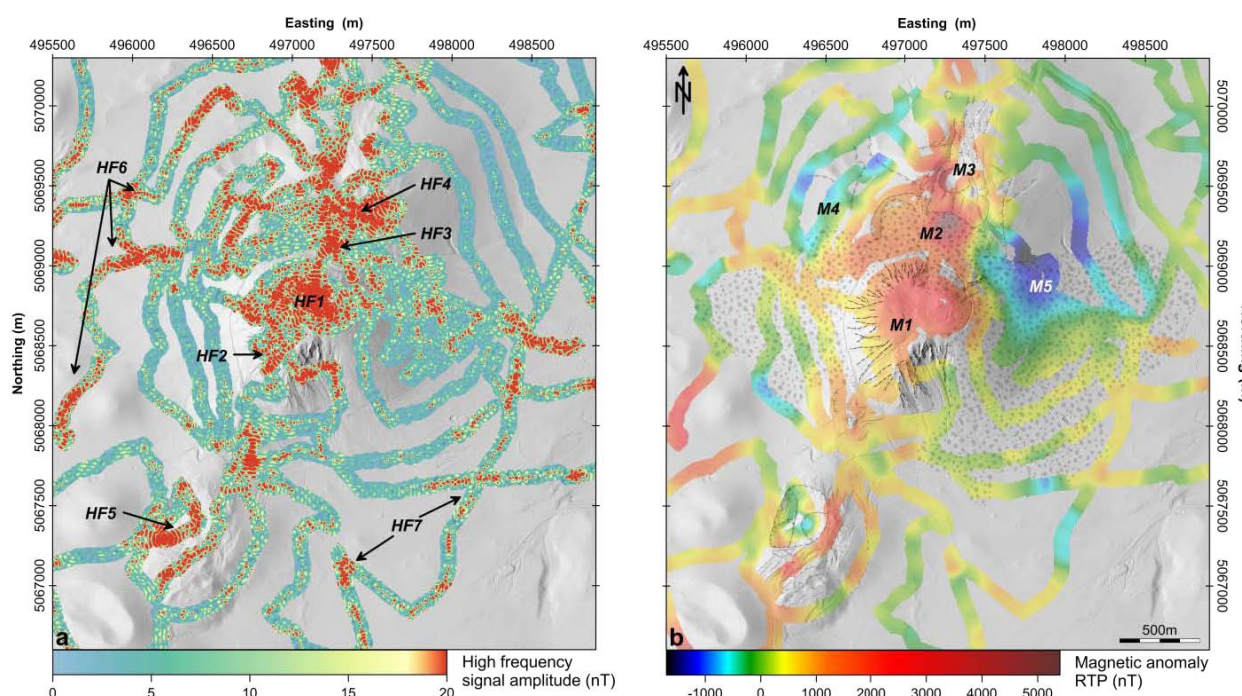


Figure 5.4 - a) Enhancement of the shallow magnetic sources by high-pass filtering of the raw magnetic signal. The upper limit of the color scale is defined by the standard deviation on the gridded data. b) Reduced-to-the-pole magnetic anomaly computed from the upwardly continued (+20m) data of the Puy de Dôme and its surroundings ($I=60^\circ$ and $D=0^\circ$). Coordinates WGS84 – UTM31N.

Distribution of the magnetic anomalies

On the RTP anomaly map (Figure 5.4b) both positive and negative anomalies are observed. It is dominated by three main anomalies, *M1*, *M2* and *M3* that also correspond, in part, to shallow source signals (*HF1*, *HF3* and *HF4* on Figure 5.4a). *M1* positive anomaly occupies the summit part of the Puy de Dôme and has an amplitude > 2000 nT. It is more extended than the corresponding *G1* gravity anomaly (Figure 5.3). *M2* and *M3* anomalies are smaller than *M1*, but have significantly higher amplitudes (>5000 nT and >3000 nT respectively). *M2* occupies part of the Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte complex and can be associated to the *G2* Bouguer anomaly, and *M3* is located in the graben of this complex. The high amplitude of these anomalies, as compared to *M1*, suggests that they could be due to underlying geological formations of different nature (possibly more mafic).

The volcanic rocks of the Chaîne des Puys, emitted during the paleomagnetic Brunhes period, should generate only positive anomalies after the RTP transformation. However, it is often observed that small errors in the RTP parametrization (magnetization and ambient field direction) can create negative artefacts (e.g. Blanco-Montenegro et al., 2003). We can thus

suggest this explanation for the weak negative anomalies to the NW of the Puy de Dôme (*M4*). However, to the east the prominent *M5* negative anomaly suggests a geological origin.

II.4.b Geophysical models

Horizontal (*Figure 5.5*) and vertical sections (*Figure 5.6*) extracted from the 3D inversion model of the gravity data show two types of density anomaly: high density structures *D1*, *D2*, *D3*, *D4* and *D5* which values range from 2000 to 2300 kg/m³, and low density ones *D6* to *D10* ranging from 1300 to 1600 kg/m³. The sections obtained from the forward modelling process show a slightly wider density variation range (*Figure 5.7* and *Figure 5.8*), from around 1200 kg/m³ for the lowest density values, up to 3000 kg/m³ for the denser anomalies. Forward modelling of the magnetic data (*Figure 5.7* and *Figure 5.8*) was performed using three different magnetization values (5 A/m, 10 A/m and 15 A/m). Note that, because of the well-known non-uniqueness of modelling potential field data, the geologically plausible values chosen in the forward models (density and magnetization) may be changed to a certain extent without inducing critical changes in the shape and depth of the structure in the models.

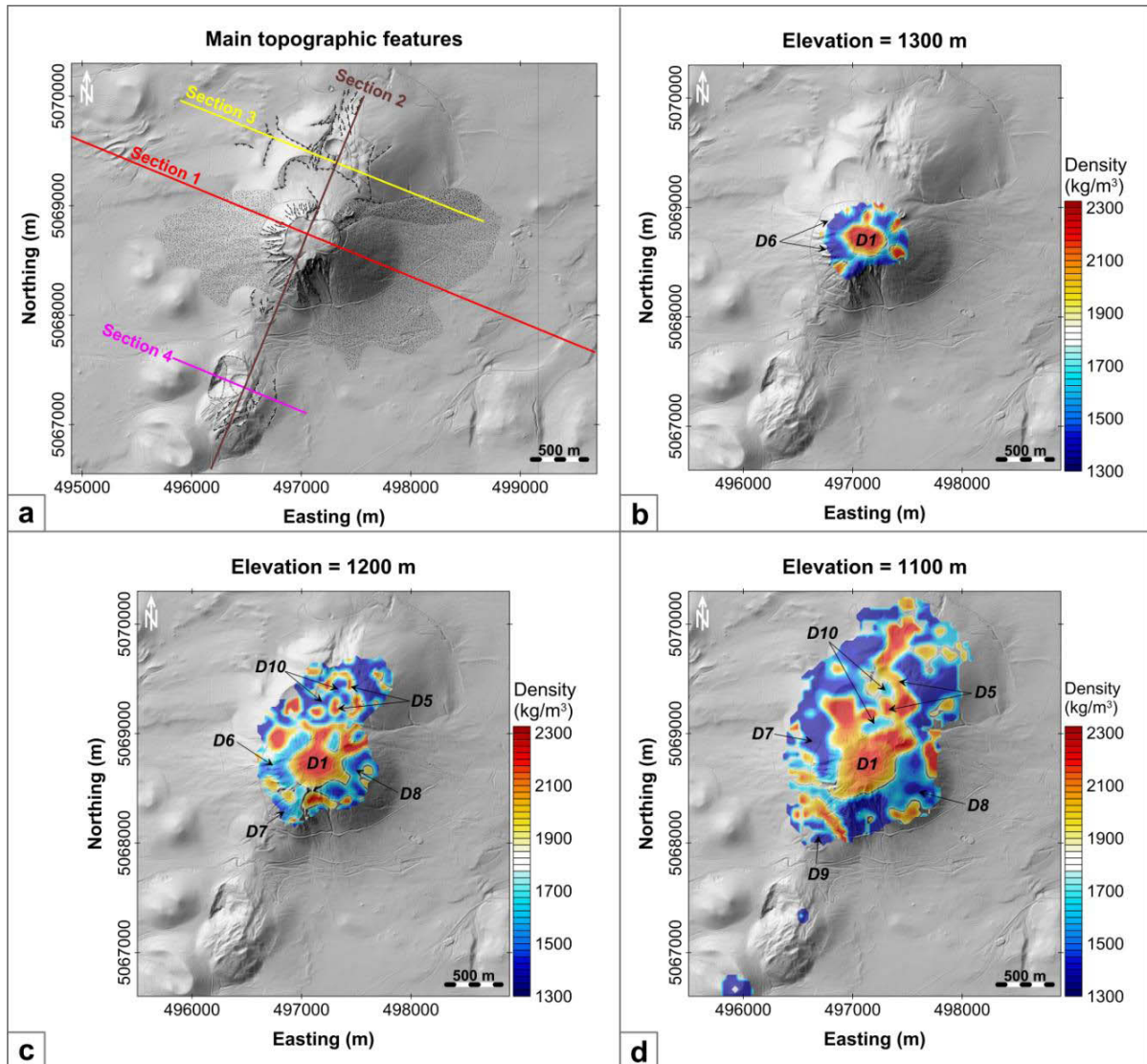


Figure 5.5 - Horizontal sections extracted from the 3D inversion models of the gravity data at 1300 m, 1200 m and 1100 m (b, c and d respectively). Location of the vertical sections extracted on the 3D inverse model, as well as sections along which forward models have been computed, are indicated on the map of the main topographic features (a): Section 1 (red line) refers to the WNW-ESE Puy de Dôme section (Figure 5.6a and Figure 5.7a); Section 2 (brown line) is the SSW-NNE Puy de Dôme section (Figure 5.6b and Figure 5.7b); Section 3 (yellow line) is the WNW-ESE Petit Puy de Dôme section (Figure 5.8a); Section 4 (pink line) is the WNW-ESE Grosmanaux section, Figure 5.8b. Coordinates WGS84 – UTM31N.

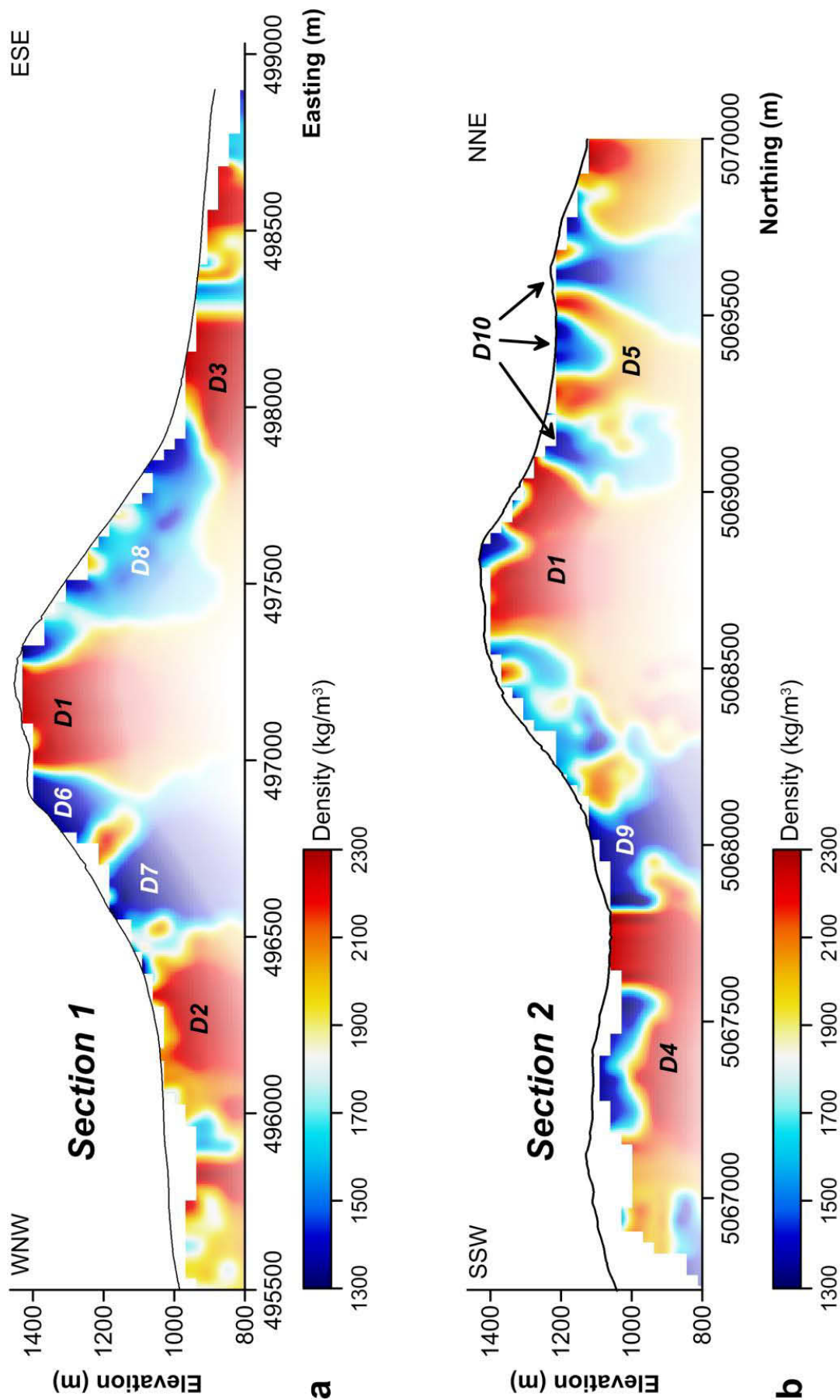


Figure 5.6 - WNW-ESE (a, Section 1) and SSW-NNE (b, Section 2) oriented vertical sections extracted from the 3D gravity inversion model. The resolution decrease with depth is represented through a linear opacity mask. Location of the sections is presented on Figure 5.5a.

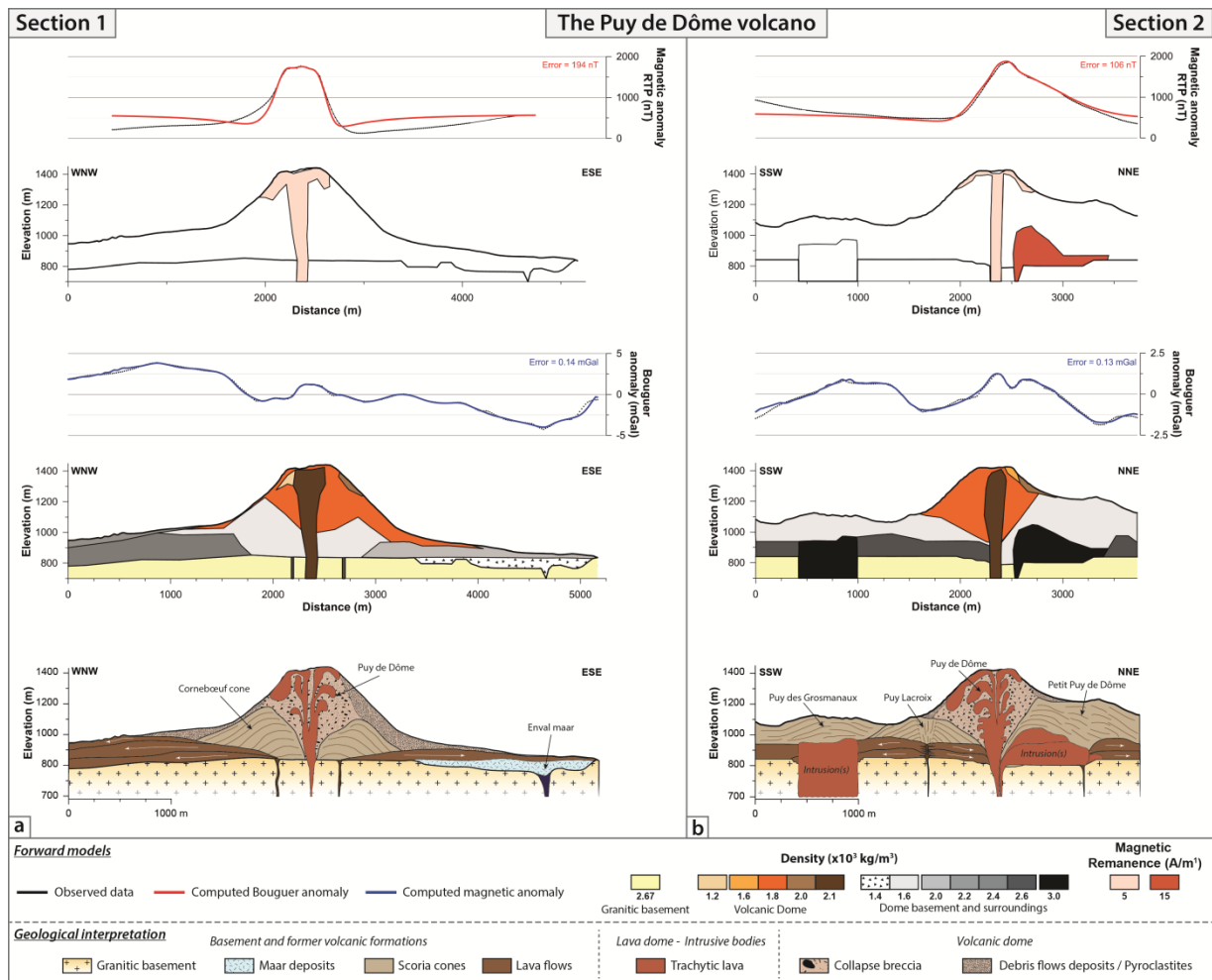


Figure 5.7 - Forward models of Bouguer (blue lines) and magnetic anomalies (red lines) along two profiles across the Puy de Dôme volcano: (a) Section 1, WNW-ESE oriented and (b) Section 2, SSW-NNE oriented. Mean errors between modeled and observed anomalies are displayed. A synthetic and simple geological interpretation of each geophysical section has been attempted (bottom), also based on the results obtained from the electrical resistivity study (Portal et al., in prep.). The location of the sections are indicated on Figure 5.5a.

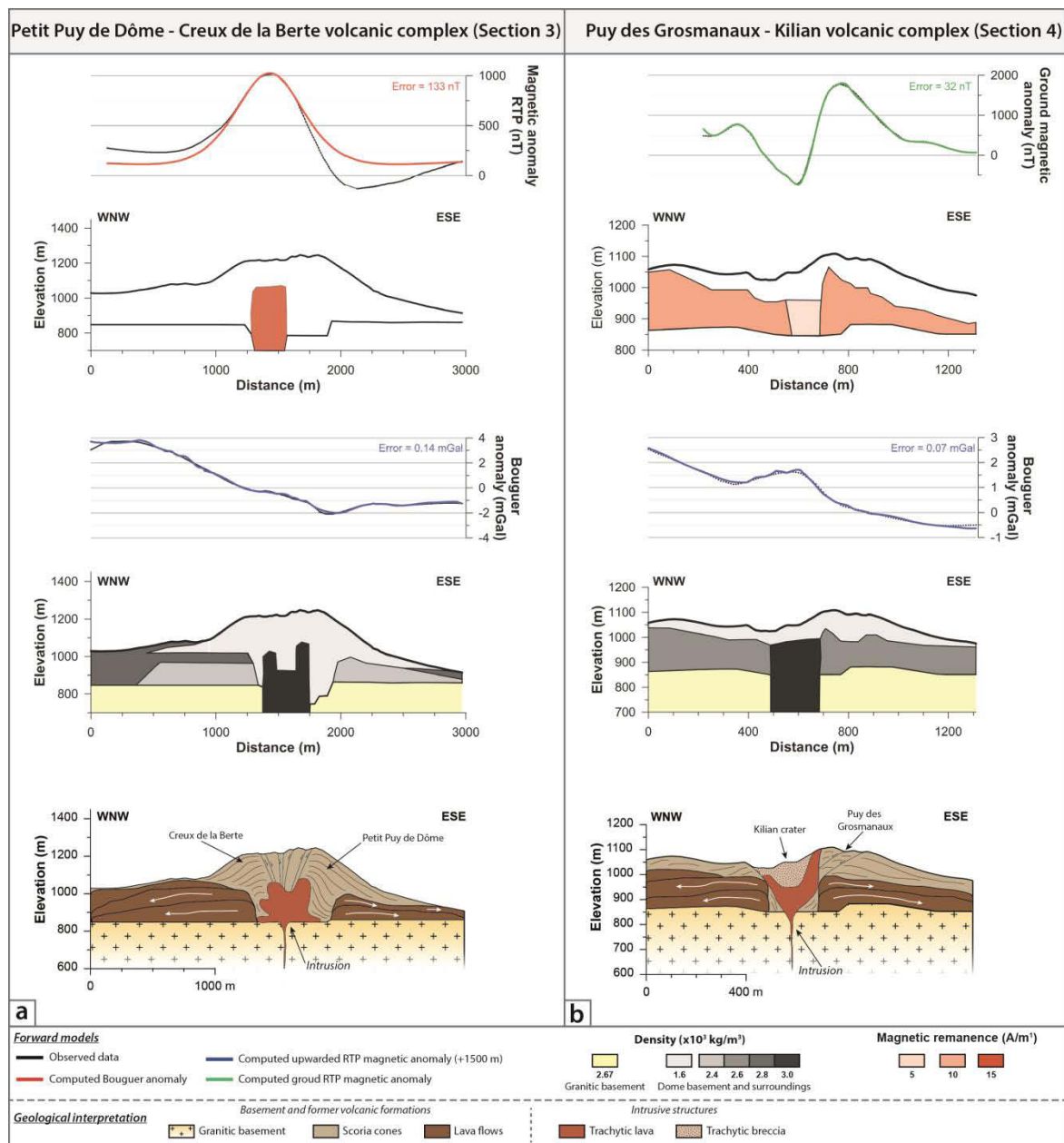


Figure 5.8 - Forward models of the distribution of the density and magnetic structures at depth along sections on (a) the Petit Puy de Dôme-Creux de la Berte cinder cones (Section 3) and (b) the Puy des Grosmanaux-Kilian volcanic complex (Section 4). The upward extended (+1500 m, red line) RTP magnetic anomaly has been used for the Petit Puy de Dôme modelling processes. The ground RTP magnetic anomaly (green) has been used for the forward model on the Puy des Grosmanaux-Kilian complex. A synthetic and simple geological interpretation of each geophysical section has been attempted (bottom).

II.5. Interpretation and discussion

II.5.a The Puy de Dôme

The models show that the central core of the Puy de Dôme volcano is characterized by the presence of both dense and magnetized rocks. The *DI* structure on gravity models may extend to the base of the edifice (*Figure 5.5* and *Figure 5.6*). Along the SSW-NNE profile (*Figure 5.5a*), the section of the 3D inverse gravity model (*Figure 5.6b*) suggests that *DI* extends beneath the northern flank. However, the corresponding 2D^{1/2} forward model (*Figure 5.7b*) shows that the apparent continuity between the central and northern parts of this dense structure may be a numerical artefact in the 3D inversion related to a combination of effects (discretization method, decrease of constraints with depth and excessive smoothing). A magnetized body is also centred on the volcanic dome (*MI*, *Figure 5.4b*) and present at shallow depth (*HF1*, *Figure 5.4a*) but it extends over a larger area than the dense body in the upper part of the lava dome (*Figure 5.7*). This indicates that the dense and magnetized bodies are not identical, but have parts in common. Their respective geological nature will be discussed in the next section.

The flanks of the Puy de Dôme are mainly characterized by the presence of low density rocks (e.g. *D6*, *D8* on *Figure 5.6a*), except toward the north (*Figure 5.6b*). The 3D inversion model also suggests the presence of small bodies with a higher density in the predominantly low density flanks. In the upper part of the lava dome (above 1300 m), low density formations form a virtually continuous ring surrounding the central dense plug (*Figure 5.5b*). Around 1100 m (*Figure 5.5d*), this high density plug shows an extension to the NNE-SSW.

The geology and the geophysical models indicate that the Puy de Dôme is not built directly on the granitic basement but rather on pre-existing cinder cones and lava flows. The cinder cones surrounding the Puy de Dôme (*Figure 5.1*) (Puy Lacroix, Petit Puy de Dôme, Creux de la Berte and the inferred Cône de Corneboeufs) are clearly partially or totally buried beneath the Puy de Dôme. The density of trachyte samples from the Puy de Dôme varies from 1200 to 2100 kg/m³ and therefore the modelled dense core probably (*DI*, *Figure 5.6*) represents a volume predominantly filled by massive lava corresponding to the endogenous and exogenous emplacement of trachyte. The larger extent of the corresponding magnetic anomaly suggests a massive trachytic surface carapace, thick enough to create this anomaly, but too thin compared to the underlying breccia and pyroclastites to produce a significant gravity anomaly on the upper flanks of the lava dome. The source of the late

phreatic/phreatomagmatic eruption of the Puy de Dôme inferred by *Miallier et al.*(2010) cannot be assessed with the gravity and magnetic data, as well as by the surface morphology. The absence of clear geophysical features corresponding to the crater and conduit of this eruption suggests whether a small vent (possibly a small fracture) or post-eruptive erasing, for example by hydrothermal activity with extensive deposition of cristobalite as noted by *Boudon et al.*(2015). Around the altitude of 1100 m, the mean elevation of the partially buried cinder cones, the 3D inversion models (*Figure 5.5d*) indicate an elongation to the NNE and SSW of the massive dense core. This may be an indication that when the dike feeding the Puy de Dôme extrusion reached the surface, the vent was elongated and emitted massive trachyte along a fissure. Later, the feeding conduit became more central and cylindrical. Neither the magnetic nor the gravity data allow the geological nature of the interior of the volcanic dome flanks to be accurately identified. The magnetic anomaly pattern suggests that, apart from the central massive trachyte and the summit carapace, the other parts of the lava dome are poorly magnetized. This is in agreement with flanks constructed mainly of breccias (talus) and pyroclastites. The small patches of dense rocks observed in the 3D gravity model (*Figure 5.6*) could correspond to clusters of large blocks of massive trachyte or lateral intrusions of magma. The resistivity data (*Portal et al.*, in prep.) are better suited to revealing the heterogeneous structure of the interior of the summit part of the lava dome and flank areas. The geological structure of the Puy de Dôme based on gravity and magnetic data is shown on *Figure 5.7*.

II.5.b The surrounding volcanic structures

As already mentioned, former volcanoes are present to the north and the south of the Puy de Dôme, and are the source of lava flows to the west and east (*Boivin et al.*, 2009). A pile of lava flows (about 100 m in thickness at the core drilling of the Bac de Montmeyre, *Appendix A*), to the west of the dome can well explain the *G8* gravity anomaly (*Figure 5.3* and structure *D2* on *Figure 5.6a* and *Figure 5.7a*). The presence of these lava flows near the surface also, explains the high frequency magnetic signal amplitude patterns in this area (*HF6*, *Figure 5.4*). The *G6* Bouguer anomaly is also associated with a lower thickness of lava flows corresponding to *D3*. The *M5* negative anomaly suggests the presence of volcanic formations with abnormal orientation. *Laj et al.* (2014) described lava flows that could have been emitted in the Petit Puy de Dôme vicinity during the Laschamp (41 ky) and Mono Lake (34 ky) magnetic excursions. It is thus possible that lava flows in this area have a direction of

magnetization significantly different from that of an axial dipole field.

The volcanic edifices surrounding the Puy de Dôme are cinder cones, with the exception of the Kilian crater formed by a major vulcanian eruption and partially filled by a massive trachytic protrusion (Boivin *et al.*, 2009), that creates the *HF5* anomaly (Figure 5.4a). Negative gravity anomalies *G7* and *G5* (Figure 5.3) correspond to the *D10* and *D9* low density formations (Figure 5.6) and are associated to the Petit Puy de Dôme and the Puy Lacroix cinder cones. The *G3* gravity anomaly and the corresponding *D7* low density formation are associated to the inferred Cône de Cornebœufs scoria cone, which existence has been proposed by Miallier *et al.* (2010) on the base of the observation of outcropping strombolian products on the western flank of the Puy de Dôme, and is supported by electrical resistivity results (Portal *et al.*, in prep.). The *G4* gravity anomaly and the *D8* structure indicate that the eastern flank of the lava dome has lower density than the correction density (1800 kg/m^3) and might correspond in a large part to strombolian formations as well (Figure 5.7b).

Specific $2D^{1/2}$ forward models have been computed along WNW-ESE oriented profiles through the deformations areas of the Petit Puy de Dôme - Creux de la Berte - Nid de la Poule and the Puy des Grosmanaux - Kilian complexes (Figure 5.8) in order to constrain the geological formations sources of the surface volcano-tectonic features. The bulk density of the cinder cones have been estimated with models. We found a bulk density value of 1500 kg/m^3 for the Petit Puy de Dôme cinder cone (a similar value was found for the Puy de Pariou, a cinder cone just to the north of the study area). This value is comparable to the density of 1600 kg/m^3 determined for scoria samples by Jordan *et al.* (2015).

In the Petit Puy de Dôme - Creux de la Berte - Nid de la Poule area, gravity and magnetic anomalies can be interpreted by the presence of dense and magnetized bodies embedded in the cinder cones (Figure 5.8). The width of these structures, as well as the depth to their tops (estimated at between 145 m and 165 m beneath the surface), is qualitatively in reasonable agreement with the width of the tectonic graben (Brothelande *et Merle*, 2015). If both gravity and magnetic signals correspond to the same structure, then the latter is heterogeneous in terms of density and magnetization. Factors such as differences in vesicularity, brecciation or alteration in the different zones of the body may account for variations in density or magnetization within it. An alternative explanation is that there are several sources for the gravity and magnetic anomalies. The width of the density structure suggests a composition of highly viscous magma, which means that they can only be of trachytic nature here. However, although felsic dikes can reach a much greater thickness than mafic ones, in this context a few tens of meters is probably a maximum width. The intrusive

system at the base of the graben is much broader, in the range of a few hundreds of meters. The only possible explanation is to consider a viscous trachyte dike evolving into a large intrusion (sill or laccolith) after reaching the interface between the granitic basement and the volcanic products. This is a common phenomenon at lithological discontinuities (e.g. *Gudmundsson*, 2011). The pressure of the shallow intrusion has deformed the overlying cinder cones and created the faults and the graben. The shape of the intrusion is probably more complex than that of the model in *Figure 5.8a*. Note that a small trachytic layer (around 10 cm) showing a mineralogical signature close to that of the Puy de Dôme's trachyte has been observed in the products of the Nid de la Poule crater (*D. Miallier and P. Boivin, pers. com.*) and could come from the underlying trachyte intrusion.

However, the magnetic anomaly (M2) requires a source with a much higher magnetization than that commonly found for trachyte. The high magnetization argues for a mafic nature and therefore for a structure more likely related to the trachy-basaltic cinder cones than to a trachyte intrusion. Several types of massive lava bodies may be present in a cinder cone: dikes, lava flows and lava infilling of a crater. Low viscosity trachy-basaltic dikes seldom reach a thickness of a few meters. Therefore the dikes associated with the cinder cones of the area cannot account for large deformation (graben) at the surface as well as for a magnetic anomaly with a wavelength similar to the observed one. If trachy-basaltic bodies contribute to the magnetic anomaly, they are more likely perched lava flows or a frozen lava lake filling a crater. The inferred presence of a large shallow trachyte intrusion adjacent to the northern base of the Puy de Dôme, raises the question of considering that it could be the same intrusion that fed the Puy de Dôme eruption. It would be geologically realistic to have a crustal trachyte dike extending from the base of the Puy de Dôme to that of the Petit Puy de Dôme that would have fed the construction of the Puy de Dôme. This geological model could explain the presence of a trachytic layer in the products of the Nid de la Poule crater by a sampling of the inferred intrusion during the phreatomagmatic eruption.

The Puy des Grosmanaux - Kilian system is not only significantly smaller in size but also considerably different in its internal structure. The positive gravity anomaly can be explained by the presence of a shallow (50-100 m, HF5 anomaly *Figure 5.4a*) dense body, about 200 m in width. There is no corresponding magnetic anomaly. Thus the gravity structure (*Figure 5.8*) is much less magnetized than the surrounding lava flows. The size of the dense structure is equivalent to that of the crater. Therefore, the simplest explanation for the anomaly would be to consider the crater and the underlying conduit as being filled with

massive trachyte. However, the deformation of the Puy des Grosmanaux suggests that an intrusion has deformed the area. This could have happened during the early stage of the Kilian eruption when the intrusion reached the surface.

II.6. Conclusion

To our knowledge, this work on the Puy de Dôme volcano is the first study of a volcanic dome using such high density of gravity and magnetic data. This high resolution coverage allows us to scrutinize the internal structure of this system in great detail and in a manner rarely obtained in the study of volcanic edifices.

The geophysical data and models (see also the companion paper on the electrical resistivity study by *Portal et al.*, in prep.) depict two main characteristics of this volcanic area. Firstly, from a geological point of view, the Puy de Dôme structure, and to a lesser extent that of the surrounding volcanic constructions is very complex and heterogeneous. Secondly, the physical parameters (density and magnetization) on which this study is based are obviously not always correlated. This lack of equivalence is even more flagrant between the resistivity and the other parameters (*Portal et al.*, in prep.). This means, for example, that a dense body will not automatically be magnetized and/or resistant. This geophysical complexity generates serious difficulties when trying to establish a geological interpretation of the models. On the other hand, the contrasted signals between the three methods used here may provide precious information to discriminate the different formations.

The Puy de Dôme appears to be a very complex and heterogeneous volcanic construction, probably resulting from the interaction with pre-existing edifices and to a multiphase growth accompanied by a strong hydrothermal activity. The dome is composed of a massive central core surrounded by volcanic breccia. The summit part of the volcanic dome is constituted by a carapace of solid rocks. The flanks of the edifice are composed of debris and pyroclastites. To the north, beneath the Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule volcanic complex, an intrusion of a viscous trachytic magma has been inferred by the geophysical models. Its ambiguous magnetic signature might reflect the signature of more mafic bodies, superimposed onto that of the trachyte intrusion. The proximity of this large intrusion to the Puy de Dôme suggests that it may continue beneath the latter and could possibly be the feeder system for the lava dome. To the South of the Puy de Dôme, the Puy des Grosmanaux - Kilian complex, is a separate system where a shallow trachyte intrusion is also detected by the gravity survey.

This study may serve as a reference for the detailed study of volcanic edifices. We show that using a dense coverage of different geophysical methods it is possible to resolve subtle features of various sizes by taking advantage of the fact that the physical parameters (here density and magnetization, but also electrical resistivity, see *Portal et al.*, in prep.) are often not correlated. Thus, the use of different methods increases our capacity to understand complex volcanic structures.

Acknowledgements

The LiDAR data used in this study have been provided through a collective project driven by the Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique (CRAIG), which has been financially supported by the Conseil Général du Puy-de-Dôme, the Fonds Européen de développement Régional (FEDER) and the Blaise Pascal University of Clermont-Ferrand (UBP). We thank the students and the permanent staff of the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), the TOMUVOL collaboration and the Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC) for participation and logistics during field surveys. We thank Pierre Boivin, Didier Miallier and Benjamin van Wyk de Vries for fruitful discussions. We acknowledge Georges Boudon and Stefanie Hautmann for their helpful comments to improve this manuscript. Datasets are available at LMV. In addition, gravimetric data will be available at International Gravimetric Bureau. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution no. 181.

Appendix A. Supplementary geological data

A.1. Bac de Montmeyre core drilling

The geological map of the studied area (*Figure A.1*) shows the presence of lava flows emplaced toward the east and the west of the volcanic edifices. The Bac de Montmeyre core drilling, performed to the west of the Puy de Dôme volcano, indicates the presence of three lava flows that reach a total thickness of 90 m (*Berthelay et al., 1976*).

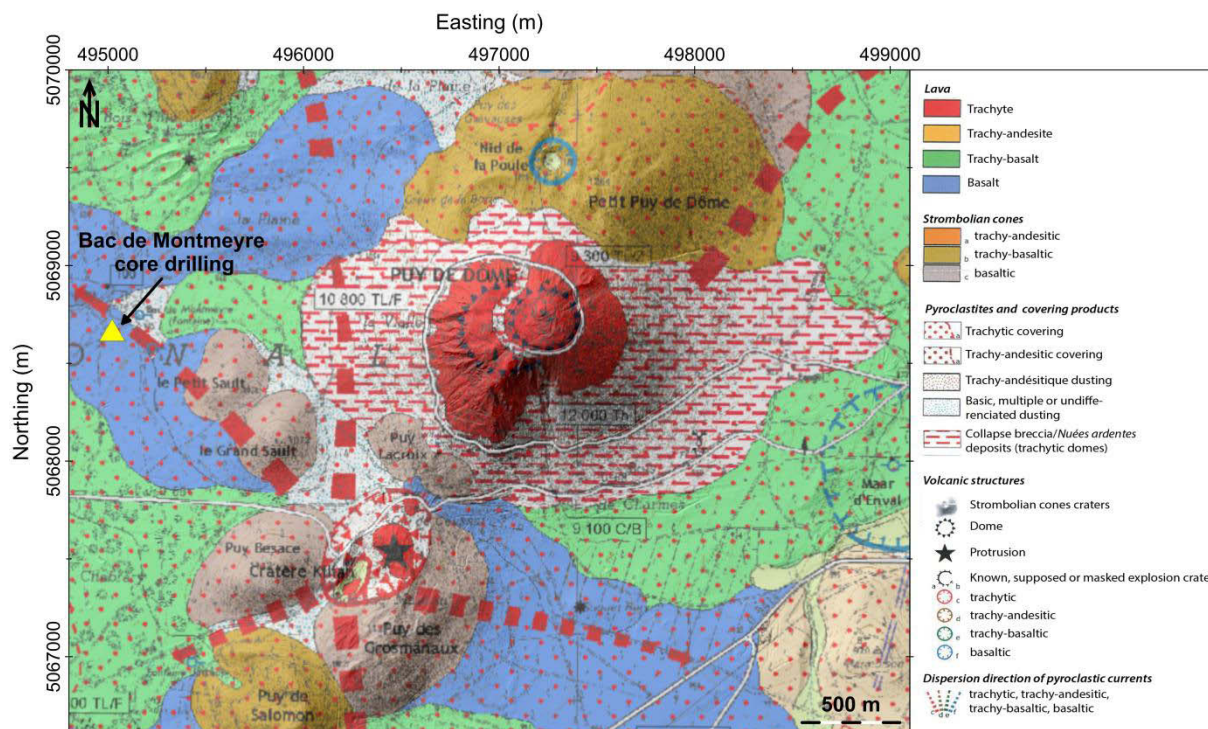


Figure A.1 - Volcanological map of the study area (Boivin et al., 2009). The Bac de Montmeyre core drilling is represented by a yellow triangle. Coordinates WGS84 – UTM31N.

A.2. Structure of the granitic basement

The topography of the granitic basement of the Chaîne des Puys is not known, except at a few locations where soundings have been made (in general for hydrogeology). In order to have a reliable elevation of the basement in our models, we have interpolated its elevation in the study area using elevation values taken at the edge of the Chaîne des Puys and from core drilling (*Figure A.2a*). Then, the basement beneath the Chaîne des Puys has been mapped using a TIN (Triangulated Irregular Network) interpolation method. The resulting map is shown on *Figure A.2b*.

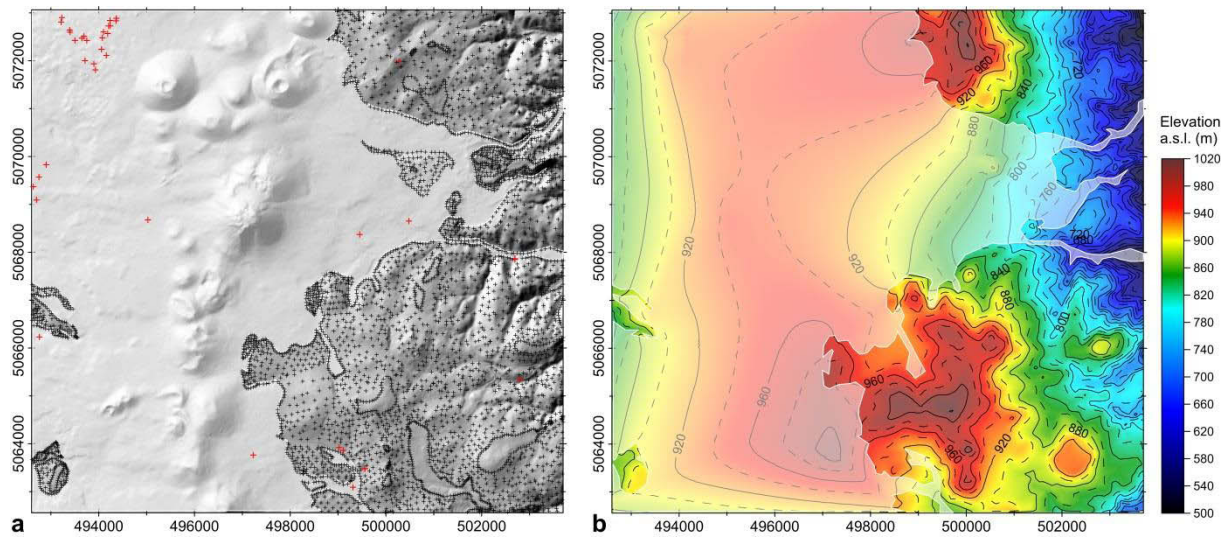


Figure A.2 - The map of the granitic basement elevation (b) has been computed through a TIN interpolation method using two types of data (a): digitized points outside of the Chaîne des Puys volcanic products (black crosses) and elevation of the basement in core drilling (red crosses). The white masks delineate the area covered by volcanic products. Coordinates WGS84 – UTM31N.

