Université Clermont Auvergne

Collegium Sciences Fondamentales

Laboratoire Magmas et Volcans

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

Thèse de Doctorat

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Par

Romain Guillard

Titulaire du Master de recherche Magmas et Volcans

Vers une imagerie 4D multi-paramètres de la dynamique du Piton de la Fournaise : Hétérogénéités mécaniques, géométrie et évolution des systèmes magmatiques et hydrothermaux

---

Thèse dirigée par **Lydie Gailler**, **Erwan Thébault** et **Philippe Labazuy**

Soutenue publiquement le 19 Décembre 2025

Membres de la commission d'examen :

Raphaël Antoine	Cerema, Normandie-Centre	Rapporteur
Yoann Quesnel	CEREGE, Aix-Marseille Université	Rapporteur
Aline Peltier	OVPF-IPGP, Université de Paris	Examinatrice
Frank Donnadieu	LMV, Université Clermont Auvergne	Examinateur-Président
Marielle Collombet	ISTerre, Université Savoie Mont Blanc	Examinatrice
Guillaume Martelet	BRGM, Orléans	Invité
Lydie Gailler	LMV, Université Clermont Auvergne	Directrice de thèse
Erwan Thébault	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse
Philippe Labazuy	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-encadrant de thèse

Université Clermont Auvergne

Collegium Sciences Fondamentales

Laboratoire Magmas et Volcans

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

Thèse de Doctorat

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Par

Romain Guillard

Titulaire du Master de recherche Magmas et Volcans

Vers une imagerie 4D multi-paramètres de la dynamique du Piton de la Fournaise : Hétérogénéités mécaniques, géométrie et évolution des systèmes magmatiques et hydrothermaux

---

Thèse dirigée par **Lydie Gailler**, **Erwan Thébault** et **Philippe Labazuy**

Soutenue publiquement le 19 Décembre 2025

Membres de la commission d'examen :

Raphaël Antoine	Cerema, Normandie-Centre	Rapporteur
Yoann Quesnel	CEREGE, Aix-Marseille Université	Rapporteur
Aline Peltier	OVPF-IPGP, Université de Paris	Examinatrice
Frank Donnadieu	LMV, Université Clermont Auvergne	Examinateur-Président
Marielle Collombet	ISTerre, Université Savoie Mont Blanc	Examinatrice
Guillaume Martelet	BRGM, Orléans	Invité
Lydie Gailler	LMV, Université Clermont Auvergne	Directrice de thèse
Erwan Thébault	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse
Philippe Labazuy	LMV, Université Clermont Auvergne	Co-encadrant de thèse

On ne peut comprendre un processus en l'interrompant.
La compréhension doit rejoindre le cheminement du
processus et cheminer avec lui.

Dune, vol. 1, Frank Herbert

C'est lorsque nous croyons savoir quelque chose qu'il faut justement réfléchir un peu plus profondément

Dune, vol. 3, Frank Herbert

Remerciements

Lorsque l'on commence à écrire à partir d'une page blanche « le mieux c'est d'y aller au kilomètre (Lydie, 2024) ». Toutefois, aujourd'hui, je prendrai le temps d'écrire pas à pas ces remerciements car cette aventure qu'est la thèse implique un certain nombre de personnes que je me dois ici, de remercier chaleureusement.

Bien évidemment, mes premiers remerciements vont à toi Lydie. Je ne pourrai jamais assez te remercier de m'avoir offert cette opportunité, de m'avoir permis de toucher du doigt mon rêve de m'épanouir dans le monde incroyable de la volcanologie et de la géophysique. Pour cela je te remercie sincèrement. Notre première rencontre remonte cependant à plus loin, sur le terrain, en Master 1, où la première chose que tu m'as dite était « Bonjour, tu veux du café ? ». Je me souviens encore de la tête que tu faisais quand je t'ai dit que je n'aimais pas ça haha. Mais voilà, j'ai réussi à traverser cette aventure sans café (exception faite une seule fois…), et cela en très grande partie grâce à ta gentillesse, ta bonne humeur, ton écoute, ta sincérité, tes bons conseils et ton fou rire qui entraîne tout le monde. Je te remercie également pour toutes ces missions incroyables à La Réunion et ces moments partagés sur le terrain (ou encore les chutes alphabétiques en H et W…) qui resteront assurément gravés à jamais dans ma mémoire. Un immense merci pour toutes ces années et pour la confiance que tu m'as accordée. En tant que ton premier doctorant, j'ose espérer avoir été à la hauteur de tes attentes.

Mes remerciements vont également à toi Philippe. C'est toi, qui le premier m'a mis sur les rails de la géophysique avec le stage de M1 sur le Plateau de Gergovie. Ce stage fut une réelle bouffée d'air pur alors que nous étions encore en confinement covid à cette époque. Je considère le Plateau de Gergovie comme ma ligne de départ, c'est là-bas que j'ai fait la connaissance de toute l'équipe géophy, menant à de fabuleuses rencontres et à la thèse. Lors de nos nombreux terrains ensemble, tu m'auras partagé ta vision de la science, ainsi qu'un florilège d'anecdotes sur le Piton de la Fournaise. Pour tout cela, je te remercie.

Erwan, je te remercie également pour la rigueur et le haut niveau d'exigence scientifique dont tu as fait preuve à mon égard. Je dois bien l'avouer, lors de nos nombreuses réunions j'ai transpiré quelquefois, je me suis retrouvé dans mes derniers retranchements souvent, mais cela m'aura forgé tant scientifiquement qu'humainement. Tu m'auras toujours poussé à dépasser mes limites et pour cela je t'en remercie.

Une pensée et un remerciement à Raphaël Antoine, Yoann Quesnel, Aline Peltier, Marielle Collombet, Guillaume Martelet et Frank Donnadieu d'avoir accepté d'évaluer ces trois années de thèse et pour la riche discussion qui s'en est suivi.

Mai 2023. Un tournant dans la thèse. Une mission incroyable, hors norme et exigeante, aux côtés de nombreuses personnes dans une ambiance exceptionnelle. Je commencerai tout d'abord par l'équipe clermontoise. Un grand merci à toi Solène qui depuis le Master m'a formé à différentes techniques géophysiques et à l'inversion électrique 3D, travail central de ce manuscrit. Je te dois beaucoup ! Cyril, j'ai d'abord été un de tes premiers stagiaires, puis ensuite un compagnon de terrain et enfin un collègue docteur. Je ne sais plus si c'est toi qui m'a pris sous ton aile ou moi qui traînais dans tes pâtes haha, en tout cas merci d'avoir été présent tout au long de ce parcours. Merci pour cette chute filmée en 4K au Piton de la Fournaise qui nous aura permis de trouver un nom à l'équipe de la mission : « Les Sacs à Foins » ! Un grand merci également à Nicolas, Guillaume, Édouard et Thierry pour le coup de main qui n'était pas de refus lors de cette mission. Cette mission aura été l'occasion de faire des rencontres inoubliables. Parmi celle-ci, je commencerai par vous, Anthony et Rachel, vous qui avez eu la gentillesse de m'héberger chez vous. Je n'oublierai pas l'accueil chaleureux dont vous avez fait preuve ni votre envie de me faire découvrir La Réunion, merci beaucoup. Laurent, toi qui explore le volcan à la façon des anciens comme tu aimes le dire, tu m'auras appris à l'explorer à la dure tout en me montrant plein de chemins et raccourcis et pour cela je te remercie. J'ai réellement apprécié les moments passés ensemble sur le terrain. Promis, dès que je croise quelqu'un d'aussi naïf que moi je lui fais la démonstration des retombées de scories que tu m'as fait subir haha. Merci également à Messie et François, doctorants à la Réunion, pour nous avoir prêté main forte lors de l'installation de la ligne à l'infini dans la Plaine des Sables. Merci également à Mazhar pour le prêt des locaux de Stratagem974 et Émilie et Nicolas pour leur participation à cette mission et les repas partagés chez vous. Léopold « alias Léoloeb » pour sa conduite de pilote avec la vieille Logan. Cette descente folle dans le Vingt-troisième afin de récupérer 30 pizzas pour l'équipe complètement affamée était mémorable. Diego « alias Pablo » pour sa compétence en emballage de bentonite ressemblant à s'y méprendre à des sachets de drogue. ¡Me alegro de haberte conocido, espero volver a verte algún día en el campo! À nous trois nous formions le trio des jeunes de l'équipe, je vous remercie pour les moments de délire passés ensemble. Je n'oublie pas bien sûr l'équipe grenobloise qui m'a accompagné dans cette aventure. Merci à Laurent pour ta description très précise du volcan : « le Piton de la Fournaise c'est comme le Mordor mais avec des arcs-en-ciel ». Merci à Baptiste, on aura formé un bon duo lors de l'installation de la manip. En se quittant tu m'avais demandé un beau modèle avec ces données. Chose promise, chose due

comme on dit ! Enfin, un grand merci à Michel, Nicolas et Christophe de l'OVPF pour leur précieuse aide sur le terrain.

Que seraient des remerciements sans citer les compagnons, avec qui, de tout temps, j'ai traversé cette aventure. Une pensée et un grand merci à Rémy, Laurine, Jessy, Émmie, Thomas et Julie pour ces 3 à 5 années passées ensemble où l'on aura vraiment tout fait ensemble matin, midi, soir, week-ends et même les vacances haha. On aura formé un groupe soudé dans lequel on se sera serré les coudes dans les moments les plus difficiles de la thèse. Rémy désolé pour ce drapeau de l'UBB qui t'aura tant fait souffrir mais c'est à charge de revanche pour tous les trous que tu m'auras fait creuser pour ta thèse. Laurine, merci d'être la maman du groupe, on est trop tête en l'air dans ce bureau. Jessy, où le J pour les intimes, merci d'avoir été mon compagnon de sport et de m'avoir poussé à la salle moi et ma flemme légendaire. Émmie, nos discussions enflammées sur tout et n'importe quoi auront sacrément animé le bureau. Thomas, compagnon d'escalade, de rando et d'alpinisme, j'espère et je suis sûr que l'on continuera à arpenter les montagnes ensemble pour encore des décennies. Julie, dès la 2ème semaine de M1, on s'était dit rdv en thèse. On l'a fait !

Merci à tous les vieux doctorants devenus docteurs, Roxane, Quentin, Lukas, Victoria, Sophie, Guillaume, Rigoberto, Adrien, Baptiste, Freddy, Pauline, Steve, Damien, Théo, Amélie, Siddarth, pour les bons moments passés ensemble. Maintenant c'est nous les vieux ! Mention spéciale pour Tristan, partenaire de blague et jeux de mots bancals qui ne font rire que nous. Merci pour tous les traquenards. Merci également à Manon, Clément, Nicole, Thomas, Tristan, Mike, Ludo (alias le bourdon malicieux), Clémence et Adriana. Je vous souhaite bon courage pour la suite de vos thèses et vos soutenances.

Merci à Geeth et Franck pour l'initiation à la pétrologie à travers des manips de fusion et de presse multi-enclume. Merci également à Julie de l'IPGP pour l'initiation aux mesures pétrophysiques des roches. Merci à Nathalie et Audrey pour leur soutien dans cette jungle administrative qu'est la science.

Un grand merci à mes amis de Bordeaux, la distance ne nous aura pas séparés, c'est même tout le contraire et bien qu'il vous aura fallu presque 7h de route, des chaînes et une dépanneuse pour venir à Clermont, j'espère que vous reviendrez haha.

Enfin, je terminerai ces remerciements par une pensée que j'adresse à ma famille. Présents depuis toujours, vous m'avez continuellement soutenue et accompagné dans ma vie et dans ce long parcours jusqu'au titre de docteur. Je vous remercie d'avoir cru en moi et en la voie que j'ai choisie. Je vous remercie pour tout l'intérêt sincère dont vous avez fait preuve et pour toutes les fois où vous m'avez écouté parler pendant des heures de cailloux. MERCI !



















Résumé

L'imagerie de la structure interne des édifices volcaniques est essentielle pour mieux comprendre le fonctionnement passé et actuel des systèmes actifs, ainsi que leur dynamique future, enjeux à la fois scientifiques et sociétaux majeurs. Cette étude porte sur le volcan bouclier du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) et plus particulièrement sur son Cône Central, principal centre de l'activité éruptive, complexe et intensément fracturé, abritant des systèmes magmatiques et hydrothermaux superficiels. La caractérisation de sa structure interne est abordée au moyen d'une approche géophysique multi-méthodes (électrique et magnétique) et multi-échelles, tant spatiales que temporelles. L'objectif est de produire une imagerie 3D haute résolution de la distribution de la résistivité électrique et de l'aimantation au sein du Cône Central, afin d'identifier précisément la géométrie et la dynamique des structures internes grâce à des développements méthodologiques et numériques récents. Une tomographie de résistivité électrique 3D haute résolution a ainsi été réalisée pour la première fois dans un tel contexte volcanique. Cette méthode, basée sur une approche innovante de découplage des systèmes d'injection et de réception du courant, a permis d'imager jusqu'à 1 km de profondeur une vaste zone auparavant difficilement accessible, en raison d'une topographie accidentée. Parallèlement, une approche innovante de magnétométrie aéroportée par drone, dont les développements se sont poursuivis au cours de cette étude, a permis d'acquérir des jeux de données de haute qualité, pour la caractérisation des contrastes d'aimantation en profondeur. À l'échelle du Cône Central, ces nouvelles acquisitions ont été intégrées à un ensemble de jeux de données antérieurs, collectés à différentes échelles spatiales et temporelles, afin de réaliser une inversion numérique 3D de même ampleur que le modèle électrique. L'analyse comparée des modèles de résistivité électrique et d'aimantation (en termes d'anomalies et de contrastes) met en évidence la nature et la géométrie des structures actives au sein de l'édifice volcanique. Ces modèles précisent la géométrie de l'empilement de coulées de laves massives, formant une carapace résistante de 300 à 500 m d'épaisseur autour du Cône Central et fortement aimantée autour des cratères sommitaux. Cette enveloppe est profondément entaillée par des zones de faible résistivité et désaimantées, correspondant aux axes des rifts zones de l'édifice et aux principaux réseaux de fractures en surface. En profondeur, la présence d'un volume important à faible résistivité et faible aimantation témoigne d'une zone largement altérée par l'activité hydrothermale. Celle-ci se développe principalement sous les cratères sommitaux, au niveau de colonnes de roches fracturées et bréchifiées, héritées d'une évolution volcano-tectonique longue et complexe. À une échelle plus locale, sur un site éruptif récent, la réitération de levés aéroportés a permis d''étudier l'évolution temporelle des anomalies magnétiques en relation avec les structures et processus volcano-tectoniques associés, confirmant la pertinence d'une approche d'imagerie spatio-temporelle (4D). Enfin, la caractérisation en laboratoire des propriétés de résistivité électrique et d'aimantation d'échantillons de lave a permis de valider les modèles obtenus, et d'enrichir une base de données pétrophysiques des roches du Piton de la Fournaise. Cette étude propose ainsi un nouveau cadre pour l'imagerie et l'interprétation de la structure interne du Piton de la Fournaise, permettant de mieux appréhender son évolution à différentes échelles spatio-temporelles. Elle ouvre également de nouvelles perspectives pour l'étude d'autres édifices volcaniques à l'échelle du globe.

Mots clés : *Piton de la Fournaise ; Structure et dynamique interne ; Tomographie de résistivité électrique 3D ; Magnétométrie aéroportée par drone ; Modélisations numériques 2D / 3D ; Caractérisation pétro-physiques.*

Abstract

Imaging the internal structure of volcanic edifices is essential to better understand the past and current functioning of active systems, as well as their future dynamics, which are both major scientific and societal issues. This study focuses on the Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island) and more specifically on its Central Cone, the main center of eruptive activity, complex and intensely fractured, hosting superficial magmatic and hydrothermal systems. The characterization of its internal structure is addressed using a multi-method (electrical and magnetic) and multi-scale geophysical approach, both spatial and temporal. The objective is to produce high-resolution 3D imaging of the distribution of electrical resistivity and magnetization within the Central Cone, in order to precisely identify the geometry and dynamics of internal structures thanks to recent methodological and numerical developments. A high-resolution 3D electrical resistivity tomography was thus carried out for the first time in such a volcanic context. This method, based on an innovative approach of decoupling the current injection and reception systems, made it possible to image up to 1 km deep a vast area previously difficult to access due to rugged topography. At the same time, an innovative approach of airborne magnetometry by unmanned aerial vehicle (UAV), the development of which continued during this study, made it possible to acquire high-quality datasets for the characterization of deep magnetization contrasts. At the scale of the Central Cone, these new acquisitions were integrated with a set of previous datasets, collected at different spatial and temporal scales, in order to carry out a 3D numerical inversion of the same magnitude as the electrical model. The comparative analysis of electrical resistivity and magnetization models (in terms of anomalies and contrasts) highlights the nature and geometry of the active structures within the volcanic edifice. These models specify the geometry of the stacking of massive lava flows, forming a resistant shell 300 to 500 m thick around the Central Cone and strongly magnetized around the summit craters. This envelope is deeply incised by low resistivity and demagnetized zones, corresponding to the axes of the rift zones of the edifice and the main surface fracture networks. At depth, the presence of a large volume with low resistivity and low magnetization testifies to an area largely altered by hydrothermal activity. This activity develops mainly under the summit craters, at the level of fractured and brecciated rock columns, inherited from a long and complex volcano-tectonic evolution. At a more local scale, on a recent eruptive site, the reiteration of airborne surveys made it possible to study the temporal evolution of magnetic anomalies in relation to the associated volcano-tectonic structures and processes, confirming the relevance of a spatio-temporal (4D) imaging approach. Finally, the laboratory characterization of the electrical resistivity and magnetization properties of lava samples made it possible to validate the models obtained, and to enrich a petrophysical database of the rocks of Piton de la Fournaise. This study thus proposes a new framework for the imaging and interpretation of the internal structure of Piton de la Fournaise, allowing a better understanding of its evolution at different spatio-temporal scales. It also opens new perspectives for the study of other volcanic edifices on a global scale.

Keywords: *Piton de la Fournaise; Internal structures and dynamics; 3D Electrical Resistivity Tomography; UAV magnetic surveys; 2D / 3D numerical modeling; Petrophysical characterization.*

Sommaire

Remerciements ..... **i**

Résumé ..... **v**

Abstract ..... **vi**

Introduction **2**

Chapitre 1 : Contexte géologique et géodynamique de l'Ile de La Réunion **8**

I - Description générale 10

I.1 – Contexte géodynamique et origine du volcanisme de l'Ile de La Réunion 10

I.2 – Contexte géologique et structural de l'Ile de La Réunion 13

I.2.1 – Le Piton des Neiges 15

I.2.2 – Le Volcan des Alizés 16

I.2.3 – Le Piton de la Fournaise 18

II – Focus sur l'édifice actif du Piton de la Fournaise 19

II.1 – Histoire et évolution morpho-structurale 19

II.2 – Centre volcanique et rift zones du Piton de la Fournaise 21

II.2.1 – Histoire du Cône Central : édification et destruction 21

II.2.2 – Rift zones 24

II.3 – Structure interne : systèmes actifs et contraintes 25

II.3.1 – Système magmatique : zones de stockages et transferts magmatiques 25

II.3.2 – Système hydrothermal : extension, dynamique et influence sur le Cône Central 28

II.4 – Histoire du volcanisme récent et contraintes internes 30

II.4.1 – Manifestations de surface et cycles éruptifs 30

II.4.2 – Hétérogénéités mécaniques et zones de déstabilisation 34

III – Problématiques et objectifs de l'étude 36

Chapitre 2 : Tomographie de résistivité électrique : Imagerie 3D du centre volcanique du Piton de la Fournaise **42**