Appendix B. Gravity data processing

B.1. Data reduction

Gravity reduction aims to compute the difference between the theoretical Earth's gravity field and the observed one. Three main corrections are needed to compute the Bouguer anomaly (*Telford et al.*, 1976; *LaFehr*, 1991a, 1991b; *Chapin*, 1996) :

- the free-air correction takes into account the height effect on the observed gravity data and is only dependant on the station height above the reference ellipsoid;
- the Bouguer or plateau correction takes into account the mass effect of the geological formations present between the station and the ellipsoid. This correction is strongly dependant on the density correction ρ_{corr} that represents the mean density of the plateau. The optimal density correction was determined by the Nettleton method (*Nettleton*, 1939). This approach aims to minimize the correlation between the Bouguer anomaly and the elevation. Bouguer anomaly was calculated for different density correction values (1200 to 2800 kg/m³) and a density correction of 1800 kg/m³ was found to be the best for the Nettleton criteria (*Figure B.1*). For the plateau correction, the Bullard-B correction, taking into account the Earth's curvature, was used (*LaFehr*, 1991a).
- the terrain correction takes into account the topographic irregularities around the station. A numerical process, based on the Hammer approach (*Hammer*, 1939), is used to compute the terrain correction. With the Oasis Montaj software (Geosoft), this correction is based on two different DTMs. A coarse one (a 200 m resolution SRTM13 DTM in our case) is used for the regional topography, up to 166.7 km, and a high resolution DTM (a 0.5 m resolution LiDAR DTM) is used for the local zone terrain correction. Because of the high topography of the Puy de Dôme area, the terrain correction values range from 0.01 mGal up to 16 mGal, with a mean value of 4 mGal.

¹³ Shuttle Radar Topography Mission

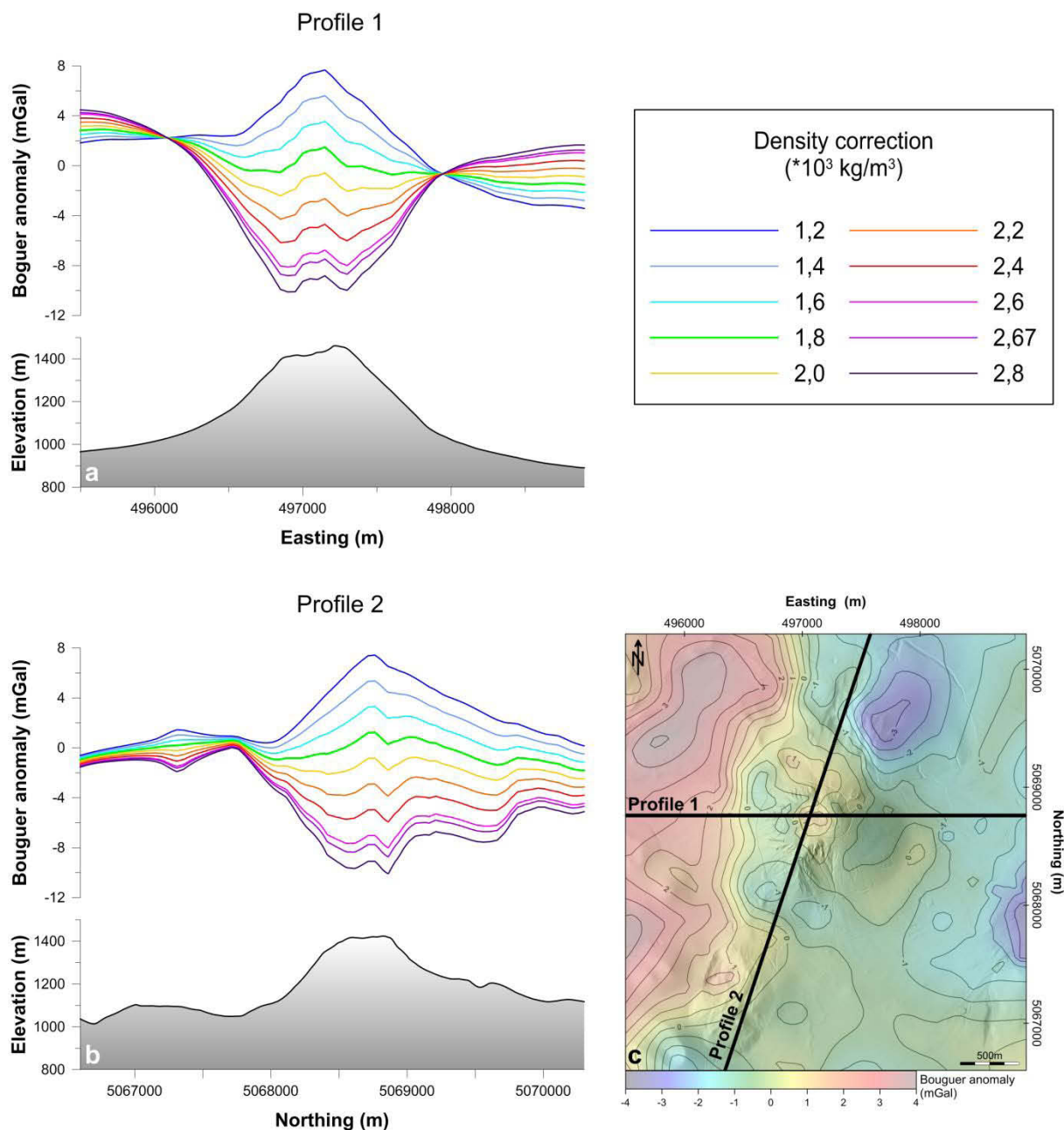


Figure B.1 - Determination of the density correction using the Nettleton method and performed along two sections, a (Profile 1) and b (Profile 2). The correlation between the topography and the Bouguer anomaly is observed for a density correction of 1800 kg/m³. The location of the profiles is shown on c. Coordinates WGS84 – UTM31N.

B.2. Residual Bouguer anomaly computation

The total Bouguer anomaly map (Figure B.2a) represents the signature of both shallow and deep geological structures. In order to study the anomaly due to local geological formations, the long wavelength signal needs to be subtracted. The regional component of the Bouguer anomaly has been modelled by means of a second order polynomial surface (Figure B.2b).

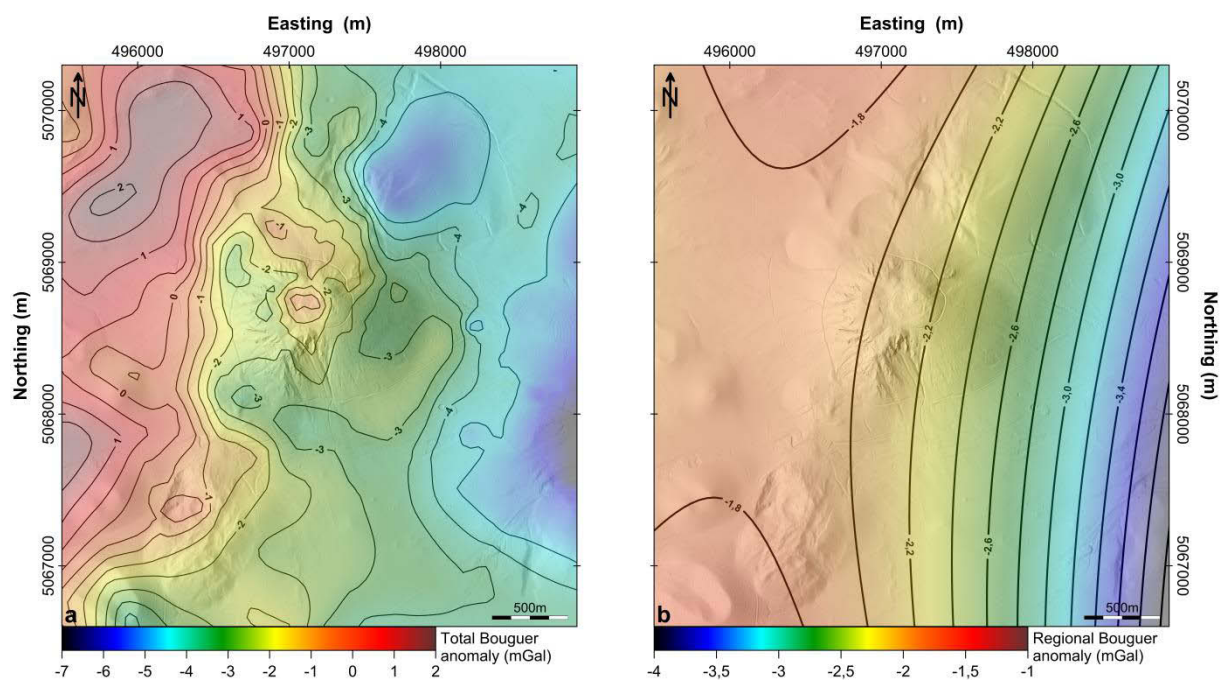


Figure B.2 - a) The total Bouguer anomaly map. b) The regional component computed by means of a second order polynomial surface from the raw gravity data. Coordinates WGS84 – UTM31N.

Appendix C. Magnetic data processing

C.1. Data filtering

The magnetic data affected by interferences from nearby man-made structures (roads, railways, buildings, etc.) have to be eliminated. The latter create short and localised high magnetic amplitude variations (*Figure C.1*). Each measurement is associated with a quality factor value, SQ. This index provides information about the measurements cycle (fixed by the operator, at 0.5 s in our case). In close proximity to a structure (e.g. a road, *Figure C.1b*), the magnetic field and the measurement cycle are disturbed (*Figure C.1a* and *Figure C.1b*). The SQ factor ranges from 9 to 0 (9 if the cycle is completed, 0 if none). A comparison between the high frequency magnetic anomalies and their corresponding SQs, with their location along the profile (*Figure C.1*) allows us to determine an SQ limit of 7 beyond which the bad magnetic data are no longer affected by artificial noise.

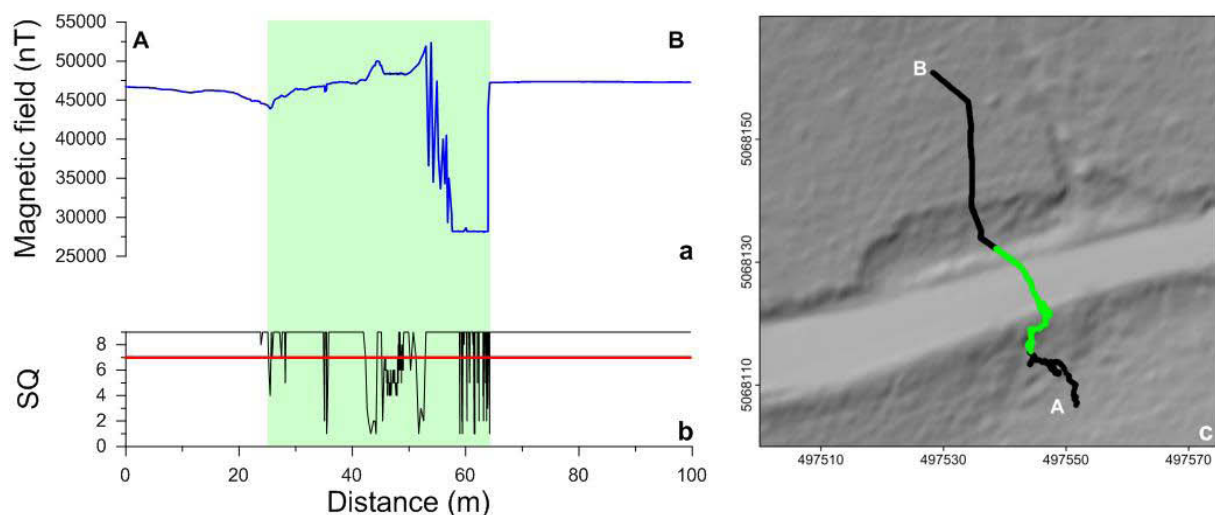


Figure C.1 - Magnetic data filtering process based on the SQ factor. Man-made structures tend to generate a high amplitude variation in the magnetic field (a). These anomalies are associated with variations in the SQ factor (b). A comparison between the noisy data (a and b) and their location (c) confirms that the SQ factor can be used as a filter parameter. Here a road is detected.

C.2. Magnetic anomaly maps

The data (cleaned for non-geologic signals; see above) have then been upwardly continued to 20 m above the ground in order to reduce the amplitude of the short wavelength anomalies created by surface and very shallow sources; *Figure C.2* is the ground magnetic anomaly map of the Puy de Dôme and its surroundings. The ground (+ 20 m) map is dominated by the signal of the very shallow geological structures. For some 2D^{1/2} modelling, the map has been upwardly continued to the same constant elevation of 1500 m, because the

ground magnetic anomaly was too complex for the purpose of the model. In addition, both the ground and the 1500 m maps have been reduced to the pole using $D=90^\circ$, $I=0$ (the values for a dipole axial magnetic field).

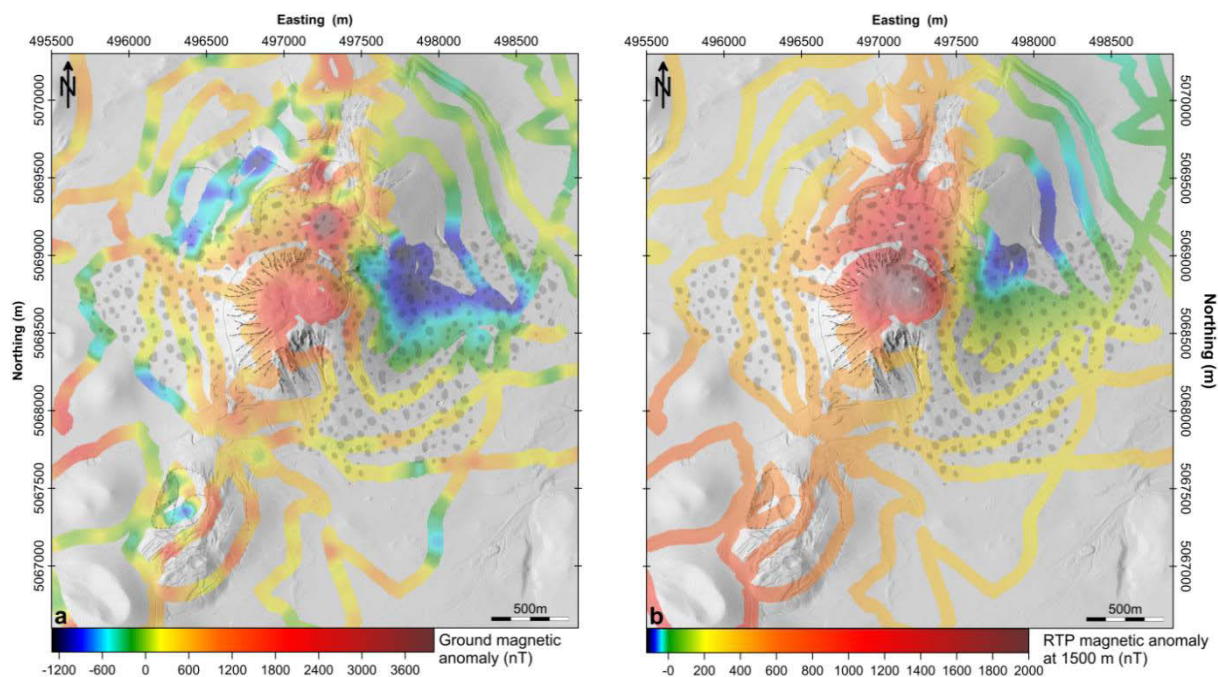


Figure C.2 - a: Magnetic anomaly upwardly continued to + 20 m above the ground. b: Magnetic anomaly map upwardly continued to the constant elevation of 1500 m and reduced to the pole. Coordinates WGS84 – UTM31N.

References

- Ambrosino, F., Anastasio, A., Bross, A., Béné, S., Boivin, P., Bonechi, L., Cârloganu, C., Ciaranfi, R., Cimmino, L., Combaret, C., D'Alessandro, R., Durand, S., Fehr, F., Français, V., Garufi, F., Gailler, L., Labazuy, P., Laktineh, I., Lénat, J.-F., Masone, V., Miallier, D., Mirabito, L., Morel, L., Mori, N., Niess, V., Noli, P., Pla-Dalmau, A., Portal, A., Rubinov, P., Saracino, G., Scarlini, E., Strolin, P., Vulpescu, B. - 2015 - *Joint measurement of the atmospheric muon flux through the Puy de Dôme volcano with plastic scintillators and Resistive Plate Chambers detectors*. J. Geophys. Res. Solid Earth. doi:10.1002/2015JB011969
- Benz, H.M., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A., Hole, J.A. - 1996 - *Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska*. J. Geophys. Res. 101, 8111. doi:10.1029/95JB03046
- Berthelay, J.-C., Sabourdy, G., Tempier, P. - 1976 - *Sondage du Bac de Montmeyre 1975 - Puy de Dôme - Chaîne des Puys*. Rev. des Sci. Nat. d'Auvergne 42, 5 22.
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J.M., García, A., Araña, V. - 2003 - *Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands)*. Earth Planet. Sci. Lett. 206, 601 616. doi:10.1016/S0012-821X(02)01129-9
- Bluth, G.J.S., Rose, W.I. - 2004 - *Observations of eruptive activity at Santiaguito volcano, Guatemala*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 136, 297 302. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.06.001
- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Camus, G., de Goër de Herve, A., Gourgaud, A., Labazuy, P., Langlois, E., de Larouzière, F.-D., Livet, M., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.-M., Vernet, G., Vincent, P.M. - 2009 - *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. Parc Nat. Régional la Chaîne des Puys (Ed.), Cart. Fasc. 5e édition 200pp.
- Boudon, G., Balcone-Boissard, H., Villemant, B., Morgan, D.J. - 2015 - *What factors control superficial lava dome explosivity?*. Sci. Rep. 5, 14551. doi:10.1038/srep14551
- 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*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 288, 105 122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007
- 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. - 2015 - *Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: The Yenkahe dome-Yasur volcano system (Siwi caldera, Vanuatu)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.08.021
- Brothelande, E., Merle, O. - 2015 - *Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach*. Earth Planet. Sci. Lett. 412, 143 151. doi:10.1016/j.epsl.2014.12.011
- Calder, E.S., Luckett, R., Sparks, R.S.J., Voight, B. - 2002 - *Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 173 190.
- Camacho, A.G., Fernández, J., Gottsmann, J. - 2011 - *The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife Island, Spain*. Comput. Geosci. 37, 621 633. doi:10.1016/j.cageo.2010.12.003
- Camus, G. - 1975 - *La Chaîne des Puys - Étude structurale et volcanologique*. Université de Clermont.

- Cârloganu, C., Niess, V., Béné, S., Busato, E., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Miallier, D., Vulpescu, B., Boivin, P., Combaret, C., Labazuy, P., Laktineh, I., Lénat, J.-F., Mirabito, L., Portal, A. - 2013 - *Towards a muon radiography of the Puy de Dôme*. Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst. 2, 55–60. doi:10.5194/gi-2-55-2013
- Chapin, D.A. - 1996 - *The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial*. Lead. Edge 15, 361–363. doi:10.1190/1.1437341
- Coutant, O., Bernard, M.L., Beauducel, F., Nicollin, F., Bouin, M.P., Roussel, S. - 2012 - *Joint inversion of P -wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system*. Geophys. J. Int. 191, 723–742. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05644.x
- Fink, J.H., Anderson, S.W. - 2000 - *Lava domes and coulees*, in: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Éd.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press Inc., p. 304–319.
- Fink, J.H., Griffiths, R.W. - 1998 - *Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models*. J. Geophys. Res. 103, 527. doi:10.1029/97JB02838
- Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Chambodut, A., Chernova, T.A., Chulliat, A., Golovkov, V.P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F.J., Lühr, H., Macmillan, S., Manga, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rother, M., Sabaka, T.J., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébault, E., Thomson, A.W.P., Wardinski, I., Wei, Z., Zvereva, T.I. - 2010 - *International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation*. Geophys. J. Int. 183, 1216–1230. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B. - 2008 - *Viscosity of magmatic liquids: A model*. Earth Planet. Sci. Lett. 271, 123–134. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.038
- Gudmundsson, A. - 2011 - *Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation*. Tectonophysics 500, 50–64. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.015
- Hammer, S. - 1939 - *Terrain corrections for gravimeter stations*. Geophysics 4, 184–194. doi:10.1190/1.1440495
- Harris, A.J., Rose, W.I., Flynn, L.P. - 2003 - *Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922–2000*. Bull. Volcanol. 65, 77–89. doi:10.1007/s00445-002-0243-0
- Hautmann, S., Camacho, A.G., Gottsmann, J., Odbert, H.M., Syers, R.T. - 2013 - *The shallow structure beneath Montserrat (West Indies) from new Bouguer gravity data*. Geophys. Res. Lett. 40, 5113–5118.
- Hautmann, S., Gottsmann, J., Camacho, A.G., Fournier, N., Sacks, I.S., Sparks, R.S.J. - 2010 - *Mass variations in response to magmatic stress changes at Soufrière Hills Volcano, Montserrat (WI): Insights from 4-D gravity data*. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 83–89.
- Jordan, S., Le Penne, J.-L., Gurioli, L., Roche, O. - 2015 - *Insights into the sub-plinian eruption of a basaltic monogenetic volcano using different analytical methods*. EGU Gen. Assem.
- Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquesnoy, T., Diament, M. - 2000 - *Temporal gravity at Merapi during the 1993–1995 crisis: an insight into the dynamical behaviour of volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 289–320. doi:10.1016/S0377-0273(00)00141-4
- Labazuy, P., Van Wyk de Vries, B., Boivin, P., Miallier, D. - 2013 - *Volcanic features of the central part of the Chaîne des Puys (Massif Central, France) revealed from the morphoquantitative analysis of a high resolution LiDAR-derived digital terrain model*, in: 8th IAG Internagional Conference on Géomorphology. Paris.
- Lacroix, A. - 1904 - *La montagne Pelée et ses éruptions*. Masson et cie (Paris).

- LaFehr, T.R. - 1991a - *Standardization in gravity reduction*. *Geophysics* 56, 1170–1178. doi:10.1190/1.1443137
- LaFehr, T.R. - 1991b - *An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction*. *Geophysics* 56, 1179–1184. doi:10.1190/1.1443138
- 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 Planet. Sci. Lett.* 387, 184–197. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.031
- Lesparre, N., Gibert, D., Marteau, J., Komorowski, J.-C., Nicollin, F., Coutant, O. - 2012 - *Density muon radiography of La Soufrière of Guadeloupe volcano: comparison with geological, electrical resistivity and gravity data*. *Geophys. J. Int.* 190, 1008–1019. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05546.x
- Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J.-C., Adler, A. - 2014 - *Cross-section electrical resistance tomography of La Soufrière of Guadeloupe lava dome*. *Geophys. J. Int.* 197, 1516–1526. doi:10.1093/gji/ggu104
- Longman, I.M. - 1959 - *Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun*. *J. Geophys. Res.* 64, 2351–2355. doi:10.1029/JZ064i012p02351
- Major, J.J., Dzurisin, D.D., Schilling, S.P., Poland, M.P. - 2009 - *Monitoring lava-dome growth during the 2004–2008 Mount St. Helens, Washington, eruption using oblique terrestrial photography*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 243–254. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.034
- Merle, O., Michon, L. - 2001 - *The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area*. *Bull. la Société Géologique Fr.* 172, 213–221. doi:10.2113/172.2.213
- Miallier, D., Boivin, P., Deniel, C., Gourgaud, A., Lanos, P., Sforza, M., Pilleyre, T. - 2010 - *The ultimate summit eruption of Puy de Dôme volcano (Chaîne des Puys, French Massif Central) about 10,700 years ago*. *Comptes Rendus Geosci.* 342, 847–854. doi:10.1016/j.crte.2010.09.004
- Moritz, H. - 1980 - *Geodetic reference system 1980*. *Bull. Géodésique* 54, 395–405. doi:10.1007/BF02521480
- Nakada, S., Fujii, T. - 1993 - *Preliminary report on the activity at Unzen Volcano (Japan), November 1990–November 1991: Dacite lava domes and pyroclastic flows*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 319–333. doi:10.1016/0377-0273(93)90070-8
- Nakada, S., Miyake, Y., Sato, H., Oshima, O., Fujinawa, A. - 1995 - *Endogenous growth of dacite dome at Unzen volcano (Japan), 1993–1994*. *Geology* 23, 157. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0157:EGODDA>2.3.CO;2
- Nakada, S., Shimizu, H., Ohta, K. - 1999 - *Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen Volcano*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 89, 1–22. doi:10.1016/S0377-0273(98)00118-8
- Nakatsutka, T. - 1994 - *Aeromagnetic anomalies over the area of Unzendake volcano*. *J. Geomagn. Geoelectr.* 46, 529–540.
- Nettleton, L.L. - 1939 - *Determination of density for reduction of gravimeter observations*. *Geophysics* 4, 176–183.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., Komorowski, J.-C. - 2006 - *Electrical tomography of La Soufrière of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 709–724. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.020

- Paulatto, M., Minshull, T.A., Baptie, B.J., Dean, S., Hammond, J.O.S., Henstock, T., Kenedi, C.L., Kiddle, E.J., Malin, P., Peirce, C., Ryan, G.A., Shalev, E., Sparks, R.S.J., Voight, B. - 2010 - *Upper crustal structure of an active volcano from refraction/reflection tomography, Montserrat, Lesser Antilles*. Geophys. J. Int. 180, 685–696. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04445.x
- Portal, A. - 2015 - *Etude géophysique de la structure interne d'un dôme volcanique : le Puy de Dôme (Chaîne des Puys, France)*.
- Portal, A., Fargier, Y., Labazuy, P., Lénat, J.-F. - in prep. - 3D resistivity imaging of the inner structure of a lava dome and its environment.
- Portal, A., Labazuy, P., Lénat, J.-F., Béné, S., Boivin, P., Busato, E., Cârloganu, C., Combaret, C., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Laktineh, I., Miallier, D., Mirabito, L., Niess, V., Vulpescu, B. - 2013 - *Inner structure of the Puy de Dôme volcano: cross-comparison of geophysical models (ERT, gravimetry, muon imaging)*. Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst. 2, 47–54. doi:10.5194/gi-2-47-2013
- Rose, W.I. - 1972 - *Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala*. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1413. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[1413:SVDG]2.0.CO;2
- Ryan, G.A., Loughlin, S.C., James, M.R., Jones, L.D., Calder, E.S., Christopher, T., Strutt, M.H., Wadge, G. - 2010 - *Growth of the lava dome and extrusion rates at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: 2005-2008*. Geophys. Res. Lett. 37, n/a-n/a. doi:10.1029/2009GL041477
- Shalev, E., Kenedi, C.L., Malin, P., Voight, V., Miller, V., Hidayat, D., Sparks, R.S.J., Minshull, T., Paulatto, M., Brown, L., Mattioli, G. - 2010 - *Three-dimensional seismic velocity tomography of Montserrat from the SEA-CALIPSO offshore/onshore experiment*. Geophys. Res. Lett. 37, 1–6. doi:10.1029/2010GL042498
- Somigliana, C. - 1930 - *Geofisica Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico*. Cl. di Sci. Mat. e Nat. 6, 237–243.
- Sparks, R.S.J., Young, S.R. - 2002 - *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat (1995-1999): overview of scientific results*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 45–69. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.03
- Swanson, D.A., Dzurisin, D.D., Holcomb, R.T., Iwatsubo, E.Y., Chadwick, W.W., Casadevall, T., Ewert, J.W., Heliker, C.C. - 1987 - *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*, in: Fink, J.H. (Ed.), Geological Society of America Special Papers, Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, p. 1–16. doi:10.1130/SPE212
- Tanaka, H.K.M., Yokoyama, I. - 2008 - *Muon radiography and deformation analysis of the lava dome formed by the 1944 eruption of Usu, Hokkaido —Contact between high-energy physics and volcano physics—*. Proc. Japan Acad. Ser. B 84, 107–116. doi:10.2183/pjab.84.107
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. - 1976 - *Applied Geophysics, Cambridge. ed*, Geological Magazine. Cambridge University Press, London, Cambridge.
- Tiede, C., Camacho, A.G., Gerstenecker, C., Fernández, J., Suyanto, I. - 2005 - *Modeling the density at Merapi volcano area, Indonesia, via the inverse gravimetric problem*. Geochemistry, Geophys. Geosystems 6, n/a–n/a. doi:10.1029/2005GC000986
- Vallance, J.W., Gardner, C.A., Scott, W.E., Iverson, R.M., Pierson, T.C. - 2010 - *Mount St. Helens: A 30-Year Legacy of Volcanism*. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 91, 169–170. doi:10.1029/2010EO190001
- van Wyk de Vries, B., Márquez, A., Herrera, R., Bruña, J.L.G., Llanes, P., Delcamp, A. - 2014 - *Craters of elevation revisited: forced-folds, bulging and uplift of volcanoes*. Bull. Volcanol. 76, 875. doi:10.1007/s00445-014-0875-x

- Waite, G.P., Moran, S.C. - 2009 - *VP Structure of Mount St. Helens, Washington, USA, imaged with local earthquake tomography*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 182, 113–122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.02.009
- Watts, R., Herd, R.A., Sparks, R.S.J., Young, S.R. - 2002 - *Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufriere Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 115–152. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.06
- Wegler, U., Lühr, B.-G. - 2001 - *Scattering behaviour at Merapi volcano (Java) revealed from an active seismic experiment*. Geophys. J. Int. 145, 579–592. doi:10.1046/j.1365-246x.2001.01390.x
- Wilmes, H., Wziontek, H., Falk, R., Bonvalot, S. - 2009 - *AGrav—The New International Absolute Gravity Database of BGI and BKG and its benefit for the Global Geodynamics Project (GGP)*. J. Geodyn. 48, 305–309. doi:10.1016/j.jog.2009.09.035

III. 3D electrical imaging of the inner structure of a lava dome (in prep.)

A. Portal¹, Y. Fargier², P. Labazuy¹, J.-F. Lénat¹

[1] {Clermont Université, Université Blaise Pascal, CNRS/UMR6524, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10118, F-63000 CLERMONT-FERRAND}

[2] {CEREMA – Direction Territoriale Normandie Centre, 11 rue Laplace – CS2912 – 41 029 Blois}

* Corresponding author at: Laboratoire Magmas et Volcans, Campus Universitaire des Cèzeaux, 6 Avenue Blaise Pascal, TSA 60026 – CS 60026, 63178 Aubière Cedex, France Tel.: +33633052243

E-mail address: a.portal@opgc.univ-bpclermont.fr

Key words: Lava dome; Electrical Resistivity Tomography; 2D and 3D inversion; Puy de Dôme volcano

Abstract

Observations and monitoring of the growth of recent or active lava domes (*e.g.* Santiaguito, Mount St. Helens, Soufrière Hills) improve our knowledge about dome eruption and evolution. These compound edifices result from massive lava lobes extrusions, frequent explosions and dome collapses. Consequently, the inner structure of volcanic domes is very complex and the boundaries between the different geological formations can represent areas of potential weakness, which can trigger large-scale destabilization processes leading to violent pyroclastic flows or debris avalanches. Constraining the internal structure of lava domes is thus an important issue for volcanic hazards assessment. Geophysical imaging is an appropriate technique to investigate the inner structure of volcanic edifices, but these methods are difficult to achieve on active lava domes.

This contribution focuses on an old trachytic lava dome, the Puy de Dôme volcano, located in the Chaîne des Puys volcanic field (French Massif Central). Electrical Resistivity Tomography (ERT) acquisitions have been performed over the whole of the Puy de Dôme edifice, and combined with a morpho-structural analysis of a high resolution DTM (0.5 m), in order to investigate its inner structure. First of all, the ERT datasets were integrated into two inversion processes, based on a similar algorithm, but using different discretization methods: the 2D commercial software, RES2DINV, is based on a structured discretization of the

geometrical model (rectangular cells), whereas EResI, a recently developed inversion code, uses an unstructured mesh (tetrahedrons). The comparison of 2D and 3D results highlighted that the latter: (1) integrates the 3D behavior of the imaged geological structures better, (2) is well suited for complex topography and random electrode positioning, and (3) adjusts the resolution decrease with depth through an exponential magnification of the model cells. The 3D inversion models provide information about the Puy de Dôme's inner structure. Firstly, the dome grew on a cluster of several cinder cones, some of which are still partially visible. The external structure of the dome is composed of massive units related to former lava lobes, debris and pyroclastic flows deposits. The upper part of the dome is characterized by a carapace of massive rocks. The central part is defined by fractured and poorly altered rocks at depth and highly altered formations in the upper part. The latter is due to a high level of fracturing as well as intense hydrothermal alteration.

III.1. Introduction

Volcanic lava domes are complex structures built up by highly viscous magmas and formed by both intrusion and extrusion processes. During their growth, gravitational instabilities create talus formed by rockfalls and large collapses may trigger explosive eruptions (*e.g.* Mount St Helens 1980, *Christiansen et Peterson*, 1981; Soufrière Hills, *Herd et al.*, 2005) and pyroclastic flows (*e.g.* Unzen volcano 1991, *Sato et al.*, 1992). Because their construction is often incremental or multiphase, lava domes are usually compound edifices. Even in the case of composite lava domes whose construction has been monitored, their inner structure remains difficult to establish because of the intercalation of massive lava, talus breccia and pyroclastites, and also because endogenous processes, such as magma intrusion or hydrothermal activity, cannot be observed at the surface. Nevertheless, an understanding of volcanic dome construction and evolution is an important issue for hazard assessment.

Here, we have used the Electrical Resistivity Tomography method to study the internal structure of a large Holocene lava dome, the Puy de Dôme, in the French Massif Central. The ERT technique, initially developed for environmental investigations and engineering (*e.g.* *Dahlin*, 1996; *Chambers et al.*, 2006; *Loke et al.*, 2013 and references therein), is now widely used in volcanology (*e.g.* *Finizola et al.*, 2006; *Revil et al.*, 2008; *Barde-Cabusson et al.*, 2013; *Portal et al.*, 2013). Due to the fact that a large range of resistivity values is expected in lava domes, this imaging technique is well suited to the study of their inner structure, as

shown for the La Soufrière de Guadeloupe lava dome (*Nicollin et al.*, 2006; *Brothelande et al.*, 2014; *Lesparre et al.*, 2014).

This study presents the main results from ERT surveys performed on the Puy de Dôme volcano since 2011, based on inversion modeling. Two different approaches were used to invert electrical data. First we computed 2D models using RES2DINV commercial software (*Loke et Barker*, 1996). This calculates the electrical resistivity distribution at depth along acquisition lines. However, given the spatial geometry of the Puy de Dôme datasets we were able to carry out a 3D approach, in order to better constrain the inner structure of the volcano in a single inversion process. For this, we used new software, EResI (Electrical Resistivity Imaging), developed by *Fargier* (2011). A comparison of these two inversion methods highlights the main limitations to performing 2D inversion of datasets affected by 3D structures. In addition, the geological interpretation of the 3D inversion model provides new information about the dome's inner structure, particularly its summit area. Complementary results from gravity and magnetic measurements are presented in a companion paper (*Portal et al.*, accepted).

III.2. Geological and structural settings

The Chaîne des Puys volcanic field is the most recent manifestation of the French Massif Central volcanism. It is composed of an alignment of around 80 Quaternary monogenetic volcanic edifices, scoria cones and lava domes (*Boivin et al.*, 2009). They are built on a Hercynian granitic basement that reaches an altitude of around 800-900 m. Both the tectonic structures and volcanism in the French Massif Central may result from a rifting episode associated with the formation of the Alps (*Merle et Michon*, 2001).

The Puy de Dôme volcano is the largest edifice of this chain with a base diameter of ~2 km and a total height of 400 m. Initial geological studies, based on field observations, have drawn a three-stage construction model for the Puy de Dôme growth (*Camus*, 1975; *Boivin et al.*, 2009). Firstly, a cumulo-dome, emplaced into a cluster of several scoria cones and their associated lava flows, formed the western part of the volcano (see volcanological map *Figure A.1, Appendix A*). After the partial destruction of the eastern part of this unit, a spiny-shape extrusion grew into the collapse scar, forming the second unit. Comparison with the emplacement of the Montagne Pelée (*Lacroix*, 1904) and Soufrière Hills Volcano (*Sparks et Young*, 2002) lava domes suggests that the Puy de Dôme construction lasted less than a few decades and ended with a summit phreatic/phreatomagmatic eruption (*Miallier et al.*, 2010).

Furthermore, strong fumarolic and hydrothermal activity accompanied the construction of the Puy de Dôme, as shown by the rock alteration observed on several summit outcrops.

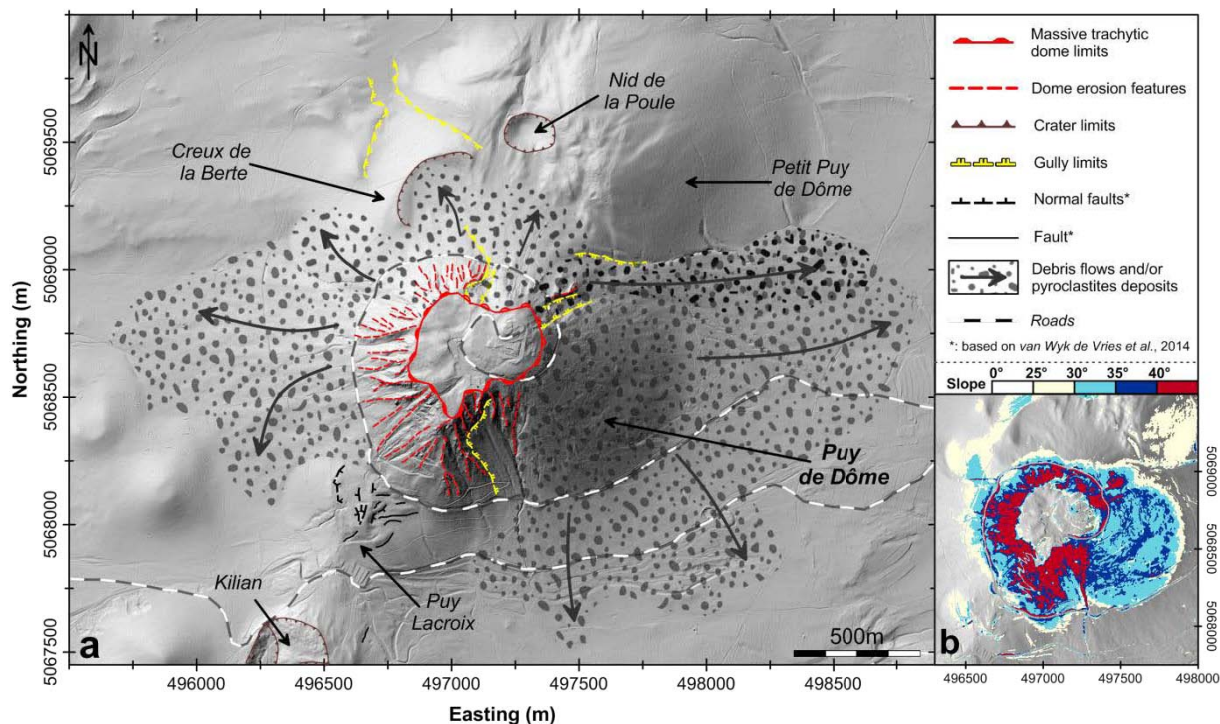


Figure 5.9 - a) Morphological analysis of the high resolution DTM of the Puy de Dôme and its surroundings. b) Slope map extracted from the LiDAR DTM. Coordinates: WGS84 – UTM31N.

The summit part of the Puy de Dôme is relatively flat. Except at the east, the flanks start with steep slopes ($>40^\circ$; Figure 5.9b), often corresponding to massive trachyte outcrops. This suggests a carapace of solid rocks. Downhill slope rapidly decreases below 20° suggesting a talus slope, although the presence of underlying scoria cones (Boivin et al., 2009; Portal et al., 2013) may also contribute to this morphology. To the west, the morphology highlights a fan of unconsolidated material (debris flow and/or pyroclastic deposits) extending over a few hundred of meters from the base of the Puy de Dôme (Figure 5.9a). To the north, the steep slopes associated with the massive rock carapace become rapidly more gentle ($<20^\circ$) and are also related to an unconsolidated deposits fan. The eastern flank has a very regular slope from the summit to the base, but still steep with values ranging from 30° up to 35° (Figure 5.9b). Such values seem too high for a repose angle of loose materials. It therefore suggests that this flank could be reinforced by underlying massive lava or welded pyroclastites carapace. Like at the west, fans of unconsolidated material seem to extend up to a few hundred meters to the east. In the southern part of the dome, the solid carapace is visible from the summit to an elevation of around 1150 m. All those morphological observations indicate that the structure of the dome is complex and would be better understood if its internal structure could be refined through geophysical models.

III.3. ERT measurements

The electrical method aims to measure the potential between a pair of electrodes while injecting an electrical current between two other electrodes. The ERT technique consists of successive acquisitions shifting the measurement quadripole along a multi-electrode profile. The greater the distance between the electrodes, the deeper the penetration of the ground investigation. Apparent resistivity values are deduced from these measurements. The data are then filtered and integrated into both 2D and 3D inversion processes in order to reconstruct the ground resistivity distribution.

III.3.a Data acquisition

Twelve ERT profiles of different lengths were performed on the Puy de Dôme volcano, between 2011 and 2014, utilizing up to 915 electrodes (*Table 5.1*). The goal was to investigate the geological structures at different scales. A unique central point was defined at the top of the volcano through which to connect all the profiles crossing the area. The data acquisition was performed using a multi-electrode ABEM system (Terrameter SAS 4000) associated with an electrode selector (ES10-64). A standard ERT setup was composed of 64 stainless steel electrodes. Clay and salty water were used to improve ground/electrode contact. The Wenner-alpha protocol was followed due to its good signal-to-noise ratio and its sensitivity to vertical resistivity contrasts (*Dahlin et Zhou, 2004*). Every measurement was acquired at least 3 times, in order to calculate a standard deviation on the data. A standard deviation value of greater than 5% (threshold fixed by the operator) led to additional measurements (up to 4 stacks).

Firstly, ERT lines were deployed over the large-scale inner structure (*Figure 5.10a*). The dome was explored using two perpendicular profiles: a NNE-SSW 35m electrode-spacing line (lr00028, 2.2 km-long) and two WNW-ESE lines (35 m-spacing lr00007 and 10 m-spacing roll-along lr00028-30, 2.4 km-long). The WNW-ESE profile was performed in two stages: the initial western part was affected by an equipment problem, leading to data with an unacceptably strong signal/noise ratio. To complete the profile, a new line was deployed from the summit to the volcano's eastern base. It was composed of 64 electrodes, with an electrode-spacing of 10 m, and acquired using two half-length roll-along. This strategy enabled the WNW-ESE line to be completed, although the depth of investigation was greater in the western part than the eastern one. Two supplementary profiles were also

performed on the southern flank (lr00033) and the eastern base (lr00032) with shorter electrode spacing (*Table 5.1*).

Name	Acquisition date	Electrode number	Electrode spacing (m)	Total length (m)	Median depth of investigation (m)
lr00028	06/2011	64	35	2205	380
lr00031-33*	06/2011	128	5	635	110
lr00034-36*	06/2011	128	5	635	110
lr00007	06/2013	32	35	1085	190
lr00017 [•]	01/2013	64	5	315	55
lr00018 [•]	01/2013	51	10	500	85
lr00019 [°]	01/2013	64	5	315	55
lr00026	04/2013	64	5	315	55
lr00027 [°]	04/2013	64	10	630	110
lr00028-30*	04/2013	128	10	1270	110
lr00032	04/2013	64	10	630	110
lr00033	04/2013	64	10	630	110

*: roll-along acquisitions ; [•] and [°]: overlapped profiles

Table 5.1 - Characteristics of the ERT profiles performed on the Puy de Dôme volcano. Shaded lines refer to ERT profiles covering the entire dome (Inversion 1) whereas white lines correspond to the summit area only (Inversion 2). The median depth of investigation has been computed from Edwards (1977) and Loke (2012).

A detailed study of the summit area was carried out with both 5 m and 10 m electrode spacing profiles intersecting at the same location as the long profiles (*Figure 5.10b*). The NW-SE lr00018 line could not be expanded beyond the 51th electrode because of the presence of man-made structures. Two 5 m electrode spacing lines, lr000031-33 and lr000034-36, were extended by roll-along processes. An additional profile, lr00026, was performed in the eastern part of the summit. Electrode location was obtained through differential GPS measurements and their corresponding elevation values were extracted from the 0.5 m resolution DTM.

III.3.a Data processing

The relevance of electrical resistivity distribution inversion models relies mainly on the data quality. Efforts were made during field measurements to lower data noise as much as possible by ensuring both good electrode/ground contacts and setting robust acquisition parameters. Several resistivity measurements were stacked to provide a standard deviation, q (also called quality factor), on the data. q is less than 1% for most of the dataset. Raw resistivity data were filtered through a quality based method (*Brothelande et al., 2014*), to eliminate data characterized by a low signal to noise ratio, usually resulting from poor electrode-ground contact: all the measurements with an electrical potential difference of less

than 1 mV and error higher than 5% were rejected. Finally, visualization of the data in pseudo-sections allowed us to eliminate the remaining spurious measurements.

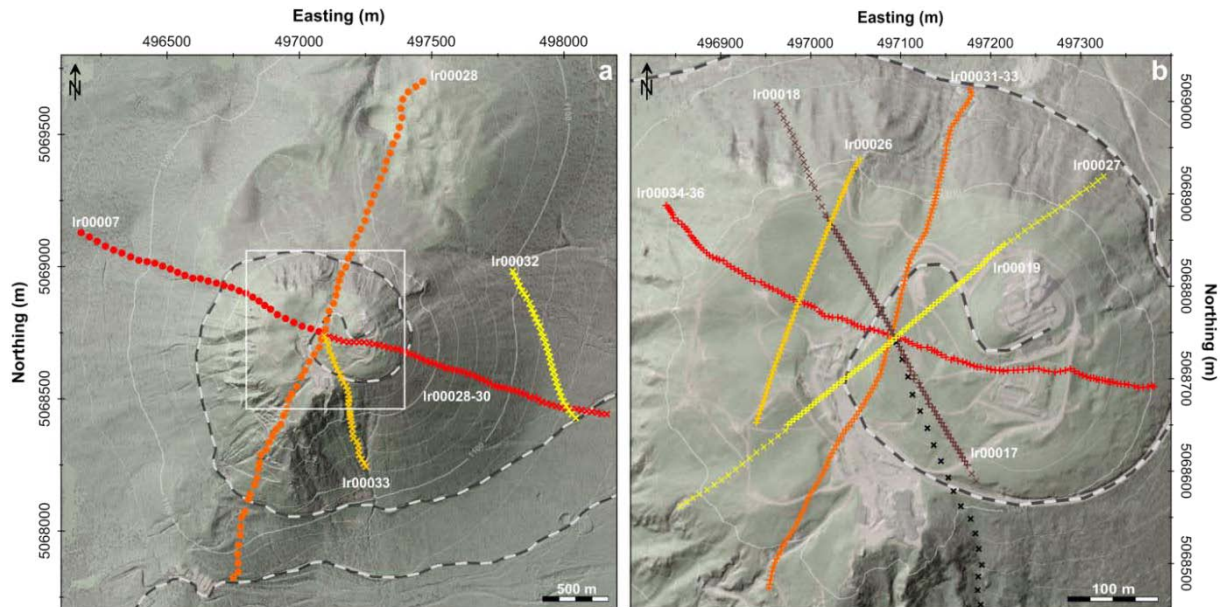


Figure 5.10 - Location of the ERT profiles on the Puy de Dôme (a) and its summit area (b). For Ir00032 and Ir00033 (a) one electrode out of two is represented. Black crosses (b) indicate the electrodes of the Ir00033 ERT profile (a). Coordinates: WGS84 – UTM31N.

III.3.b Data processing

The relevance of electrical resistivity distribution inversion models relies mainly on the data quality. Efforts were made during field measurements to lower data noise as much as possible by ensuring both good electrode/ground contacts and setting robust acquisition parameters. Several resistivity measurements were stacked to provide a standard deviation, q (also called quality factor), on the data. q is less than 1% for most of the dataset. Raw resistivity data were filtered through a quality based method (Brothelande *et al.*, 2014), to eliminate data characterized by a low signal to noise ratio, usually resulting from poor electrode-ground contact: all the measurements with an electrical potential difference of less than 1 mV and error higher than 5% were rejected. Finally, visualization of the data in pseudo-sections allowed us to eliminate the remaining spurious measurements.

III.4. Inversion methods: 2D vs 3D

III.4.a Normal equation and model quality assessment

Inversion is a process by which the parameters for a numerical model are determined from field observations. Starting from an initial model \mathbf{m}_0 , an optimization method is used to

iteratively modify the model parameters while minimizing the residue between observed and simulated data. Since the electrical method is under-determined (more parameters than data to constrain them) and non-linear, an iterative approach is used to obtain the best model:

$$\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \tau \Delta \mathbf{m} \quad (1)$$

After each iteration i , the \mathbf{m}_i model is modified through the perturbation vector $\Delta \mathbf{m}$ to define an updated model \mathbf{m}_{i+1} . τ is a step length parameter used to prevent the model from overshooting due to non-linearity (Günther *et al.*, 2006). The problem is then linearized around the optimum model in order to perform the inversion (means determine $\Delta \mathbf{m}$). Smoothing and regularization constraints are incorporated into the algorithm to stabilize the process and avoid numerical artefacts (Loke *et al.*, 2013).

The Gauss-Newton optimization method is conventionally used to solve the inverse problem of electrical data (Günther *et al.*, 2006; Fargier, 2011; Loke *et al.*, 2013). The application of this method to determine the model that minimizes the residue leads to:

$$\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \tau * \mathbf{H}_i^{-1} [\mathbf{F}_i^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d}_i - \mathbf{F} \mathbf{m}_0) + \lambda \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_i - \mathbf{m}_0)] \quad (2)$$

\mathbf{m}_0 , the initial or reference model, contains, if available, *a priori* information for the model parameters such as known geological boundaries, and values or variation range of some parameters. \mathbf{F} , the sensitivity matrix of the first derivatives with respect to the model parameters, and \mathbf{H} , the Hessian matrix defined by:

$$\mathbf{H} \approx \mathbf{F}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F} + \lambda \mathbf{C}_m^{-1} \quad (3)$$

\mathbf{C}_d is the covariance matrix on the data \mathbf{d} . \mathbf{C}_m is the covariance matrix on the model. This is a regularization (or weighting) matrix that imposes conditions on the model parameters. λ is a Lagrangian operator also called damping factor or Levenberg-Marquardt parameter. It constrains the evolution of the resistivity contrasts between neighboring cells, which means allowing sharp resistivity contrasts from one cell to another, or, conversely, favoring progressive transitions (hence the smoothing effect). This factor is straightforwardly adjusted during the inversion by a decreasing process (empirical technique) that reduces the smoothing factor after each iteration (Loke *et Barker*, 1996a). Its initial value is fixed depending on the noise of the observed datasets (Sasaki, 1992).

Once the inversion process has been completed, a quality assessment is carried out. The Root Mean Square (RMS) error estimates the distance between measured and modeled data (Loke *et Barker*, 1996a). In addition, Oldenburg & Li (1999) and Marescot *et al.* (2003) developed the DOI (Depth Of Investigation) index that represents a confidence index of the inversion model cells. This technique has two inversion models which compute using the

same dataset, but which start from two different homogeneous initial models. The DOIs thus obtained are then normalized with respect to their maximum value (*Marescot et al.*, 2003). The closer the DOI index to zero, the better the constraints on the cell during inversion. Consequently, the quality of ERT inversion models is assessed both globally (RMS) and spatially (DOI).

III.4.b 2D vs 3D approaches

This section discusses the advantages and drawbacks of the two processing approaches used for this study. The first approach was to perform 2D inversion models using RES2DINV commercial software developed by *Loke and Barker* (1996). The second approach was to compute 3D inversion models taking into account several ERT line datasets in a single inverse modelling process, EResI (*Fargier*, 2011).

1.1.2 2D approach characteristics

By definition, 2D inversion assumes no variation perpendicular to the acquisition lines. This simplification of the environment has the advantage of requiring fewer degrees of freedom compared to 3D inversion methods, and therefore it determines the resolution of the inverse problem to a higher resolution.

In RES2DINV, the medium is divided into rectangular blocks. This process, called structured discretization (*Figure 5.11a*) (*Barker*, 1992; *Loke*, 2012), is better suited to the characterization of tabular structures than an unstructured grid (*Figure 5.11b*), but it has the disadvantage of generating a larger number of cells. In RES2DINV, this number of cells can be optimized by adapting the horizontal size of the blocks to the geometry of the measurements points, and their vertical size to the depth of the points in order to take into account the decreasing resolution with depth.

1.1.3 3D inverse method features

One advantage of the 3D EResI software is that it accurately takes into account the location of the electrodes (x, y and z directions) whereas the 2D approach cannot take electrodes located out of the line of the profile into account. This is known to generate errors in 2D models (*Zhou et Dahlin*, 2003) (*Figure 5.11c and d*).

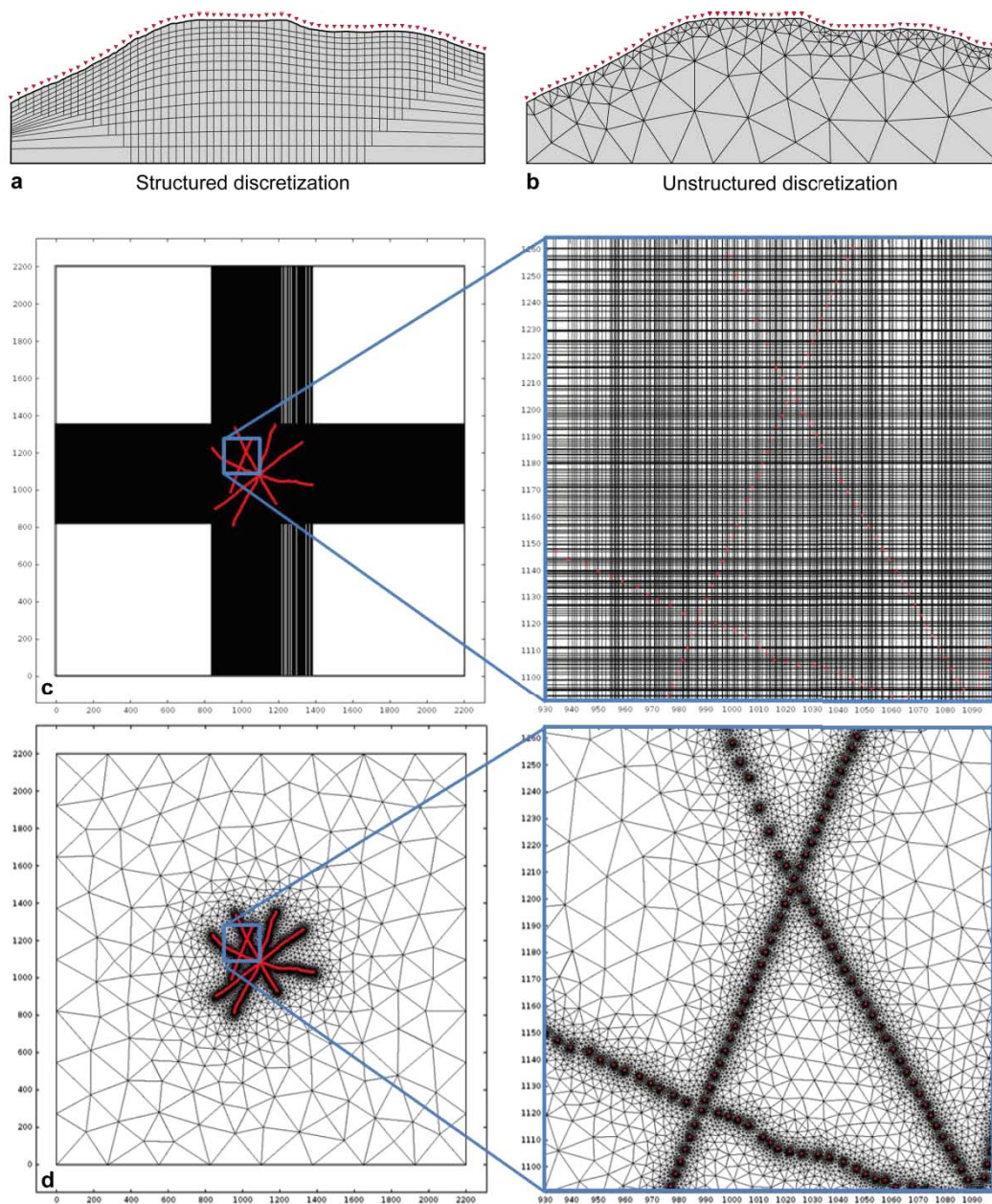


Figure 5.11 - 2D structured (a) and unstructured (b) mesh solutions for the inversion of an individual ERT line of 64 electrodes. Plan views of the 3D structured (c) and unstructured (d) surface discretization of a geometrical model containing 492 electrodes. Red points represent electrode positions and blue squares represent enlargements of the surface discretization.

The EResI software uses a non-structured discretization method. As described by *Rücker et al.* (2006), this approach has more flexibility and, importantly, a great ability to adjust the grid to local details (*Figure 5.11b*). It allows the mesh size to be optimized as a function of the potential resolution (*i.e.* cell densification close to the electrodes where the potential variation is the largest) and it is well suited to fit the topography. To accommodate the decreasing resolution away from the electrodes, a prolongation factor allows the successive tetrahedrons to be linearly increased (*Rücker et al.*, 2006). Unstructured

discretization is also an economic solution to integrate the position of arbitrary electrodes on a complex topography using fewer cells whilst ensuring a higher accuracy (see zoom on *Figure 5.11c* and *d*). Finally, tetrahedral meshes avoid errors due to both elongated cells and deformation associated with structured grids. The difference between structured and unstructured discretization may be illustrated by comparing *Figure 5.11c*, which shows a structured discretization with grid lines intersecting all the electrodes (number of cells 800,000), with *Figure 5.11d*, where an equivalent unstructured discretization necessitates only 100,000 meshes.

1.1.4 Numerical issues and solutions

2D and 3D inversion procedures do not involve similar numerical issues. 2D inversion limits the computational cost for both the forward and the inverse problems by computing each survey dataset individually. For the forward problem, the number of meshes is limited (from several hundred to a few thousand) but must be solved multiple times in the frequency domain ($2^{1/2}$ D principle). Concerning the inversion itself, the discretization cells do not represent more than several hundred parameters. Such a limited number of parameters favors very accurate inversion procedures (*e.g.* Singular Value Decomposition, *Friedel, 2003*). Consequently, numeric costs and time are limited to several hundred megabytes of RAM and several hundred minutes, respectively.

With regard to the EResI code, each study (the entire Puy de Dôme volcano and its summit part in our case) integrates more than 100,000 inversion parameters (noted M), 500 electrodes, and around 3000 quadripole measurements (noted N). These parameters strongly affect both time and memory allocation of the Hessian matrix as well as its own inversion. In order to efficiently compute this sensitivity matrix, the adjoint state method is used (*Park et Van, 1991*). The integration of each tetrahedron is solved by a Gauss-Legendre quadrature based on 8 or 27 nodes (*Yu, 1984; Keast, 1986*). To avoid heavy calculation costs associated with the resolution of the $\mathbf{F}^T\mathbf{F}$ matrix (whose size is $[N^2 M^2]$), a compact form of the normal inversion equation is employed.

In order to solve this linear system, cost effective solutions based on low RAM algorithms and on the sparsity behavior of the sensitivity and smoothness matrix are used (*Günther et al., 2006*). Consequently, with a standard workstation dedicated to scientific computing (the configuration used for this study was Intel® Xeon® E-2665, 2.4 GHz), an inversion process computing 10 iterations based on the geometrical model previously

described (500 electrodes, 3000 measurements and 100,000 inversion parameters), can be solved in 850 minutes and necessitates less than 12 Go of RAM.

III.5. Modelling results

III.5.a 2D/3D results comparison

In the 2D inversions performed using RES2DINV, a geometrical model refinement (cell width set to half the electrode spacing) increased the spatial resolution between the electrodes, and the topography was also taken into account. The 3D inversions were carried out at the scale of the entire edifice and at that of the summit area (named Inversion 1 and Inversion 2 respectively). The first one is based on the long ERT profiles (*Figure 5.10a*) comprising a total of 352 electrodes from which 2535 measurements have been derived. The final model has an RMS error of 7.8 % after 8 iterations. The detailed 3D inversion of the summit area is based on 563 electrodes (*Figure 5.10b*) for 4174 measurements. The resulting model has an RMS error of 12.7 % after 8 iterations.

For the 2D inversions, we have chosen to keep the 5th iteration, because we observed a rather fast RMS convergence. For the 3D inversions with EResI, the 8th iteration was selected because it represents a satisfactory trade-off between the RMS convergence and the model complexity. Indeed, beyond the 8th iteration the modeled structures show a complexity which is not justified by the data. More details about the RMS error analysis are presented in *Appendix B*. In the EResI algorithm, the damping factor selection and the resolution method of the perturbation vector are not well optimized compared to the 2D inversion code, resulting in a slower convergence.

Figure 5.12 and *Figure 5.13* allow a comparison between the 2D models and their corresponding sections in the 3D ones, for the entire edifice and the summit area respectively. The sections extracted from the 3D model follow the electrode positions perfectly. Two additional resistivity distribution models are available in *Appendix C* (lr00032 and lr00026 profiles).

The shallow layers (a few meters to tens of meters in depth) are equally well resolved by both the 2D and the 3D models because similar structures are observed (*e.g. Figure 5.12a-b, Figure 5.13a*). As the depth increases, these similarities decline. This is essentially because of the model discretization method: the difference between the deep cells of a structured mesh (whose width is unchanged from the surface) and those of an unstructured discretization (that

are exponentially magnified thanks to an expansion factor of 1.3 applied from one tetrahedron to another) is important. Downward oriented streaks appear on 2D inversion models (*Figure 5.12c, Figure 5.13b, c and d*). They are clearly inversion artefacts where superficial, highly resistive/conductive structures tend to be downwardly propagated. Such presumed artefacts are not observed in the 3D models. It is well known that the resolution of the models decreases with depth in any approach, but the observed differences between the 2D and 3D results may be, at least partially, attributed to the different types of model discretization.

Comparison of the 2D and 3D inversion results also highlights that man-made structures are not resolved in the same way. These structures include paths covered with reinforced concrete, buildings, metallic pipes and an electrified railroad. The 2D inversion tends to extend their influence at depth. This is especially obvious for the summit area models (*Figure 5.13*). Conversely, in the 3D models, these conductive surface features are better confined to shallow depths (*e.g. A2 on Figure 5.13a, A3, A4 and A5 on Figure 5.13b, and A6 on Figure 5.13c*). Apart from this, the same main resistivity structures are evidenced by both the 2D and 3D inversions. A notable exception is identified in the area of the Ir0007_28-30 profile (*A1, Figure 5.12c*) between about +150 and +350 m. As indicated above (see “Data acquisition” section), this profile is composed of two independent datasets with different electrode spacing, and the A1 zone is where the datasets merge. In the 2D inversion the effect of the superficial conductor is amplified compared to that of the 3D one. Because the latter is constrained by the other ERT lines (*Figure 5.10*), the effect of the local superficial conductor is counterbalanced by the observations on the nearby profiles, which explains the difference between the models.

The advantage of 3D over 2D models is thus obvious. However, in our case, our 3D models are limited owing to insufficient data coverage in some areas. In the summit area, the central zone is sufficiently covered and therefore the 3D models are well constrained by the data. Away from the summit, though, there are increasing zones between the profiles which are devoid of data. In such cases, the inversion results have a low significance and should not be considered as reliable.

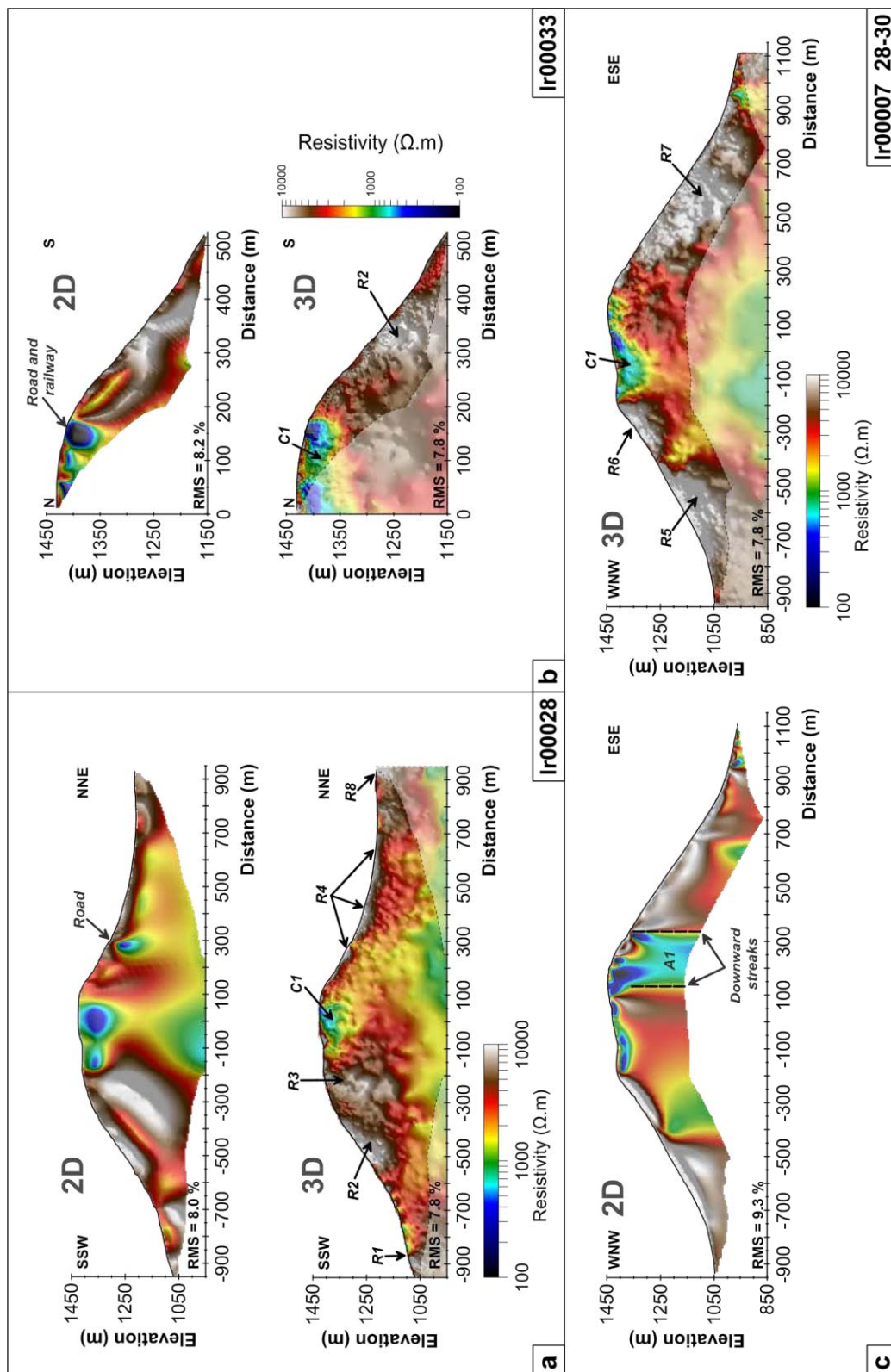


Figure 5.12- Inversion models of the entire Puy de Dôme edifice (Inversion 1). The 2D inversion results (top for a and b, left for c) are compared to their corresponding sections (bottom for a and b, right for c) in the 3D model. The name and the RMS error for each ERT profile are indicated. The dotted lines and opaque areas beneath shown on the 3D sections mark the location of the bottom of the 2D models.

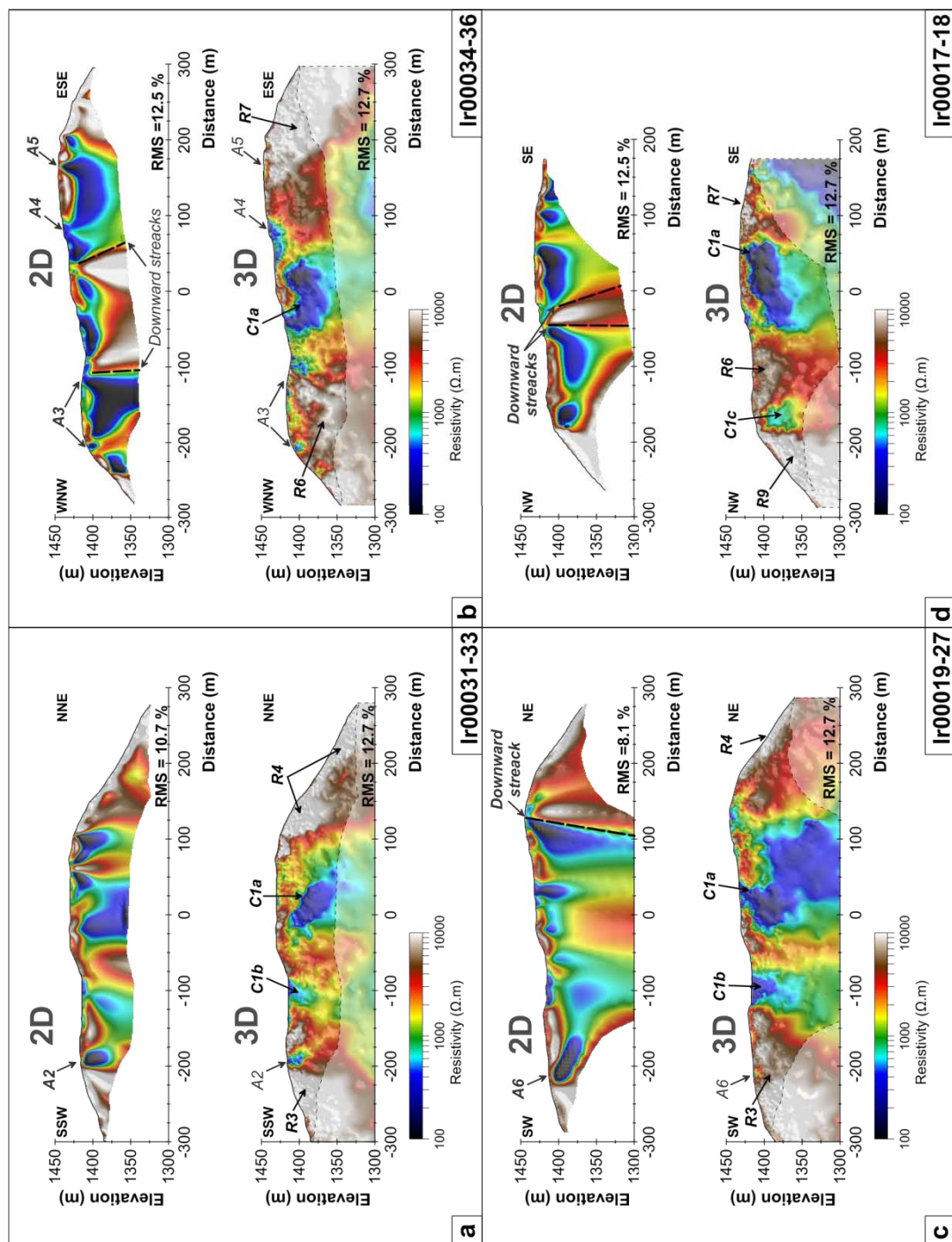


Figure 5.13- Inversion models of the summit area of the Puy de Dôme volcano (Inversion 2). RMS errors as well as profile names are indicated. The dotted lines and opaque areas beneath indicated on the 3D sections mark the location of the bottom of the 2D models.

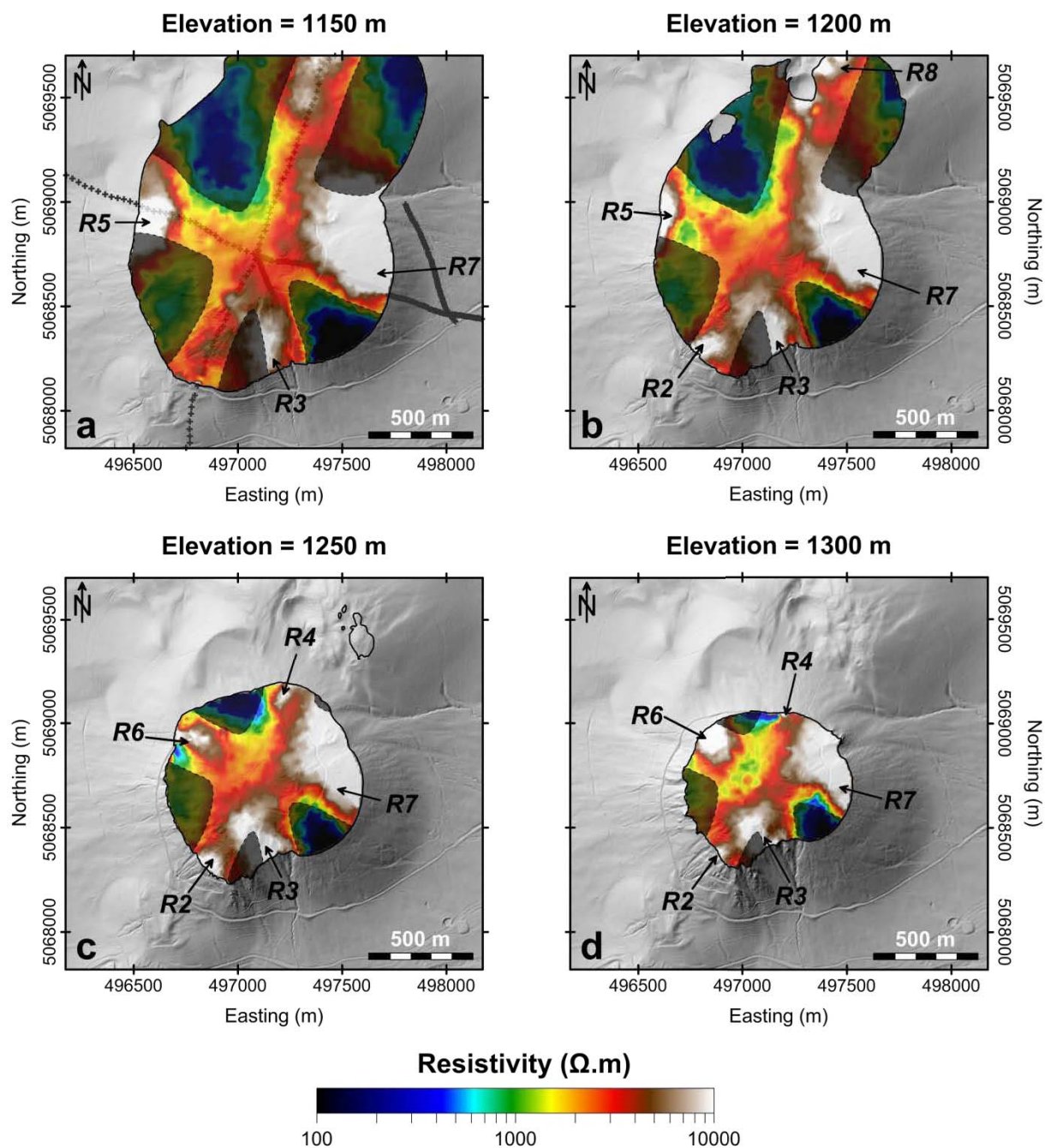


Figure 5.14 - Horizontal sections of the 3D inversion model of the Puy de Dôme (Inversion 1). The position of the electrodes used for inversion are indicated on a. Sections every 50 m, starting from 1150 m. Results from Inversion 2 have been used beyond 1300 m (Figure 5.15). Shaded masks delineate the areas poorly constrained by ERT measurements that lead to unrealistic electrical structures. Coordinates: WGS84 – UTM31N.

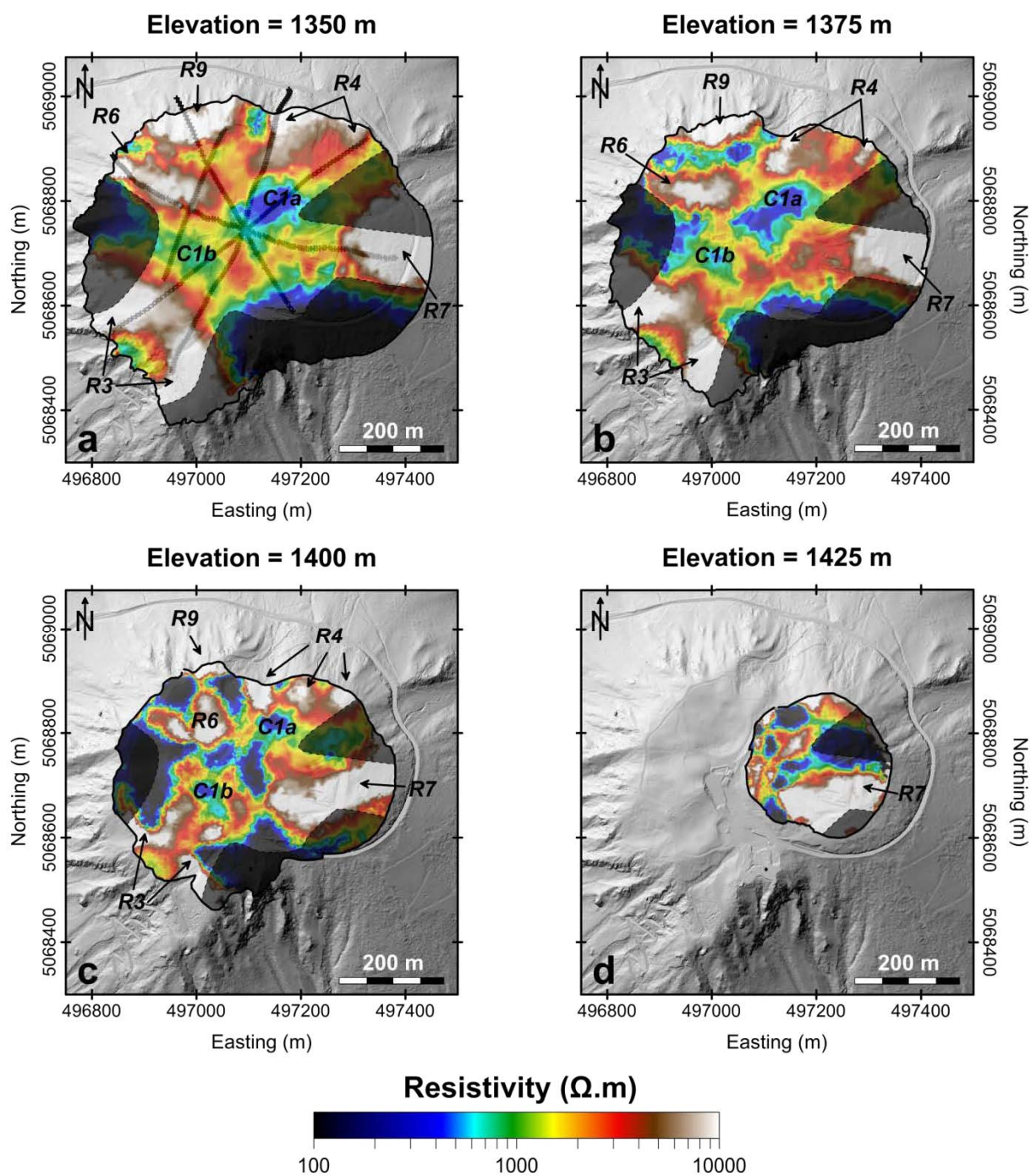


Figure 5.15 - Horizontal sections of the 3D inversion model of the summit area of the Puy de Dôme (Inversion 2). Position of the electrodes used for inversion is indicated on a. Sections every 25 m, starting from 1350 m. Shaded masks delineate the areas poorly constrained by ERT measurements that lead to unrealistic electrical structures. Coordinates: WGS84 - UTM31N.

III.5.b 3D models description

There is a wide range of resistivity variations at the scale of the Puy de Dôme, from conductive values ($\rho < 100 \Omega.m$) to resistive ones ($\rho > 10,000 \Omega.m$). The mean resistivity of the dome is about 2000-3000 $\Omega.m$. Several highly resistive structures ($\rho > 9000 \Omega.m$) are identified: *R1* and *R8* near the model edges, the thin and superficial *R2*, *R4* and *R6* anomalies, and the large and rooted *R3*, *R5*, *R7* and *R9* anomalies. At first order, only one main low-resistivity pattern, *C1* ($\rho < 1000 \Omega.m$), is observed in the upper part of the dome, beneath the summit area, in the sections on *Figure 5.12*. However, the horizontal slices (*Figure 5.15*) show discontinuities in *C1* and two sub-units can be distinguished: *C1a* with resistivity values between 100 and 300 $\Omega.m$, and *C1b* ($100 < \rho < 1000 \Omega.m$). The detailed summit tomography (*Figure 5.13* and *Figure 5.15*) allows the main resistant and conductive structures identified on the dome model to be mapped more accurately.

III.6. Interpretation

Several main features can be distinguished in the resistivity structure of the Puy de Dôme: (1) very high resistivity surface or shallow layers on the summit and flanks, (2) an overall resistive interior and base of the edifice, and (3) a low-resistivity zone in the upper part of the dome, beneath the summit area.

On the upper flanks, the high resistivity surface or shallow layers *R2*, *R4*, *R6* and *R7* coincide with steeply sloping areas (*Figure 5.9*), where massive trachyte is observed or suspected at shallow depth. Therefore, the high resistivity values can be explained by the presence of massive, water-unsaturated rocks. In this context, these resistivity structures may correspond to lava lobes emplaced during the dome's construction. Their thickness probably reaches a few tens of meters. At the summit, most of the small surface resistive patches coincide with man-made structures (roads, buildings, etc.).

Within the flanks, high resistivity zones can be identified unambiguously with underlying scoria cones (*Figure 5.9*). *R1* corresponds to the Puy Lacroix and *R8* to the Petit Puy de Dôme (*Figure 5.14*). The cinder cones are mostly composed of highly vesiculated scoriae and are water-unsaturated. They are therefore highly resistive structures. Another resistive anomaly, *R5*, located on the western flank, can plausibly be linked to the presence of a buried strombolian cone that could either be the continuation of the Creux de la Berte or another cone concealed beneath the Puy de Dôme products. Indeed, red scoriae as well as

massive bombs have been observed by *Miallier et al.* (2010) in shallow excavations located in this area. These authors proposed to name the corresponding cinder cone “Cornebœufs”. These observations suggest that the Puy de Dôme has grown on top of an area previously occupied by a swarm of cinder cones and their associated lava flows.