I - Généralités 44

I.1 – Histoire de la prospection géoélectrique 44
I.2 – Résistivité, propriétés électriques des roches et paramètres externes 46
I.3 – Application en contexte volcanique 49
I.4 – Aspects théoriques et principes fondamentaux 49
I.5 – Méthode d'acquisition ERT 57
II – ERT 3D innovante : la méthode FullWaver 58
II.1 – Mission ANR Scan4Volc : présentation de la mission ERT 3D du Piton de la Fournaise 58
II.2 – Protocole de terrain et signaux enregistrés 63
II.3 – Statistiques, analyse préliminaire et traitement des données 68
II.3.1 – Données brutes 68
II.3.2 – Qualité des données 69
II.3.3 – Post-traitement : Série de Fourier/Sinus Cardinal 71
III – Modélisation numérique 3D 76
III.1 – Principe général 76
III.2 – Détails de la méthodologie pour l'inversion numérique 78
III.2.1 – Résolution du problème direct 78
III.2.2 – Résolution du problème inverse 80
III.3 –Paramétrisation pour l'inversion 3D du modèle électrique 84

Chapitre 3 : Imagerie de résistivité électrique 3D innovante : une fenêtre sur la structure interne du Piton de la Fournaise 88
I - Introduction 90
II – A unique electrical resistivity experiment reveals the 3D interior of Piton de la Fournaise (**publication n°1**) 92
Abstract 93
II.1 – Introduction 93
II.2 – Results 98
II.2.1 – Qualitative overview of the 3D resistivity model 98
II.2.2 – Detailed analysis along main slices 100
II.3 – Discussion 101
References 113

Chapitre 4 : Prospection magnétique du centre volcanique du Piton de la Fournaise 120

I - Généralités 122

I.1 – Histoire de la prospection magnétique 122

I.2 – Aspects théoriques et principes fondamentaux du magnétisme 124

I.3 – Le géomagnétisme 127

I.3.1 – Le champ magnétique principal et son origine 127

I.3.2 – Variations temporelles du champ magnétique 129

I.3.3 – Le champ crustal et les anomalies magnétiques 130

I.4 – Propriétés magnétiques des roches 132

I.5 – Application en contexte volcanique 134

II – Acquisition des données magnétiques au Piton de la Fournaise 136

II.1 – Prospection héliportée 137

II.2 – Prospection terrestre 138

II.3 – Prospection aéroportée par drone 139

III – Analyse, traitements et corrections des donnés magnétiques 142

III.1 – Filtrage des données aéroportées par drone et contrôle des sources externes 142

III.2 – Calcul des anomalies magnétiques 144

III.2.1 – Localement : à l'échelle d'un levé aéroporté par drone 144

III.2.2 – Interpolation des données à l'échelle d'un levé aéroporté par drone 145

III.2.3 – Régionalement : levés multi-échelles spatio-temporelles 145

IV – Post-traitements 147

IV.1 – Réduction au pôle 148

IV.2 – Prolongements 149

IV.3 – Dérivées horizontales, verticales et signal analytique 150

V – Modélisation numérique 152

V.1 – Résolution du problème inverse 152

V.2 – Modélisation 2D – GMSYS-2D 153

VI – Applications 154

VI.1 – Modélisations locales 154

VI.2 – Élaboration du modèle d'aimantation 3D du Cône Terminal 155
VI.2.1 – Homogénéisation et réduction des données régionales 155
VI.2.2 – Carte d'anomalies magnétiques du Cône Central 157
VI.3 – Paramétrisation du modèle d'inversion 3D 160
VI.4 – Ajustement du modèle d'inversion 3D 160

Chapitre 5 : Vers une surveillance 4D des sites éruptifs du Piton de la Fournaise : apports des levés aéroportés par drone 166
I - Introduction 168
II – Insight into magmatic pathways and subsurface structures from repeated UAV magnetic prospecting at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island (**publication n°2**) 170
Graphical abstract 170
Abstract 170
II.1 – Introduction 170
II.2 – Geological setting 173
II.3 – Method 176
II.3.1 – UAV surface imaging and magnetic data acquisition 176
II.3.2 – Magnetic data analysis and processing 178
II.3.3 – Magnetic modelling and constraints 180
II.3.3.a – Magnetic modelling and constraints 181
II.3.3.b – 2D model with geological constraints 182
II.3.3.c – Comparative analysis 183
II.4 – Results 183
II.4.1 – Qualitative description of the 2022 magnetic maps 183
II.4.2 – Large scale structure 185
II.4.3 – Focus on the shallow dynamics of the 2022 lava flow 187
II.4.4 – Spatio-temporal evolution of the area 191
II.5 – Discussion 194
II.5.1 – Structural interpretation of magnetic anomalies in the global and local context. 194
II.5.2 – Monitoring evolution of the thermal state and detection of lava tubes 197
II.6 – Conclusion 198
Additional file 1 - Thermal imaging 201

Additional file 2 - Details on 3D inversion 202
Additional file 3 - Depth of magnetic sources 203
References 205

Chapitre 6 : Imagerie structurale multi-paramètres du centre volcanique du Piton de la Fournaise : interprétation couplée des modèles 3D 214
I – Analyse qualitative des imageries 3D du centre volcanique 216
I.1 – Modèle de résistivité électrique 3D 216
I.2 – Modèle d'aimantation 3D 217
II – Analyses comparatives multi-méthodes et interprétations 220
II.1 – Désaimantations magmatiques et données de déformation 220
II.2 – Analyse couplée résistivité électrique - aimantation 222
II.2.1 – Architecture globale du Cône Central 225
II.2.2 – Géométrie du système hydrothermal et des structures d'altération 226
II.2.3 – Caractérisation des rift zones 229
II.2.4 – Caractérisation du flanc Est 230
III – Synthèse 231

Chapitre 7 : Introduction à la caractérisation pétrophysique des roches : Contraintes pour les modèles numériques 236
I - Introduction 238
I.1 – Base de données et échantillonnage 238
II – Caractérisation des propriétés magnétiques 240
II.1 – Instrumentations et méthodes 240
II.1.1 – Mesure de l'aimantation induite 240
II.1.2 – Mesure de l'aimantation rémanente 241
II.2 – Résultats 242
III – Caractérisation des propriétés électriques 245
III.1 – Instrumentation et préparation des échantillons 245
III.1.1 – Homogénéisation par fusion 246
III.1.2 – Micro-drill 248
III.2 – Mesure de la conductivité électrique. 249

III.3 – Résultats 251
IV – Conclusions et perspectives 253

Conclusion 256

Références bibliographiques 262

Annexes 294

Introduction

Introduction

Les volcans boucliers des îles océaniques, résultant de l'activité de point chaud, se distinguent parmi les structures volcaniques les plus imposantes et les plus actives de la planète. Leur schéma d'évolution et leurs différents stades de développement sont bien documentés (Peterson et Moore, 1987), résultant de l'édification et la superposition, sur plusieurs millions d'années, d'édifices volcaniques successifs. Ces édifices comptent parmi les structures géologiques les plus complexes présentes dans la nature, où seuls leurs derniers stades de croissance sont exposés. Cette complexité est due à une longue évolution entre phases de construction et de destruction, au cours desquelles de nombreux phénomènes se superposent et se succèdent dans l'espace et dans le temps. Citons par exemple l'activité magmatique (recharge et vidange des réservoirs, processus intrusifs et éruptifs), l'activité hydrothermale (altération), ainsi que les événements volcano-tectoniques (fracturation, effondrements sommitaux, instabilités et glissements de flancs).

Au-delà des observations de surface, l'étude de tels édifices, de leur fonctionnement et de leur évolution, nécessite une imagerie détaillée de leur structure interne inaccessible en surface, et ce au moyen d'approches géophysiques complémentaires. Ces méthodes de prospections permettent en effet de caractériser les propriétés physiques (résistivité électrique, chargeabilité, aimantation, densité, vitesse de propagation des ondes sismiques, …) des édifices volcaniques à différentes profondeurs. L'ensemble des processus qui affectent un édifice volcanique va générer de forts contrastes sur ces paramètres physiques. Par conséquent, les images obtenues, ou modèles, sont alors la combinaison de plusieurs informations complémentaires, qui peuvent être interprétées en terme d'hétérogénéités lithologiques et structurales à différentes échelles spatiales et temporelles.

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le cadre du projet Scan4Volc, financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR), soutenu par le Labex ClerVolc et le CNES. Il s'agit d'un projet multi-échelle, ayant pour but d'améliorer les connaissances sur la structure interne de l'édifice du Piton de la Fournaise, volcan laboratoire de l'Ile de La Réunion dans l'Océan Indien. L'objectif principal est de réaliser une imagerie géophysique multi-méthodes

du centre volcanique du Piton de la Fournaise par le biais de techniques innovantes à des résolutions encore jamais égalées par les études antérieures. Deux méthodes complémentaires ont ainsi été mises en œuvre, dans les domaines de la tomographie de résistivité électrique et de la magnétométrie.

Les paramètres physiques (i.e. résistivité électrique et aimantation) mesurés en surface permettent dans un premier temps de modéliser numériquement en 3D et indépendamment la structure interne de l'édifice. Cependant, en géophysique, l'interprétation de ces modèles demeure non-unique, c'est-à-dire que plusieurs modèles peuvent expliquer les données observées. Il s'agit d'un problème fondamental de l'inversion numérique, qui constitue un facteur limitant dans l'interprétation géologique des modèles.

Grâce à l'apport de méthodes complémentaires sensibles à des propriétés physiques distinctes, l'analyse comparative multi-méthodes constitue dès lors une approche fondamentale pour lever les ambiguïtés issues des différents modèles 3D individuellement. L'objectif est de mettre en évidence des anomalies significatives communes pour améliorer la caractérisation structurale de l'édifice et de construire une interprétation robuste sous contraintes géologiques et pétrophysiques. D'autres méthodes complémentaires permettent également de consolider les analyses. La finalité est de confronter, renforcer ou réfuter les résultats et hypothèses antérieurs, mais également de mettre en évidence de nouvelles structures dans cette zone spécifique, le centre volcanique du Piton de la Fournaise. À terme, l'ensemble de ces résultats constituent une base solide pour le suivi spatio-temporel (i.e. 4D) de l'évolution interne du Piton de la Fournaise, comme démontré à l'échelle d'une zone locale d'intérêt majeur.

Ce manuscrit présente en détail les résultats de cette étude géophysique multi-méthodes, de l'acquisition des données à leur modélisation, et se décompose en sept chapitres.

Le premier chapitre présente le contexte géologique de l'Ile de la Réunion et des édifices volcaniques qui la composent. Il propose également un bilan des connaissances sur la

structure interne et l'activité du centre actif actuel, le Piton de la Fournaise, cible de cette étude.