Above the altitude of the pre-existing strombolian cones (about 1150-1200 m, depending on the area), the dome products have globally relatively high resistivity values (from about 1500 to 10 000 $\Omega\cdot\text{m}$). This characteristic implies the presence of water-unsaturated rocks and the virtual absence of a large amount of hydrated minerals (clays, zeolites). Because these parts of the dome also have a generally low density (around 1.8 and 2.0, *Portal et al.*, accepted), we infer that they are mostly composed of talus breccias and pyroclastites emplaced during dome construction. The presence of massive lava cannot be excluded on the basis of the resistivity values, but the overall low density indicates that it cannot form the bulk of the flank interiors. In detail, however, the flanks are not homogeneous. Within the southern flank (*Figure 5.12a*) there is a large pattern (*R3*) which has very high resistivity, similar to that of the surface structures (e.g. *R2*), which is interpreted as massive lobes from the dome or part of its carapace. This strongly suggests that this zone may be predominantly built up of massive lava. Conversely, the northern flank is less resistant overall (*Figure 5.12a*). It would therefore be composed of slightly different material than the southern flank (no massive lava, possibly finer talus breccia and pyroclastites and a small amount of hydrated minerals). The eastern flank has a specific resistivity signature (*Figure 5.12b*) as well as specific morphology (*Figure 5.9*). The model shows the presence of a nearly continuous thick highly resistive layer (*R7*), from the top to the base of the flank. In morphology, the eastern flank is very different from the rest of the edifice. It looks like a nearly perfect half cone with a mean slope of about 33° (*Portal et al.*, accepted). Such a value is too high for a repose angle of loose material (for comparison, the nearby cinder cones have average slopes of less than 25°). Therefore, this flank must be reinforced by underlying massive lava or a welded pyroclastite carapace, in order to sustain the steep slope angle. The geological nature of the resistive layer is not established, but recent observations (D. Miallier and P. Boivin, personal communication) suggest that it could correspond to welded pyroclastites.

Finally, the central upper part area of the dome is very different from the flanks. The sections in *Figure 5.12* clearly show that this zone (*CI*) is the most conductive part of the dome (100-1500 $\Omega\cdot\text{m}$). On the long ERT profiles (35 m electrode spacing) the outlines of *CI* are

well highlighted. However, it is with the detailed summit ERT profiles that the complex geometry and organization of this zone can be deciphered (*Figure 5.13*). To analyse the sections in *Figure 5.13*, we have to keep in mind that the thin (a few meters to a few tens of meters depth), highly resistive or conductive layers in this zone are strongly affected by various man-made structures. The conductive zone occupies the central area of the summit, but its shape, as well as the local variations in resistivity, are complex (*Figure 5.15*). However, the conductive zone exhibits clear characteristics: (1) considering its dimensions and its bulk resistivity, it constitutes a major structure; (2) it has a maximum vertical extent of about 200 m; (3) its vertical limits are sharp, and (4) it may be composed of two sub-units, *C1a* and *C1b*. The latter point is suggested by the model along two profiles (*Figure 5.13a* and *c*) where a resistive septum separates these two sub-units. The model with the 35 m electrode spacing (*Figure 5.12a*) suggests that the two conductive sub-structures merge at depth. Therefore, *C1* could represent a single unit with resistive bodies embedded in it. The nature of this central conductive formation in the upper part of the dome is difficult to establish because it does not seem to be correlated to a specific unit in the gravity and magnetic models (*Portal et al.*, accepted) : the latter do not distinguish a pattern corresponding to *C1*. Instead, they show the presence of dense, highly magnetized rocks in the central part of the dome, from the surface to possibly the base of the edifice. Because the data coverage in both gravity and magnetic data is high in the summit area, the shallowness of the top of the dense, magnetized bodies identified in the models is reliable. The resistivity model thus seems irreconcilable with this, because one would expect dense, magnetized rocks to be resistive. A possible explanation would be to consider that the *C1* anomaly is caused by fracturing and hydrothermal alteration of the rocks in the upper part of the conduit of the dome. Indeed, evidence of fumarolic alteration is observed in many places in the summit area, and hydrothermal activity is also commonly observed in recent or active domes (*e.g. Bedrosian et al.*, 2007; *Coutant et al.*, 2012; *Brothelande et al.*, 2014). A counter-argument for this interpretation is that fracturing and hydrothermal alteration usually contribute to lower both the density and the magnetization of rocks. Therefore, in the case of the Puy de Dôme, one would have to postulate that the hydrothermal alteration is concentrated along a network of cracks and that the surrounding massive rocks are still dense and highly magnetized. Although the model is less constrained at depth, it seems that the rocks here are globally slightly less resistive than that of the flanks. Considering that this zone is the conduit of the dome, high resistivity values argue for a conduit composed mainly of massive, poorly fractured and/or altered rocks.

III.7. Discussion and conclusion

The ERT surveys of the Puy de Dôme volcano aimed at investigating the entire inner structure of the dome, in particular the summit area. This study is part of a more ambitious work combining gravity and magnetic data as well (*Portal et al.*, accepted).

ERT datasets have been processed and integrated into both 2D commercial inversion software (RES2DINV; *Loke et Barker*, 1996), and a recently developed 3D one (EResI; *Fargier*, 2011). The comparison of 2D and 3D models provides a good illustration of the advantages and disadvantages of the two programs. RES2DINV has the obvious advantage of being more rapid and requiring less computer power. However, its discretization of the medium into rectangular blocks is not suitable when the layers are not tabular. The limitations of 2D models for complex 3D geology are also obvious. Conversely, EResI copes well with the above problems. In particular, the unstructured discretization and the potential to adjust the tetrahedral cells are very efficient for taking account the electrode distribution, the complex topography and the decrease in resolution away from the electrodes. The benefit, too, of being able to integrate several ERT lines to produce 3D models is crucial in a case as complex as that of the Puy de Dôme.

The geological interpretation of the 3D resistivity distribution models allows us to build a synthetic model of the inner structure of the Puy de Dôme volcano (*Figure 5.16*) and provide clues about the dome growth and evolution. All the geophysical models (see *Portal et al.*, accepted, for gravity and magnetic results) indicate that the lava dome grew on top of several preexisting cinder cones (Puy Lacroix, Petit Puy de Dôme and Cône de Cornebœufs). A central, massive trachytic core has been identified by density and magnetization models, and this defines the conduit of the volcano. Its resistivity signature, which is more complex, suggests a progressive upwards alteration of this conduit, from deep, slightly fractured and/or poorly altered rocks, to highly fractured and hydrothermally altered rocks in the upper part. The rest of the dome is essentially composed of collapse breccia and pyroclastites, and probably contains massive units corresponding to trachytic lobes, especially in the southern flank (*Figure 5.16*). A carapace of massive rock occupies the top and upper flanks of the dome and is locally highly altered. It corresponds to massive trachytic extrusions such as lava lobes, ridges and spines. Debris and pyroclastic flows cover the lower flanks. The eastern flank is distinctive both in its morphology and its resistivity pattern. Whereas the morphology of the rest of the dome is complex, this flank looks like a nearly perfect half cone, with a mean slope

of about 33° . It is composed of a thick resistive layer that could correspond to welded pyroclastites. The fact that its upper part coincides with the highest elevation of the dome suggests that the resistive layer was emplaced during the last stages of the eruption.

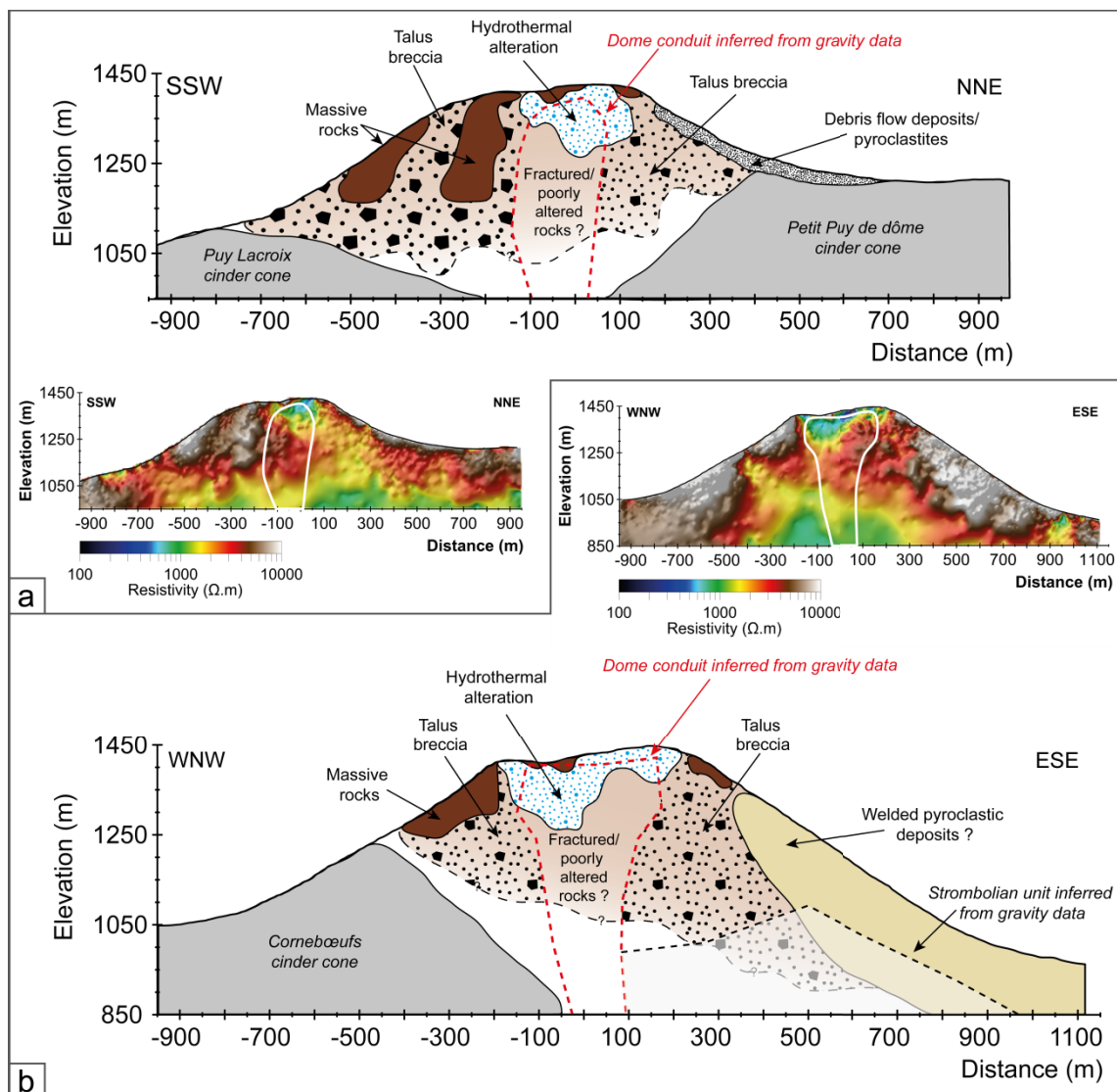


Figure 5.16 - Synthetic geological model of the Puy de Dôme's inner structure based on the 3D resistivity distribution models (a refers to the Ir00028 section, Figure 5.12a; and b follows the Ir00007_28-29 section, Figure 5.12b). Outlines of the dome conduit (white and dotted red contours on the 3D model sections and their corresponding geological interpretation respectively), as well as those of a strombolian structure identified beneath the southern flank are inferred from gravity models (Portal *et al.*, accepted).

This resistivity study of a complex volcanic edifice, as well as the associated gravity and magnetic study (Portal *et al.*, accepted) are important for evaluating the capacity of geophysical methods to explore the interior of a volcano, and to define the best strategy to implement for that purpose. For each method, and particularly for resistivity, the necessity to have good data coverage is essential to be able to derive 3D models and characterize

structures at different scales. Even with good coverage, the uncertainties of the models, especially with increasing depth, can make the geological identification of structures difficult. On the other hand, collecting data which is sensitive to different physical parameters (resistivity, density, magnetization, etc.) constitutes a powerful means of differentiating structures that would otherwise be impossible to distinguish with one parameter alone. This case study of the Puy de Dôme is therefore important at two levels: for providing information about the architecture of a complex lava dome, and for guiding the strategy for studying other volcanic edifices.

Acknowledgements

The LIDAR data used in this study have been provided through a collective project driven by the Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique (CRAIG), which has been financially supported by the Conseil Général du Puy-de-Dôme, the Fonds Européen de développement Régional (FEDER) and the Blaise Pascal University of Clermont-Ferrand (UBP). We thank the students and permanent staff of the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), the TOMUVOL collaboration and the Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC) for participation and logistics during field surveys. We thank Pierre Boivin and Didier Miallier for fruitful discussions. Datasets are available at LMV. In addition, gravimetric data will be available at International Gravimetric Bureau. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution no. 182.

Appendix A. Supplementary geological data

Figure A.1 shows the volcanological map of the Puy de Dôme volcano and its close surrounding.

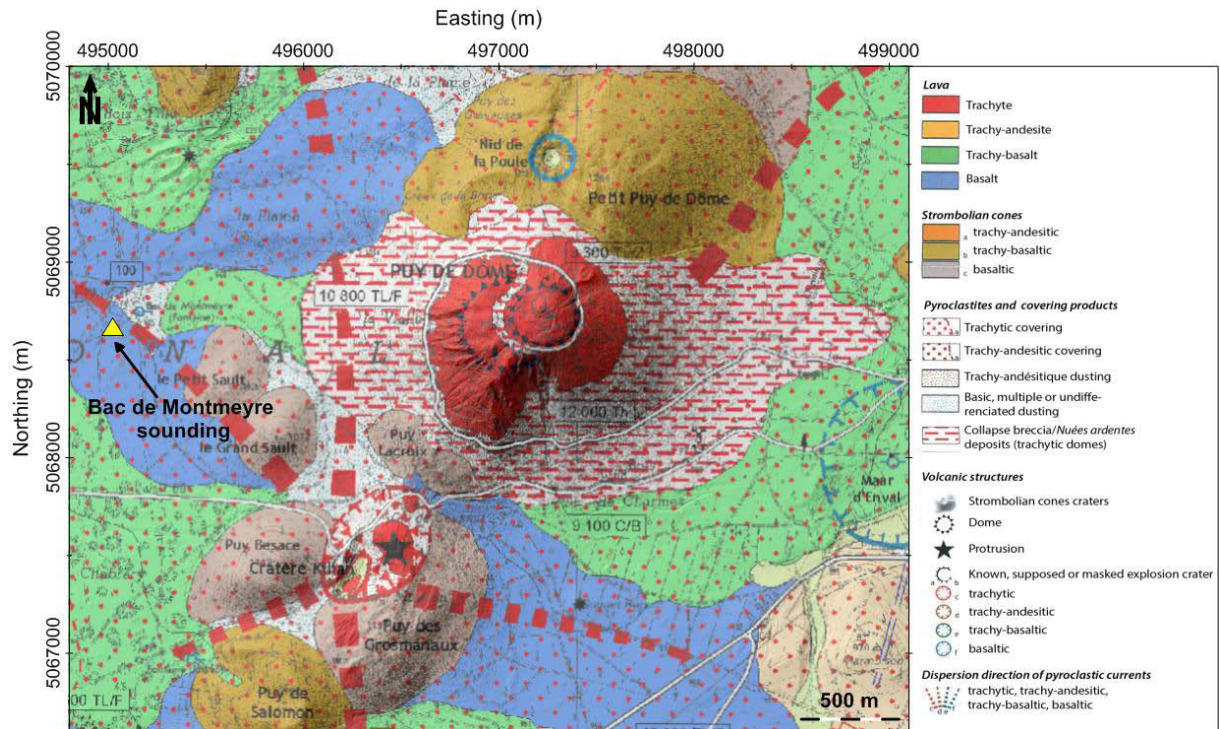


Figure A.1 - Volcanological map of the study area (Boivin et al., 2009). The Bac de Montmeyre sounding is represented by a yellow triangle. Coordinates WGS84 – UTM31N.

Appendix B. RMS error analysis

The RMS error parameter represents the difference between resistivity values computed in a model and observed ones. Care must however be exercised in considering that a good RMS error is only a result from a computation and not a guaranty that the model is the best model in geological terms. During the inversion process, the RMS error curve usually decreases rapidly and then tends to stabilize when the agreement between calculated and observed values is not significantly improved by additional iterations. In the case of the 2D inversion, *Figure B.1a* shows that the model convergence is reached around the 5th iteration, after which the RMS values do not show significant variation. For the 3D inversion process, the convergence is slower (*Figure B.1*) because some inversion parameters are not well optimized (the damping factor selection and the resolution method of the perturbation vector). However, it tends to form a plateau after the 8th iteration. Because a high number of iterations tend to produce structures showing a complexity not justified by the data, this iteration has been selected in order to compare these results with those obtain through 2D inversion.

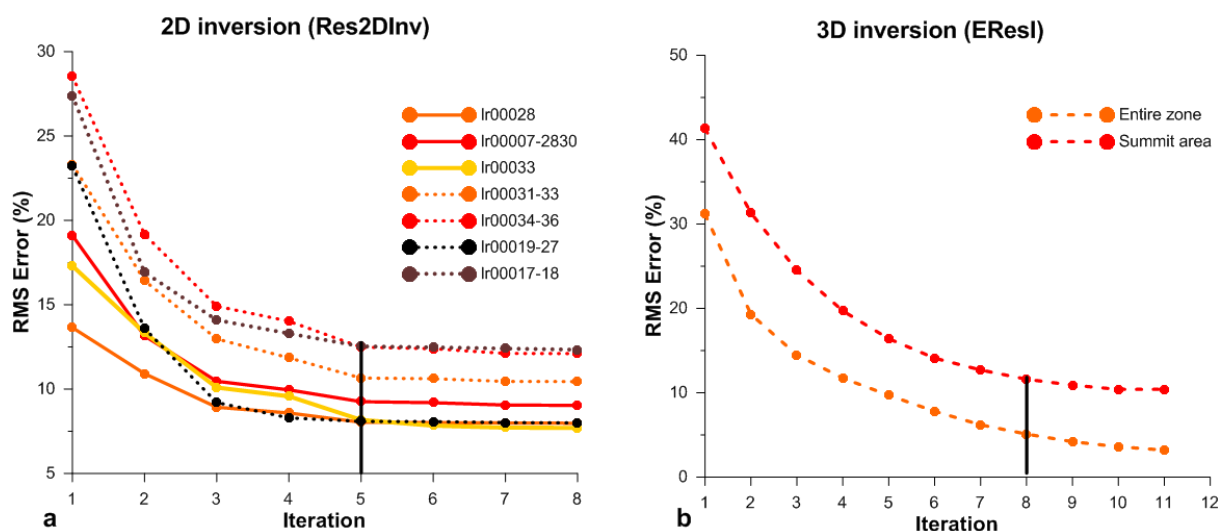


Figure B.1 - RMS error comparison between the 2D (a) and the 3D (b) inversion processes. The first iteration RMS errors for the 3D inversion are not represented because they reached very high values (252% for the entire zone and 230% for the summit area).

Appendix C. Supplementary ERT data inversion models

Two additional ERT inversion models are presented here. The Ir00032 ERT line (Figure C.1a), issued from the Inversion 1 process, images the bottom of the eastern flank (Figure 5.10a). The Ir00026 (Figure C.1b) is located in the western part of the summit area and was obtained from Inversion 2.

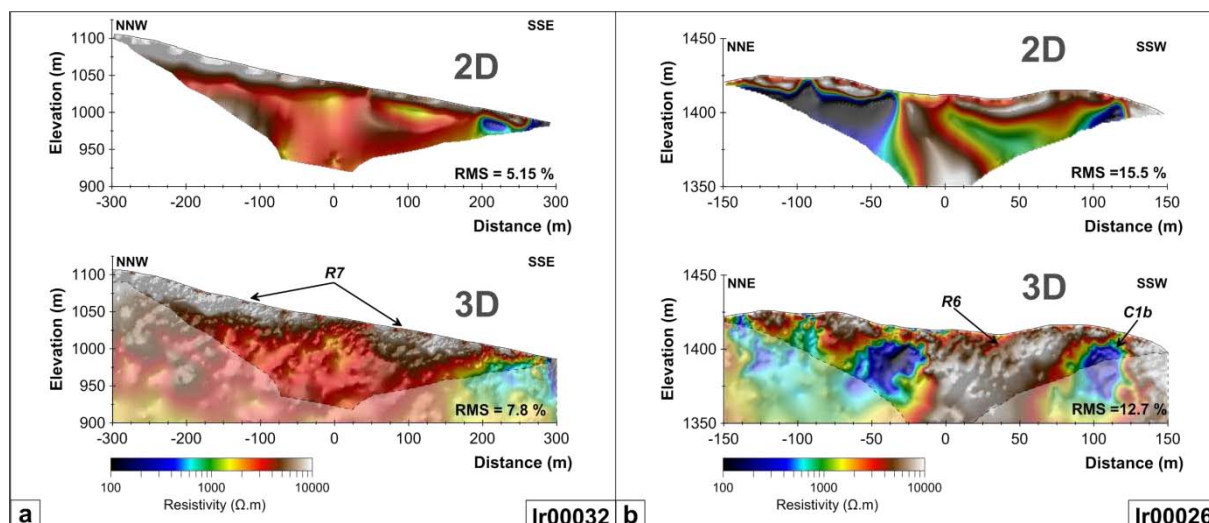


Figure C.1 - Inversion models of the Ir00032 (a, entire dome inversion) and Ir00026 (b, summit area inversion) ERT lines and the corresponding slices from the 3D models. The dotted lines and opaque shading beneath indicated on the 3D sections mark the location of the bottom of the 2D models.

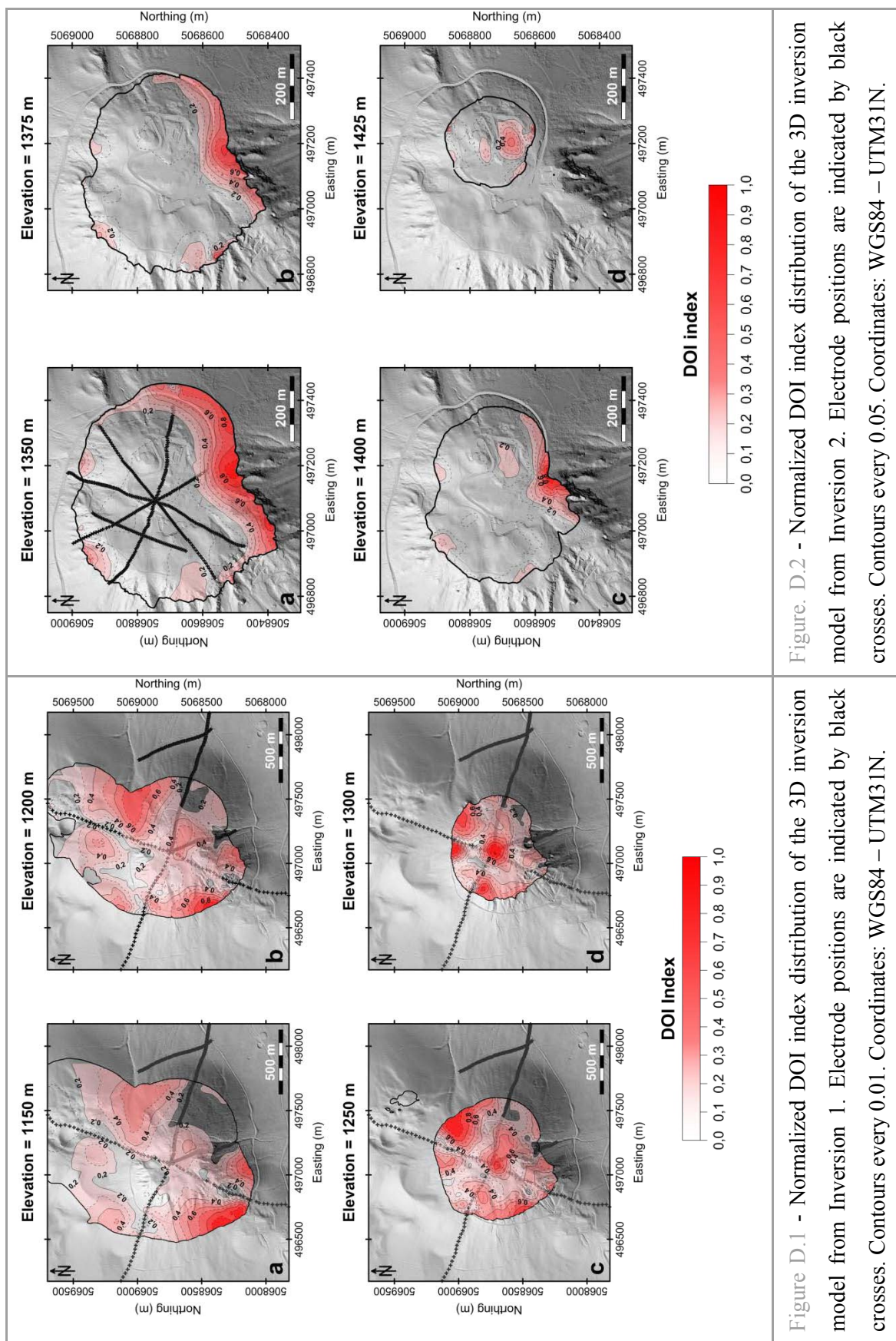
The Ir00032 model (Figure C.1a) illustrates the lower part of the R7 highly resistive anomaly identified in the eastern flank of the Puy de Dôme (Figure 5.12c). The SSE conductive structure is associated with the presence of metallic rails close to the last electrodes along the profile. The 2D Ir00026 model (Figure C.1b) shows a wide conductive anomaly toward the NNE. This pattern is clearly attenuated in the 3D inversion. This anomaly, due to man-made structures at the surface (reinforced concrete paths), is better constrained by the 3D inversion, which limits the effect of such structures to a few meters or a few tens of meters in depth.

Appendix D. DOI index for ERT inversion models

The DOI index (Depth Of Investigation), a confidence index for the cells of the inversion model, has been computed using EResI. The DOI method requires two inversion models to be computed from the same dataset, starting from two different homogeneous initial models. Because this option has been recently implemented into the EResI algorithm and is not yet fully certified, the results presented here are preliminary. *Figures D.1* and *D.2* show horizontal sections of the 3D normalized DOI index distribution. The areas with a high DOI index correspond to zones poorly or not constrained by the measurements. Conversely, the lower DOI values are close to the ERT profile locations. The distribution of the DOI index for the 3D model of the entire dome indicates an increase in the values close to the surface. Specifically, high DOI values are observed below the midpoint of the ERT profiles, where one would suppose that the measurement density successfully constrains the inversion process.

For the Inversion 1 (inversion at the scale of the entire dome), the central point corresponds to the mid-point of the Ir00028 ERT line, to the merging point of the two profiles composing the Ir00007_2830 one, and the location of the first electrodes of the Ir00033 line (see *Chapitre 1* for ERT lines location). This configuration results in poor data constraints on the model parameters, and therefore explains the presence of high DOI values in this area. In addition, because these datasets were acquired during different periods and seasons (2011 to 2014), differences in the humidity of the superficial terrains may be an additional source of noise. When comparing two inversion models together (the principle on which the DOI method is based), this noise can lead to low reproducibility, and hence to high DOIs. Finally, the locations of electrodes too close to each other have been merged to optimize the inversion, and such a process can also lead to high DOI values.

The DOI calculation of the summit ERT datasets (Inversion 2) provides good index values in the center part where all the profiles are connected (*Figure D.2*). The decrease of the resolution with depth is highlighted by a global increase of the DOI. The SW part of this summit area is particularly poorly constrained by the data measurements.



References

- Barde-Cabusson, S., Bolós, X., Pedrazzi, D., Lovera, R., Serra, G., Martí, J., Casas, A. - 2013 - *Electrical resistivity tomography revealing the internal structure of monogenetic volcanoes*. Geophys. Res. Lett. 40, 2544-2549. doi:10.1002/grl.50538
- Barker, R.D. - 1992 - *A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface*. First Break 10, 53-62.
- Bedrosian, P.A., Unsworth, M.J., Johnston, M.J.S. - 2007 - *Hydrothermal circulation at Mount St. Helens determined by self-potential measurements*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 160, 137-146. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.09.003
- Berthelay, J.-C., Sabourdy, G., Tempier, P. - 1976 - *Sondage du Bac de Montmeyre 1975 - Puy de Dôme - Chaîne des Puys*. Rev. des Sci. Nat. d'Auvergne 42, 5-22.
- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Camus, G., de Goër de Herve, A., Gourgaud, A., Labazuy, P., Langlois, E., de Larouzière, F.-D., Livet, M., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.-M., Vernet, G., Vincent, P.M. - 2009 - *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. Parc Nat. Régional la Chaîne des Puys (Ed.), Cart. Fasc. 5e édition 200pp.
- 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*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 288, 105-122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007
- Camus, G. - 1975 - *La Chaîne des Puys - Étude structurale et volcanologique*. Université de Clermont.
- 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. doi:10.1190/1.2360184
- Christiansen, R.L., Peterson, D.W. - 1981 - *Chronology of the 1980 eruptive activity*. US Geol. Surv. Prof. Pap 1250, 17-30.
- Coutant, O., Bernard, M.L., Beauducel, F., Nicollin, F., Bouin, M.P., Roussel, S. - 2012 - *Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system*. Geophys. J. Int. 191, 723-742. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05644.x
- Dahlin, T. - 1996 - *2D resistivity surveying for environmental and engineering applications*. First Break 14, 9. doi:10.3997/1365-2397.1996014
- Dahlin, T., Zhou, B. - 2004 - *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays*. Geophys. Prospect. 52, 379-398. doi:10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Edwards, L.S. - 1977 - *A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization*. Geophysics 42, 1020-1036. doi:10.1190/1.1440762

- Fargier, Y. - 2011 - *Développement de l'Imagerie de Résistivité Électrique pour la reconnaissance et la surveillance des Ouvrages Hydrauliques en Terre*. Ecole Centrale de Nantes.
- Finizola, A., Revil, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., Mocochain, L., Sortino, F. - 2006 - *Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO₂ soil degassing investigations*. *Geophys. Res. Lett.* 33, L17304. doi:10.1029/2006GL026842
- Friedel, S. - 2003 - *Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach*. *Geophys. J. Int.* 153, 305–316. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01890.x
- Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K. - 2006 - *Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion*. *Geophys. J. Int.* 166, 506–517. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x
- Herd, R.A., Edmonds, M., Bass, V.A. - 2005 - *Catastrophic lava dome failure at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–13 July 2003*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 148, 234–252. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.05.003
- Keast, P. - 1986 - *Moderate-degree tetrahedral quadrature formulas*. *Comput. Methods Appl. Mech. Eng.* 55, 339–348. doi:10.1016/0045-7825(86)90059-9
- Lacroix, A. - 1904 - *La montagne Pelée et ses éruptions*. Masson et cie (Paris).
- Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J.-C., Adler, A. - 2014 - *Cross-section electrical resistance tomography of La Soufriere of Guadeloupe lava dome*. *Geophys. J. Int.* 197, 1516–1526. doi:10.1093/gji/ggu104
- Loke, M.H. - 2012 - *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software, Malaysia.
- Loke, M.H., Barker, R.D. - 1996 - *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. *Geophys. Prospect.* 44, 131–152. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B. - 2013 - *Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method*. *J. Appl. Geophys.* 95, 135–156. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.02.017
- 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 Surf. Geophys.* 1, 57–67. doi:10.3997/1873-0604.2002007
- Merle, O., Michon, L. - 2001 - *The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area*. *Bull. la Société Géologique Fr.* 172, 213–221. doi:10.2113/172.2.213
- Miallier, D., Boivin, P., Deniel, C., Gourgaud, A., Lanos, P., Sforna, M., Pilleyre, T. - 2010 - *The ultimate summit eruption of Puy de Dôme volcano (Chaîne des Puys, French Massif Central) about 10,700 years ago*. *Comptes Rendus Geosci.* 342, 847–854. doi:10.1016/j.crte.2010.09.004
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., Komorowski, J.-C. - 2006 - *Electrical*

- tomography of La Soufrière of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation.* Earth Planet. Sci. Lett. 244, 709–724. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.020
- Oldenburg, D.W., Li, Y. - 1999 - *Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys.* Geophysics 64, 403–416. doi:10.1190/1.1444545
- Park, S.K., Van, G.P. - 1991 - *Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes.* Geophysics 56, 951–960. doi:10.1190/1.1443128
- Portal, A., Gailler, L.-S., Labazuy, P., Lénat, J.-F. - accepted - *Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism.* J. Volcanol. Geotherm. Res.
- Portal, A., Labazuy, P., Lénat, J.-F., Béné, S., Boivin, P., Busato, E., Cârloganu, C., Combaret, C., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Laktineh, I., Miallier, D., Mirabito, L., Niess, V., Vulpescu, B. - 2013 - *Inner structure of the Puy de Dôme volcano: cross-comparison of geophysical models (ERT, gravimetry, muon imaging).* Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst. 2, 47–54. doi:10.5194/gi-2-47-2013
- Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde-Cabusson, S., Bennati, L., Bolève, A., Byrdina, S., Carzaniga, N., Di Gangi, F., Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., Roulleau, E., Suski, B. - 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.* J. Geophys. Res. 113, B07207. doi:10.1029/2007JB005394
- Rücker, C., Günther, T., Spitzer, K. - 2006 - *Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling.* Geophys. J. Int. 166, 495–505. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x
- Sasaki, Y. - 1992 - *Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation.* Geophys. Prospect. 40, 453–463. doi:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x
- Sato, H., Fujii, T., Nakada, S. - 1992 - *Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano.* Nature 360, 664–666. doi:10.1038/360664a0
- Sparks, R.S.J., Young, S.R. - 2002 - *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat (1995-1999): overview of scientific results.* Geol. Soc. London, Mem. 21, 45–69. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.03
- Yu, J. - 1984 - *Symmetric gaussian quadrature formulae for tetrahedral regions.* Comput. Methods Appl. Mech. Eng. 43, 349–353. doi:10.1016/0045-7825(84)90072-0
- Zhou, B., Dahlin, T. - 2003 - *Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying.* Near Surf. Geophys. 1. doi:10.3997/1873-0604.2003001

Discussion et conclusion générale

La construction des dômes volcaniques est un processus éruptif complexe qui peut être précédé et accompagné de phases explosives. De plus, les phénomènes liés à la mise en place des dômes, comme les écoulements pyroclastiques ou les avalanches de débris, représentent des risques volcaniques importants et meurtriers (*e.g.* Montagne Pelée – 1902). L’observation de la croissance de volcans comme le Santiaguito ou Soufrière Hills Volcano, ainsi que la surveillance de leurs fréquentes éruptions, sont à l’origine de l’amélioration des connaissances sur les dynamismes d’extrusion des dômes (taux d’extrusion, cyclicité...). Les études récentes sur la rhéologie des magmas alimentant ces édifices ont été la base de nombreux travaux de modélisation analogique et numérique visant à déterminer leur structure interne (*section II - Chapitre 1*). Cette dernière reste cependant une des caractéristiques des dômes de lave les plus difficiles à contraindre. En effet, la construction de ces édifices volcaniques s’effectue par la croissance endogène et exogène de lobes massifs, accompagnée de nombreux effondrements. La structure interne d’un dôme résulte donc de l’agencement complexe de ces formations géologiques aux caractéristiques physiques très variées. Les frontières entre ces différentes formations constituent des zones de faiblesse qui augmentent les risques de déstabilisation. De plus, une forte activité hydrothermale accompagne généralement la croissance et l’activité des dômes volcaniques (*e.g.* Soufrière de Guadeloupe), et contribue également à accentuer la fragilité des édifices. La compréhension de la structure interne des dômes volcaniques est donc déterminante pour caractériser leur mode de construction, et contraindre les zones de faiblesse susceptibles de représenter un risque, notamment les déstabilisations gravitaires catastrophiques qui affectent communément ce type d’édifices au cours de leur activité (*e.g.* Unzen – 1792, Mont St. Helens – 1980). Pour ce faire, l’imagerie géophysique constitue une technique d’investigation appropriée, qui permet de contraindre la géométrie tridimensionnelle de la structure interne des édifices volcaniques en général, et des dômes de lave en particulier. Ces méthodes d’imagerie profonde (plusieurs centaines de mètres d’investigation), de haute résolution (informations décamétriques à pluri-décamétriques dans le cas de cette étude), sont toutefois délicates à mettre en œuvre sur les volcans actifs.

I. Interprétation des modèles géophysiques

I.1. Le Puy de Dôme

Le Puy de Dôme, volcan trachytique de la Chaîne des Puys d'environ 11 000 ans, constitue un édifice volcanique dont la morphologie actuelle, relativement complexe, définit deux unités distinctes, qui sont le reflet d'un dynamisme éruptif polyphasé. L'approche géophysique multi-méthodes utilisée dans le cadre de cette étude, a permis d'acquérir un grand nombre de jeux de données, avec une résolution spatiale rarement atteinte sur ce genre d'édifice. Combinée à une analyse morpho-structurale du dôme (*section V.2 – Chapitre 2*), les résultats géophysiques (*Figure 6.1a-c* et *Figure 6.2a-c*) ont permis de fournir un modèle géologique synthétique du Puy de Dôme (*Figure 6.1d* et *Figure 6.2d*).

Cet édifice s'est construit sur des formations géologiques préexistantes, qui ont contraint sa mise en place, et ont également été affectées par l'extrusion du dôme. Les modèles de densité et de résistivité indiquent un prolongement de plusieurs édifices stromboliens, aujourd'hui visibles à la périphérie du dôme (Puy Lacroix au sud et Petit Puy de Dôme au nord, *Figure 6.1*), sous le dôme actuel, qui les a partiellement oblitérés. Les modèles géophysiques confirment également l'existence, sous le flanc ouest, d'un autre cône strombolien, le cône de Cornebœufs (*Figure 6.2*), dont la présence avait déjà été suggérée par des indices géologiques en surface. Les modèles gravimétriques (*Figure 6.2b-c*) suggèrent également que la partie orientale du soubassement du Puy de Dôme pourrait être constituée de dépôts de nature strombolienne. Ces dernières correspondraient soit aux vestiges d'un ou plusieurs des cône(s) déjà en place, soit aux restes d'un autre édifice, non identifié jusqu'à présent. Cet ensemble volcanique strombolien, dont le nombre d'édifices et leur agencement restent difficiles à contraindre, constitue une grande partie des fondations sur lesquelles le Puy de Dôme s'est construit. Ceci permet d'expliquer l'altitude importante du dôme par comparaison aux autres volcans de la Chaîne des Puys. La mise en place du Puy de Dôme a également affecté ces cônes stromboliens préexistants, en particulier le Puy Lacroix (situé au sud du dôme) dont la surface est marquée de nombreuses déformations, prononcées à proximité du dôme, et qui tendent à s'estomper vers le sud (*Figure 2.18 - section V.1 – Chapitre 2*). Bien que l'origine de ces structures ne soit pas parfaitement identifiée, les contraintes appliquées sur le Puy Lacroix par l'injection du magma au cours de la croissance du Puy de Dôme, et de possibles intrusions latérales associées, pourraient en être la cause.

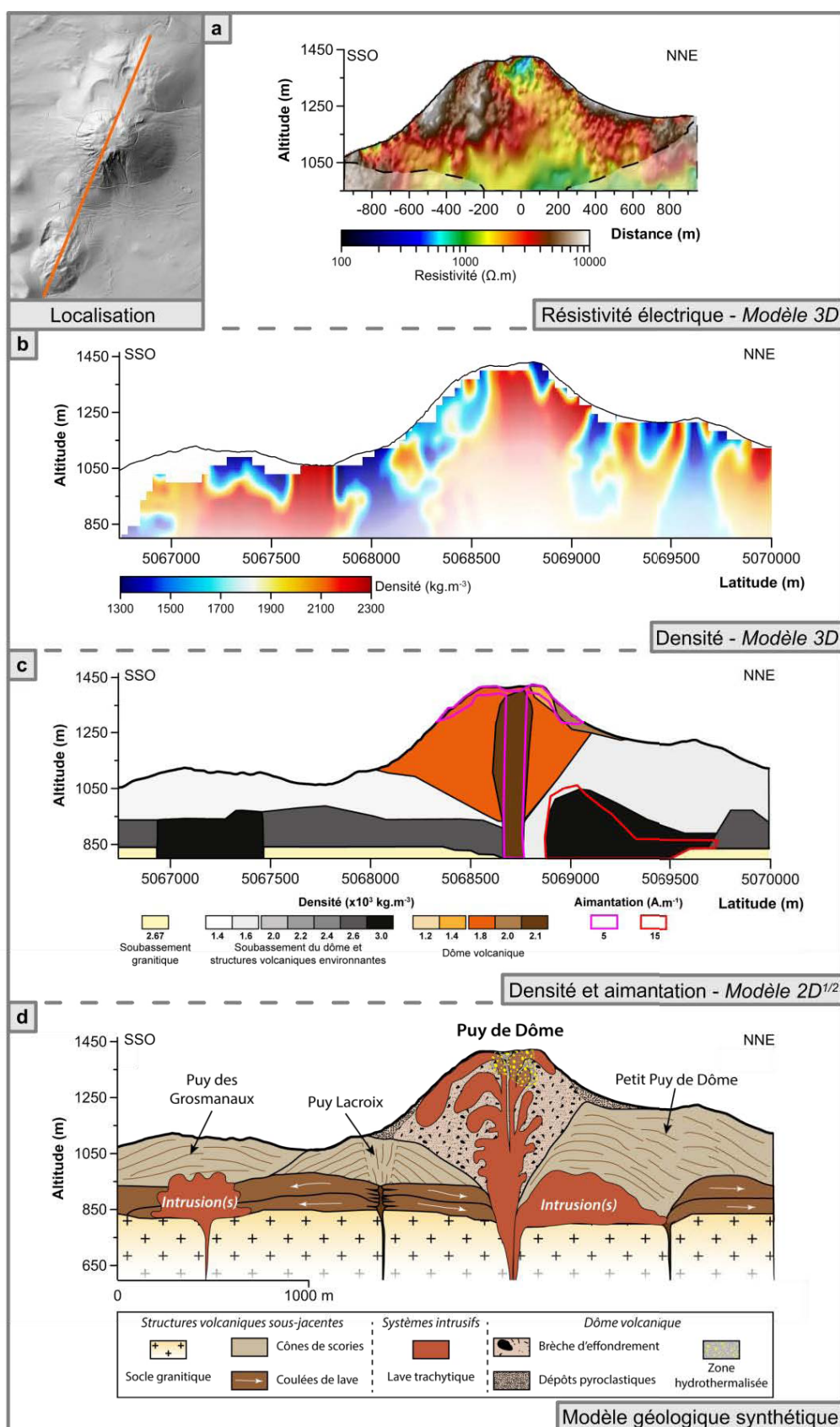


Figure 6.1 – Interprétation croisée des résultats géophysiques (a et b : coupes dans les modèles 3D des résistivités électriques et des densités respectivement ; c : modèles directs des signaux gravimétrique et magnétique) le long de l’axe SSO-NNE, aboutissant à un modèle géologique synthétique de la structure interne du dôme et des édifices volcaniques associés (d).