Le second chapitre présente la technique innovante de tomographie de résistivité électrique 3D mise en œuvre lors de la campagne de mesures menée en 2023 avec le système FullWaver, ainsi que le traitement des données et l'inversion numérique pour cette méthode.

Le modèle de résistivité électrique 3D du centre volcanique du Piton de la Fournaise et les interprétations qui en découlent sont détaillés dans le chapitre trois par l'intermédiaire d'un article publié dans Scientific Reports.

Le chapitre quatre présente la technique de prospection magnétique, la méthode d'acquisition des données grâce à une prospection aéroportée par drone, ainsi que l'approche innovante de traitement des données pour l'inversion numérique.

Le cinquième chapitre met en lumière une étude de prospection magnétique réitérée dans le temps à l'échelle d'un site éruptif récent, l'éruption du Piton Tikal en Septembre 2022, via un article publié dans Earth, Planets and Space.

Le chapitre six se focalise sur l'analyse comparative des modèles 3D de résistivité électrique et d'aimantation afin d'améliorer la caractérisation structurale de l'édifice et de construire une interprétation robuste.

Une introduction à la caractérisation des propriétés magnétiques et électriques des roches du Piton de la Fournaise est proposée dans le dernier chapitre. L'objectif est de construire progressivement une nouvelle base de données pétrophysiques en vue d'apporter des contraintes aux modélisations 3D et d'évoluer à terme vers des interprétations conjointes.

Chapitre 1

Chapitre 1

Contexte géologique et géodynamique de l'Ile de La Réunion



Objectifs :

- Présenter le contexte géologique et géodynamique global de l'Ile de La Réunion.
- Décrire la structure de l'île et des édifices volcaniques qui la composent.
- Synthétiser l'état des connaissances actuelles (évolution structurale, morphologique et systèmes actifs) à l'échelle du Piton de la Fournaise, cible de cette étude.
- Souligner l'intérêt d'une étude géophysique 3D multi-méthodes haute résolution afin d'apporter une meilleure compréhension des structures et de la dynamique interne du Piton de la Fournaise.

I – Description générale

I.1 – Contexte géodynamique et origine du volcanisme de l'Ile de La Réunion

L'île volcanique de La Réunion est un territoire français d'outre-mer situé dans l'Océan Indien à environ 700 km à l'est de Madagascar (Fig. 1.1a). L'origine de son volcanisme est attribuée au fonctionnement d'un point chaud asthénosphérique profond (Courtillot *et al.,* 2003). L'activité initiale de ce point chaud est marquée par une très forte activité magmatique aux alentours de 65 Ma et est responsable de la formation de la province magmatique des Trapps du Deccan localisée dans l'ouest de l'Inde actuelle (Fig. 1.1a ; Courtillot *et al.,* 1986). Le mouvement des plaques lithosphériques et plus particulièrement celui de la plaque indienne vers le nord a ainsi progressivement permis l'édification d'un alignement volcanique (Fig. 1.1a, trait rouge) composé des îles Laquedives et Maldives (~ 60 Ma), des îles Chagos (~ 50-40 Ma), du Plateau des Mascareignes (~ 30 Ma), de l'île Maurice (~ 8 Ma) et enfin de La Réunion (~5 Ma) (Morgan, 1981 ; Duncan *et al.,* 1989 ; Mahoney *et al.,* 2002). Cet alignement volcanique est séparé entre Chagos-Laquedives et les Mascareignes par l'ouverture de la dorsale médio-indienne, autour de 35 Ma (Fisher *et al.,* 1971 ; Goslin et Patriat, 1984).

D'un point de vue de la dynamique globale, plusieurs études, décrites ci-après, mettent en évidence le lien entre le volcanisme de l'Ile de La Réunion et le caractère profond de l'activité du point chaud. Des flux de chaleur plus élevés de 6 à 8 $mW.m^{-2}$ que le flux de chaleur de référence prédit (61 à 64 $mW.m^{-2}$) pour un plancher océanique d'âge Crétacé supérieur ont été mesurés à l'échelle de la ride des Mascareignes et sont interprétés comme l'effet thermique engendré par le point chaud (Bonneville *et al.,* 1997). Bien que Bonneville *et al.,* (1988) situent la position actuelle du point chaud à 300 km au sud-ouest de La Réunion, des modèles analogiques ont montré que les remontées du panache mantellique sont canalisées dans la zone délimitée par un segment de paléo-dorsale océanique autour de l'Ile de La Réunion (Fig. 1.1b ; Lénat *et al.* 2009). En complément de ces modèles tectoniques et géophysiques, les études géochimiques et isotopiques des magmas fournissent des contraintes précises sur la nature de la source des magmas. Kaneoka, 1986 ; Graham, 1990 et Boudoire *et al.,* 2020 ont observé dans les échantillons de La Réunion des rapports élevés en

$^{3}He/^{4}He$, caractéristiques d'un panache mantellique profond, primitif et peu dégazé et dont la source serait commune à celles des OIB (Oceanic Island Basalt) (Courtillot *et al.,* 2003).

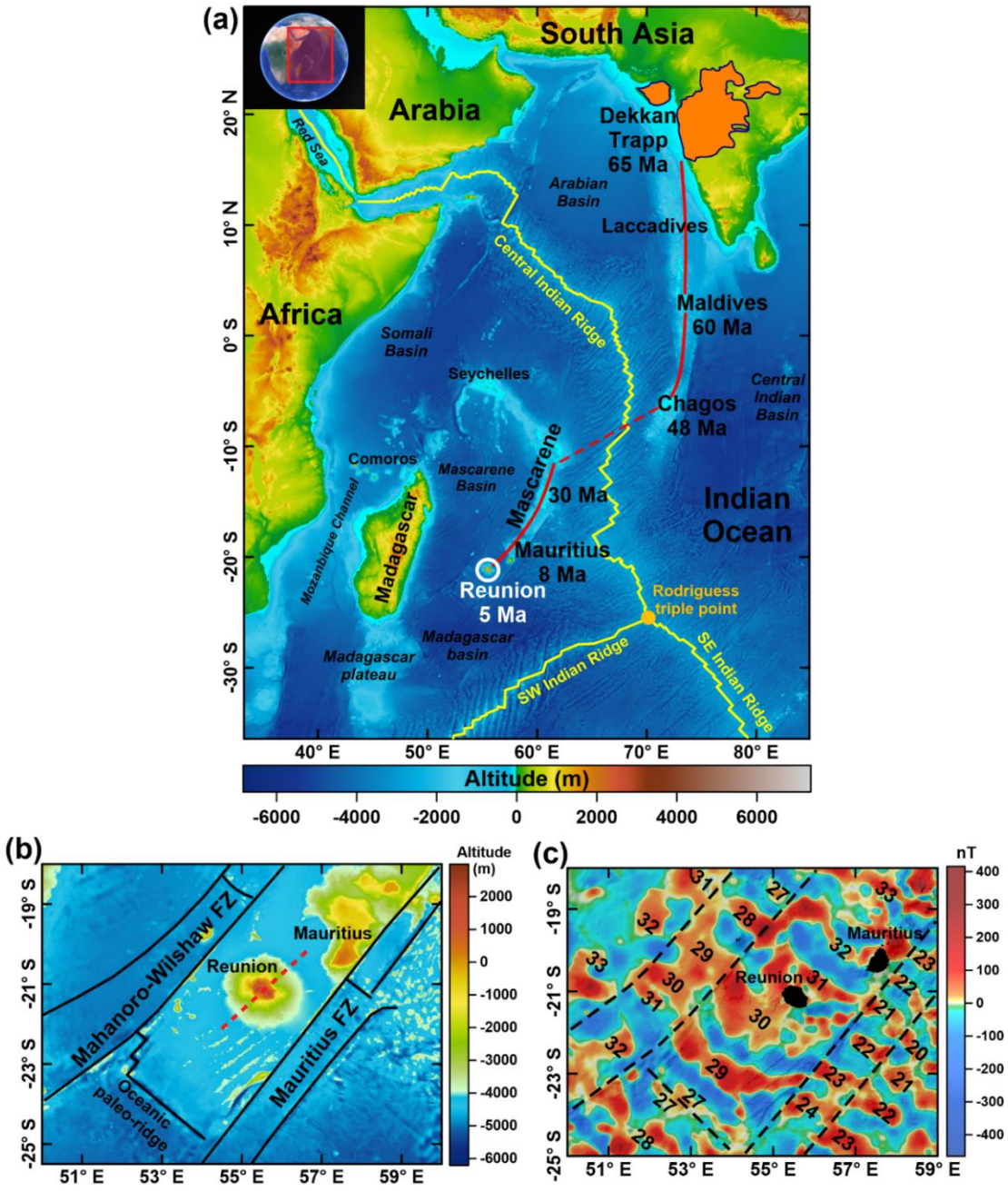


Figure 1.1: a) *Localisation du point chaud de l'Ile de La Réunion dans le contexte tectonique global de l'Océan Indien (trait rouge : alignement des édifices volcaniques (Courtillot et al., 1986). Données altimétriques et bathymétriques : ETOPO1 Bedrock Global Relief Model et DEM Global Mosaic de National Geophysical Data Center (NGDC). Coordonnées en degrés, WGS84.* ***b)*** *Carte simplifiée des structures tectoniques locales de la croûte océanique sur laquelle repose l'Ile de La Réunion (modifiée d'après Lénat et al., 2009). Ligne pointillé rouge : profil de tomographie sismique (d'après Gallart et al., 1999)* ***c)*** *Carte des anomalies magnétiques régionales de la croûte océanique et superposition des anomalies magnétiques définies par Schlich et al., (1990) ; Dyment (1991) et Bernard et Munschy (2000). Données magnétiques : EMAG2v3_SeaLevel de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).*

Différentes études sismiques (Charvis *et al.,* 1999 ; de Voogd *et al.,* 1999 ; Gallart *et al.,* 1999 ; Fontaine *et al.,* 2015) ont montré l'absence d'une flexure lithosphérique sous l'édifice, ainsi que la présence d'un sous-placage magmatique à l'interface entre le manteau et la croûte océanique, tel qu'illustré sur la figure 1.2. Cette absence de flexure reflète probablement un équilibre dynamique entre les forces ascendantes du panache mantellique et la pression liée à la charge lithostatique de l'édifice (Bonneville *et al.,* 1997 ; Michon *et al.,* 2007a ; Lénat *et* al., 2009).

L'Ile de La Réunion appartient, avec les îles Maurice et Rodrigues, à l'archipel des Mascareignes et se situe au sud-ouest d'une ride asismique d'origine volcanique, la ride des Mascareignes (Fig. 1.1b ; Bonneville *et al.,* 1988). Ce segment de paléo-dorsale océanique, profond de 4000 m et large de plus de 300 km, est délimité par des paléo-failles transformantes majeures de direction NE-SO (N35) et par une paléo-dorsale localisée à 350 km au sud-ouest (Schlich *et al.,* 1982 ; Lénat et Labazuy 1990). La lithosphère océanique du Bassin des Mascareignes présente également des alignements d'anomalies magnétiques crustales de polarités normales et inverses principalement orientés NO-SE, caractéristiques d'une croûte océanique générée par extrusion de magma le long d'une ride (Fig. 1.1c ; Schlich *et al.,* 1990). Malgré un contexte complexe et des linéaments magnétiques présentant, dans le détail, différentes directions dans l'environnement proche de La Réunion, il est admis que l'île repose sur un plancher océanique correspondant à l'anomalie magnétique 30, soit un âge de 67 Ma (Crétacé supérieur ; Fig. 1.1c ; Bernard et Munschy, 2000), cohérent avec l'âge estimé par Courtillot *et al.,* (1986).

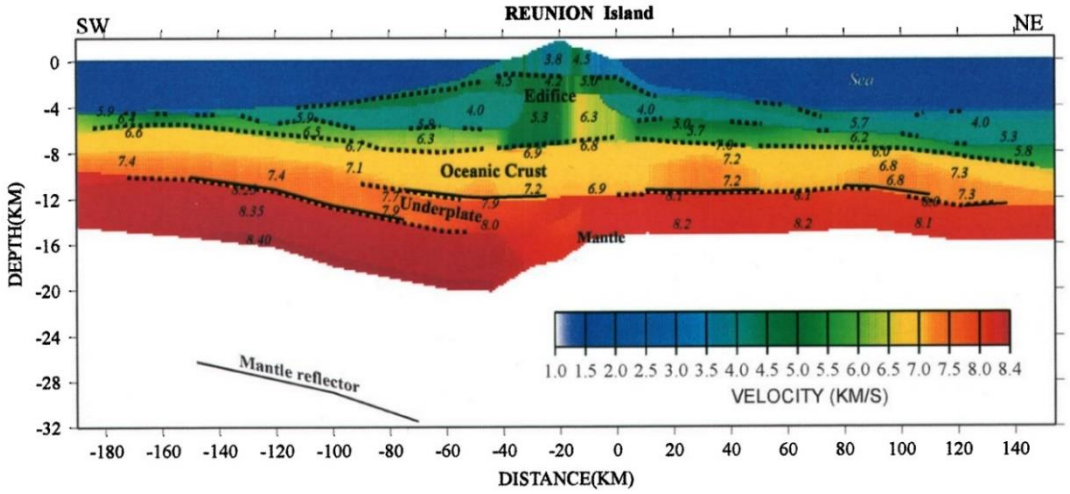


Figure 1.2 : *Modèle 2D de la vitesse des ondes de compression (P) sur un transect SO–NE passant par La Réunion obtenu à partir de 36 stations à terre et 6 sismomètres en mer ; d'après Gallart et al. (1999).*

I.2 – Contexte géologique et structural de l'Ile de La Réunion

L'Ile de La Réunion est un large édifice s'élevant à 7000 m au-dessus du plancher océanique avec un diamètre de 200 km par 240 km à sa base localisée à 4 km de profondeur (Oehler *et al.*, 2008 ; Fig. 1.3). L'île, *sensu stricto*, culmine à plus de 3000 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer et possède une forme elliptique de 50 km par 70 km avec un axe d'allongement principal d'orientation N120 hérité des structures et contraintes de la lithosphère océanique (Michon *et al.*, 2007a). Grâce aux campagnes océanographiques FOREVER-ERODER menées entre 2006 et 2011, de nouvelles données bathymétriques de plus haute résolution ont permis de ré-estimer le volume de la partie émergée de l'édifice à 4.2 % pour un volume total de formations de 51 500 km^3 (Catry, 2011).

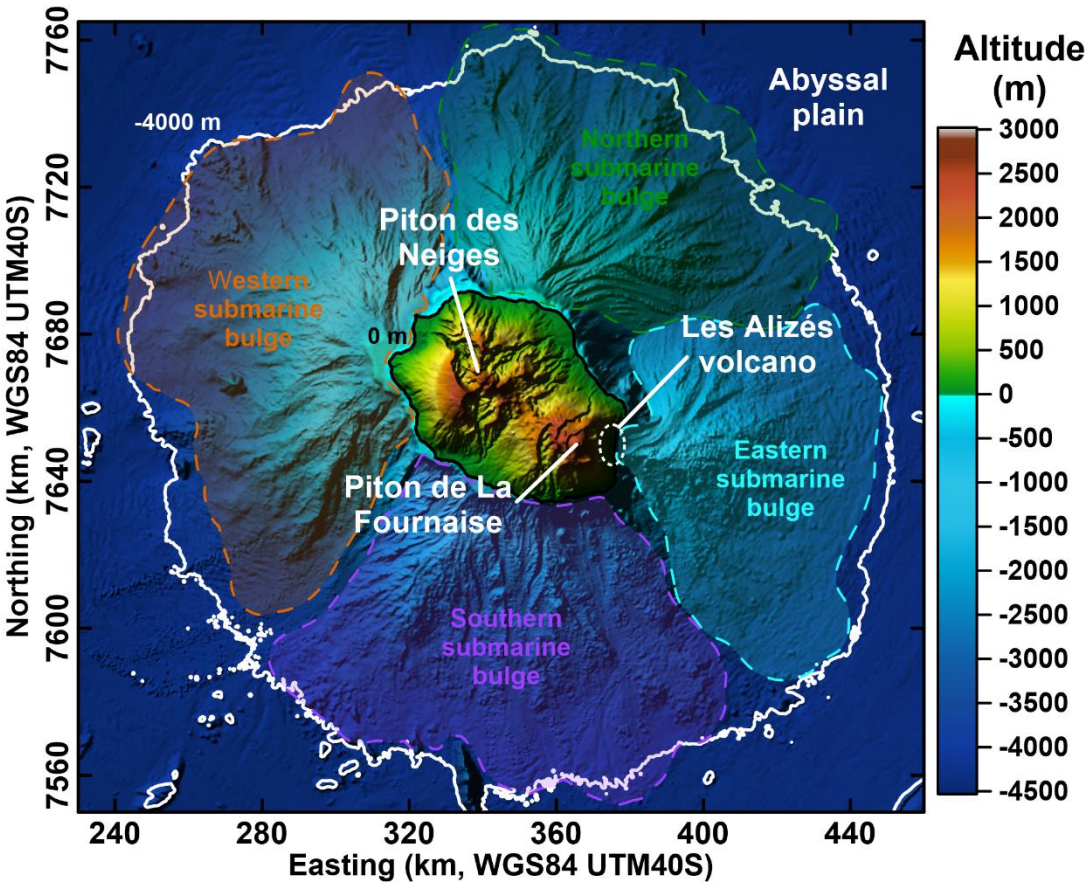


Figure 1.3 : *Modèle Numérique de Terrain (MNT) de l'Ile de La Réunion et bathymétrie de haute résolution de ses flancs sous-marins issu des campagnes océanographiques FOREVER-ERODER (FOREVER, 2006 - Atalante ; ERODER, 2006 - Beautemps-Beaupré ; ERODER 2, 2007 - Meteor ; ERODER 3, 2010 et ERODER 4, 2011 - Marion Dufresne). Mise en évidence des principaux reliefs sous-marins formés de glissements de flancs provoqués par le démantèlement de l'édifice émergé de La Réunion (voir Oehler et al., 2008 pour plus de détails).*

D'un point de vue structural, l'Ile de La Réunion est particulièrement bien étudiée depuis les années 1980 au travers d'un grand nombre d'analyses géologiques (Bachèlery, 1981 ; Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Michon et Saint-Ange, 2008) et de prospections géophysiques (gravimétriques, magnétiques, géoélectriques, électromagnétiques, sismiques et de déformation ; i.e. Lénat, 1987 ; Rousset *et al.,* 1989 ; Lesquer, 1990 ; Labazuy, 1996 ; Schnegg, 1997 ; Lénat *et al.,* 2001 ; Gailler *et al.,* 2009 ; Peltier et al., 2010 ; Lénat *et al.,* 2012 ; Martelet *et al.,* 2014 ; Froger et al., 2015) qui ont permis d'élaborer un modèle d'évolution complexe largement admis actuellement (Lénat, 2016). L'île est ainsi formée de trois centres volcaniques majeurs : deux édifices anciens, le Piton des Neiges et le volcan Les Alizés, ainsi que d'un édifice actif, le Piton de La Fournaise (Fig. 1.3). Lénat *et al.,* (2001a) suggèrent que le caractère profond des anciennes chambres magmatiques, mises en évidence par les complexes hypovolcaniques denses du Piton des Neiges et des Alizés (Gailler *et al.,* 2009 et 2012), traduisent l'existence de deux centres primitifs majeurs développés à partir d'une seule