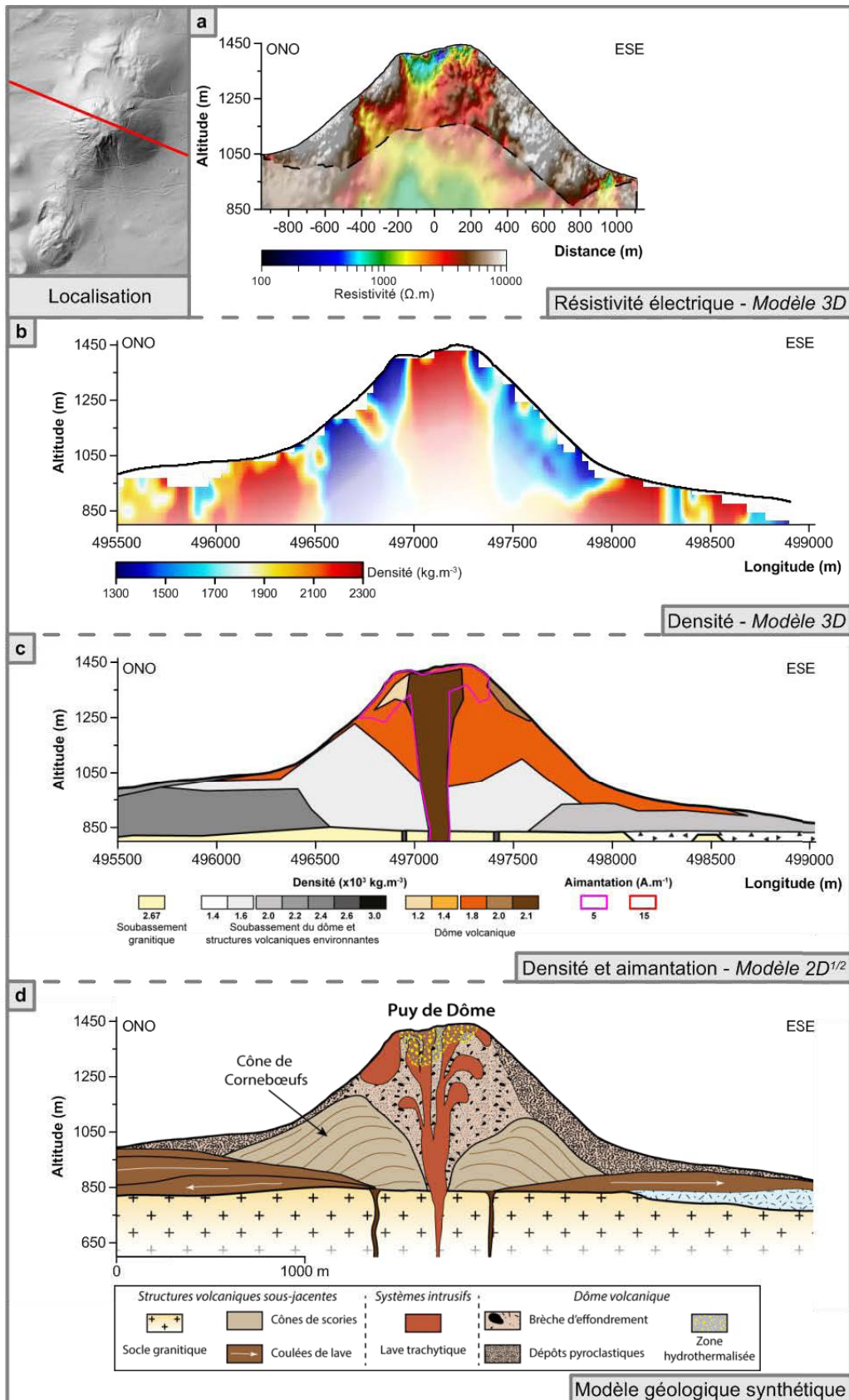


Figure 6.2 – Interprétation croisée des résultats géophysiques (a et b : coupes dans les modèles 3D des résistivités électriques et des densités respectivement ; c : modèles directs des signaux gravimétrique et magnétique) le long de l'axe ONO-ESE, aboutissant à un modèle géologique synthétique de la structure interne du dôme et des édifices volcaniques associés (d).

Le modèle gravimétrique (*Figure 6.3*) indique la présence, sous le Puy de Dôme, à environ 1100 m d'altitude (altitude des édifices stromboliens sous-jacents), d'une formation constituée de roches massives, légèrement étirée dans la direction NO-SE (*Figure 6.3a*, Portal *et al.*, accepted). Au-delà de cette altitude, cette unité devient cylindrique et centrée sur le dôme (*Figure 6.3b*). Cette structure est interprétée comme le conduit d'alimentation principal du dôme. L'allongement NO-SE observé serait localisé au niveau du point de sortie initial d'un magma remonté au travers de fractures hercyniennes du socle, ces dernières présentant des directions semblables à l'allongement identifié. La présence de cônes stromboliens au niveau de la zone éruptive peut également être à l'origine de cet allongement, l'agencement des édifices ayant contraint les premières extrusions à suivre cette orientation préférentielle. Au cours de la construction du dôme, la source d'alimentation s'est ensuite recentrée au cœur de l'édifice, les lobes de lave se mettant alors en place radialement par rapport à l'évent (mécanisme classique d'extrusion des dômes volcaniques).

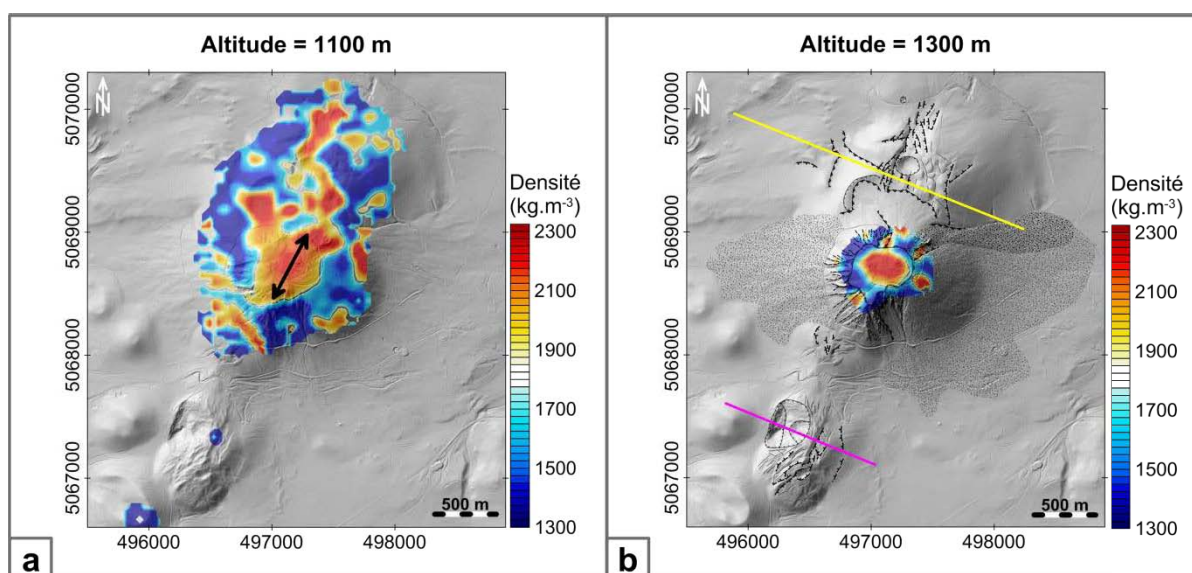


Figure 6.3 – Sections horizontales extraites du modèle 3D de distribution des densités à 1100m (a) et 1300m (b) d'altitude. Les principales caractéristiques morphologiques sont indiquées (b). La flèche (a) indique l'étirement NO-SE de l'anomalie de forte densité, étirement qui disparaît au-delà de 1100m d'altitude (b). Les tracés jaune et rose représentent la localisation des coupes des Figure 6.4 et Figure 6.6 respectivement.

Le dôme de lave est donc constitué d'un conduit de lave massive, dense et fortement magnétisée (*Figure 6.1b-c*, *Figure 6.2b-c*). Au sommet, les données magnétiques et électriques (*Figure 6.1a* et *c*, *Figure 6.2a* et *c*) suggèrent la présence d'une carapace de roche massive, d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Cette carapace s'étend le long des pentes de la partie supérieure du volcan, jusqu'à environ 1250 m d'altitude, et est constituée de lobes et

d'aiguilles de trachyte massif. L'analyse des modèles d'inversion des données électriques indique également une variation de la résistivité avec la profondeur le long du conduit éruptif central (*Figure 6.1a* et *Figure 6.2a*, Portal et al., in prep.). En dessous de 1300 m, les résultats suggèrent la présence de roche massive légèrement fracturée (résistivité élevée). La partie supérieure du conduit (entre 1300 m et 1465 m) est définie comme une zone conductrice. De nombreux indices d'activité fumerolienne sont observés à l'affleurement dans la zone sommitale. Ceci suggère donc qu'une fracturation importante ainsi qu'une forte altération hydrothermale affecteraient les roches qui constituent le sommet du conduit éruptif. Autour de ce conduit, la structure interne du Puy de Dôme est composée d'une brèche volcanique hétérogène (*Figure 6.1e* et *Figure 6.2e*). Cette brèche constitue également le talus présent dans la partie inférieure et à la base de l'édifice, et dont les dépôts s'étendent radialement jusqu'à quelques centaines de mètres de distance, au pied du volcan (voir les principales caractéristiques morphologiques indiquées sur la *Figure 6.3b*). Les données électriques suggèrent aussi la présence de parties massives de plusieurs dizaines de mètres d'extension au sein de cette brèche, particulièrement dans le flanc sud (*Figure 6.1a*). Ces parties massives pourraient correspondre à des lobes de lave emportés durant les phases d'écroulement, ou encore à des injections latérales de lave massive, depuis le conduit principal, dans les formations brêchiques qui forment l'enveloppe externe du dôme. Le flanc oriental du dôme est morphologiquement très différent du reste de l'édifice, avec des pentes régulières, d'une valeur moyenne d'environ 30°. Un tel angle de repos, trop élevé pour un simple talus de dépôts non-consolidés, suggère un renforcement du flanc, en profondeur, par des formations plus massives. Les données électriques signalent la présence d'une structure très résistive (*Figure 6.2a*), depuis la bordure orientale de la partie sommitale jusqu'à la base du volcan. La nature exacte des formations géologiques présentes le long et au sein de ce flanc oriental reste encore à déterminer ; cependant, des observations récentes ont montré qu'il pourrait s'agir de dépôts pyroclastiques fortement consolidés. Les écoulements pyroclastiques, très fréquents lors de la mise en place et l'évolution des dômes volcaniques (e.g. Soufrière Hills Volcano), parcourent généralement de grandes distances (quelques kilomètres). Dans le cas du Puy de Dôme, les indices d'écoulements montrent des distances de parcours beaucoup plus faibles (quelques centaines de mètres). Ces éléments suggèrent donc une consolidation quasi-instantanée des dépôts le long du flanc oriental, qui pourrait s'expliquer par un changement brutal des propriétés rhéologiques de ces dépôts lors de leur mise en place sur les pentes de l'édifice.

L'ensemble de ces informations fournit des indications sur le dynamisme éruptif de Puy de Dôme et son évolution au cours du temps. La première période éruptive est marquée par l'extrusion de lobes de lave successifs, prépondérante dans la partie sud en direction du Puy Lacroix, depuis un point de sortie situé au niveau des cônes stromboliens qui forment actuellement le sous-bassement de dôme. À la fin de cette période d'activité, le Puy de Dôme a la morphologie d'un dôme plat hérissé, comparable à celle observée sur les dômes de la Soufrière de Guadeloupe ou du Paluweh en Indonésie. Cette première construction, aujourd'hui visible dans la partie occidentale de l'édifice, est caractérisée par des pentes très élevées et une texture de surface marquée par de nombreuses arêtes topographiques. La deuxième période éruptive, essentiellement concentrée dans la partie orientale de l'édifice, n'est pas contrainte de façon univoque par les résultats géophysiques. Il apparaît cependant que le dynamisme extrusif initial a vraisemblablement évolué vers une activité plus explosive, caractérisée par de nombreux écoulements pyroclastiques ayant façonné le flanc oriental de l'édifice.

Les résultats de cette étude fournissent des contraintes complémentaires au modèle général de mise en place des dômes volcaniques. La zone d'alimentation magmatique se concentre le long d'un conduit éruptif centré au sein du dôme lui-même. À proximité de la zone sommitale, le magma s'extrude radialement par rapport à l'évent pour former une carapace de roches massives qui vient s'appuyer sur le talus sous-jacent, tout en contribuant à l'alimenter lors des nombreuses phases d'écroulement et de déstabilisations gravitaires. Enfin, les formations brêchiques et les dépôts d'effondrement, qui entourent le conduit central, constituent une partie conséquente du volume total des édifices, comme cela a été observé à Soufrière Hills Volcano, où 50% à 90% de la lave extrudée sont convertis en talus ou en dépôts d'écoulement pyroclastique d'après *Wadge et al., 2009*.

I.2. Complexe volcanique du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule

L'analyse du MNT haute résolution de la zone d'étude a mis en évidence, dans l'environnement proche du Puy de Dôme, l'existence de deux zones présentant des déformations volcano-tectoniques complexes, affectant les édifices volcaniques périphériques, et leur lien avec l'édification du Puy de Dôme a été examiné (*section V.2.b – Chapitre 2*). Vers le nord, le système volcanique du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule (PCN) est recoupé par un graben orienté N10°-N20°. Au sud, le complexe volcanique du Puy

des Grosmanaux – Kilian (GK) est affecté par une première série de déformations, orientées N-S à N20°, dans sa partie septentrionale, et une seconde, d'orientation générale N50°, dans la partie méridionale. Ces déformations (tout comme l'alignement des édifices volcaniques, GK – Puy de Dôme - PCN) sont conformes aux directions structurales caractéristiques connues dans la Chaîne des Puys (entre N-S et N20°), héritées de l'orogénèse hercynienne, et qui affectent le socle plutonique sous-jacent. Les données gravimétriques mettent clairement en évidence la présence d'intrusions sous chacune de ces zones de déformations (Figure 6.4a et Figure 6.6a).

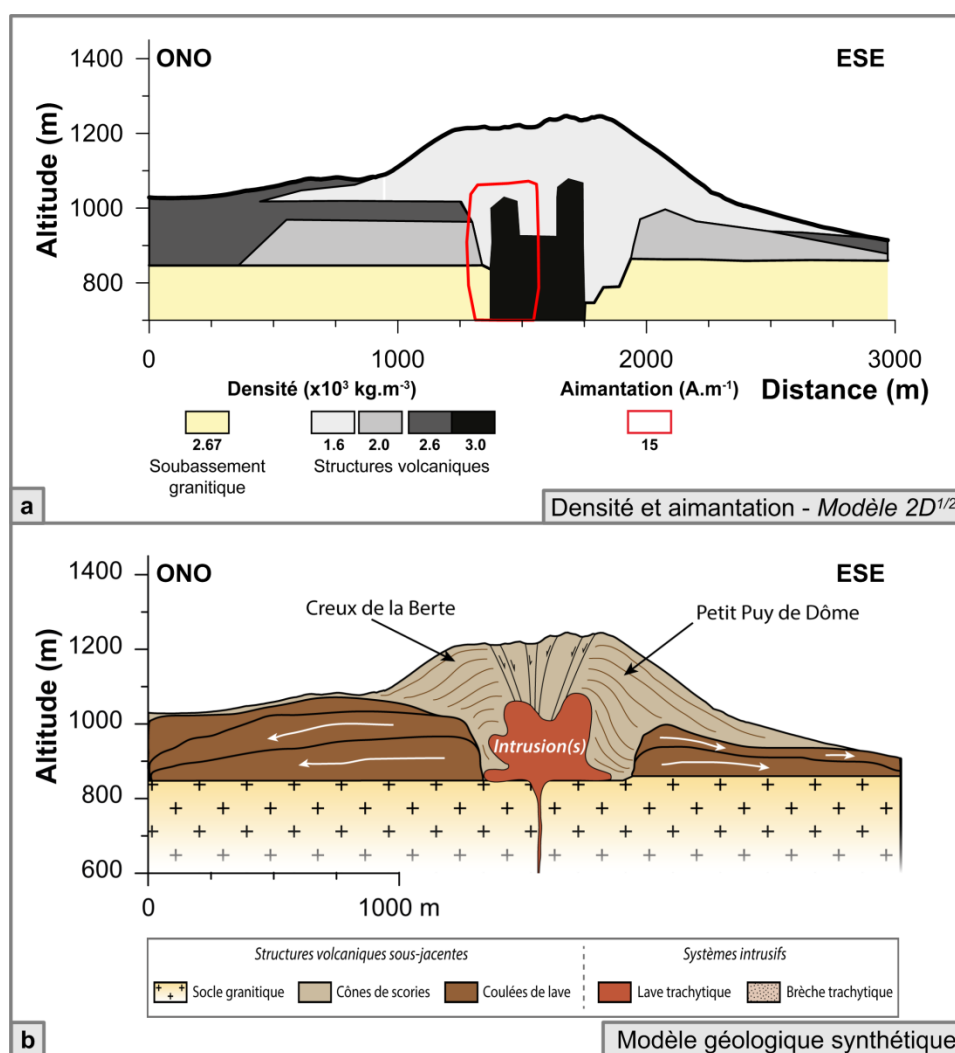


Figure 6.4 – Comparaison des modèles directs de modélisation des signaux gravimétriques et magnétiques (a) et modèle géologique synthétique (b) des formations à l'origine des déformations observées à la surface du complexe volcanique du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule. La coupe est localisée en jaune sur la Figure 6.3b.

L'intrusion sous le complexe PCN est située sous le sommet des édifices stromboliens, avec un toit à une profondeur estimée à environ 150 m seulement sous la surface (l'altitude

moyenne de la zone se situant autour de 1200 m). Les modélisations géophysiques suggèrent une géométrie très complexe (*Figure 6.4a*, Portal et al., in prep.). Les données gravimétriques indiquent une intrusion dont la largeur et l'épaisseur pourraient être associées à la mise en place d'un magma trachytique très visqueux, à l'interface entre le socle granitique et les formations volcaniques sus-jacentes, sous la forme d'un laccolithe (*Figure 6.4b*). Ce modèle est soutenu par les données stratigraphiques et téphro-chronologiques de l'éruption du Nid de la Poule (Miallier et al., 2008), postérieure à la mise en place de l'intrusion (aucune déformation n'affecte le cratère d'explosion). À l'intérieur de ces dépôts, un niveau de trachyte de quelques centimètres d'épaisseur a été identifié (Miallier et Boivin, pers. com.), interstratifié avec les matériaux trachy-basaltiques constitutifs des édifices stromboliens de la zone. L'hypothèse émise pour expliquer la présence de ce niveau est qu'il correspond à l'échantillonnage d'une formation différenciée, en profondeur, lors des phases explosives de l'éruption phréatomagmatique du Nid de la Poule. Cette formation pourrait être une intrusion trachytique. Les données magnétiques de la zone sont cependant très ambiguës. L'amplitude de l'anomalie magnétique observée (M2, *Figure 6.5*) suggère une source caractérisée par une magnétisation bien plus élevée que celles communément admises pour les formations trachytiques (M1, *Figure 6.5*). Il est donc possible que le signal magnétique soit produit à la fois par l'intrusion trachytique en profondeur, et par une formation plus superficielle de roche trachy-basaltique. Cette dernière, de par ces dimensions, ne peut pas être à l'origine des déformations de surface (largeur de l'anomalie plus faible que l'extension des structures tectoniques superficielles). Cette formation géologique fortement magnétisée pourrait correspondre à des coulées de lave perchées ou bien à un lac de cratère refroidi.

L'hypothèse d'une intrusion trachytique sous le Petit Puy de Dôme soulève une question : existe-t-il un lien entre cette structure et la mise en place du Puy de Dôme ? Dans le schéma d'évolution de ce secteur, le dôme de lave du Puy de Dôme pourrait représenter l'expression en surface d'une intrusion plus profonde qui l'alimenterait et qui se serait également propagée sous le système PCN. Une contemporanéité de ces épisodes d'injection ne doit pas être exclue. Dans cette hypothèse, l'arrivée de magma trachytique aurait simultanément alimenté l'éruption du Puy de Dôme et l'injection latérale de l'intrusion latérale au nord, dans le secteur PCN. Ces deux formations de nature trachytique (intrusives et extrusives) pourraient également être issues d'une zone d'alimentation unique dans le socle, qui se serait ouverte pour donner naissance à l'intrusion sous le Petit Puy de Dôme, et se serait réactivée lors de la mise en place du Puy de Dôme.

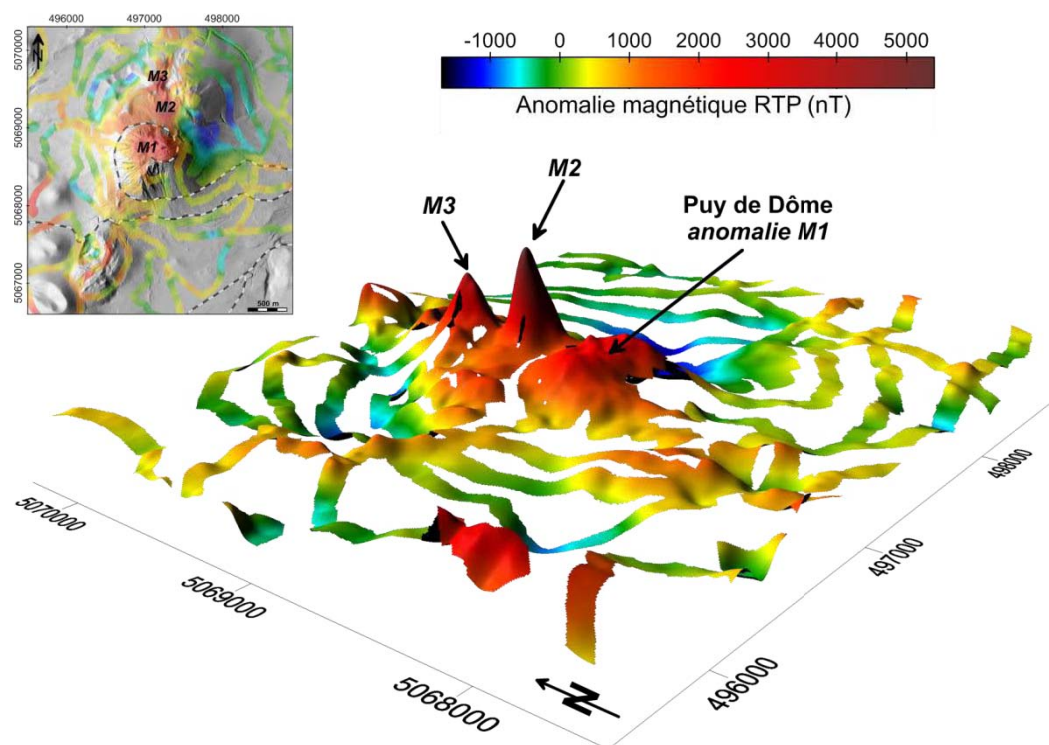


Figure 6.5 – Représentation 3D de l’anomalie magnétique réduite au pôle. L’anomalie M1, centrée sur le dôme, montre une amplitude plus faible que les anomalies observées sous le complexe volcaniques du Petit Puy de Dôme – Creux de la Berte – Nid de la Poule (M2 et M3). Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

I.3. Système volcanique du Puy des Grosmanaux – Cratère Kilian

Le système intrusif à l’origine des déformations visibles à la surface du système volcanique GK est plus restreint que dans le cas PCN, et localisé à l’aplomb du bord oriental du cratère Kilian (Figure 6.6b). Les modèles géophysiques indiquent une altitude du toit de l’intrusion autour de 1000 m, soit une centaine de mètres en profondeur maximum (Figure 6.6a, Portal et al., in prep.). Les données magnétiques dans cette zone montrent un signal uniquement dominé par l’aimantation des coulées de laves issues des édifices stromboliens (Puy des Grosmanaux, Puy Besace et Puy de Salomon). L’absence ou la faible magnétisation de la zone intrusive, ainsi que la présence en surface des vestiges d’une protrusion trachytique, interprétée comme le dôme du Kilian *stricto sensu*, et visibles à l’intérieur du cratère d’explosion, sont en faveur d’une connexion entre ces deux formations (Figure 6.6b). Le modèle proposé ici suggère la mise en place d’une intrusion trachytique à l’interface du socle et des produits volcaniques. Cette intrusion serait la source des déformations N-S à N20° observées en surface. La partie supérieure de cette structure

correspondrait à la protrusion trachytique du Kilian, en grande partie pulvérisée lors d'une violente éruption il y a environ 9000 ans. Les failles délimitant les déformations au sud de l'ensemble volcanique GK (N50°) indiquent quant à elles, soit une géométrie de l'intrusion très complexe, soit un mécanisme de déformation différent. En effet, il est possible que l'explosion du cratère Kilian ait initié ou favorisé la déstabilisation du flanc sud du Puy des Grosmanaux, engendrant les structures tectoniques observées en surface (système de failles normales, de direction N50°).

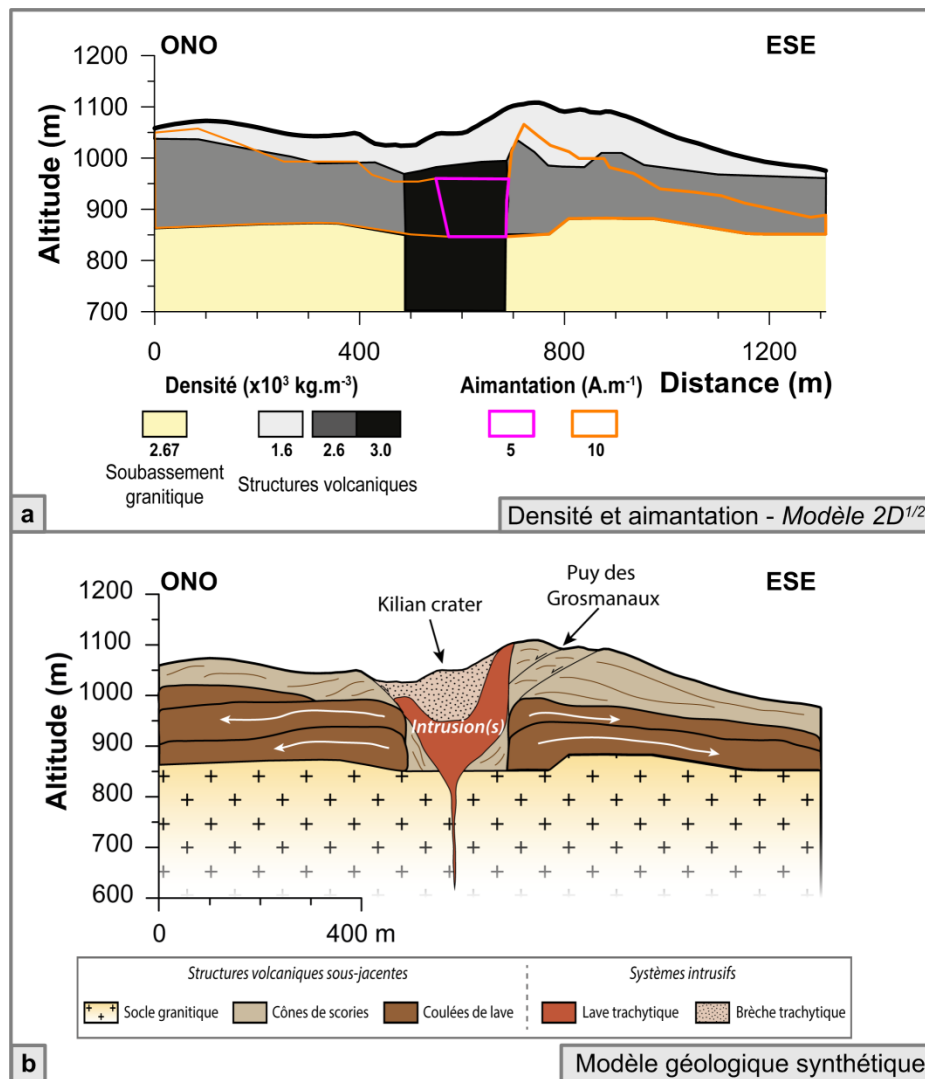


Figure 6.6 – Comparaison des modèles directs de modélisation des signaux gravimétriques et magnétiques (a) et modèle géologique synthétique (b) des formations à l'origine des déformations observées au niveau du complexe volcanique du Puy des Grosmanaux – Cratère Kilian. La coupe est localisée en rose sur la Figure 6.3b.

II. Conclusion et perspectives

D'un point de vue global, cette étude géophysique, basée sur la modélisation de jeux de données de haute résolution, a permis de fournir de nouvelles contraintes sur le modèle de la structure interne du Puy de Dôme, et d'apporter des précisions sur le modèle général de croissance et d'évolution des dômes de lave.

Les résultats présentés dans ce manuscrit mettent également en avant la complexité qui existe à comparer des données géophysiques s'appuyant sur la mesure de paramètres physiques différents et non-dépendants, et la difficulté d'en extraire des informations discriminantes sur les structures géologiques en profondeur. Cette difficulté s'explique principalement par la complexité de l'édifice étudié et la diversité des unités et formations qui le constituent.

Le dôme étant actuellement la cible de campagnes d'imagerie muonique, les premiers résultats devraient permettre de mieux contraindre la structure interne du dôme, en particulier dans sa partie supérieure. Une comparaison directe avec les résultats gravimétriques permettra, dans un futur proche, d'effectuer une analyse des résultats de l'imagerie muonique avec les modèles de densité issues des inversions gravimétriques 2D et 3D, en vue de qualifier et valider la méthode de tomographie muonique. L'étape suivante sera d'utiliser ces jeux de données conjointement, dans un processus d'inversion unique (inversion jointe), afin de calculer un modèle 3D de la distribution des densités à l'intérieur de l'édifice, avec des contraintes plus fortes et une résolution supérieure à celles obtenues jusqu'ici. Enfin, dans une étape ultérieure, un couplage avec des données de tomographie sismique apporterait des contraintes en densité supplémentaires, à l'échelle de l'édifice.

Le traitement des données électriques, réalisé suivant deux approches distinctes dans le cadre de cette étude (Inversion 1 – Intégralité du dôme et Inversion 2 – Zone sommitale) pourrait être amélioré en réalisant des inversions « en cascade », qui utiliserait les résultats issus d'une première inversion comme modèle initial pour l'inversion suivante. Cette technique permettrait de prendre en compte des jeux de données importants et fournirait un modèle final contraint par l'ensemble des jeux de données (et non plus une sélection de jeux de données précis).

En complément de l'analyse morpho-structurale présentée dans cette étude, une étude géochimique des roches qui constituent le Puy de Dôme permettrait de mieux comprendre les

étapes de sa formation, et plus particulièrement les mécanismes à l'origine des dépôts recouvrant le flanc oriental. Un ensemble de forages et de carottages pourraient également permettre de contraindre les limites lithologiques en profondeur (limites pouvant ensuite être intégrées au différents processus d'inversion numériques), et fournir des échantillons une étude plus poussée des propriétés physiques des roches constituant le dôme.

Les intrusions présentes sous les édifices au sud et au nord du Puy de Dôme doivent également faire l'objet de travaux supplémentaires. D'une part, la faible profondeur des intrusions permet d'envisager des campagnes géophysiques complémentaires (ERT, tomographie sismique). D'autre part, la compréhension de la chronologie éruptive dans toute la zone serait grandement améliorée par des datations absolues des édifices stromboliens qui constituent la base du dôme.

Enfin, l'ensemble des modèles géophysiques, ainsi que les observations géologiques, montrent la forte influence du socle granitique sous-jacent. Une étude détaillée de la structure de ce socle fournirait sans aucun doute des informations pertinentes pour la compréhension des dynamismes éruptifs et les relations complexes entre les réservoirs magmatiques, les systèmes d'alimentation, l'environnement et les dynamismes éruptifs identifiés dans l'ensemble de la Chaîne des Puys.

Références

A

- Al-Chalabi, M. - 1992 - *When least-squares squares least*. Geophys. Prospect. 40, 359 - 378. doi:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00380.x
- Alexander, M., Heintz, K.O. - 2000 - *Sulfur exploration with core-hole and surface gravity*. Geophys. Ref. Ser. 8, 113-119.
- Allen, S.R., McPhie, J. - 2003 - *Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 126, 263-283. doi:10.1016/S0377-0273(03)00151-3
- Allis, R.G., Hunt, T.M. - 1986 - *Analysis of exploitation-induced gravity changes at Wairakei Geothermal Field*. Geophysics 51, 1647-1660. doi:10.1190/1.1442214
- Alnes, H., Eiken, O., Stenvold, T. - 2008 - *Monitoring gas production and injection at the Sleipner field using time-lapse gravimetry*. Geophysics 73, WA155-WA161. doi:10.1190/1.2991119
- Ambrosino, F., Anastasio, A., Bross, A., Béné, S., Boivin, P., Bonechi, L., Cârloganu, C., Ciaranfi, R., Cimmino, L., Combaret, C., D'Alessandro, R., Durand, S., Fehr, F., Français, V., Garufi, F., Gailler, L., Labazuy, P., Laktineh, I., Lénat, J.-F., Masone, V., Miallier, D., Mirabito, L., Morel, L., Mori, N., Niess, V., Noli, P., Pla-Dalmau, A., Portal, A., Rubinov, P., Saracino, G., Scarlini, E., Strolin, P., Vulpescu, B. - 2015 - *Joint measurement of the atmospheric muon flux through the Puy de Dôme volcano with plastic scintillators and Resistive Plate Chambers detectors*. J. Geophys. Res. Solid Earth. doi:10.1002/2015JB011969
- Anderson, S.W., Fink, J.H. - 1990 - *The Development and Distribution of Surface Textures at the Mount St. Helens Dome*, in: Fink, J. (Éd.), *Lava Flows and Domes - Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 25-46.
- Anderson, S.W., Fink, J.H. - 1992 - *Crease structures: Indicators of emplacement rates and surface stress regimes of lava flows*. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 615 - 625. doi:10.1130/0016-7606(1992)104
- Araña, V., Aparicio, A., Escorza, C.M., Cacho, L.G., Ortiz, R., Vaquer, R., Barberi, F., Ferrara, G., Albert, J., Gaisot, X. - 1983 - *El volcanismo neógeno-cuaternalario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos*. Acta Geol. Hisp.
- Araña, V., Camacho, A.G., García, A., Montesinos, F.G., Blanco, I., Vieira, R., Felpeto, A. - 2000 - *Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 103, 43 - 64. doi:10.1016/S0377-0273(00)00215-8
- Archie, G.E. - 1942 - *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Trans. Am. Institue Mining, Metall. Pet. Eng. 146, 54-61.
- Arts, R.J., Chadwick, A., Eiken, O., Thibeau, S., Nooner, S. - 2008 - *Ten years' experience of monitoring CO2 injection in the Utsira Sand at Sleipner, offshore Norway*. First Break 26.
- Aubert, M. - 1973 - *Apport de l'aéromagnétisme à la connaissance de la Chaîne des Puys et de la Limagne*. Rev. Auvergne. 87, 161-169.
- Aubert, M., Camus, G. - 1974 - *Structure profonde de la Chaîne des Puys*. Bull. Volcanol. 38, 445-457. doi:10.1007/BF02599416
- Aubert, M., Camus, G., Fournier, C. - 1984 - *Resistivity and magnetic surveys in groundwater prospecting in volcanic areas - Case history maar of Beaunit, Puy de Dôme, France*. Geophys. Prospect. 32, 554-563.