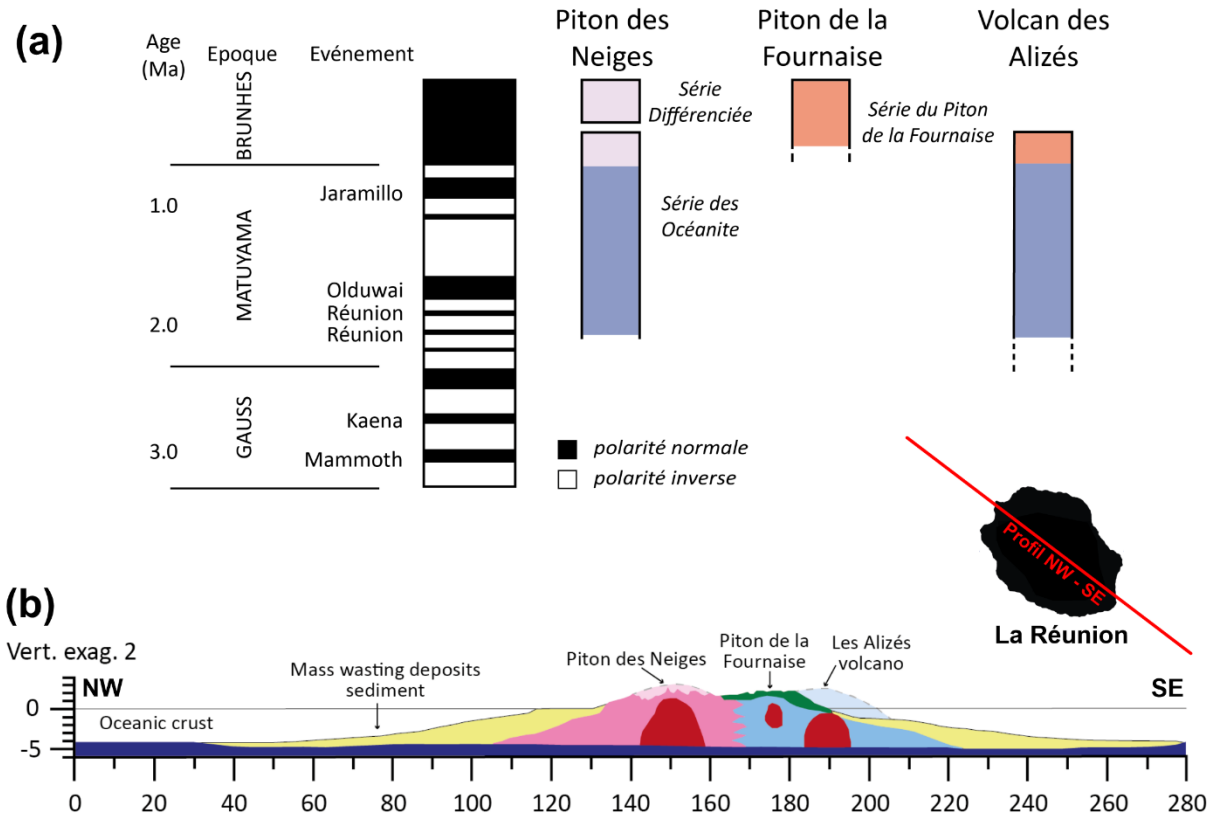


Figure 1.4 : a) *Diagramme montrant les relations temporelles entre les époques géomagnétiques et l'évolution des trois centres volcaniques de l'Ile de La Réunion (repris de Gailler, 2010 et modifié de Lénat, 2001).* ***b)*** *Coupe structurale selon l'axe régional N120 de l'Ile de La Réunion, montrant les constructions volcaniques (rose, bleu et vert), les complexes hypovolcaniques denses (rouge) et l'accumulation de dépôts et de sédiments d'érosion massive sur les flancs sous-marins (jaune). A noter l'absence de flexure lithosphérique à l'aplomb de l'île, (Lénat, 2016).*

source magmatique profonde et dont l'activité serait synchrone des premiers âges de l'édification de l'île jusqu'à la transition magnétique Brunhes-Matuyama (772.4 ± 6.6 ka ; Valet *et al.,* 2019 ; Fig. 1.4a et b). Le Piton de La Fournaise s'est ensuite édifié sur les flancs démantelés de ces deux anciens édifices et a eu une activité commune avec le Piton des Neiges (Fig. 1.4a et b).

En mer, à l'échelle de ces systèmes volcaniques océaniques, les modèles d'évolution récents font état de processus de déstabilisation des flancs des édifices au cours de leur évolution (*Moore et al., 1994 ; Masson et al., 2002*). A La Réunion, Labazuy (1996), Oehler (2005) et Oehler *et al.,* (2008), identifient les formations sous-marines des flancs des édifices comme des dépôts d'avalanches de débris et de glissement de masse (Fig. 1.3), démontrant l'importance de ces processus de démantèlement des édifices en contexte océanique.

I.2.1 – Le Piton des Neiges

Le Piton des Neiges occupe les deux tiers de l'île et correspond à l'édifice volcanique le plus ancien affleurant de l'île (Fig. 1.5). Culminant à 3070 m, il est également le sommet le plus élevé de la chaîne des Mascareignes. L'émersion du volcan est datée à 2.17 Ma (McDougall, 1971 ; Quidelleur *et al.,* 2010) et son activité volcanique est marquée par deux périodes majeures, chacune subdivisée en deux phases d'évolution (Upton et Wadsworth, 1965). La première période correspond à une activité basaltique, aussi appelée série des océanites. La première phase de cette période, appelée phase I, correspond à la mise en place de l'unité la plus ancienne observable, antérieure à 2.17 Ma. Elle se caractérise par des laves basaltiques très fortement altérées, attribuées à la formation sous-marine du volcan et visibles dans le fond des trois dépressions majeures qui entaillent le massif, cirques de Salazie, Mafate et Cilaos (Fig. 1.5 et A1.1 ; Upton et Wadsworth, 1965). La phase II, datée de 2.17 à 0.43 Ma, correspond à l'édification du bouclier basaltique sensu stricto et se caractérise par des coulées basaltiques riches en olivine et des basaltes aphyriques (Fig. 1.5 ; McDougall, 1971). Vient ensuite une période de repos et d'érosion importante de l'édifice de 80 ka, marquant la transition entre la série des océanites et la deuxième période d'évolution majeure, appelée série différenciée, également subdivisée en deux phases (McDougall, 1971). La phase III, de 350 à 230 ka, correspond au début de la différenciation magmatique caractérisée par une

activité principalement effusive et la production de basaltes à plagioclase et d'hawaiites. La fin de la phase III se caractérise par l'apparition des premières phases d'activité explosive (Kieffer, 1990). La phase IV, de 230 à 12 ka, correspond à la fin de l'activité différenciée et se caractérise par une alternance de périodes effusives et explosives, avec la production de trachytes et de mugéarites (Kieffer, 1990). La dernière période d'activité du Piton des Neiges est datée entre 35 et 12 ka (Deniel *et al.,* 1992). Concernant l'origine des cirques de Salazie, Mafate et Cilaos, plusieurs hypothèses, comme l'action de mécanismes tectoniques, volcaniques ou encore d'érosion et de déstabilisation de flanc sont proposées (Chevallier, 1979 ; Haurie, 1987 ; Kieffer, 1989 ; Lambert, 2003 ; Oehler et al., 2005). Notons que le volcan, actuellement en période de repos, est marqué aujourd'hui encore par des processus d'effondrements d'origine morpho-tectonique, causés par l'érosion très active et contrôlés par de nombreux facteurs, tels que le climat, la nature géologique des terrains, ainsi que les structures de faiblesses mécaniques de l'édifice (Arnaud, 2005 ; Fèvre, 2005).

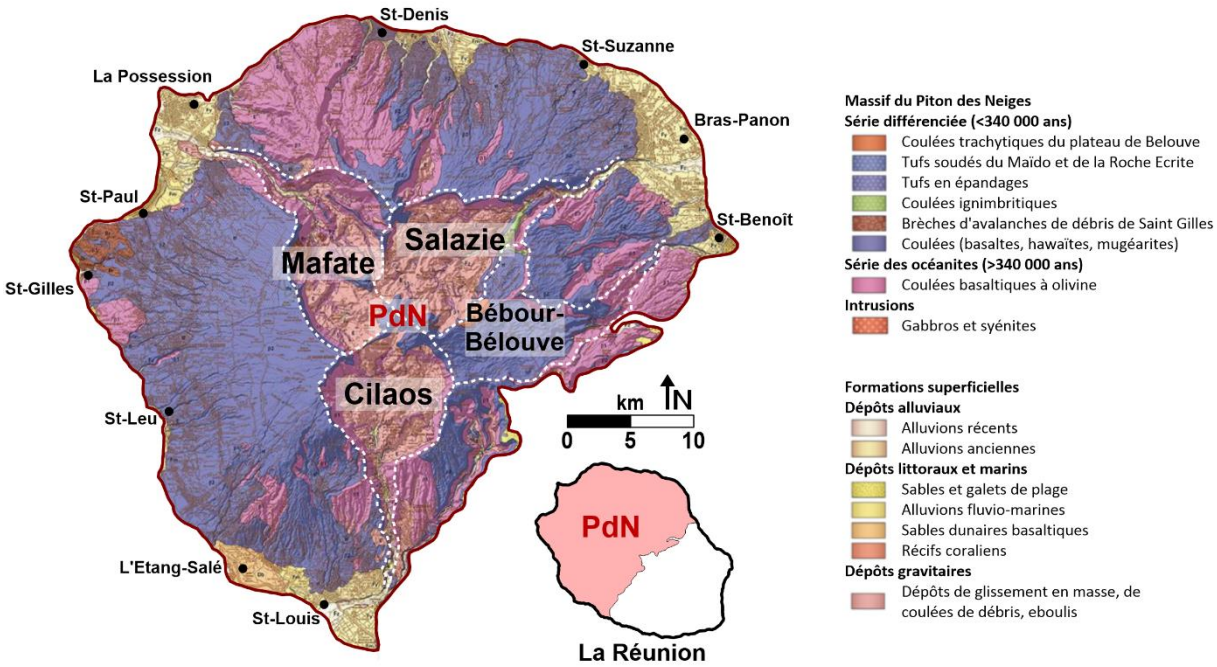


Figure 1.5 : *Carte géologique du Piton des Neiges (PdN), de ses cirques et des principales localités.*

I.2.2 – Le Volcan des Alizés

Le volcan Les Alizés est également un édifice ancien, très largement démantelé qui fut le dernier édifice à être découvert. C'est en 1985, lors d'un forage d'exploration géothermique réalisé sur le flanc est du Piton de La Fournaise, que le BRGM mettait en évidence l'existence

d'un complexe intrusif lité composé de gabbro, wehrlite et dunite entre 1000 et 3000 m de profondeur dans le secteur du Grand Brûlé (GB ; Fig. 1.6 ; Rançon *et al.,* 1989).