- Aubert, M., Labazuy, P. - 2001 - *Connaissance des aquifères en milieu volcanique par la méthode PS*. Géologues 130/131, 221-223.
- 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. doi:10.1190/1.2335575
- Auker, M.R., Sparks, R.S.J., Siebert, L., Crossweller, H.S., Ewert, J.W. - 2013 - *A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record*. J. Appl. Volcanol. 2, 2. doi:10.1186/2191-5040-2-2

B

- Bacon, C.R., Duffield, W.A., Nakamura, K. - 1980 - *Distribution of Quaternary rhyolite domes of the Coso Range, California: Implications for extent of the geothermal anomaly*. J. Geophys. Res. 85, 2425. doi:10.1029/JB085iB05p02425
- Bailey, R. - 1989 - *Geologic Map of Long Valley Caldera, Mono-Inyo Craters Volcanic Chain, and Vicinity, Eastern California*. USGS Prof. Pap. 11.
- Baranov, V. - 1957 - *A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies*. Geophysics 22, 359-382. doi:10.1190/1.1438369
- Baranov, V., Naudy, H. - 1964 - *Numerical calculation of the formula of the reduction to the magnetic pole*. Geophysics 29, 67-79. doi:10.1190/1.1439334
- Barde-Cabusson, S., Bolós, X., Pedrazzi, D., Lovera, R., Serra, G., Martí, J., Casas, A. - 2013 - *Electrical resistivity tomography revealing the internal structure of monogenetic volcanoes*. Geophys. Res. Lett. 40, 2544-2549. doi:10.1002/grl.50538
- Barker, R.D. - 1989 - *Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays*. Geophysics 54, 1031-1037. doi:10.1190/1.1442728
- Barker, R.D. - 1992 - *A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface*. First Break 10, 53-62.
- Barmin, A.A., Melnik, O., Sparks, R.S.J. - 2002 - *Periodic behavior in lava dome eruptions*. Earth Planet. Sci. Lett. 199, 173-184. doi:10.1016/S0012-821X(02)00557-5
- Battaglia, J., Zollo, A., Virieux, J., Dello Iacono, D. - 2008 - *Merging active and passive data sets in travelttime tomography: The case study of Campi Flegrei caldera (Southern Italy)*. Geophys. Prospect. 56, 555-573. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00687.x
- Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., Fernández, J. - 2008 - *4D volcano gravimetry*. Geophysics 73, WA3-WA18. doi:10.1190/1.2977792
- 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*. J. Appl. Geophys. 77, 7-20. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.11.002
- Bedrosian, P.A., Unsworth, M.J., Johnston, M.J.S. - 2007 - *Hydrothermal circulation at Mount St. Helens determined by self-potential measurements*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 160, 137-146. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.09.003
- Bekler, T., Ekinçi, Y.L., Demirci, A., Erginal, A.E., Ertekin, C. - 2011 - *Characterization of a Landslide using Seismic Refraction, Electrical Resistivity and Hydrometer Methods, Adatepe - Canakkale, NW Turkey*. J. Environ. Eng. Geophys. 16, 115-126. doi:10.2113/JEEG16.3.115

- 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*. Bull. Volcanol. 69, 701 - 740. doi:10.1007/s00445-006-0109-y
- Bentor, Y.K. - 1954 - *La Chaîne des Puys (Massif Central Français) - Recherches géologiques et pétrographiques*. Bull. du Serv. des Cart. Géologiques Fr. 242, 373-806.
- Benz, H.M., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A., Hole, J.A. - 1996 - *Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska*. J. Geophys. Res. 101, 8111. doi:10.1029/95JB03046
- Berrino, G., Camacho, A.G. - 2008 - *3D Gravity Inversion by Growing Bodies and Shaping Layers at Mt. Vesuvius (Southern Italy)*. Pure Appl. Geophys. 165, 1095-1115. doi:10.1007/s00024-008-0348-2
- Berthelay, J.-C., Sabourdy, G., Tempier, P. - 1976 - *Sondage du Bac de Montmeyre 1975 - Puy de Dôme - Chaîne des Puys*. Rev. des Sci. Nat. d'Auvergne 42, 5-22.
- Bièvre, G., Jongmans, D., Winiarski, T., Zumbo, V. - 2012 - *Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps)*. Hydrol. Process. 26, 2128-2142. doi:10.1002/hyp.7986
- Blaikie, T.N., Ailleres, L., Betts, P.G., Cas, R. a F. - 2014 - *A geophysical comparison of the diatremes of simple and complex maar volcanoes, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 276, 64-81. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.03.001
- Blaikie, T.N., Ailleres, L., Cas, R. a F., Betts, P.G. - 2012 - *Three-dimensional potential field modelling of a multi-vent maar-diatreme - The Lake Coragulac maar, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 235-236, 70 - 83. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.05.002
- Blake, S. - 1990 - *Viscoplastic Models of Lava Domes*, in: Fink, J.H. (Éd.), *Lava Flows and Domes - Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*, IAVCEI Proceedings in Volcanology. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 88-126. doi:10.1007/978-3-642-74379-5
- Blakely, R.J. - 1996 - *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Blakely, R.J., Christiansen, R.L. - 1978 - *The magnetization of Mount Shasta and implications for virtual geomagnetic poles determined from seamounts*. J. Geophys. Res. 83, 5971. doi:10.1029/JB083iB12p05971
- Blakely, R.J., Jachens, R.C. - 1991 - *Regional study of mineral resources in Nevada: Insights from three-dimensional analysis of gravity and magnetic anomalies*. Geol. Soc. Am. Bull. 103, 795-803. doi:10.1130/0016-7606(1991)103<0795:RSOMRI>2.3.CO;2
- Blakely, R.J., Wells, R.E., Tolan, T.L., Beeson, M.H., Trehu, A.M., Liberty, L.M. - 2000 - *New aeromagnetic data reveal large strike-slip (?) faults in the northern Willamette Valley, Oregon*. Geol. Soc. Am. Bull. 112, 1225-1233. doi:10.1130/0016-7606(2000)112
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J.M., García, A., Araña, V. - 2003 - *Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands)*. Earth Planet. Sci. Lett. 206, 601-616. doi:10.1016/S0012-821X(02)01129-9
- Bluth, G.J.S., Rose, W.I. - 2004 - *Observations of eruptive activity at Santiaguito volcano, Guatemala*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 136, 297-302. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.06.001

- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Camus, G., de Goër de Herve, A., Gourgaud, A., Labazuy, P., Langlois, E., de Larouzière, F.-D., Livet, M., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.-M., Vernet, G., Vincent, P.M. - 2009 - *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. Parc Nat. Régional la Chaîne des Puys (Ed.), Cart. Fasc. 5e édition 200pp.
- Boivin, P., Thouret, J.-C. - 2014 - *The Volcanic Chaîne des Puys: A Unique Collection of Simple and Compound Monogenetic Edifices*, in: Fort, M., André, M.-F. (Éd.), *Landscapes and Landforms of France*. p. 81-91. doi:10.1007/978-94-007-7022-5_9
- Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Himi, M., Lovera, R. - 2012 - *Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan Volcanic Zone, Spain)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 247-248, 37-48. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.08.003
- Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Lovera, R., Nadal-Sala, D. - 2014 - *Geophysical exploration on the subsurface geology of La Garrotxa monogenetic volcanic field (NE Iberian Peninsula)*. Int. J. Earth Sci. 2255-2269. doi:10.1007/s00531-014-1044-3
- Bonhommet, N., Babkine, J. - 1967 - *Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys*. Comptes Rendus Hebd. des Séances l'Académies Sci. Série B 264, 92.
- Bott, M.H.P. - 1960 - *The use of Rapid Digital Computing Methods for Direct Gravity Interpretation of Sedimentary Basins*. Geophys. J. Int. 3, 63-67. doi:10.1111/j.1365-246X.1960.tb00065.x
- Boudon, G., Balcone-Boissard, H., Villemant, B., Morgan, D.J. - 2015 - *What factors control superficial lava dome explosivity?*. Sci. Rep. 5, 14551. doi:10.1038/srep14551
- Boule, M. - 1905 - *La Montagne Pelée et les volcans d'Auvergne*. La Géographie - Bull. la Société Géographique 11, 177-194; 275-300; 349-369.
- Boule, M. - 1906 - *L'âge des derniers volcans de la France...* La Géographie - Bull. la Société Géographique 13, 7-23.
- Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J. - 2014 - *Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park*. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 2595-2630. doi:10.1002/2013JB010802
- Branston, M.W., Styles, P. - 2003 - *The application of Time-Lapse Microgravity for the Investigation and Monitoring of Subsidence at Northwich, Cheshire*. Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol. 36, 231-244. doi:10.1144/1470-9236/03-243
- Brenguier, F., Coutant, O., Baudon, H., Doré, F., Dietrich, M. - 2006 - *High resolution seismic tomography of a Strombolian volcanic cone*. Geophys. Res. Lett. 33, L16314. doi:10.1029/2006GL026902
- 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*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 288, 105-122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007
- 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. - 2015 - *Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: The Yenkahe dome-Yasur volcano system (Siwi caldera, Vanuatu)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.08.021
- Brothelande, E., Merle, O. - 2015 - *Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach*. Earth Planet. Sci. Lett. 412, 143-151. doi:10.1016/j.epsl.2014.12.011

- Brousse, R., Bellon, H. - 1983 - *Rifts in France: chronology and petrology of associated volcanism*. Bull. des Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine 7, 409-424.
- Brousse, R., Lefèvre, C. - 1990 - *Le volcanisme en France et en Europe limitrophe*. Elsevier Masson.
- 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*. J. Hydrol. 380, 146-153. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.10.032
- Brunhes, B., David, P. - 1903 - *Étude des anomalies du champ magnétique terrestre sur le Puy de Dôme*. J. Phys. Théorique Appliquée 2, 202-205. doi:10.1051/jphystap:019030020020201
- Bryant, E. - 2014 - *Tsunami: the underrated hazard*. Springer.
- Buisson, C., Merle, O. - 2002 - *Experiments on internal strain in lava dome cross sections*. Bull. Volcanol. 64, 363-371. doi:10.1007/s00445-002-0213-6
- Buisson, C., Merle, O. - 2004 - *Numerical simulation of strain within lava domes*. J. Struct. Geol. 26, 847-853. doi:10.1016/j.jsg.2003.11.017
- Bullard, E.C. - 1936 - *Gravity measurements in east Africa*. Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci. 235, 445-531.
- Bullard, E.C. - 1949 - *The Magnetic Field within the Earth*. Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 197, 433-453. doi:10.1098/rspa.1949.0074
- Bullard, E.C. - 1950 - *The transfer of heat from the core of the Earth*. Geophys. J. Int. 6, 36-41. doi:10.1111/j.1365-246X.1950.tb02971.x

C

- Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick, J.E., Bernstein, M. - 2015 - *Lava Dome Eruptions*, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 343-362. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00018-3
- Calder, E.S., Luckett, R., Sparks, R.S.J., Voight, B. - 2002 - *Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 173-190.
- Camacho, A.G., Fernández, J., Gottsmann, J. - 2011 - *The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife Island, Spain*. Comput. Geosci. 37, 621-633. doi:10.1016/j.cageo.2010.12.003
- Camacho, A.G., Montesinos, F.G., Vieira, R. - 2002 - *A 3-D gravity inversion tool based on exploration of model possibilities*. Comput. Geosci. 28, 191-204. doi:10.1016/S0098-3004(01)00039-5
- Camacho, A.G., Nunes, J.C., Ortiz, E., França, Z., Vieira, R. - 2007 - *Gravimetric determination of an intrusive complex under the Island of Faial (Azores): some methodological improvements*. Geophys. J. Int. 171, 478-494. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03539.x
- Camus, G. - 1973 - *Une nouvelle interprétation des Puy de Pariou et de la Nugère*. Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris 276, 141-144.
- Camus, G. - 1975 - *La Chaîne des Puys - Étude structurale et volcanologique*. Université de Clermont.
- Camus, G., de Herve, A., Kieffer, G., Mergoïl, J., Vincent, P.M. - 1973 - *Nouvelle interprétation du système Puy Chopine-Puy des Gouttes (Chaîne des Puys, Massif Central Français)*. Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris 277, 1121-1124.
- Camus, G., Roche, J. - 1974 - *Étude volcanologique du Puy de la Nugère*. Rev. Auvergne. 88, 193.

- Camus, G., Vincent, P.M. - 1973 - *Le Chuquet Genestoux et les projections palagonitiques du maar d'Enval*. Rev Sci Nat d'Auvergne 39, 1-12.
- Carbone, D., Poland, M.P., Patrick, M.R., Orr, T.R. - 2013 - *Continuous gravity measurements reveal a low-density lava lake at Kīlauea Volcano, Hawai'i*. Earth Planet. Sci. Lett. 376, 178-185. doi:10.1016/j.epsl.2013.06.024
- Carbone, D., Zuccarello, L., Saccorotti, G., Greco, F. - 2006 - *Analysis of simultaneous gravity and tremor anomalies observed during the 2002–2003 Etna eruption*. Earth Planet. Sci. Lett. 245, 616-629. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.055
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. - 2007 - *Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics*. Earth Planet. Sci. Lett. 264, 402-419. doi:10.1016/j.epsl.2007.09.032
- Cârloganu, C., Niess, V., Béné, S., Busato, E., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Miallier, D., Vulpescu, B., Boivin, P., Combaret, C., Labazuy, P., Laktineh, I., Lénat, J.-F., Mirabito, L., Portal, A. - 2013 - *Towards a muon radiography of the Puy de Dôme*. Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst. 2, 55-60. doi:10.5194/gi-2-55-2013
- Carn, S.A., Pallister, J.S., Lara, L.E., Ewert, J.W., Watt, S., Prata, A.J., Thomas, R.J., Villarosa, G. - 2009 - *The Unexpected Awakening of Chaitén Volcano, Chile*. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 90, 205-206. doi:10.1029/2009EO240001
- Carn, S.A., Watts, R., Thompson, G., Norton, G. - 2004 - *Anatomy of a lava dome collapse: the 20 March 2000 event at Soufrière Hills Volcano, Montserrat*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 131, 241-264. doi:10.1016/S0377-0273(03)00364-0
- Cashman, K. V., Blundy, J. - 2000 - *Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite*. Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 358, 1487-1513. doi:10.1098/rsta.2000.0600
- Cashman, K. V., Sparks, R.S.J. - 2013 - *How volcanoes work: A 25 year perspective*. Geol. Soc. Am. Bull. 125, 664-690. doi:10.1130/B30720.1
- Cassidy, J., Ingham, M., Locke, C.A., Bibby, H. - 2009 - *Subsurface structure across the axis of the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 179, 233 - 240. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.017
- 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. doi:10.1190/1.2360184
- Chambers, J.E., Wilkinson, P.B., Weller, A.L., Meldrum, P.I., Ogilvy, R.D., Caunt, S. - 2007 - *Mineshaft imaging using surface and crosshole 3D electrical resistivity tomography: A case history from the East Pennine Coalfield, UK*. J. Appl. Geophys. 62, 324 - 337. doi:10.1016/j.jappgeo.2007.03.004
- Channell, J.E.T., Mareschal, J.C. - 1989 - *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 45, 285-302.
- Chapin, D.A. - 1996 - *The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial*. Lead. Edge 15, 361-363. doi:10.1190/1.1437341
- Chapin, D.A., Ander, M.E. - 1999 - *Applying Gravity in Petroleum Exploration*, in: Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology: Exploring for Oil and Gas Traps. AAPG Special Volumes.
- Chapman, D.S., Sahn, E., Gettings, P. - 2008 - *Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah*. Geophysics 73, WA83-WA93. doi:10.1190/1.2992507

- Chesworth, W. - 1975 - *Mantle Plumes, Plate Tectonics, and the Cenozoic Volcanism of the Massif Central*. J. Geol. 83, 579-588.
- Chouet, B.A., Matoza, R.S. - 2013 - *A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 252, 108 - 175. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013
- Christiansen, R.L., Clynne, M.A., Muffler, L.J.P. - 2002 - *Geologic map of the Lassen Peak, Chaos Crags, and Upper Hat Creek area, California*. USGS Prof. Pap.
- Christiansen, R.L., Peterson, D.W. - 1981 - *Chronology of the 1980 eruptive activity*. US Geol. Surv. Prof. Pap 1250, 17-30.
- Coisy, P., Nicolas, A. - 1978 - *Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central*. Nature 274, 429-432. doi:10.1038/274429a0
- Condomines, M., Morand, P., Camus, G., Duthou, L. - 1982 - *Chronological and geochemical study of lavas from the Chaîne des Puys, Massif Central, France: Evidence for crustal contamination*. Contrib. to Mineral. Petrol. 81, 296-303. doi:10.1007/BF00371684
- Connor, C.B., Conway, F.M. - 2000 - *Basaltic volcanic fields*, in: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Éd.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press Inc., p. 331-343.
- Cordell, L. - 1979 - *Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola Basin, New Mexico*, in: New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conf. p. 59-64.
- Cordell, L., Knepper, D.H. - 1987 - *Aeromagnetic images: Fresh insight to the buried basement, Rolla quadrangle, southeast Missouri*. Geophysics 52, 218-231. doi:10.1190/1.1442297
- Cordell, L., Zorin, Y.A., Keller, G.R. - 1991 - *The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande Rift*. J. Geophys. Res. 96, 6557. doi:10.1029/91JB00008
- Cordonnier, B., Hess, K.-U., Lavallée, Y., Dingwell, D.B. - 2009 - *Rheological properties of dome lavas: Case study of Unzen volcano*. Earth Planet. Sci. Lett. 279, 263 - 272. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.014
- Costa, A., Macedonio, G. - 2002 - *Nonlinear phenomena in fluids with temperature-dependent viscosity: An hysteresis model for magma flow in conduits*. Geophys. Res. Lett. 29, 40-1-40-4. doi:10.1029/2001GL014493
- Coutant, O., Bernard, M.L., Beauducel, F., Nicollin, F., Bouin, M.P., Roussel, S. - 2012 - *Joint inversion of P -wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system*. Geophys. J. Int. 191, 723-742. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05644.x

D

- Dahlin, T. - 1996 - *2D resistivity surveying for environmental and engineering applications*. First Break 14, 9. doi:10.3997/1365-2397.1996014
- Dahlin, T. - 2001 - *The development of DC resistivity imaging techniques*. Comput. Geosci. 27, 1019-1029. doi:10.1016/S0098-3004(00)00160-6
- Dahlin, T., Bernstone, C., Loke, M.H. - 2002 - *A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden*. Geophysics 67, 1692-1700. doi:10.1190/1.1527070
- Dahlin, T., Zhou, B. - 2004 - *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays*. Geophys. Prospect. 52, 379-398. doi:10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x

- Daily, W., Ramirez, A. - 1995 - *Electrical resistance tomography during in-situ trichloroethylene remediation at the Savannah River Site*. J. Appl. Geophys. 33, 239-249. doi:10.1016/0926-9851(95)90044-6
- de Dolomieu, D. - 1798 - *Rapport fait à l'Institut national sur ses voyages de l'an V et de l'an VI*. J. des mines 7, 426.
- de Franco, R., Biella, G., Tosi, L., Teatini, P., Lozej, A., Chiozzotto, B., Giada, M., Rizzetto, F., Claude, C., Mayer, A., Bassan, V., Gasparetto-Stori, G. - 2009 - *Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy)*. J. Appl. Geophys. 69, 117-130. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.08.004
- de Laizer, L.G. - 1808 - *Lettre à M. le professeur Jurine sur le puy Chopine, l'une des montagnes volcanisées qui forment la chaîne du Puy-de-Dôme, avec la description de toutes les roches primitives ou volcaniques qu'on y rencontre.* J. des Mines 135, 225-230.
- de Lima, O.A.L., Sato, H.K., Porsani, M.J. - 1995 - *Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques*. J. Appl. Geophys. 34, 93-108. doi:10.1016/0926-9851(95)00014-3
- de Montlosier, F.-D. de R. - 1789 - *Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne*.
- de Silva, S.L., Lindsay, J.M. - 2015 - *Primary Volcanic Landforms*, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 273-297. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8
- de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Carlos, R.R. - 1994 - *Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex*. J. Geophys. Res. 99, 17805. doi:10.1029/94JB00652
- Dean, W.C. - 1958 - *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*. Geophysics 23, 97-127. doi:10.1190/1.1438457
- Del Negro, C., Sicali, A., Napoli, R. - 2002 - *Automated system for magnetic monitoring of active volcanoes*. Bull. Volcanol. 64, 94-99. doi:10.1007/s00445-001-0186-x
- Denlinger, R.P., Hoblitt, R.P. - 1999 - *Cyclic eruptive behavior of silicic volcanoes*. Geology 27, 459. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0459:CEBOSV>2.3.CO;2
- Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H., Dubois, J. - 1995 - *Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 64, 23-52. doi:10.1016/0377-0273(94)00038-I
- DeRita, D., Giordano, G., Cecili, A. - 2001 - *A model for submarine rhyolite dome growth: Ponza Island (central Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 107, 221 - 239. doi:10.1016/S0377-0273(00)00295-X
- Desmarest, N. - 1771 - *Sur l'origine et la nature du basalte à grandes colonnes polygones, déterminées par l'histoire naturelle de cette pierre observée en Auvergne*. Mémoire Académie Sci. Paris 87, 705-775.
- Di Maio, R., Meola, C., Grimaldi, M., Pappalardo, U. - 2012 - *New insights for conservation of Villa Imperiale (Pompeii, Italy) through nondestructive exploration*. Int. J. Archit. Herit. 6, 562-578.
- Diefenbach, A.K., Bull, K.F., Wessels, R.L., McGimsey, R.G. - 2013 - *Photogrammetric monitoring of lava dome growth during the 2009 eruption of Redoubt Volcano*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 259, 308-316. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.009
- Dingwell, D.B. - 2006 - *Transport Properties of Magmas: Diffusion and Rheology*. Elements 2, 281-286. doi:10.2113/gselements.2.5.281

- Dirksen, O. V., Humphreys, M.C.S., Pletchov, P., Melnik, O., Demyanchuk, Y., Sparks, R.S.J., Mahony, S. - 2006 - *The 2001–2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: Observation, petrological investigation and numerical modelling*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 155, 201–226. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.03.029
- Donnadiou, F., Merle, O. - 1998 - *Experiments on the indentation process during cryptodome intrusions: New insights into Mount St. Helens deformation*. Geology 26, 79–82. doi:10.1130/0091-7613(1998)026
- Donohue, S., Gavin, K., Tolooiyan, A. - 2011 - *Geophysical and geotechnical assessment of a railway embankment failure*. Near Surf. Geophys. 9, 33–44. doi:10.3997/1873-0604.2010040
- Doyle, H.A. - 1990 - *Geophysical exploration for gold—A review*. Geophysics 55, 134–146. doi:10.1190/1.1442820
- Druitt, T.H. - 1998 - *Pyroclastic density currents*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 145, 145–182. doi:10.1144/GSL.SP.1996.145.01.08
- Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds) - 2002 - *The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 645.
- Druitt, T.H., Young, S.R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E.S., Clarke, a. B., Cole, P.D., Harford, C.L., Herd, R. a., Luckett, R., Ryan, G., Voight, B. - 2002 - *Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufriere Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 281–306. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.13
- Dubois, J., Diament, M., Cogné, J.-P. - 2011 - *Géophysique-4ème édition-Cours, étude de cas et exercices corrigés: Cours, étude de cas et exercices corrigés*. Dunod.
- Dupis, A. - 1978 - *Electrical investigation in the Chaîne des Puys (France)*. Phys. Earth Planet. Inter. 17, 249–264. doi:10.1016/0031-9201(78)90040-7

E

- Edbrooke, S.W., Mazengarb, C., Stephenson, W. - 2003 - *Geology and geological hazards of the Auckland urban area, New Zealand*. Quat. Int. 103, 3–21. doi:10.1016/S1040-6182(02)00129-5
- Edmonds, M., Herd, R.A. - 2007 - *A volcanic degassing event at the explosive-effusive transition*. Geophys. Res. Lett. 34.
- Edwards, L.S. - 1977 - *A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization*. Geophysics 42, 1020–1036. doi:10.1190/1.1440762
- Elsasser, W.M. - 1939 - *On the Origin of the Earth's Magnetic Field*. Phys. Rev. 55, 489–498. doi:10.1103/PhysRev.55.489
- Elsasser, W.M. - 1946 - *Induction Effects in Terrestrial Magnetism Part I. Theory*. Phys. Rev. 69, 106–116. doi:10.1103/PhysRev.69.106
- Everett, M.E. - 2013 - *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press.

F

- Fargier, Y. - 2011 - *Développement de l'Imagerie de Résistivité Électrique pour la reconnaissance et la surveillance des Ouvrages Hydrauliques en Terre*. Ecole Centrale de Nantes.

- Fargier, Y., Dore, L., Antoine, R., Lacogne, J., Pairault, E., Palma Lopes, S., Fauchard, C., Mathon, D. - 2015 - *Contribution of SFM and ERI Methods to Assess an Underground Quarry Pillar*, in: Near Surface Geoscience 2015 - 21st European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. Turin. doi:10.3997/2214-4609.201413817
- 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*. J. Appl. Geophys. 103, 245-256. doi:10.1016/j.jappgeo.2014.02.007
- Fierstein, J., Hildreth, W. - 1992 - *The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska*. Bull. Volcanol. 54, 646-684. doi:10.1007/BF00430778
- Fierstein, J., Hildreth, W., Calvert, A.T. - 2011 - *Eruptive history of South Sister, Oregon Cascades*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 207, 145-179. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.06.003
- 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*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 183, 213-227. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.04.002
- Finizola, A., Revil, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., Mocochain, L., Sortino, F. - 2006 - *Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO₂ soil degassing investigations*. Geophys. Res. Lett. 33, L17304. doi:10.1029/2006GL026842
- Finizola, A., Ricci, T., Deiana, R., Barde-Cabusson, S., Rossi, M., Praticelli, N., Giocoli, A., Romano, G., Delcher, E., Suski, B., Revil, A., Menny, P., Di Gangi, F., Letort, J., Peltier, A., Villasante-Marcos, V., Douillet, G., Avard, G., Lelli, M. - 2010 - *Adventive hydrothermal circulation on Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) revealed by geophysical and geochemical approaches: Implications for general fluid flow models on volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 196, 111-119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.07.022
- Fink, J.H., Anderson, S.W. - 2000 - *Lava domes and coulees*, in: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Éd.), Encyclopedia of volcanoes. Academic Press Inc., p. 304-319.
- Fink, J.H., Bridges, N.T. - 1995 - *Effects of eruption history and cooling rate on lava dome growth*. Bull. Volcanol. 57, 229-239. doi:10.1007/BF00265423
- Fink, J.H., Griffiths, R.W. - 1998 - *Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models*. J. Geophys. Res. 103, 527. doi:10.1029/97JB02838
- Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Chambodut, A., Chernova, T.A., Chulliat, A., Golovkov, V.P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F.J., Lüher, H., Macmillan, S., Manga, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rother, M., Sabaka, T.J., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébaud, E., Thomson, A.W.P., Wardinski, I., Wei, Z., Zvereva, T.I. - 2010 - *International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation*. Geophys. J. Int. 183, 1216-1230. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x
- Finn, C.A., Sisson, T.W., Deszcz-Pan, M. - 2001 - *Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano*. Nature 409, 600 - 3. doi:10.1038/35054533
- Flanagan, G., Williams, D.L. - 1982 - *A magnetic investigation of Mount Hood, Oregon*. J. Geophys. Res. 87, 2804. doi:10.1029/JB087iB04p02804

- 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)*. Geophys. Prospect. 37, 647-668. doi:10.1111/j.1365-2478.1989.tb02228.x
- Friedel, S. - 2003 - *Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach*. Geophys. J. Int. 153, 305 - 316. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01890.x
- Froger, J.-L. - 1996 - *Apport des données géophysique multi-source pour l'identification des caldeiras du plateau de Nevsehir, Anatolie Centrale, Turquie - Classification textural des formations volcaniques à partir de l'imagerie satellitaire*. Université Blaise Pascal.
- Froidevaux, C., Brousse, R., Bellon, H. - 1974 - *Hot spot in France?*. Nature 248, 749 - 751. doi:10.1038/248749a0

G

- Gaffney, C.F., Gater, J.A., Linford, P., Gaffney, V.L., White, R. - 2000 - *Large-scale systematic fluxgate gradiometry at the Roman city of Wroxeter*. Archaeol. Prospect. 7, 81-99.
- Gailler, L.-S., Lénat, J.-F. - 2012 - *Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 221-222, 83 - 98. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015
- Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., Froger, J.-L. - 2009 - *Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184, 31-48. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.024
- Garcia-Aristizabal, A., Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H., Monzier, M. - 2007 - *Seismic, petrologic, and geodetic analyses of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 161, 333 - 351. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.12.007
- GEM Systems - 2008 - *GMS-19 v7.0 Instruction Manual*.
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B. - 2008 - *Viscosity of magmatic liquids: A model*. Earth Planet. Sci. Lett. 271, 123-134. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.038
- Glangeaud, P. - 1904 - *Esquisse géologique du Massif du Mont-Dore et de la Chaîne des Puys*. Clermont-Ferrand.
- Glangeaud, P. - 1910 - *Les Volcans d'Auvergne*. Clermont-Ferrand.
- Glangeaud, P. - 1913 - *La Chaîne des Puys*. Serv. des Cart. Géologiques Françaises 135, 241-469.
- Gorshkov, G.S. - 1959 - *Gigantic eruption of the volcano Bezymianny*. Bull. Volcanol. 20, 77-109. doi:10.1007/BF02596572
- Got, J.-L., Monteiller, V., Virieux, J., Operto, S. - 2008 - *Potential and limits of double-difference tomographic methods*. Geophys. Prospect. 56, 477-491. doi:10.1111/j.1365-2478.2008.00707.x
- Goto, Y., Ito, Y., Yokoyama, Y., Matsui, T., Mimatsu, S. - 2004 - *Internal structures of a subaerial dacite cryptodome at Usu volcano, Hokkaido, Japan*. 室蘭工業大学紀要.
- Goto, Y., Tsuchiya, N. - 2004 - *Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 134, 255 - 275. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.015

- Gottsmann, J., Camacho, A.G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A., Rymer, H. - 2008 - *Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation*. Phys. Earth Planet. Inter. 168, 212-230. doi:10.1016/j.pepi.2008.06.020
- Grandjean, G., Gourry, J.C., Sanchez, O., Bitri, A., Garambois, S. - 2011 - *Structural study of the Ballandaz landslide (French Alps) using geophysical imagery*. J. Appl. Geophys. 75, 531-542. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.07.008
- Granet, M., Wilson, M., Achauer, U. - 1995 - *Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central*. Earth Planet. Sci. Lett. 136, 281-296. doi:10.1016/0012-821X(95)00174-B
- Grauch, V.J.S., Hudson, M.R., Minor, S.A. - 2001 - *Aeromagnetic expression of faults that offset basin fill, Albuquerque basin, New Mexico*. Geophysics 66, 707-720. doi:10.1190/1.1444961
- Griffiths, D., Barker, R.D. - 1994 - *Electrical imaging in archaeology*. J. Archaeol. Sci. 21, 153-158.
- Gudmundsson, A. - 2011 - *Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation*. Tectonophysics 500, 50-64. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.015
- Gudmundsson, M.T., Milsom, J. - 1997 - *Gravity and magnetic studies of the subglacial Grímsvötn volcano, Iceland: Implications for crustal and thermal structure*. J. Geophys. Res. 102, 7691. doi:10.1029/96JB03808
- Guérin, G. - 1983 - *La thermoluminescence des plagioclases: méthode de datation du volcanisme: applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais*. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Guettard, J.E. - 1752 - *Sur quelques montagnes de France qui ont été volcans*. Hist. l'Académie R. des Sci. 27-59.
- Gunawan, H. - 2005 - *Gravimétrie et microgravimétrie appliquées à la volcanologie : exemples de la Soufrière de Guadeloupe et du Mérapi*. IPGP.
- Gunn, P.J. - 1997 - *Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies*. AGSO J. Aust. Geol. Geophys. 17, 133-144.
- Günther, T. - 2004 - *Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D / 3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements*.
- Günther, T., Rücker, C. - 2013 - *Boundless Electrical Resistivity Tomography BERT 2—the user tutorial*.
- Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K. - 2006 - *Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion*. Geophys. J. Int. 166, 506 - 517. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x

H

- Hadamard, J. - 1902 - *Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique*. Princet. Univ. Bull. 13, 28.
- Hale, A.J. - 2008 - *Lava dome growth and evolution with an independently deformable talus*. Geophys. J. Int. 174, 391-417. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03806.x
- Hale, A.J., Calder, E.S., Wadge, G., Loughlin, S.C., Ryan, G.A. - 2009 - *Modelling the lava dome extruded at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, August 2005–May 2006*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 187, 53-68. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.023

- Hammer, S. - 1939 - *Terrain corrections for gravimeter stations*. Geophysics 4, 184 - 194. doi:10.1190/1.1440495
- Hansen, P.C. - 1992 - *Analysis of Discrete Ill-Posed Problems by Means of the L-Curve*. SIAM Rev. 34, 561-580. doi:10.1137/1034115
- Harris, A.J., Rose, W.I., Flynn, L.P. - 2003 - *Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922–2000*. Bull. Volcanol. 65, 77-89. doi:10.1007/s00445-002-0243-0
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. - 1985 - *A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico*. Geofisica Int.
- Hauck, C., Kneisel, C. - 2006 - *Application of capacitively-coupled and DC electrical resistivity imaging for mountain permafrost studies*. Permafr. Periglac. Process. 17, 169 - 177. doi:10.1002/ppp.555
- Hautmann, S., Camacho, A.G., Gottsmann, J., Odbert, H.M., Syers, R.T. - 2013 - *The shallow structure beneath Montserrat (West Indies) from new Bouguer gravity data*. Geophys. Res. Lett. 40, 5113-5118.
- Hautmann, S., Gottsmann, J., Camacho, A.G., Fournier, N., Sacks, I.S., Sparks, R.S.J. - 2010 - *Mass variations in response to magmatic stress changes at Soufrière Hills Volcano, Montserrat (WI): Insights from 4-D gravity data*. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 83-89.
- Hautmann, S., Gottsmann, J., Camacho, A.G., Van Camp, M., Fournier, N. - 2014 - *Chapter 14 Continuous and campaign-style gravimetric investigations on Montserrat 2006 to 2009*. Geol. Soc. London, Mem. 39, 241-251. doi:10.1144/M39.14
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Elvebakk, H. - 2010 - *Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway*. J. Appl. Geophys. 70, 292-306. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.004
- Herd, R.A., Edmonds, M., Bass, V.A. - 2005 - *Catastrophic lava dome failure at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–13 July 2003*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 148, 234 - 252. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.05.003
- Hesse, A., Jolivet, A., Tabbagh, A. - 1986 - *New prospects in shallow depth electrical surveying for archaeological and pedological applications*. Geophysics 51, 585-594. doi:10.1190/1.1442113
- 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)*. Eng. Geol. 128, 23-29. doi:10.1016/j.enggeo.2011.05.001
- Hildenbrand, T.G., Rosenbaum, J.G., Kauahikaua, J.P. - 1993 - *Aeromagnetic study of the Island of Hawaii*. J. Geophys. Res. 98, 4099. doi:10.1029/92JB02483
- Hildreth, W. - 2004 - *Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 136, 169-198. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H. - 2013 - *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press.
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S., Graham, D. - 1995 - *Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe*. Nature 374, 34-39. doi:10.1038/374034a0

- Holland, A.S.P., Watson, I.M., Phillips, J.C., Caricchi, L., Dalton, M.P. - 2011 - *Degassing processes during lava dome growth: Insights from Santiaguito lava dome, Guatemala*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 202, 153-166. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.02.004
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. - 1989 - *A vesicularity index for pyroclastic deposits*. Bull. Volcanol. 51, 451-462. doi:10.1007/BF01078811
- Hsu, H.-L., Yanites, B.J., Chen, C., Chen, Y.-G. - 2010 - *Bedrock detection using 2D electrical resistivity imaging along the Peikang River, central Taiwan*. Geomorphology 114, 406-414. doi:10.1016/j.geomorph.2009.08.004
- Huppert, H.E., Shepherd, J.B., Haraldur Sigurdsson, R., Sparks, R.S.J. - 1982 - *On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the soufrière of St. Vincent*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 14, 199-222. doi:10.1016/0377-0273(82)90062-2
- Hurst, A.W., Rickerby, P., Scott, B., Hashimoto, T. - 2004 - *Magnetic field changes on White Island, New Zealand, and the value of magnetic changes for eruption forecasting*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 136, 53-70. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.017
- Husain, T., Elsworth, D., Voight, B., Mattioli, G., Jansma, P. - 2014 - *Influence of extrusion rate and magma rheology on the growth of lava domes: Insights from particle-dynamics modeling*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 285, 100-117. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.08.013

I

- Ivanov, M.A., Crumpler, L.S., Aubele, J.C., Head, J.W. - 2015 - *Volcanism on Venus*, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 729-746. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00042-0
- Iverson, R.D. - 1990 - *Lava Domes Modeled as Brittle Shells that Enclose Pressurized Magma, with Application to Mount St. Helens*, in: Fink, J. (Éd.), Lava Flows and Domes - Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 47-69.

J

- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Moigne, N. Le, Boy, J.-P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P. - 2008 - *Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France)*. J. Hydrol. 359, 105-117. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.06.020
- Jacobsen, P. - 1961 - *An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data*. Geophysics 26, 309-317. doi:10.1190/1.1438873
- Jacques, J.M., Parsons, M.E., Price, A.D., Schwartz, D.M. - 2003 - *Improving geologic understanding with gravity and magnetic data: Examples from Gabon, Nigeria and the Gulf of Mexico*. First Break 21.
- Janot, S. - 2005 - *Genèse et évolution des magmas primitifs de la Chaîne des Puys (Massif Central) : une approche par l'étude des inclusions magmatiques*. Université Blaise Pascal.
- Johansson, S., Dahlin, T. - 1996 - *Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements*. Eur. J. Eng. Environ. Geophys. 1, 229-247.
- Jordan, S., Le Pennec, J.-L., Gurioli, L., Roche, O. - 2015 - *Insights into the sub-plinian eruption of a basaltic monogenetic volcano using different analytical methods*. EGU Gen. Assem.
- Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquesnoy, T., Diament, M. - 2000 - *Temporal gravity at Merapi during the 1993-1995 crisis: an insight into the dynamical behaviour of volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 289-320. doi:10.1016/S0377-0273(00)00141-4

Jung, J., Michel, R. - 1955 - *Caractères pétrographiques et magmatiques du Volcanisme de l'Auvergne*. Bull. Volcanol. 17, 91-106. doi:10.1007/BF02596046

Jutzeler, M., Varley, N., Roach, M. - 2011 - *Geophysical characterization of hydrothermal systems and intrusive bodies, El Chichón volcano (Mexico)*. J. Geophys. Res. 116, B04104. doi:10.1029/2010JB007992

K

Kane, M.F. - 1962 - *A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer*. Geophysics 27, 455-462.

Keast, P. - 1986 - *Moderate-degree tetrahedral quadrature formulas*. Comput. Methods Appl. Mech. Eng. 55, 339-348. doi:10.1016/0045-7825(86)90059-9

Keating, P. - 1996 - *A simple technique to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes*, in: International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts. p. 263A-263A.

Keating, P., Sailhac, P. - 2004 - *Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes*. Geophysics.

Kendrick, J.E., Lavallée, Y., Ferk, A., Perugini, D., Leonhardt, R., Dingwell, D.B. - 2012 - *Extreme frictional processes in the volcanic conduit of Mount St. Helens (USA) during the 2004–2008 eruption*. J. Struct. Geol. 38, 61-76. doi:10.1016/j.jsg.2011.10.003

Kendrick, J.E., Lavallée, Y., Hirose, T., Di Toro, G., Hornby, A.J., De Angelis, S., Dingwell, D.B. - 2014 - *Volcanic drumbeat seismicity caused by stick-slip motion and magmatic frictional melting*. Nat. Geosci. 7, 438-442. doi:10.1038/ngeo2146

Ketola, M. - 1979 - *On the application of geophysics in the indirect exploration for copper sulphide ores in Finland*. Geophys. Geochemistry Search Met. Ores. Geol. Surv. Canada. Econ. Geol. Rep. 31, 665-684.

Kick, J.F. - 1985 - *Depth to bedrock using gravimetry*. Lead. Edge 4, 38-42. doi:10.1190/1.1439143

Kunetz, G. - 1966 - *Principles of direct current resistivity prospecting*. Gebr. Borntraeger.

L

Labazuy, P., Van Wyk de Vries, B., Boivin, P., Miallier, D. - 2013 - *Volcanic features of the central part of the Chaîne des Puys (Massif Central, France) revealed from the morphoquantitative analysis of a high resolution LiDAR-derived digital terrain model*, in: 8th IAG International Conference on Géomorphology. Paris.

Lacroix, A. - 1904 - *La montagne Pelée et ses éruptions*. Masson et cie (Paris).

Lacroix, A. - 1908 - *Le mode de Formation du Puy de Dôme et les roches qui le constituent*. Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris 147, 826-831.

LaFehr, T.R. - 1991a - *An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction*. Geophysics 56, 1179-1184. doi:10.1190/1.1443138

LaFehr, T.R. - 1991b - *Standardization in gravity reduction*. Geophysics 56, 1170 - 1178. doi:10.1190/1.1443137

- 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 Planet. Sci. Lett. 387, 184 - 197. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.031
- Lakshmanan, J., Montlucon, J. - 1987 - *Microgravity probes the Great Pyramid*. Lead. Edge 6, 10-17. doi:10.1190/1.1439319
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., Morton, D.M., Kistler, R.W., Matti, J.C. - 2004 - *Geophysical and isotopic mapping of preexisting crustal structures that influenced the location and development of the San Jacinto fault zone, southern California*. Geol. Soc. Am. Bull. 116, 1143. doi:10.1130/B25277.1
- Larmor, J. - 1919 - *How could a rotating body such as the Sun become a magnet*. Rep. Brit. Assoc. Adv. Sci 159, 412.
- Larmor, J., Joseph, S. - 1919 - *Possible rotational origin of magnetic fields of Sun and Earth*. Electr. Rev. 85, 212.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., Lyon-Caen, H. - 2004 - *A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set*. Geophys. J. Int. 159, 1013-1031. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02412.x
- Lavallée, Y., Benson, P.M., Heap, M.J., Hess, K.-U., Flaws, A., Schillinger, B., Meredith, P.G., Dingwell, D.B. - 2013 - *Reconstructing magma failure and the degassing network of dome-building eruptions*. Geology 41, 515-518. doi:10.1130/G33948.1
- Lavallée, Y., de Silva, S.L., Salas, G., Byrnes, J.M. - 2009 - *Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 186, 253-264. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.07.003
- Lavallée, Y., Hess, K.-U., Cordonnier, B., Bruce Dingwell, D. - 2007 - *Non-Newtonian rheological law for highly crystalline dome lavas*. Geology 35, 843. doi:10.1130/G23594A.1
- Lavallée, Y., Varley, N.R., Alatorre-Ibargüengoitia, M. a., Hess, K.-U., Kueppers, U., Mueller, S.P., Richard, D., Scheu, B., Spieler, O., Dingwell, D.B. - 2012 - *Magmatic architecture of dome-building eruptions at Volcán de Colima, Mexico*. Bull. Volcanol. 74, 249 - 260. doi:10.1007/s00445-011-0518-4
- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrouc, V., Lagabrielle, R., Meric, O. - 2011 - *Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data*. Eng. Geol. 120, 18 - 31. doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.004
- Lecoq, H. - 1828 - *Description de la montagne de Gravenoire*. Ann. Sci. littéraires Ind. l’Auvergne I, 305-317.
- Lecoq, H. - 1833 - *Description du volcan de Pariou*. Pélisson.
- Leech, C., Johnson, R.M. - 1992 - *Location Buried drums using a proton precession magnetometer and magnetic gradiometer*, in: Proceeding of the Second International Conference on Construction on Polluted and Marginal Land. p. 37-49.
- Legault, J.M., Carriere, D., Petrie, L. - 2008 - *Synthetic model testing and distributed acquisition dc resistivity results over an unconformity uranium target from the Athabasca Basin, northern Saskatchewan*. Lead. Edge 27, 46-51.
- Lejeune, A.-M., Richet, P. - 1995 - *Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities*. J. Geophys. Res. 100, 4215. doi:10.1029/94JB02985

- Lénat, J.-F. - 1995 - *Geoelectrical methods in volcano monitoring*. Monit. Act. Volcanoes. UCL Press. London 248-274.
- Lénat, J.-F., Aubert, M. - 1982 - *Structure of piton de la fournaise volcano (La Reunion island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 12, 361-392. doi:10.1016/0377-0273(82)90035-X
- Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B., Labazuy, P. - 2000 - *Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion)*. Bull. Volcanol. 62, 75 - 89. doi:10.1007/s004459900058
- Lesparre, N., Gibert, D., Marteau, J., Komorowski, J.-C., Nicollin, F., Coutant, O. - 2012 - *Density muon radiography of La Soufrière of Guadeloupe volcano: comparison with geological, electrical resistivity and gravity data*. Geophys. J. Int. 190, 1008-1019. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05546.x
- Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J.-C., Adler, A. - 2014 - *Cross-section electrical resistance tomography of La Soufriere of Guadeloupe lava dome*. Geophys. J. Int. 197, 1516-1526. doi:10.1093/gji/ggu104
- Levenberg, K. - 1944 - *A method for the solution of certain problems in least squares*. Q. Appl. Math. 2, 164 - 168.
- Li, Y., Oldenburg, D.W. - 1998 - *3-D inversion of gravity data*. Geophysics 63, 109 - 119. doi:10.1190/1.1444302
- Linde, N., Baron, L., Ricci, T., Finizola, A., Revil, A., Muccini, F., Cocchi, L., Carmisciano, C. - 2014 - *3-D density structure and geological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) inferred from land-based and sea-surface gravity data*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 273, 58-69. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.01.006
- Lindsay, J.M., Leonard, G., Smid, E., Hayward, B. - 2011 - *Age of the Auckland Volcanic Field: a review of existing data*. New Zeal. J. Geol. Geophys. 54, 379 - 401. doi:10.1080/00288306.2011.595805
- Linford, N. - 2006 - *The application of geophysical methods to archaeological prospection*. Reports Prog. Phys. 69, 2205.
- Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. - 1981 - *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. US Dept. of the Interior, US Geological Survey.
- Locke, C.A., Cassidy, J. - 1997 - *Egmont Volcano, New Zealand: three-dimensional structure and its implications for evolution*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 76, 149 - 161. doi:10.1016/S0377-0273(96)00074-1
- Locke, C.A., Cassidy, J., MacDonald, A. - 1994 - *Constraints on the evolution of the Taranaki volcanoes, New Zealand, based on aeromagnetic data*. Bull. Volcanol. 56, 552 - 560. doi:10.1007/BF00302835
- Loke, M.H. - 2012 - *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software, Malaysia.
- Loke, M.H., Barker, R.D. - 1996a - *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. Geophys. Prospect. 44, 131-152. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x
- Loke, M.H., Barker, R.D. - 1996b - *Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion*. Geophys. Prospect. 44, 499-523. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x

- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B. - 2013 - *Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method*. J. Appl. Geophys. 95, 135 - 156. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.02.017
- Longman, I.M. - 1959 - *Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun*. J. Geophys. Res. 64, 2351-2355. doi:10.1029/JZ064i012p02351
- Loughlin, S.C., Calder, E.S., Clarke, A.B., Cole, P.D., Luckett, R., Mangan, M.T., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Voight, B., Watts, R.. - 2002 - *Pyroclastic flows and surges generated by the 25 June 1997 dome collapse, Soufrière Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 191-210.
- Lu, S.G., Bai, S.Q., Xue, Q.F. - 2007 - *Magnetic properties as indicators of heavy metals pollution in urban topsoils: a case study from the city of Luoyang, China*. Geophys. J. Int. 171, 568-580. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03545.x
- Lucazeau, F., Vasseur, G., Bayer, R. - 1984 - *Interpretation of heat flow data in the french massif central*. Tectonophysics 103, 99-119. doi:10.1016/0040-1951(84)90077-5
- Lustrino, M., Wilson, M. - 2007 - *The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province*. Earth-Science Rev. 81, 1-65. doi:10.1016/j.earscirev.2006.09.002

M

- Macnae, J.C. - 1979 - *Kimberlites and exploration geophysics*. Geophysics 44, 1395 - 1416. doi:10.1190/1.1441014
- Major, J.J., Dzurisin, D.D., Schilling, S.P., Poland, M.P. - 2009 - *Monitoring lava-dome growth during the 2004–2008 Mount St. Helens, Washington, eruption using oblique terrestrial photography*. Earth Planet. Sci. Lett. 286, 243-254. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.034
- Major, J.J., Scott, W.E., Driegger, C., Dzurisin, D.D. - 2005 - *Mount St. Helens Erupts Again - Activity from September through March*.
- Malahoff, A., Woollard, G. - 1966 - *Magnetic Surveys Over the Hawaiian Islands and Their Geologic Implications*.
- Marescot, L. - 2004 - *Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis*. Université de Nantes et Université de Lausanne.
- 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 Surf. Geophys. 1, 57-67. doi:10.3997/1873-0604.2002007
- Marquardt, D.W. - 1963 - *An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters*. J. Soc. Ind. Appl. Math. 11, 431-441. doi:10.2307/2098941
- 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)*. J. Petrol. 54, 1071-1107. doi:10.1093/petrology/egt006
- Martelet, G., Sailhac, P., Moreau, F., Diament, M. - 2001 - *Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data: Theory and application to the Himalayas*. Geophysics 66, 1116-1129. doi:10.1190/1.1487060
- Matthews, A.J. - 2002 - *Rainfall-induced volcanic activity on Montserrat*. Geophys. Res. Lett. 29, 1644. doi:10.1029/2002GL014863

- Maury, R.C., Brousse, R., Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H., Treuil, M. - 1980 - *Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I. Pétrologie*. Bull. Minéralogie 103, 250-266.
- Maus, S., Sengpiel, K.P., Röttger, B., Siemon, B., Tordiffe, E.A.W. - 1999 - *Variogram analysis of helicopter magnetic data to identify paleochannels of the Omaruru River, Namibia*. Geophysics 64, 785-794. doi:10.1190/1.1444588
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., Costa, A., Barmin, A.A. - 2011 - *Volcanic Eruptions: Cyclicality During Lava Dome Growth*, in: Extreme Environmental Events. Springer New York, New York, NY, p. 1035-1081. doi:10.1007/978-1-4419-7695-6_56
- Melnik, OlegSparks, R.S.J. - 1999 - *Nonlinear dynamics of lava dome extrusion*. Nature 402, 37-41. doi:10.1038/46950
- Merle, O., Michon, L. - 2001 - *The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area*. Bull. la Société Géologique Fr. 172, 213-221. doi:10.2113/172.2.213
- Merle, O., Michon, L., Camus, G., de Goër de Herve, A. - 1998 - *L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central*. Bull. la Société Géologique Fr. 169, 615-626.
- Meyer, R., Foulger, G.R. - 2007 - *The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes*. www.mantleplumes.org 1-17.
- Miallier, D., Boivin, P., Deniel, C., Gourgaud, A., Lanos, P., Sforza, M., Pilleyre, T. - 2010 - *The ultimate summit eruption of Puy de Dôme volcano (Chaîne des Puys, French Massif Central) about 10,700 years ago*. Comptes Rendus Geosci. 342, 847-854. doi:10.1016/j.crte.2010.09.004
- Miallier, D., Boivin, P., Pilleyre, T., Choupin, L., Malterre, D., Sanzelle, S. - 2008 - *Les téphras du Pariou (Chaîne des Puys, France)*. Quaternaire 87-96. doi:10.4000/quaternaire.2172
- Michaut, C., Ricard, Y., Bercovici, D., Sparks, R.S.J. - 2013 - *Eruption cyclicality at silicic volcanoes potentially caused by magmatic gas waves*. Nat. Geosci. 6, 856-860. doi:10.1038/ngeo1928
- Michel-Levy, A. - 1890 - *La Chaîne des Puys*. Bull. la Soc. Geol. Fr. (3ème série) 19, 696-742.
- Michon, L., Merle, O. - 2001 - *The evolution of the Massif Central Rift; spatio-temporal distribution of the volcanism*. Bull. la Société Géologique Fr. 172, 201-211. doi:10.2113/172.2.201
- Migoń, P., Pánek, T., Malik, I., Hrádecký, J., Owczarek, P., Šilhán, K. - 2010 - *Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland*. Geomorphology 124, 200-214. doi:10.1016/j.geomorph.2010.09.024
- Miller, T.P. - 1994 - *Dome growth and destruction during the 1989–1990 eruption of redoubt volcano*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 62, 197-212. doi:10.1016/0377-0273(94)90034-5
- Montesinos, F.G., Camacho, A.G., Nunes, J.C., Oliveira, C.S., Vieira, R. - 2003 - *A 3-D gravity model for a volcanic crater in Terceira Island (Azores)*. Geophys. J. Int. 154, 393 - 406. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01960.x
- Moore, I.D., Lewis, A., Gallant, J.C. - 1993 - *Terrain properties: Estimation Methods and Scale Effects. Modeling Change in Environmental Systems*.
- Moore, J.G., Albee, W.C. - 1981 - *Topographic and structural changes, March--July 1980—photogrammetric data*, in: The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. US Geol. Surv. Prof. Pap, p. 123-134.
- Morelli, C., Gantar, C., McConnell, R.K., Szabo, B., Uotila, U. - 1972 - *The international gravity standardization net 1971 (IGSN 71)*.

Moritz, H. - 1980 - *Geodetic reference system 1980*. Bull. Géodésique 54, 395 - 405. doi:10.1007/BF02521480

Mushayandebvu, M.F., Lesur, V., Reid, A.B., Fairhead, J.D. - 2004 - *Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures*. Geophysics 69, 489-496. doi:10.1190/1.1707069

N

Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E. - 2005a - *Historical development of the gravity method in exploration*. Geophysics 70, 63ND-89ND. doi:10.1190/1.2133785

Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E. - 2005b - *The historical development of the magnetic method in exploration*. Geophysics 70, 33ND-61ND. doi:10.1190/1.2133784

Nagy, D. - 1966 - *The gravitational attraction of a right rectangular prism*. Geophysics 31, 362-371.

Nakada, S., Fujii, T. - 1993 - *Preliminary report on the activity at Unzen Volcano (Japan), November 1990-November 1991: Dacite lava domes and pyroclastic flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 54, 319-333. doi:10.1016/0377-0273(93)90070-8

Nakada, S., Miyake, Y., Sato, H., Oshima, O., Fujinawa, A. - 1995 - *Endogenous growth of dacite dome at Unzen volcano (Japan), 1993-1994*. Geology 23, 157. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0157:EGODDA>2.3.CO;2

Nakada, S., Shimizu, H., Ohta, K. - 1999 - *Overview of the 1990-1995 eruption at Unzen Volcano*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 89, 1-22. doi:10.1016/S0377-0273(98)00118-8

Nakatsutka, T. - 1994 - *Aeromagnetic anomalies over the area of Unzendake volcano*. J. Geomagn. Geoelectr. 46, 529-540.

Németh, K. - 2010 - *Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 470, 43-66.

Nettleton, L.L. - 1939 - *Determination of density for reduction of gravimeter observations*. Geophysics 4, 176-183.

Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D.B. - 2006 - *The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 153, 37-50. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008

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.

Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G., Komorowski, J.-C. - 2006 - *Electrical tomography of La Soufrière of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation*. Earth Planet. Sci. Lett. 244, 709-724. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.020

Nishiyama, R., Tanaka, Y., Okubo, S., Oshima, H., Tanaka, H.K.M., Maekawa, T. - 2014 - *Integrated processing of muon radiography and gravity anomaly data toward the realization of high-resolution 3-D density structural analysis of volcanoes: Case study of Showa-Shinzan lava dome, Usu, Japan*. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 699-710. doi:10.1002/2013JB010234

O

- Ogilvy, R.D., Meldrum, P.I., Chambers, J.E. - 1999 - *Imaging of industrial waste deposits and buried quarry geometry by 3-D resistivity tomography*. Eur. J. Environ. Eng. Geophys. 3, 103-113.
- Olayinka, A.I., Yaramanci, U. - 1999 - *Choice of the best model in 2-D geoelectrical imaging: case study from a waste dump site*. Eur J Env. Eng Geophys 3, 221-244.
- Oldenburg, D.W. - 1974 - *The inversion and interpretation of gravity anomalies*. Geophysics. doi:10.1190/1.1440444
- Oldenburg, D.W., Li, Y. - 1999 - *Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys*. Geophysics 64, 403-416. doi:10.1190/1.1444545

P

- Page, L.M. - 1968 - *Use of the Electrical Resistivity Method for Investigating Geologic and Hydrologic Conditions in Santa Clara County, California*. Ground Water 6, 31 - 40. doi:10.1111/j.1745-6584.1968.tb01662.x
- Palacky, G.J. - 1988 - *Resistivity characteristics of geologic targets*. Electromagn. methods Appl. Geophys. 1, 53-129.
- 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 Geol. 40, 277-294. doi:10.5027/andgeoV40n2-a06
- Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradecký, 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. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.008
- Pánisová, J., Pašteka, R. - 2009 - *The use of microgravity technique in archaeology: A case study from the St. Nicolas Church in Pukanec, Slovakia*. Contrib. to Geophys. Geod. 39, 237 - 254. doi:10.2478/v10126-009-0009-1
- Papadopoulos, N.G., Yi, M.-J., Kim, J.-H., Tsourlos, P., Tsokas, G.N. - 2010 - *Geophysical investigation of tumuli by means of surface 3D Electrical Resistivity Tomography*. J. Appl. Geophys. 70, 192-205. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.001
- Parasnis, D.S. - 1952 - *A study of rock densities in the english midlands*. Geophys. J. Int. 6, 252-271. doi:10.1111/j.1365-246X.1952.tb03013.x
- Park, S. - 1998 - *Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data*. Geophysics 63, 41-51. doi:10.1190/1.1444326
- Park, S.K., Van, G.P. - 1991 - *Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes*. Geophysics 56, 951-960. doi:10.1190/1.1443128
- Patterson, D.A., Davey, J.C., Cooper, A.H., Ferris, J.K. - 1995 - *The investigation of dissolution subsidence incorporating microgravity geophysics at Ripon, Yorkshire*. Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol. 28, 83-94. doi:10.1144/GSL.QJEGH.1995.028.P1.08

- Paulatto, M., Minshull, T.A., Baptie, B.J., Dean, S., Hammond, J.O.S., Henstock, T., Kenedi, C.L., Kiddle, E.J., Malin, P., Peirce, C., Ryan, G.A., Shalev, E., Sparks, R.S.J., Voight, B. - 2010 - *Upper crustal structure of an active volcano from refraction/reflection tomography, Montserrat, Lesser Antilles*. Geophys. J. Int. 180, 685-696. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04445.x
- Perrier, G., Ruegg, J.C. - 1973 - *Structure profonde du Massif Central français*. Ann. Géophysique 29, 435-502.
- Pessel, M., Gibert, D. - 2003 - *Multiscale electrical impedance tomography*. J. Geophys. Res. 108, 2054. doi:10.1029/2001JB000233
- Pick, M., Picha, J., Vyskocil, V. - 1973 - *Theory of the Earth's gravity field*. Amsterdam; New York Elsevier Sci. Pub. Co., 1973. 1.
- Pilkington, M., Crossley, D.J. - 1986 - *Determination of crustal interface topography from potential fields*. Geophysics 51, 1277-1284. doi:10.1190/1.1442180
- Plenier, G., Valet, J.-P., Guérin, G., Lefèvre, J.-C., LeGoff, M., Carter-Stiglitz, B. - 2007 - *Origin and age of the directions recorded during the Laschamp event in the Chaîne des Puys (France)*. Earth Planet. Sci. Lett. 259, 414-431. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.039
- Pollard, D.D., Delaney, P.T., Duffield, W.A., Endo, E.T., Okamura, A.T. - 1983 - *Surface deformation in volcanic rift zones*. Tectonophysics 94, 541-584. doi:10.1016/0040-1951(83)90034-3
- Portal, A. - 2015 - *Etude géophysique de la structure interne d'un dôme volcanique : le Puy de Dôme (Chaîne des Puys, France)*.
- Portal, A., Fargier, Y., Labazuy, P., Lénat, J.-F. - in prep. - 3D resistivity imaging of the inner structure of a lava dome and its environment.
- Portal, A., Gailler, L.-S., Labazuy, P., Lénat, J.-F. - accepted - *Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism*. J. Volcanol. Geotherm. Res.
- Portal, A., Labazuy, P., Lénat, J.-F., Béné, S., Boivin, P., Busato, E., Cârloganu, C., Combaret, C., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Laktineh, I., Miallier, D., Mirabito, L., Niess, V., Vulpescu, B. - 2013 - *Inner structure of the Puy de Dôme volcano: cross-comparison of geophysical models (ERT, gravimetry, muon imaging)*. Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst. 2, 47-54. doi:10.5194/gi-2-47-2013
- Poulett-Scrope, G. - 1827 - *Memoir on the Geology of Central France: including the volcanic formations of Auvergne, the Velay, and the Vivarais*.
- Power, J.A., Stihler, S.D., Chouet, B.A., Haney, M.M., Ketner, D.M. - 2013 - *Seismic observations of Redoubt Volcano, Alaska — 1989–2010 and a conceptual model of the Redoubt magmatic system*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 259, 31-44. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.09.014
- Power, M., Belcourt, G., Rockel, E. - 2004 - *Geophysical methods for kimberlite exploration in northern Canada*. Lead. Edge 23, 1124-1129. doi:10.1190/1.1825939

R

- Ramsey, M.S., Wessels, R.L., Anderson, S.W. - 2012 - *Surface textures and dynamics of the 2005 lava dome at Shiveluch volcano, Kamchatka*. Geol. Soc. Am. Bull. 124, 678 - 689. doi:10.1130/B30580.1
- René, R.M. - 1986 - *Gravity inversion using open, reject, and « shape-of-anomaly » fill criteria*. Geophysics 51, 988-994. doi:10.1190/1.1442157

- Represas, P., Catalão, J., Montesinos, F.G., Madeira, J., Mata, J., Antunes, C., Moreira, M. - 2012 - *Constraints on the structure of Maio Island (Cape Verde) by a three-dimensional gravity model: imaging partially exhumed magma chambers*. Geophys. J. Int. 190, 931 - 940. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05536.x
- Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde-Cabusson, S., Bennati, L., Bolève, A., Byrdina, S., Carzaniga, N., Di Gangi, F., Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., Roulleau, E., Suski, B. - 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*. J. Geophys. Res. 113, B07207. doi:10.1029/2007JB005394
- Revil, A., Finizola, A., Ricci, T., Delcher, E., Peltier, A., Barde-Cabusson, S., Avard, G., Bailly, T., Bennati, L., Byrdina, S., Colonge, J., Di Gangi, F., Douillet, G., Lupi, M., Letort, J., Tsang Hin Sun, E. - 2011 - *Hydrogeology of Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy) from the interpretation of resistivity tomograms, self-potential, soil temperature and soil CO₂ concentration measurements*. Geophys. J. Int. 186, 1078 - 1094. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05112.x
- Revil, A., Finizola, A., Sortino, F., Ripepe, M. - 2004 - *Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy: implications for ground water flow and paroxysmal activity*. Geophys. J. Int. 157, 426-440. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02181.x
- Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T., Kemna, a. - 2012 - *Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology*. Hydrogeol. J. 20, 617 -658. doi:10.1007/s10040-011-0819-x
- Reynolds, J.M. - 2002 - *The role of environmental geophysics in the investigation of an acid tar lagoon, Llwyneinion, North Wales, UK*. First Break 20.
- Reynolds, J.M. - 2011 - *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Reynolds, R.L., Fishman, N.S., Hudson, M.R. - 1991 - *Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson oil field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt*. Geophysics 56, 606-617. doi:10.1190/1.1443077
- Ritz, M., Robain, H., Pervago, E., Albouy, Y., Camerlynck, C., Descloitres, M., Mariko, A. - 1999 - *Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon*. Geophys. Prospect. 47, 85 - 101. doi:10.1046/j.1365-2478.1999.00122.x
- Robain, H., Bobachev, A. - 2002 - *X2IPI : user manual*.
- Robock, A. - 2002 - *Volcanic eruptions and climate*. Clim. Chang. Nat. forcing factors Clim. Chang. timescales 10-1 to 10-5 years 38, 305.
- Rollin, K.E. - 1986 - *Geophysical surveys on the Lizard Complex, Cornwall*. J. Geol. Soc. London. 143, 437-446. doi:10.1144/gsjgs.143.3.0437
- Rose, W.I. - 1972 - *Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala*. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1413. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[1413:SVDG]2.0.CO;2
- Rose, W.I. - 1987 - *Volcanic activity at Santiaguito volcano, 1976-1984*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., Geological Society of America Special Papers 212, 17-28. doi:10.1130/SPE212
- Ross, G.M., Broome, J., Miles, W. - 1994 - *Potential fields and basement structure: Western Canada sedimentary basin*. Geol. atlas West. Canada Sediment. Basin. Compil. by GD Mossop I. Shetsen. Can. Soc. Pet. Geol. Alberta Res. Council. Calgary, Alta 41-48.

- Rücker, C., Günther, T., Spitzer, K. - 2006 - *Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling*. Geophys. J. Int. 166, 495 - 505. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x
- 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. doi:10.1190/1.3464806
- Ryan, G.A., Loughlin, S.C., James, M.R., Jones, L.D., Calder, E.S., Christopher, T., Strutt, M.H., Wadge, G. - 2010 - *Growth of the lava dome and extrusion rates at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: 2005-2008*. Geophys. Res. Lett. 37, n/a - n/a. doi:10.1029/2009GL041477
- Rymer, H., Brown, G.C. - 1986 - *Gravity fields and the interpretation of volcanic structures: Geological discrimination and temporal evolution*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 27, 229-254. doi:10.1016/0377-0273(86)90015-6
- Rymer, H., Brown, G.C. - 1989 - *Gravity changes as a precursor to volcanic eruption at Poás volcano, Costa Rica*. Nature 342, 902-905. doi:10.1038/342902a0
- Rymer, H., Cassidy, J., Locke, C.A., Barboza, M., Barquero, J., Brenes, J., Van der Laat, R. - 2000 - *Geophysical studies of the recent 15-year eruptive cycle at Poás Volcano, Costa Rica*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 97, 425-442. doi:10.1016/S0377-0273(99)00166-3

S

- Saltus, R.W., Blakely, R.J., Haeussler, P.J., Wells, R.E. - 2005 - *Utility of aeromagnetic studies for mapping of potentially active faults in two forearc basins: Puget Sound, Washington, and Cook Inlet, Alaska*. Earth, Planets Sp. 57, 781-793. doi:10.1186/BF03351857
- Sanderson, T.J.O., Berrino, G., Corrado, G., Grimaldi, M. - 1983 - *Ground deformation and gravity changes accompanying the March 1981 eruption of Mount Etna*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 16, 299-315. doi:10.1016/0377-0273(83)90035-5
- Sasai, Y., Uyeshima, M., Zlotnicki, J., Utada, H., Kagiya, T., Hashimoto, T., Takahashi, Y. - 2002 - *Magnetic and electric field observations during the 2000 activity of Miyake-jima volcano, Central Japan*. Earth Planet. Sci. Lett. 203, 769-777. doi:10.1016/S0012-821X(02)00857-9
- Sasaki, Y. - 1992 - *Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation*. Geophys. Prospect. 40, 453-463. doi:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x
- Sato, H., Fujii, T., Nakada, S. - 1992 - *Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano*. Nature 360, 664-666. doi:10.1038/360664a0
- Schlumberger, C. - 1920 - *Étude sur la prospection électrique du sous-sol, Gaultier-V. ed.* Paris.
- Schmincke, H.-U. - 2007 - *The Quaternary volcanic fields of the east and west Eifel (Germany)*, in: Mantle Plumes. Springer, p. 241-322.
- Schultz, A.K. - 1989 - *Monitoring fluid movement with the borehole gravity meter*. Geophysics 54, 1267-1273. doi:10.1190/1.1442586
- Seigel, H.O., Hill, H.L., Baird, J.G. - 1968 - *Discovery case history of the pyramid ore bodies pine point, Northwest territories, Canada*. Geophysics 33, 645-656. doi:10.1190/1.1439959

- Shalev, E., Kenedi, C.L., Malin, P., Voight, V., Miller, V., Hidayat, D., Sparks, R.S.J., Minshull, T., Paulatto, M., Brown, L., Mattioli, G. - 2010 - *Three-dimensional seismic velocity tomography of Montserrat from the SEA-CALIPSO offshore/onshore experiment*. Geophys. Res. Lett. 37, 1-6. doi:10.1029/2010GL042498
- Siebert, L., Simkin, T., Kimberly, P. - 2010 - *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Simmons, J., Elsworth, D., Voight, B. - 2004 - *Instability of exogenous lava lobes during intense rainfall*. Bull. Volcanol. 66, 725-734. doi:10.1007/s00445-004-0353-y
- Smellie, J.L., Millar, I.L., Butterworth, P.J., Rex, D.C. - 1998 - *Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica*. Bull. Volcanol. 59, 245-261. doi:10.1007/s004450050189
- Smith, D.V., Pratt, D. - 2003 - *Advanced Processing and Interpretation of the High-Resolution Aeromagnetic Survey Data over the Central Edwards Aquifer, Texas*, in: Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems.
- Smith, R.P., Grauch, V.J.S., Blackwell, D.D. - 2002 - *Preliminary Results of a High-Resolution Aeromagnetic Survey to Identify Buried Faults at Dixie Valley, Nevada*, in: Geothermal Resources Council: 2002 Annual Meeting. p. 543-546.
- 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. doi:10.1016/S0040-1951(97)00019-X
- Socco, L.V., Jongmans, D., Boiero, D., Stocco, S., Maraschini, M., Tokeshi, K., Hantz, D. - 2010 - *Geophysical investigation of the Sandalp rock avalanche deposits*. J. Appl. Geophys. 70, 277-291. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.005
- Somigliana, C. - 1930 - *Geofisica Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico*. Cl. di Sci. Mat. e Nat. 6, 237-243.
- Sourisseau, J. - 2007 - *Les trachytes du Puy de Dôme*. Mémoire de M2R. Université Blaise Pascal.
- Sowerbutts, W.T.C. - 1987 - *Magnetic mapping of the Butterson Dyke: an example of detailed geophysical surveying*. J. Geol. Soc. London. 144, 29-35. doi:10.1144/gsjgs.144.1.0029
- Sowerbutts, W.T.C. - 1988 - *The use of geophysical methods to locate joints in underground metal pipelines*. Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol. 21, 273-281. doi:10.1144/GSL.QJEG.1988.021.03.02
- Spaid-Reitz, M.K., Eick, P.M. - 1998 - *HARAM as a tool for petroleum system analysis and trend exploration: A case study of the Mississippi Delta survey, southeast Louisiana*. Can. J. Explor. Geophys. 34, 83-96.
- Sparks, R.S.J. - 1997 - *Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions*. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 177-189. doi:10.1016/S0012-821X(97)00109-X
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, R.A., Komorowski, J.-C., Luckett, R., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Voight, B., Woods, A.W. - 2002 - *Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 409-434. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.18
- Sparks, R.S.J., Murphy, M.D., Lejeune, A.-M., Watts, R., Barclay, J., Young, S.R. - 2000 - *Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization*. Terra Nov. 12, 14-20. doi:10.1046/j.1365-3121.2000.00267.x

- Sparks, R.S.J., Young, S.R. - 2002 - *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat (1995-1999): overview of scientific results*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 45 - 69. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.03
- Spudis, P.D. - 2015 - *Volcanism on the Moon*, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 689-700. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00039-0
- Stephenson, S.N. - 1984 - *Glacier flexure and the position of grounding lines: measurements by tiltmeter on Rutford Ice Stream, Antarctica*. Ann. Glaciol. 5, 165-169.
- Stix, J., Zapata G., J.A., Calvache V., M., Cortés J., G.P., Fischer, T.P., Gómez M., D., Narvaez M., L., Ordoñez V., M., Ortega E., A., Torres C., R., Williams, S.N. - 1993 - *A model of degassing at Galeras Volcano, Colombia, 1988-1993*. Geology 21, 963. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0963:AMODAG>2.3.CO;2
- Stone, V.C.A., Fairhead, J.D., Oterdoom, W.H. - 2004 - *Micromagnetic seep detection in the Sudan*. Lead. Edge 23, 734-737. doi:10.1190/1.1786893
- Storz, H., Storz, W., Jacobs, F. - 2000 - *Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust*. Geophys. Prospect. 48, 455 - 471. doi:10.1046/j.1365-2478.2000.00196.x
- Swanson, D.A., Dzurisin, D.D., Holcomb, R.T., Iwatsubo, E.Y., Chadwick, W.W., Casadevall, T., Ewert, J.W., Heliker, C.C. - 1987a - *Growth of the lava dome at Mount St. Helens, Washington, (USA), 1981-1983*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 212, 1-16.
- Swanson, D.A., Dzurisin, D.D., Holcomb, R.T., Iwatsubo, E.Y., Chadwick, W.W., Casadevall, T., Ewert, J.W., Heliker, C.C. - 1987b - *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*, in: Fink, J.H. (Éd.), Geological Society of America Special Papers, Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, p. 1-16. doi:10.1130/SPE212
- Swanson, D.A., Holcomb, R.T. - 1990 - *Regularities in Growth of the Mount St. Helens Dacite Dome, 1980-1986*, in: Fink, J.H. (Éd.), Lava Flows and Domes - Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 3-24.

T

- Tanaka, H.K.M., Yokoyama, I. - 2008 - *Muon radiography and deformation analysis of the lava dome formed by the 1944 eruption of Usu, Hokkaido —Contact between high-energy physics and volcano physics—*. Proc. Japan Acad. Ser. B 84, 107-116. doi:10.2183/pjab.84.107
- Tanaka, K.L., Shoemaker, E.M., Ulrich, G.E., Wolfe, E.W. - 1986 - *Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona*. Geol. Soc. Am. Bull. 97, 129 - 141. doi:10.1130/0016-7606(1986)97
- Tanaka, Y. - 1993 - *Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso volcano*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 56, 319 - 338. doi:10.1016/0377-0273(93)90024-L
- Tarantola, A. - 2005 - *Inverse Problem Theory, SIAM. ed.*
- Taron, J., Elsworth, D., Thompson, G., Voight, B. - 2007 - *Mechanisms for rainfall-concurrent lava dome collapses at Soufrière Hills Volcano, 2000–2002*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 160, 195-209. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.10.003
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. - 1976 - *Applied Geophysics, Cambridge. ed.*, Geological Magazine. Cambridge University Press, London, Cambridge.

- Teskey, D.J., Hood, P.J., Morley, L.W., Gibb, R.A., Sawatzky, P., Bower, M., Ready, E.E. - 1993 - *The aeromagnetic survey program of the Geological Survey of Canada: contribution to regional geological mapping and mineral exploration*. Can. J. Earth Sci. 30, 243-260. doi:10.1139/e93-021
- Thévenon, L. - 1996 - *Carte d'anomalie de Bouguer de la Chaîne des Puys (zone Nord)*. Mémoire de M2R. Université Blaise Pascal.
- Thiel, E., Crary, A.P., Haubrich, R.A., Behrendt, J.C. - 1960 - *Gravimetric determination of ocean tide, Weddell and Ross seas, Antarctica*. J. Geophys. Res. 65, 629 - 636. doi:10.1029/JZ065i002p00629
- Tiede, C., Camacho, A.G., Gerstenecker, C., Fernández, J., Suyanto, I. - 2005 - *Modeling the density at Merapi volcano area, Indonesia, via the inverse gravimetric problem*. Geochemistry, Geophys. Geosystems 6, n/a-n/a. doi:10.1029/2005GC000986
- Tikhonov, A., Arsenin, V., John, F. - 1977 - *Solutions of ill-posed problems*.
- Tonkov, N., Loke, M.H. - 2006 - *A resistivity survey of a burial mound in the 'Valley of the Thracian Kings'*. Archaeol. Prospect. 13, 129-136. doi:10.1002/arp.273
- Treitel, S., Clement, W.G., Kaul, R.K. - 1971 - *The Spectral Determination of Depths to Buried Magnetic Basement Rocks*. Geophys. J. Int. 24, 415 - 428. doi:10.1111/j.1365-246X.1971.tb02187.x
- Tsokas, G.N., Papazachos, C.B. - 1992 - *Two-dimensional inversion filters in magnetic prospecting: Application to the exploration for buried antiquities*. Geophysics 57, 1004 - 1013. doi:10.1190/1.1443311

V

- Valentine, G.A., Connor, C.B. - 2015 - *Basaltic Volcanic Fields*, in: The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 423-439. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7
- Vallance, J.W., Gardner, C.A., Scott, W.E., Iverson, R.M., Pierson, T.C. - 2010 - *Mount St. Helens: A 30-Year Legacy of Volcanism*. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 91, 169 - 170. doi:10.1029/2010EO190001
- van Wyk de Vries, B., Márquez, A., Herrera, R., Bruña, J.L.G., Llanes, P., Delcamp, A. - 2014 - *Craters of elevation revisited: forced-folds, bulging and uplift of volcanoes*. Bull. Volcanol. 76, 875. doi:10.1007/s00445-014-0875-x
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L., Treuil, M. - 1981 - *Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France)*. Geochim. Cosmochim. Acta 45, 1997-2016.
- Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R.C., Brousse, R. - 1980 - *Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie*. Bull. Minéralogie 103, 267-286.
- Vimont, É. - 1861 - *Notes sur les points d'éruption volcanique situés entre les puys de Pariou et de la Nugère, sur leurs éruptions successives et sur la différence d'âge des coulées qui en proviennent..* impr. de F. Thibaud.
- Vogel, C.R. - 2002 - *Computational methods for inverse problems*. Siam.

Vogel, T.A., Eichelberger, J.C., Younker, L.W., Schuraytz, B.C., Horkowitz, J.P., Stockman, H.W., Westrich, H.R. - 1989 - *Petrology and emplacement dynamics of intrusive and extrusive rhyolites of Obsidian Dome, Inyo Craters Volcanic Chain, eastern California*. J. Geophys. Res. 94, 17937. doi:10.1029/JB094iB12p17937

Voight, B. - 2000 - *Structural stability of andesite volcanoes and lava domes*. Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 358, 1663-1703. doi:10.1098/rsta.2000.0609

von Buch, L. - 1803 - *Observations sur les Volcans d'Auvergne*. J. des Mines 13, 249-256.

W

Wadge, G., Aspinall, W.P. - 2014 - *Chapter 24 - A review of volcanic hazard and risk-assessment praxis at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 1997 to 2011*. Geol. Soc. London, Mem. 39, 439-456. doi:10.1144/M39.24

Wadge, G., Ryan, G.A., Calder, E.S. - 2009 - *Clastic and core lava components of a silicic lava dome*. Geology 37, 551-554. doi:10.1130/G25747A.1

Wadge, G., Voight, B., Sparks, R.S.J., Cole, P.D., Loughlin, S.C., Robertson, R.E.A. - 2014 - *Chapter 1 - An overview of the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010*. Geol. Soc. London, Mem. 39, 1-40. doi:10.1144/M39.1

Waite, G.P., Moran, S.C. - 2009 - *VP Structure of Mount St. Helens, Washington, USA, imaged with local earthquake tomography*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 182, 113 - 122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.02.009

Watts, A.B., Fairhead, J.D. - 1999 - *A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins*. Lead. Edge 18, 258-263. doi:10.1190/1.1438270

Watts, R., Herd, R.A., Sparks, R.S.J., Young, S.R. - 2002 - *Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufriere Hills Volcano, Montserrat*. Geol. Soc. London, Mem. 21, 115-152. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.06

Wegler, U., Lühr, B.-G. - 2001 - *Scattering behaviour at Merapi volcano (Java) revealed from an active seismic experiment*. Geophys. J. Int. 145, 579-592. doi:10.1046/j.1365-246x.2001.01390.x

White, R.M.S., Collins, S., Denne, R., Hee, R., Brown, P. - 2001 - *A new survey design for 3D IP inversion modelling at Copper Hill*. Explor. Geophys. 32, 152. doi:10.1071/EG01152

White, S.M., Macdonald, K.C., Haymon, R.M. - 2000 - *Basaltic lava domes, lava lakes, and volcanic segmentation on the southern East Pacific Rise*. J. Geophys. Res. 105, 23519. doi:10.1029/2000JB900248

Whitehead, N., Musselman, C. - 2006 - *Montaj gravity & terrain correction*. Geosoft.

Williams, H. - 1932 - *The history and character of volcanic domes*. University of California Press.

Wilmes, H., Wziontek, H., Falk, R., Bonvalot, S. - 2009 - *AGrav—The New International Absolute Gravity Database of BGI and BKG and its benefit for the Global Geodynamics Project (GGP)*. J. Geodyn. 48, 305-309. doi:10.1016/j.jog.2009.09.035

Wilson, M., Downes, H. - 1991 - *Tertiary-Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe*. J. Petrol. 32, 811-849. doi:10.1093/petrology/32.4.811

Wilson, S.R., Ingham, M., McConchie, J.A. - 2006 - *The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition*. J. Hydrol. 316, 301-312. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.05.004

Woods, A.W., Koyaguchi, T. - 1994 - *Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas*. Nature 370, 641-644. doi:10.1038/370641a0

- Wright, H.M.N., Cashman, K. V., Rosi, M., Cioni, R. - 2007 - *Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador*. Bull. Volcanol. 69, 281-300. doi:10.1007/s00445-006-0073-6
- Wynn, J.C. - 2002 - *Evaluating groundwater in arid lands using airborne magnetic/EM methods: An example in the southwestern U.S. and northern Mexico*. Lead. Edge 21, 62 - 64. doi:10.1190/1.1445851

Y

- Yamamoto, T., Takarada, S., Suto, S. - 1993 - *Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan*. Bull. Volcanol. 55, 166-175. doi:10.1007/BF00301514
- Yamasato, H., Kitagawa, S., Komiya, M. - 1998 - *Effect of rainfall on dacitic lava dome collapse at Unzen volcano, Japan*. Pap. Meteorol. Geophys. 48, 73-78. doi:10.2467/mripapers.48.73
- Yaramanci, U. - 2000 - *Goelectric exploration and monitoring in rock salt for the safety assessment of underground waste disposal sites*. J. Appl. Geophys. 44, 181 - 196. doi:10.1016/S0926-9851(99)00013-0
- Yi, M.-J., Kim, J.-H., Song, Y., Cho, S.-J., Chung, S.-H., Suh, J.-H. - 2001 - *Three-dimensional imaging of subsurface structures using resistivity data*. Geophys. Prospect. 49, 483 - 497. doi:10.1046/j.1365-2478.2001.00269.x
- Yu, J. - 1984 - *Symmetric gaussian quadrature formulae for tetrahedral regions*. Comput. Methods Appl. Mech. Eng. 43, 349-353. doi:10.1016/0045-7825(84)90072-0

Z

- Závada, P., Kratinová, Z., Kusbach, V., Schulmann, K. - 2009 - *Internal fabric development in complex lava domes*. Tectonophysics 466, 101-113. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.005
- Zeyen, H., Volker, F., Wehrle, V., Fuchs, K., Sobolev, S. V., Altherr, R. - 1997 - *Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes*. Tectonophysics 278, 329 - 352. doi:10.1016/S0040-1951(97)00111-X
- Zhou, B., Dahlin, T. - 2003 - *Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying*. Near Surf. Geophys. 1. doi:10.3997/1873-0604.2003001
- Zlotnicki, J., Bof, M., Perdereau, L., Yvetot, P., Tjetjep, W.S., Sukhyar, R., Purbawinata, M.A. - 2000 - *Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 321-336. doi:10.1016/S0377-0273(00)00142-6
- Zlotnicki, J., Vargemezis, G., Mille, A., Bruère, F., Hammouya, G. - 2006 - *State of the hydrothermal activity of Soufrière of Guadeloupe volcano inferred by VLF surveys*. J. Appl. Geophys. 58, 265-279. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.05.004

Annexes

Annexe A1

Les dômes volcaniques permettant d'illustrer les éléments développés dans le *Chapitre 1* sont soit associés à des stratovolcans, soit contenus dans des champs d'édifices volcaniques monogéniques, soit des vestiges d'anciens volcans sous-marins. La *Figure A1.1* permet de faciliter la localisation de ces différentes structures volcaniques.

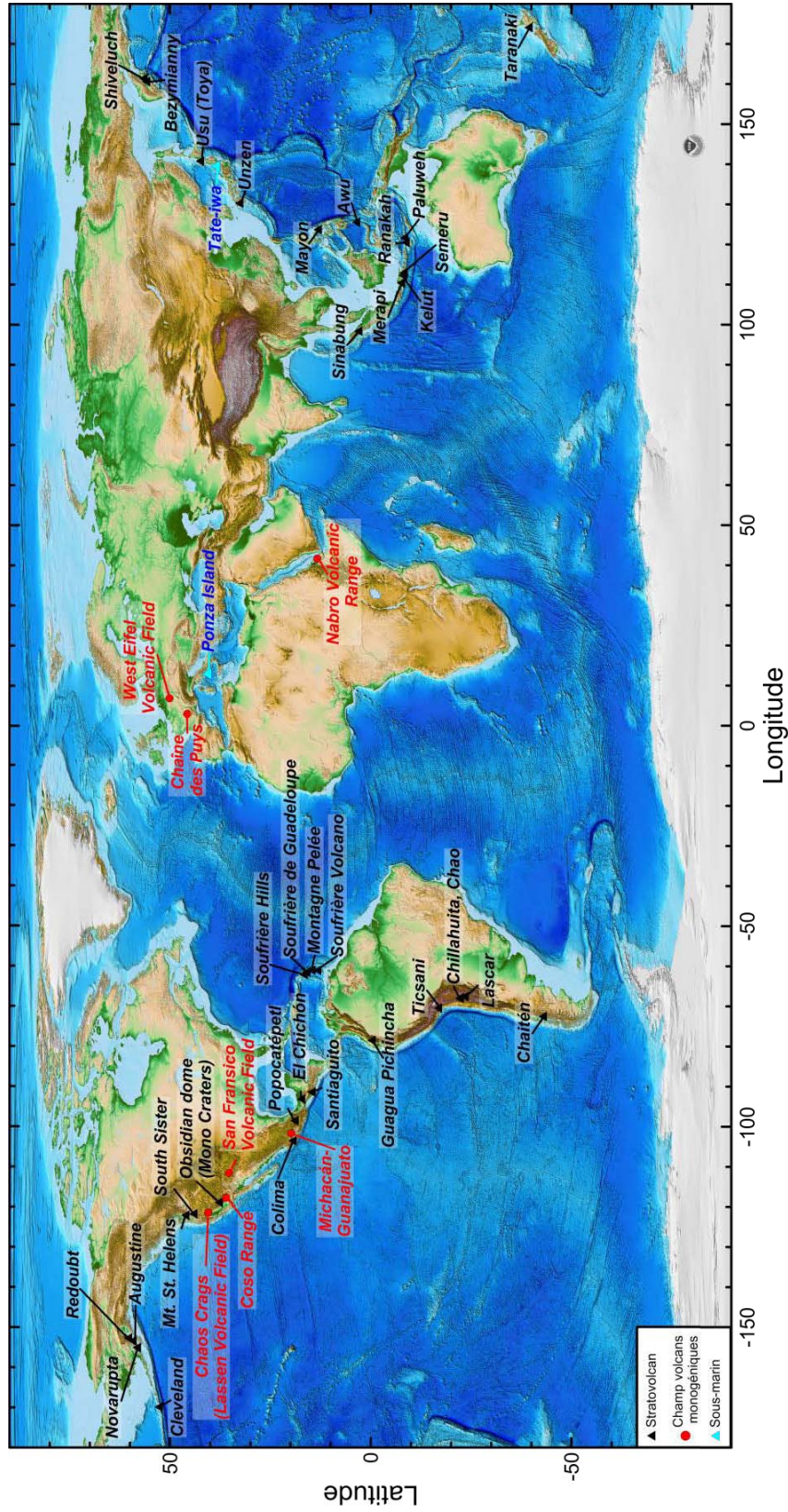


Figure A1.1 – Localisation des dômes volcaniques cités au cours de ce chapitre. (D'après Siebert et al., 2010). Fond de carte © NOAA.