Plusieurs études gravimétriques et magnétiques sont venues confirmer la présence d'une structure dense et profondément enracinée à l'est de l'île associée à une ancienne chambre magmatique (Rousset *et al.,* 1989 ; Malengreau *et al.,* 1999 ; Lénat *et al.,* 2001a ; Gailler *et al.,* 2009) et suggérant que ce complexe hypovolcanique, ainsi que les produits de démantèlement de l'édifice associés, constituent le soubassement du Piton de la Fournaise (Fig. 1.4b). L'étude des anomalies magnétiques négatives (Lénat *et al.,* 2001a) et des âges des roches et dépôts sous-marins (Lénat *et al.,* 2009 ; Smietana, 2011) donnent en effet une période d'édification de ce paléo volcan très antérieure au Piton de La Fournaise et contemporaine à celle du Piton des Neiges (Fig. 1.4a).

Les dernières manifestations de l'activité du volcan pourraient être associées aux laves différenciées puis alcalines appartenant à la formation des « roches Pintades » (Albarède *et al.,* 1997 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Merle *et al.,* 2009 ; Smietana, 2011), datées d'environ 530 ka (Gillot *et al.,* 1990) et principalement visibles dans les vallées entaillant le Piton de La Fournaise (i.e. Rivière des Remparts ; Rivière de l'Est, Fig. 1.7).

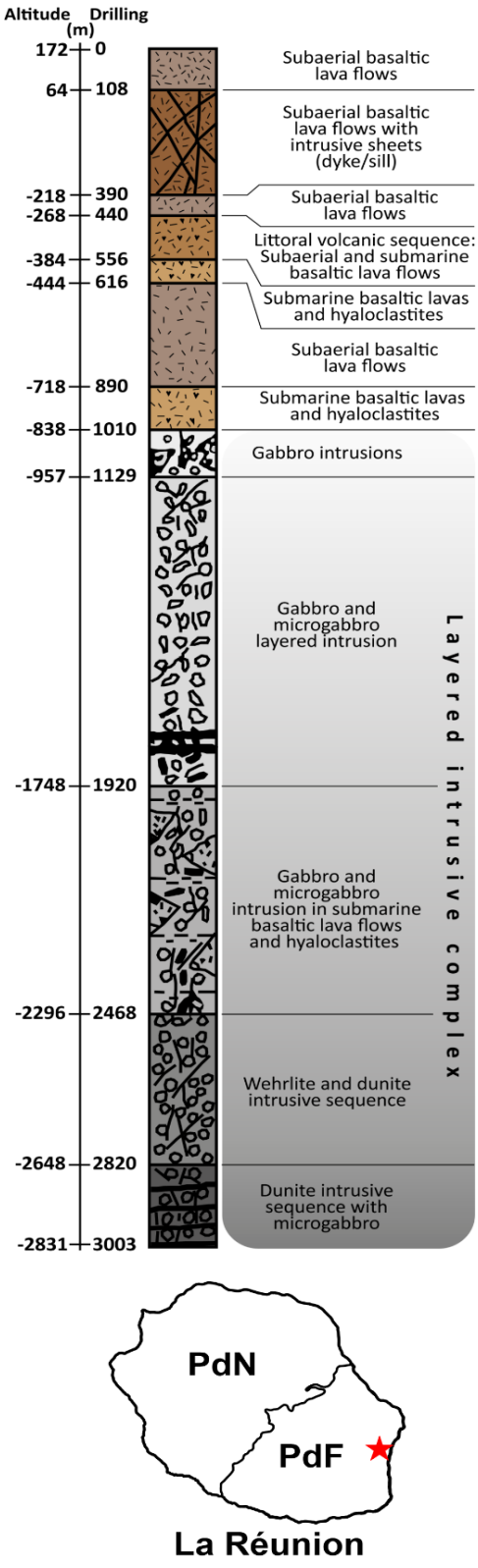


***Figure 1.6** : Forage du complexe hypovolcanique Les Alizés (BRGM, 1985 ; localisation (étoile rouge) : x = 187,823 ; y = 38,646 ; y = 172, coordonnées en Gauss Laborde Réunion), modifié d'après Rançon, 1989.*

I.2.3 – Le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est un édifice de 40 km de diamètre, qui occupe le tiers sud-est de l'île et culmine à 2631 m d'altitude (Fig. 1.7). Le volcan, dont l'épaisseur des formations est relativement mince au regard des deux autres édifices, s'est donc mis en place sur les flancs orientaux du Piton des Neiges et sur les constructions endogènes du paléo-volcan des Alizés (Fig. 1.4). A l'instar du Piton des Neiges, le massif fournaisien est caractérisé par de grands traits morphologiques tels que des vallées profondément encaissées et des falaises issues d'effondrements caldériques (Bachèlery, 1981 ; Merle *et al.*, 2009), ainsi que des pentes typiques des flancs subaériens des volcans océaniques basaltiques : pentes modérées à basse altitude (8° à 15°), pentes plus marquées à des altitudes plus élevées, variant d'environ 20° à 35° (Rowland et Garbeil, 2000 ; Michon et Saint-Ange, 2008). Ces particularités morphologiques marquant le paysage, font état de phases et de processus de construction, destruction et de déformation s'étant succédées au cours de son histoire (Bachèlery et Mairine, 1990) comme décrit plus amplement ci-après en se focalisant sur les objectifs de cette étude centrée sur l'évolution spatiale et temporelle de l'édifice ainsi que ces structures internes et de surface.

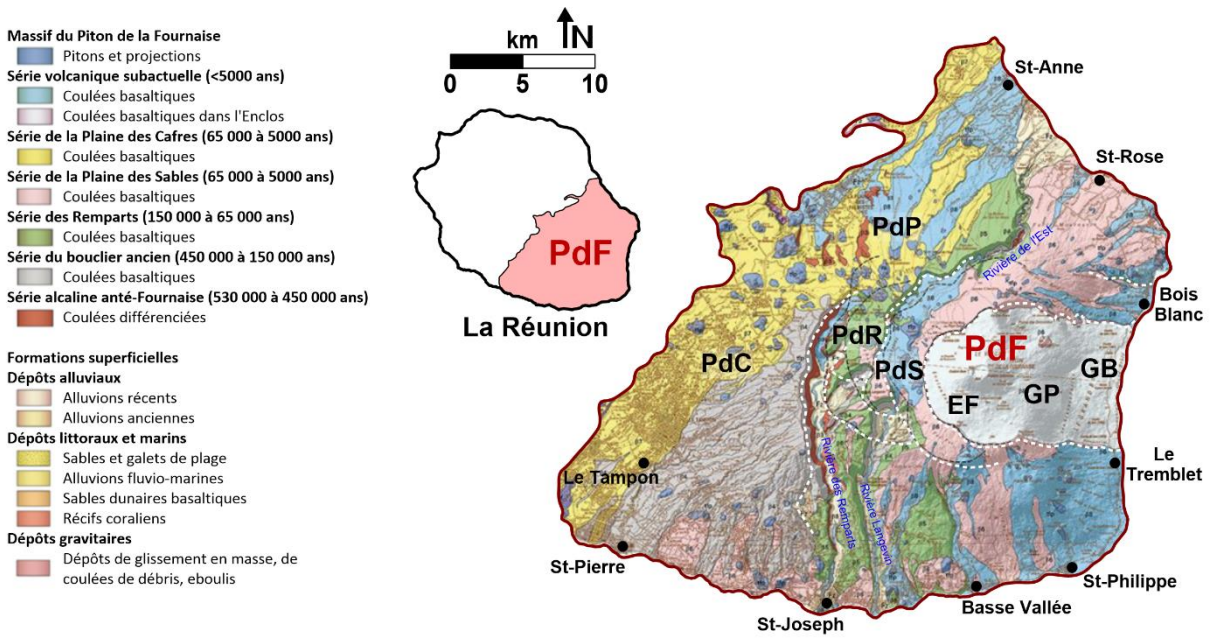


Figure 1.7 : *Carte géologique du Piton de la Fournaise (PdF) et de ses principales localités. Lignes blanches en pointillés : aspects morpho-structuraux majeurs de l'édifice d'après Merle et Lénat, (2003) ; Merle (2009). Lieux : Plaine des Cafres (PdC), Plaine des Palmistes (PdP), Plaine des Remparts (PdR), Plaine des Sables (PdS), Enclos Fouqué (EF), Grandes Pentes (GP), Grand Brûlé (GB).*

II – Focus sur l'édifice actif du Piton de la Fournaise

II.1 – Histoire et évolution morpho-structurale

L'édification du Piton de la Fournaise peut être décrite par deux phases majeures, le Bouclier Ancien (ou bouclier primitif) de 530 à 150 ka et le Bouclier Récent de 150 ka à aujourd'hui, avec quatre phases de croissance entrecoupées par la formation de calderas d'effondrement et de glissement (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Gillot et Nativel, 1989).