Annexe A2

A2.1. MNT LiDAR haute résolution

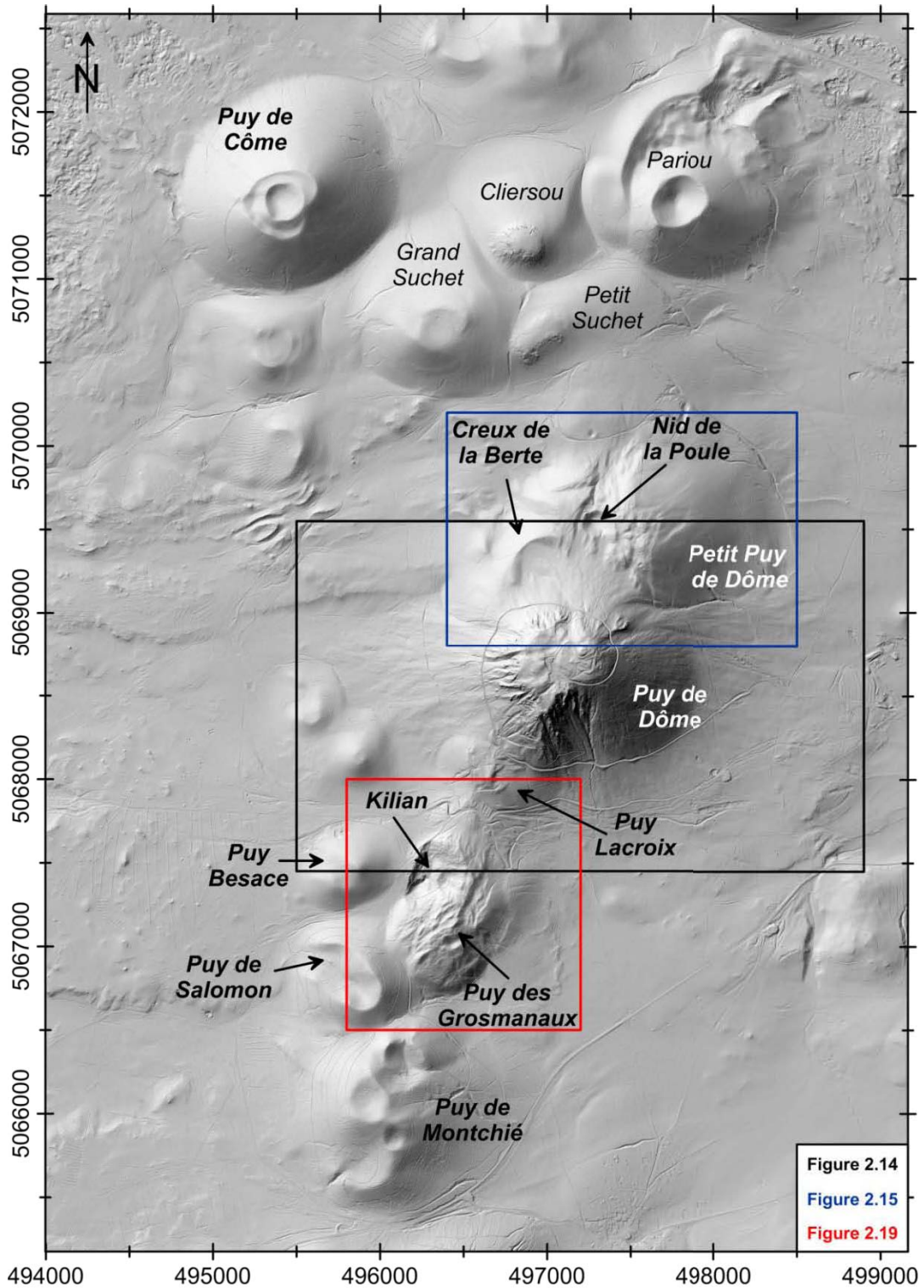


Figure A2.1 – MNT LiDAR (résolution 0.5m) de la Chaîne des Puy. Les encadrés correspondent aux limites des Figure 2.18, Figure 2.19 et Figure 2.23 présentées dans ce chapitre. Les noms des édifices ayant été cités sont aussi indiqués. Coordonnées en m (WGS84 – UTM31N).

A2.2. Carte volcanologique de la Chaîne des Puys

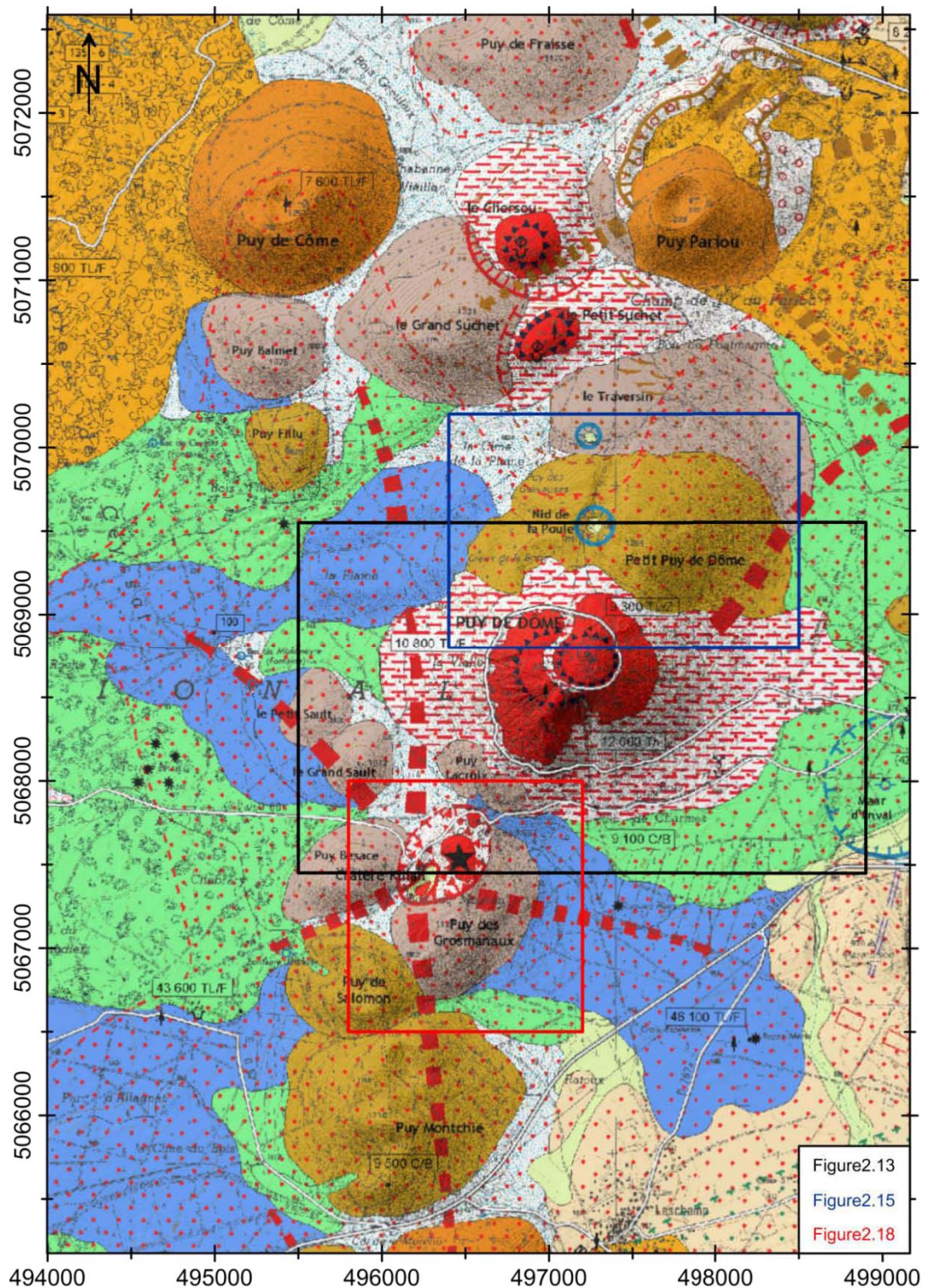


Figure A2.2 – Extrait de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2009). Les encadrés correspondent aux limites des Figure 2.18, Figure 2.19 et Figure 2.23. La Figure A2.3 présente la légende complète de cette carte.

**GÉOLOGIE DU VOLCANISME QUATERNAIRE
GEOLOGY OF THE QUATERNARY VOLCANISM**

**FORMATIONS SUPERFICIELLES ASSOCIÉES
ASSOCIATED SUPERFICIAL DEPOSITS**

- Éboulis, formations de pente.
Scree, slope washes.
- Colluvions et alluvions du Quaternaire récent (Pléistocène supérieur et Holocène).
Colluvium and alluvium of recent Quaternary (upper Pleistocene and Holocene).
- Coulee cachée sous alluvions ou colluvions : a) trachy-basaltique ; b) basaltique.
Lava flow hidden under alluvium or colluvium: a) trachybasaltic; b) basaltic.
- Scories basaltiques cachées sous tourbe et sédiments lacustres.
Basaltic cinders hidden under peat and lacustrine sediments.
- Avalanche de débris du Puy de Grave Noire cachée sous alluvions ou colluvions.
Debris-avalanche from the Puy de Grave Noire hidden under alluvium or colluvium.
- Coulees boueuses et de solifluxion.
Mudflows and solifluction deposits.

**PYROCLASTITES EN RECOUVREMENTS
PYROCLASTIC MANTLES**

- Recouvrements trachytiques autour des protrusions de Chopine, Kilian, Vasset :
a) limite d'extension approximative.
Trachytic mantles surrounding belonites (Chopine, Kilian, Vasset): a) approximately located.
- Recouvrements trachy-andésitiques autour des Puits de Pariou et de La Nugère :
a) limite d'extension approximative.
Trachyandesitic mantles surrounding the Pariou and La Nugère: a) approximately located.
- Saupoudrage trachy-basaltique des Puits de La Vache et Lassolas :
a) limite d'extension approximative.
Trachybasaltic ash-fall deposits from the La Vache and Lassolas: a) approximately located.
- Dans le cas de recouvrements superposés, les barbeules indiquent la nappe la plus récente (chronologie 1-2).
When several deposits are overlapping, sawteeth are an upper deposits (chronology 1-2).
- Produits fins des saupoudrages trachy-andésitiques concentrés par le vent.
Trachyandesitic fine-grained ash-fall deposits, reworked by the wind.
- Saupoudrages basiques, multiples ou indéterminés.
Multiple or undifferentiated basic ash-fall deposits.
- Produits de débouillage.
Early stage products.

**APPAREILS ÉRUPTIFS
VENT ROCKS**

- Breches d'écroulement et dépôts de nuées ardentes congénères des dômes trachytiques.
Collapse breccias and nuées ardentes deposits related to trachytic domes.
- Breches des Puits Chopine, Vasset et Kilian, à panneaux de socle et de basalte.
Breccias with basement and basaltic blocks uplifted by belonites (Chopine, Vasset and Kilian).
- Cône strombolien (scories appelées « pouzzolanes ») :
a) trachy-andésitique ; a) trachyandesitic;
b) trachy-basaltique ; b) trachybasaltic;
c) basaltique. c) basaltic.
- Projections de maar : a) trachy-basaltiques ; b) basaltiques.
Maar deposits: a) trachybasaltic; b) basaltic.
- Anneaux pyroclastiques : a) trachy-andésitiques de La Nugère ; b) trachytique du Pariou.
Tuff-rings: a) trachyandesitic of La Nugère; b) trachytic of Pariou.

**LAVES
LAVAS**

- Trachyte.
Trachyte.
- Trachy-andésite.
Trachyandesite.
- Trachy-basalte.
Trachybasalt.
- Basalte.
Basalt.

**GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM
GEOLOGY OF THE BASEMENT**

- Volcanisme antérieur à la Chaîne des Puits :
a) « péperites » ; contour du diatreme ou cheminée phréatomagmatique.
Volcanism prior to the Chaîne des Puits:
a) « peperites » ; diatreme or phreatomagmatic pipe boundary.
- Sédiments tertiaires et quaternaires.
Tertiary and Quaternary sediments.
- Socle plutonique et métamorphique, affleurant ou sub-affleurant.
Metamorphic or plutonic basement.
- Fracture du substratum.
Fault in basement.
- Contour géologique.
Geological boundary.

**VOLCANOLOGIE DE LA CHAÎNE DES PUIJS
VOLCANOLOGY OF THE CHAÎNE DES PUIJS**

- Cratère d'appareil strombolien.
Strombolian vent crater.
- Dôme.
Dome.
- Protrusion.
Belonite.
- Cratère d'explosion : a) connu ; b) supposé ou masqué ;
Explosion crater: a) recognized; b) inferred;
c) trachytique ;
d) trachy-andésitique ;
e) cratère de maar trachy-basaltique ;
f) cratère de maar basaltique.
c) trachytic;
d) trachyandesitic;
e) crater of trachybasaltic maar;
f) crater of basaltic maar.
- Sens de dispersion des nappes pyroclastiques : a) connu ; b) supposé ;
Dispersal direction of pyroclastic deposits: a) recognized; b) inferred;
c) trachytique ; d) trachy-andésitique ; e) trachy-basaltique ; f) basaltique.
c) trachytic; d) trachyandesitic; e) trachybasaltic; f) basaltic.
- Petit cratère d'explosion au voisinage d'un édifice trachytique (Puy Chopine, cratère Kilian).
Little explosion crater related to trachytic volcanoes (Chopine, Kilian).
- Fissure éruptive.
Eruptive fissure.
- Antidunes : a) trachytiques ; b) trachy-andésitiques.
Antidunes: a) trachytic material; b) trachyandesitic material.

- Canal d'écoulement.
Flow channel.
- Hornito, groupe de hornitos.
Clustered or isolated hornitos.
- Cône de scories, groupe de cônes de scories sur coulée (cône sans racines).
Clustered or isolated rootless cinder cones on the surface of a lava flow.
- Cône de scories soudées (spatter-cône).
Spatter-cone.
- Intumescence, groupe d'intumescences sur coulée, de type « tumulus » ou d'origine indéterminée.
Clustered or isolated ridges or dome-shaped structures on the surface of a lava flow (« tumulus », pressure-ridge or other).
- Avalanche de débris du Grand Sarcouï.
Debris-avalanche from the Grand Sarcouï.
- Monticule, groupe de monticules, sur dépôt d'avalanche de débris du Grand Sarcouï.
Clustered or isolated hummocks on debris-avalanche deposit from the Grand Sarcouï.
- Avalanche de débris du Puy de Grave Noire avec panneaux du cône.
Debris-avalanche from the Puy de Grave Noire with chunks of the cone.
- Déplacement du rempart cratériel du Puy de Pariou.
Shifted crater rempart of the Puy de Pariou.
- Grotte, groupe de grottes, blister.
Clustered or isolated caves, blister.
- a) Trou à glace. b) Mofette.
a) Ice hole. b) Mofette.
- Chèvre scorificée (coulée Aa).
Scorificaceous Aa lava flow.
- Lave à blocs (« Chèvre » de Côme) (block-lava).
Block-lava flow (« Chèvre » of Côme).
- Lac de barrage volcanique.
Lake related to volcanic obstruction.
- Lac de barrage volcanique comblé.
Filled up lake.

**CHRONOLOGIE DU VOLCANISME QUATERNAIRE
CHRONOLOGY OF THE QUATERNARY VOLCANISM**

- Datations radiochronométriques (âges réels) :**
Absolute dating (actual ages):
8 200 C/B ckv C/B Carbone 14 sur bois (recouvrement daté : c = Chopine, k = Kilian, v = Vasset).
C/B Carbone 14 on wood (dated deposit : c = Chopine, k = Kilian, v = Vasset).
- 43 000 A A Potassium-Argon.
- 12 000 Th Th Uranium-Thorium.
- TL Thermoluminescence :**
TL Thermoluminescence : sur phénocristaux de feldspath (F), de zircon (Z) et sur xénocristaux de quartz (Q).
on phenocrysts: feldspar (F), zircon (Z) and on xenocrysts: quartz (Q).
- 9 300 TL/F,Z,Q
- Gisement fossilifère.**
Fossiliferous site.
- Paléomagnétisme.** Aimantation de sens : a) normal ; b) inverse ; c) faible.
Paleomagnetism. Magnetization: a) direct; b) reverse; c) weak.

**SONDAGES
DRILLINGS**

- Sondage dans les formations volcaniques :** le premier nombre indique l'épaisseur totale des formations volcaniques rencontrées, le second le nombre de coulées traversées :
Drilling in volcanic formations: the first number indicates the total thickness of encountered volcanic formations, the second one the number of intersected lava flows;
a) 42 - 4 a) substratum non atteint ; b) substratum atteint.
b) 82 - 2 b) substratum reached; a) basement-unreached; b) basement-reached.
- Sondage dans les sédiments de comblement d'un lac de cratère ou de barrage :**
Drilling in sediments filling up a crater lake or a barrier lake:
a) 91/1 a) fond non atteint ; b) substratum atteint (cône de scories ennoyé).
b) 15/5 b) bottom unreached; a) basement reached (buried cinder cone).

**GÉOTECHNIQUE ET HYDROGÉOLOGIE
GEOTECHNICS AND HYDROGEOLOGY**

- Carrière, active ou abandonnée.
Present or disused quarry.
- Matière première pour la verrerie (cendres trachytiques).
Material for glass-factory (trachytic ashes).
- Pierre de taille et de construction (lave).
Building stone (lava).
- « Pouzzolane » (scories volcaniques).
« Pouzzolane d'Auvergne » (cinder).
- Diatomite.
Diatomite.
- Source, groupe de sources.
Clustered or isolated springs.
- Source, groupe de sources, minérale ou thermominérale.
Clustered or isolated springs, mineral or thermal water.
- Captage : a) source émergente ; b) puits ou forage ; c) galerie.
Water catchment: a) emerging springs; b) well or drilling; c) gallery.
- Direction d'écoulement des eaux infravolcaniques.
Run off direction of subvolcanic waters.

Figure A2.3 – Légende de la carte volcanologique de la Chaîne des Puits (Boivin et al., 2009).

A2.3. Méthode de calcul de la carte de distribution des pentes du Puy de Dôme

La carte de distribution des pentes a été calculée à partir des données topographiques du MNT LiDAR. Ce calcul repose sur la méthode des gradients, appliquée à chaque nœud d'une grille régulière (Figure A2.4). La valeur de l'angle de la pente s en un point donné, est définie par (e.g. Moore et al., 1993) :

$$S \approx \frac{360}{2\pi} \arctan \left[\sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_O}{2\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta y}\right)^2} \right] \quad (6)$$

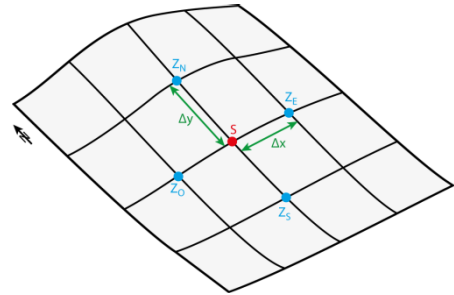


Figure A2.4 - Le calcul de la valeur de pente au point S est déterminé grâce aux altitudes des 4 points les plus proches par une méthode de gradient.

Annexe A3

• Analyse pétrophysique sur échantillons

Des échantillons du Puy de Dôme, ainsi que ceux d'un forage carotté situé à proximité (*Figure A3.1*) (*Berthelay et al., 1976*), ont fait l'objet d'une analyse pétrophysique lors de cette étude. Des mesures de densité et de résistivité électrique ont été réalisées. Ces dernières ont été faites en collaboration avec le LAEPT (Laboratoire des Arcs Electriques et Plasmas Thermiques) de l'Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand). L'objectif principal était de contraindre les gammes de variation possibles pour ces deux paramètres. Bien entendu, la taille des échantillons, ainsi que la grande variabilité de certains résultats, ne permettent pas d'extrapoler ces données à l'ensemble de l'édifice. Néanmoins, ces données apportent une information pétrophysique sur les différents faciès présents au niveau du Puy de Dôme, et ont permis de contraindre les modèles géophysiques dans des gammes de variations réalistes.

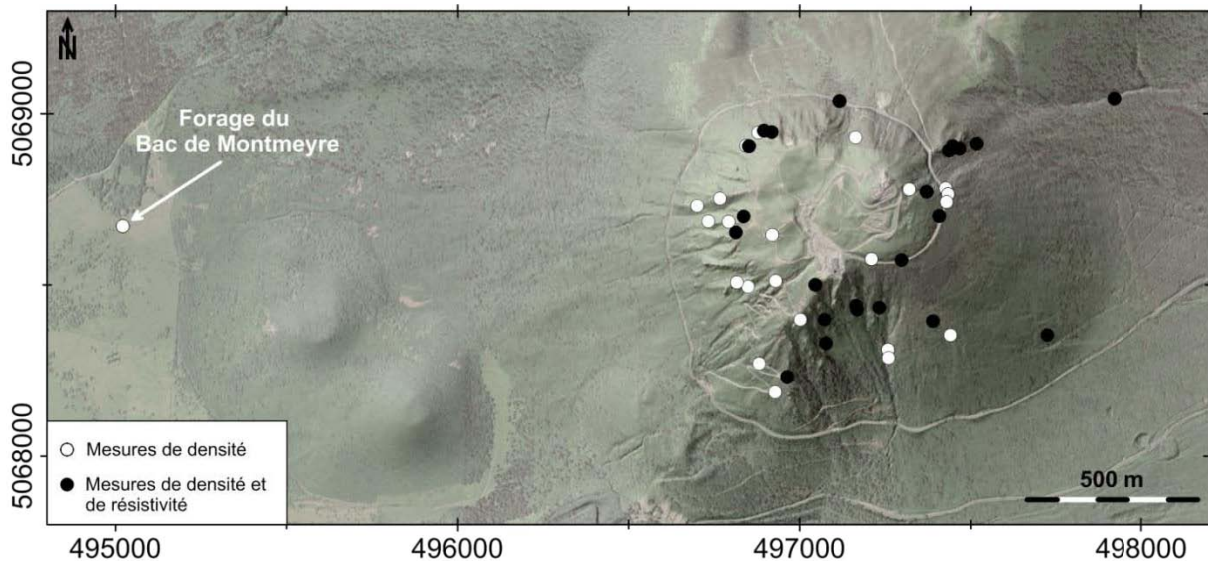


Figure A3.1 - Localisation des échantillons utilisés pour l'étude des paramètres pétrophysiques.

* Mesure de résistivité électrique

Des mesures de résistivité électrique ont été effectuées sur des échantillons de trachyte du Puy de Dôme, grâce à un électromètre Keithley Model 6517A (*Figure A3.2a*). La mesure consiste à appliquer un potentiel électrique de part et d'autre de l'échantillon, et de mesurer le courant résultant qui le traverse (*Figure A3.2b*).

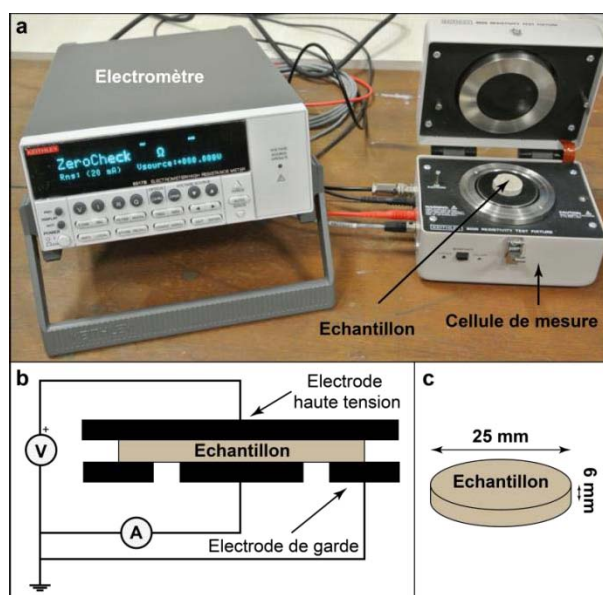


Figure A3.2 - Les résistivités électriques des échantillons de trachyte (c) ont été mesurées grâce à une cellule Keithley 8009 reliée à un électromètre Keithley 6517A (a). b) Schéma de fonctionnement de la cellule de mesure, les dimensions de l'échantillon (c) étant directement intégrées à l'électromètre pour un calcul automatique de la résistivité volumique du matériau.

Deux séries de mesure ont été réalisées, sur échantillon sec (passage à l'étuve durant 24h à 100°C), et à saturation complète (10 minutes d'immersion dans l'eau distillée). Le choix de l'utilisation d'une eau distillée peut être discuté. En effet, la grande capacité d'absorption du trachyte implique que les mesures de résistivité à saturation sont uniquement contrôlées par l'eau présente dans les pores de la roche. L'eau distillée n'est pas représentative de l'eau présente dans la roche à l'état naturel. Néanmoins, cette stratégie a semblé suffisante pour quantifier les valeurs de résistivité électrique pour une roche saturée.

* Mesure de densité

Des mesures de densité ont également été effectuées, sur les échantillons de trachyte du Puy de Dôme d'une part (identiques à ceux utilisés lors des mesures de résistivité électrique), et sur des échantillons des formations géologiques extraites lors du forage du Bac de Montmeyre, à l'ouest du dôme (coulées basaltiques et socle granitique, *Figure A3.4*, Berthelay et al., 1976) d'autre part. Le protocole de mesure, initialement développé par *Houghton et Wilson* (1989) pour l'étude de la vésicularité des dépôts pyroclastiques, repose sur le principe de la pesée hydrostatique. Les échantillons sont tout d'abord pesés à l'air libre (m_{air} , après séchage à l'étuve à 100°C pendant 24h), puis filmés avec de la paraffine (dont la masse dans l'eau m_{par} est connue), et pesés en immersion dans l'eau (m_{eau}). La densité ρ est ensuite calculée ainsi :

$$\rho = \frac{m_{air}}{m_{air} - (m_{eau} - m_{par})} \quad (6.)$$

Les valeurs de porosité φ ont été déduites à partir des valeurs de densité, en prenant en considération la densité ρ_{DRE} (*Dense-Rock Equivalent*), correspondant à la densité de la roche totale (sans vésicules). Cette densité est calculée à partir de la composition chimique de la roche. Une densité $\rho_{DRE} = 2,66 \text{ g.cm}^{-3}$ (Boudon et al., 2015) a été utilisée pour calculer la porosité (Houghton et Wilson, 1989) :

$$\varphi = \frac{\rho_{DRE} - \rho}{\rho_{DRE}} \quad (6.1)$$

* Résultats

Des mesures de densité ont donc été effectuées sur les échantillons issus du forage carotté du Bac de Montmeyre (situé à l'ouest du Puy de Dôme, *Table A3.1*). L'objectif de ces données était de contraindre les modélisations directes des données gravimétriques (*section III - Chapitre 4*). Ces basaltes montrent des densités allant de 2,2 à 2,8 avec une valeur moyenne de 2,6 (*Standard Deviation, SD=0,3*).

Une analyse plus complète des échantillons de trachyte du Puy de Dôme a été réalisée (*Table A3.2*). Un total de 46 sites a été échantillonné. Tous les échantillons ont été étudiés en densité (116 mesures). Les valeurs de densité s'étendent de 1,2 à 2,1, autour d'une valeur moyenne de 1,8 ($SD = 0,2$). Cette valeur a également été utilisée pour contraindre les modélisations directes du signal gravimétrique (*section II.3.c - Chapitre 5*). Un sous-échantillonnage supplémentaire a été nécessaire pour les mesures de résistivité électrique (146 mesures). Les valeurs moyennes sont de $7,3 \cdot 10^{12} \Omega.m$ et $7,7 \cdot 10^6 \Omega.m$ pour les résistivités sèches et à saturation respectivement. Cependant, les très fortes valeurs d'écart-type correspondant ($2,8 \cdot 10^{13}$ et $3,2 \cdot 10^7$) montrent une variabilité très importante des valeurs mesurées. Un plus grand nombre d'échantillons permettrait de mieux contraindre les résistivités électriques du trachyte du Puy de Dôme.

Échantillons	Densité (g.cm ⁻³)
BM65 (Diorite)	2,82
B8 (Syénite)	2,41
BM-B1	2,48
BM-B2	2,20
BM-B3	2,68
BM-B4	2,85
BM-B5	2,85
BM-B6	2,72
BM-B7	2,20

Table A3.1 - Mesures de densité des échantillons carottés du forage du Bac de Montmeyre.

Échantillons	Densité				Résistivité ($\Omega.m$)				Coordonnées	
	Densité		Porosité (%)		Sèche ($\times 10^{10}$)		À saturation ($\times 10^5$)		X	Y
	d	σ	ϕ	σ	ρ	σ	ρ_{sat}	σ		
C573	1,83		31,0						496843	5068907
C576	1,87		29,3						496879	5068945
C579	1,63	0,005	38,5	0,2	258 $\times 10^{10}$		10 $\times 10^5$		496918	5068947
C600	1,72		35,2		21 $\times 10^{10}$	20 $\times 10^{10}$	7 $\times 10^5$	1 $\times 10^5$	497076	5068329
C601	2,00	0,04	24,5	1,6	165 $\times 10^{10}$		12 $\times 10^5$		497164	5068439
C602	1,78	0,02	33,0	0,7	6 $\times 10^{10}$	2 $\times 10^{10}$	263 $\times 10^5$	366 $\times 10^5$	497232	5068434
C603	1,89		28,6		159 $\times 10^{10}$	53 $\times 10^{10}$	14 $\times 10^5$	3 $\times 10^5$	497389	5068394
C604	1,92	0,01	27,5	0,5	228 $\times 10^{10}$	161 $\times 10^{10}$	5 $\times 10^5$	3 $\times 10^5$	497167	5068428
C724	1,34	0,02	49,6	0,7					497258	5068310
C726	1,76	0,04	33,5	1,6	87 $\times 10^{10}$		7 $\times 10^5$		497408	5068701
C727	1,83	0,04	30,9	1,6	15 $\times 10^{10}$	5 $\times 10^{10}$	15 $\times 10^5$	4 $\times 10^5$	497408	5068701
C728	1,81	0,11	31,8	4,0	232 $\times 10^{10}$	178 $\times 10^{10}$	12 $\times 10^5$	4 $\times 10^5$	497448	5068905
C731	1,99	0,01	25,0	0,3	7 $\times 10^{10}$	4 $\times 10^{10}$	32 $\times 10^5$	14 $\times 10^5$	497297	5068573
C881	1,89	0,03	28,7	1,0	884 $\times 10^{10}$	134 $\times 10^{10}$	34 $\times 10^5$	7 $\times 10^5$	497436	5068893
C882	1,85	0,01	30,2	0,4	1160 $\times 10^{10}$	1371 $\times 10^{10}$	30 $\times 10^5$	5 $\times 10^5$	497467	5068899
C883	1,93	0,06	27,1	2,1	65 $\times 10^{10}$	60 $\times 10^{10}$	14 $\times 10^5$	3 $\times 10^5$	497517	5068912
C888	1,29		51,2						497259	5068286
C889	1,52		42,8		46 $\times 10^{10}$	44 $\times 10^{10}$	10 $\times 10^5$	1 $\times 10^5$	497072	5068398
C890	1,99		24,8						497002	5068398
C903	1,89		28,7						496928	5068188
C904	1,88		29,0		626 $\times 10^{10}$				496964	5068231
C905	1,65		37,6						497320	5068780
C906	1,69		36,3						497163	5068931
C907	1,86		29,7						496919	5068647
C908	1,92		27,5						496929	5068512
C909	1,85		30,3						496849	5068495
C910	1,98		25,4						496816	5068508
C911	1,67		36,9						496881	5068270
C915	2,06		22,1		49 $\times 10^{10}$	28 $\times 10^{10}$	17 $\times 10^5$	6 $\times 10^5$	496814	5068653
C916	2,04		23,1		203 $\times 10^{10}$		59 $\times 10^5$		496836	5068700
C917	1,89		28,7		53 $\times 10^{10}$	6 $\times 10^{10}$	40 $\times 10^5$	3 $\times 10^5$	497724	5068353
C918	1,83		30,9						497441	5068353
C928	1,80		32,2						496766	5068753
C929	1,89		28,8						496700	5068732
C930	1,89		28,6						496733	5068686
C931	1,99		25,0						496792	5068685
PB-9-04-14-1	1,94	0,01	26,9	0,2					497426	5068782
PB-9-04-14-2	1,87	0,03	29,4	1,1					497433	5068765
PB-9-04-14-3	1,94	0,05	26,9	1,7					497429	5068743
PB-9-04-14-4	1,22	0,08	53,9	3,1					497210	5068575
PDD1	1,95	0,03	26,3	1,0	3643 $\times 10^{10}$	6553 $\times 10^{10}$	19 $\times 10^5$	5 $\times 10^5$	497046	5068501
PDD2	1,92	0,03	27,7	1,2	355 $\times 10^{10}$	296 $\times 10^{10}$	12 $\times 10^5$	4 $\times 10^5$	497371	5068772
PDD3	1,82	0,02	31,4	0,6	25 $\times 10^{10}$	15 $\times 10^{10}$	6 $\times 10^5$	2 $\times 10^5$	496895	5068951
PDD4	1,81	0,04	31,9	1,9	152	529 $\times 10^{10}$	95	198	496851	5068905
PDD5	1,95	0,24	26,6	9,0	253	99 $\times 10^{10}$	517	1192	497920	5069045
PDD6	1,82	0,03	31,5	1,2	14	6 $\times 10^{10}$	241	511	497117	5069037

Table A3.2 – Analyse des propriétés pétrophysiques des trachytes du Puy de Dôme. Les valeurs en italiques représentent des valeurs moyennes pour un échantillon donné (l'écart-type est alors indiqué).

À partir de ces résultats, des cartes de distribution spatiales des paramètres ont été réalisées (*Figure A3.3*). Aucune tendance particulière n'est visible sur ces cartes. Il semble que les valeurs de densité et de résistivités électriques des échantillons de trachyte ne puissent pas apporter d'informations pouvant contraindre les différences morphologiques observées sur le dôme.

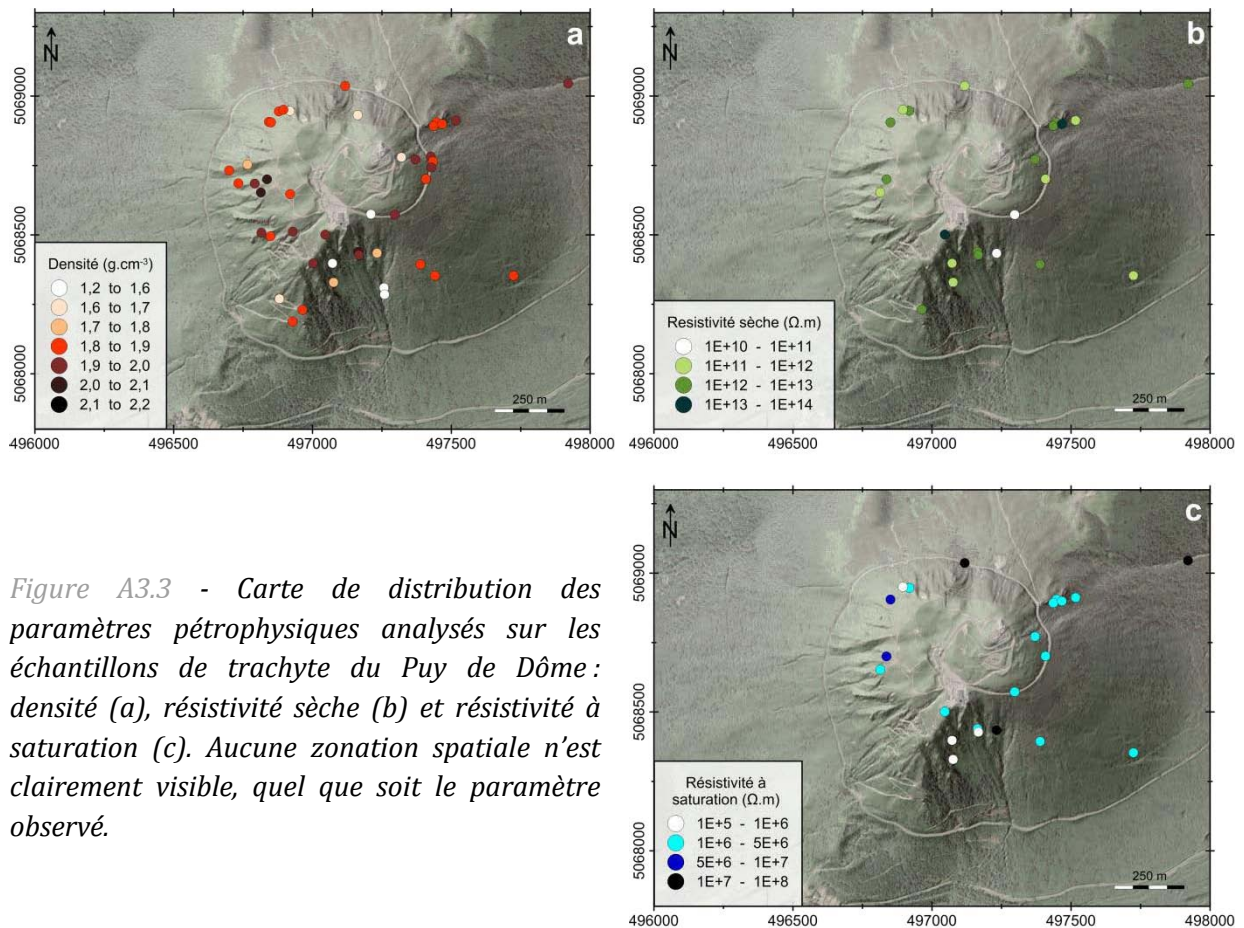


Figure A3.3 - Carte de distribution des paramètres pétrophysiques analysés sur les échantillons de trachyte du Puy de Dôme : densité (a), résistivité sèche (b) et résistivité à saturation (c). Aucune zonation spatiale n'est clairement visible, quel que soit le paramètre observé.

• Log géologique du forage du Bac de Montmeyre

Dans le cadre de recherches géothermiques, un sondage carotté (forage n°06935X0029/S de la BSS¹⁴) a été effectué à l'ouest du Puy de Dôme, au niveau du lieu-dit du "Bac de Montmeyre" (*Figure A3.1*) (*Berthelay et al., 1976*). Ce sondage, d'une profondeur totale de 250,05 m, traverse un empilement de coulées de lave avant d'atteindre le socle granitique caractéristique de la zone (*Figure A3.4*).

¹⁴ Base de données du Sous-Sol du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

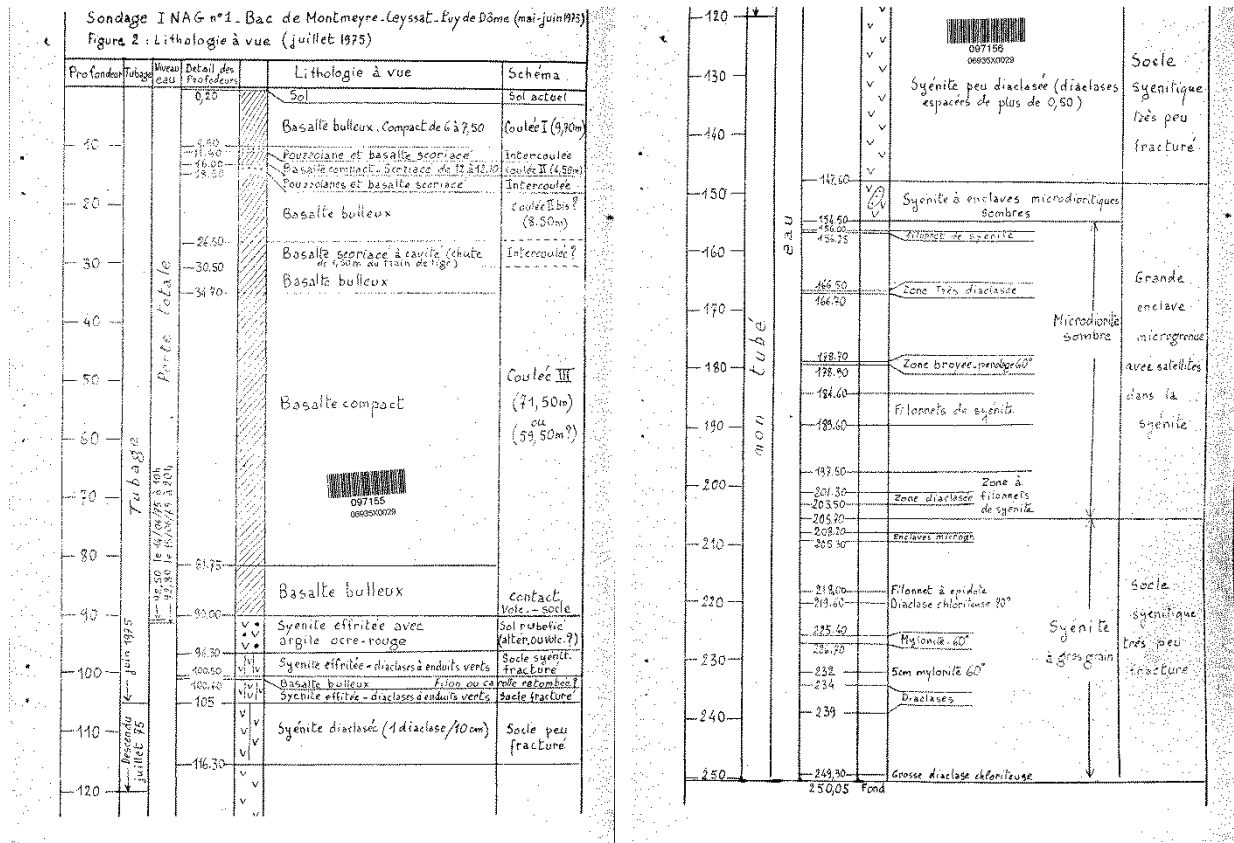


Figure A3.4 - Log géologique du forage carotté effectué en 1975 au lieu-dit du « Bac de Montmeyre ». Données Banque du Sous-Sol - BSS (InfoTerre - BRGM) (Berthelay et al., 1976).