La phase initiale de construction, de 530 à 290 ka, affleure dans le fond des rivières du massif du Piton de la Fournaise (Fig. 1.7 ; *Gillot et al., 1990*). La composition a évolué dans le temps depuis des magmas de la série alcaline, dont les produits sont localement appelés « roches Pintades », vers des basaltes cotectiques, des hawaiites, des mugéarites et quelques basaltes à olivine (Bachèlery 1981 ; Bachèlery et Mairine 1990 ; Mairine et Bachèlery 1997 ; Merle *et al.,* 2010). L'appartenance à la série du Piton de La Fournaise des laves les plus différenciées (roches Pintades) datées à environ 530 ka (Gillot et Nativel, 1989) est encore débattue (Albarède *et al.,* 1997 ; Smietana, 2011) et serait plutôt considérée comme la partie supérieure de son soubassmeent, associé au paléo-volcan des Alizés (Merle *et al.,* 2010). La fin de la première phase est marquée par une série de glissements et d'effondrements, entre 290 et 220 ka, dont la limite se situe approximativement sur la partie amont de l'actuelle Rivière des Remparts (Fig. 1.7 ; Duffield *et al.,* 1982 ; Gillot *et al.,* 1994 ; Merle *et al.,* 2010). Cette phase de destruction correspond à l'arrêt de l'activité volcanique dans le quart sud-ouest de l'édifice (Bachèlery et Mairine, 1990). Cet événement a été suivi par une nouvelle phase de construction intense de 290 à 150 ka nommée Série du volcan de Mahavel et correspond à une période de construction d'un cône de scories central et à la production de laves à olivine (Bachèlery et Mairine, 1990). Contrairement aux structures d'effondrements les plus anciennes, la limite d'un second évènement d'effondrement, la caldera du Morne Langevin, estimée à environ 150 ka, est bien identifiée et définie dans les parois verticales de la Rivière des Remparts (Fig. 1.7 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Merle *et al.,* 2010). Cet évènement marque à la fois la fin du fonctionnement du Bouclier Ancien et le déplacement du centre volcanique de la Plaine des Sables vers sa position actuelle à l'est dans l'Enclos

Fouqué (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery et Lénat, 1993). En effet, le corps dense (Fig. 1.4) identifié comme le complexe intrusif du Bouclier Ancien par Rousset *et al.,* (1989) et dont l'existence est soulignée par la présence récurrente d'enclaves gabbroïques et péridotitiques dans les formations récentes dans cette zone (notamment au niveau du Piton Chisny ; Bachèlery et Mairine, 1990), s'étend de la Plaine des Sables à la partie occidentale de l'Enclos Fouqué.

La seconde phase est associée au Bouclier Récent qui s'édifie depuis 150 ka par l'accumulation d'importantes épaisseurs de laves horizontales et subhorizontales, localement en discordance avec les formations sous-jacentes du bouclier primitif (Fig. 1.7 ; Bachèlery, 1981 ; Bachèlery et Mairine, 1990). Durant cette période, deux événements volcano-tectoniques majeurs affectent la morphologie de l'édifice avec l'effondrement de la caldera de la Plaine des Sables daté entre 60 et 40 ka (Gillot et Nativel, 1989) ainsi que la formation de la caldera de l'Enclos Fouqué-Grand Brûlé, dernier événement majeur de déstabilisation, postérieur à 5 ka (Fig. 1.7 ; Bachèlery, 1981 ; Staudacher et Allègre, 1993). Cette dernière est associée à un ensemble d'évènements explosifs dont les dépôts, les cendres de Bellecombe datées entre ~5500 et ~2300 ans BP, affleurent à l'extérieur de la caldera (Bachèlery, 1981 ; Ort *et al.,* 2016 ; Morandi *et al.,* 2016). Plus en détail, la caldera polylobée de l'Enclos Fouqué s'apparente à une structure allongée en forme de fer à cheval de 8 km de large sur 12 km de long, d'orientation W-E, ouverte vers l'est sur l'Océan Indien et délimitée par des escarpements de 100 à 200 mètres de haut, aussi appelés Remparts de la caldera de l'Enclos Fouqué (Fig. 1.7).

Actuellement, la formation de cette caldera et les interprétations quant aux mécanismes en jeu sont encore débattues. Dans la littérature, quatre hypothèses sont proposées pour expliquer cette structure majeure, telles que : 1) un important glissement du flanc est (Fig. 1.8a ; Duffield *et al.,* 1982 ; Lénat *et al.,* 1989 ; Labazuy, 1996 ; Oehler *et al.,* 2008) ; 2) un effondrement de calderas coalescentes combiné à un glissement du flanc est, dont la tête de glissement correspondrait aux Grandes Pentes (Fig. 1.8b ; Bachèlery, 1981) ; ou encore d'une caldera d'effondrement hydrothermal déclenchée par la déformation latérale du système hydrothermal causée par 3) un glissement de flanc (Fig. 1.8c ; Merle et Lénat, 2003) ou 4) un effondrement vertical (Fig. 1.8d ; Michon et Saint-Ange, 2008).

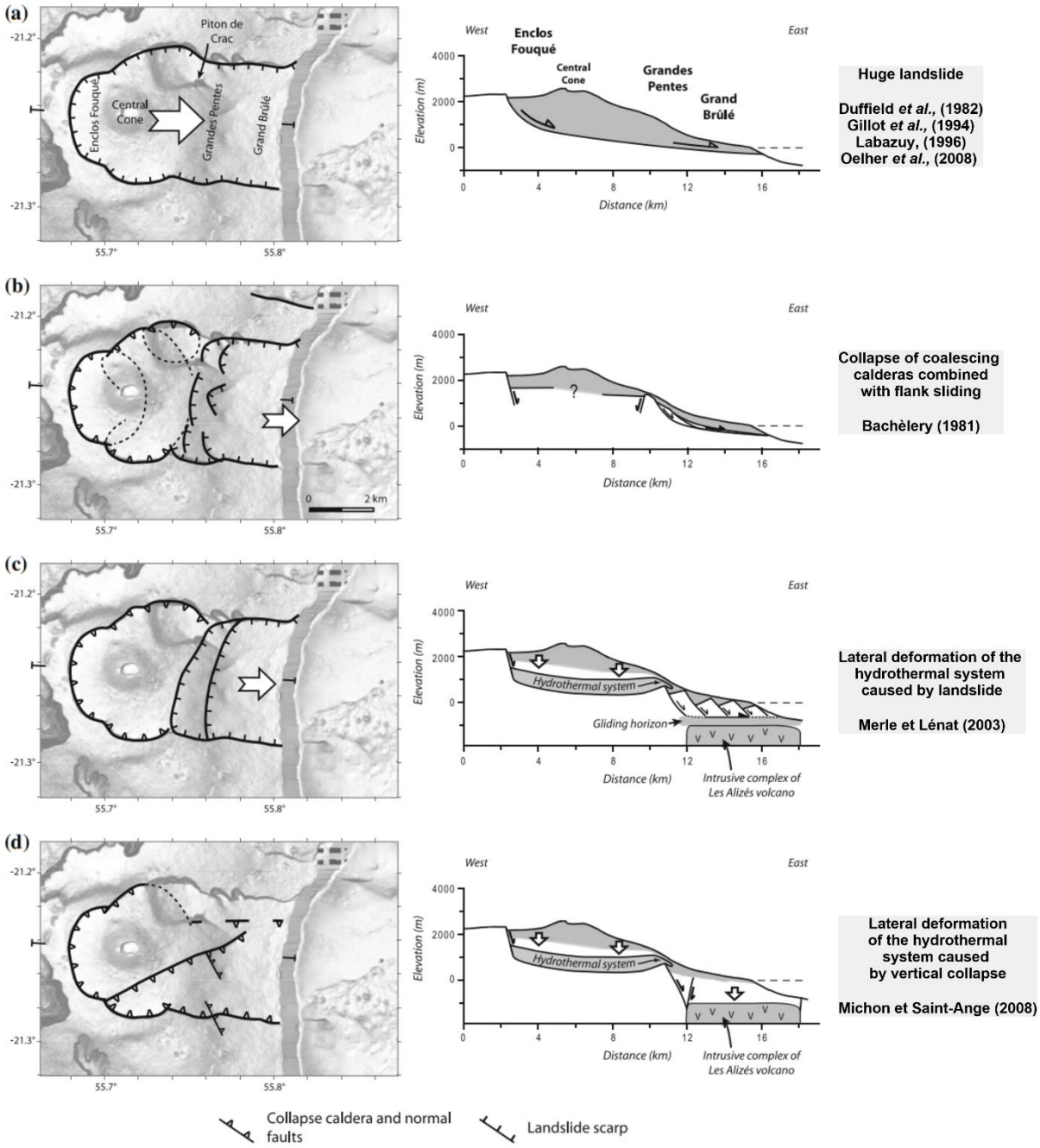


Figure 1.8 : *Compilation des interprétations des mécanismes de formation de la structure en fer à cheval du Piton de la Fournaise composée du Cône Central, de l'Enclos Fouqué, des Grandes Pentes et du Grand Brûlé (Figure modifiée de Michon et al., 2016a). Interprétation de :* ***a)*** *Duffield et al., (1982) ; Gillot et al., (1994) ; Labazuy (1996) ; Oelher et al., (2008) ;* ***b)*** *Bachèlery (1981) ;* ***c)*** *Merle et Lénat (2003) ;* ***d)*** *Michon et Saint-Ange (2008).*

II.2 – Centre volcanique et rift zones du Piton de la Fournaise

II.2.1 – Histoire du Cône Central : édification et destruction

Le centre volcanique du Piton de la Fournaise, matérialisé par le Cône Central (ou Cône Terminal) installé au sein de l'Enclos Fouqué, est une structure complexe et hétérogène, édifiée sur plusieurs centaines d'années (Lacroix, 1936 et 1938). Avec une base d'environ 3.2 km de long sur 2.8 km de large et des pentes de 15 à 30° (Michon *et al.,* 2008), il culmine à 400 à 500 m de haut par rapport à la base de l'Enclos Fouqué. Actuellement, son sommet comprend deux cratères principaux : le Dolomieu d'environ 1.1 km de long pour 800 m de large et le Bory d'environ 360 m de long pour 200 m de large. D'ancien pit-craters sont également observés dans les parois du Cône (Pré-Bory, Soufrière, Petit Plateau) (Fig. 1.9a ; Bachèlery, 1981 ; Peltier *et al.,* 2012), ainsi que de nombreuses fractures d'origine volcanique et/ou tectonique (Carter *et al.,* 2007).

Depuis le XVIIIe siècle et les premiers documents historiques, l'évolution morpho-structurale de la zone sommitale est due à une succession d'évènements de croissance et de destruction au cours du temps. Par le passé, des activités de type lac de lave, des évènement explosifs (phréatiques et phréatomagmatiques), ainsi que la formation de cratères d'effondrements ont périodiquement affecté la morphologie du sommet du volcan (Bachèlery, 1981 ; Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Staudacher *et al.,* 2009 ; Michon *et al.,* 2013). Peltier *et al.,* (2012) présentent un résumé chronologique de l'activité historique et de l'évolution du Cône Central (Fig. 1.9b). Deux grandes périodes se distinguent dans l'édification du Cône Central. La première est une activité centrée autour du cratère Bory dont le début n'est pas connu mais dont la fin est estimée autour de 1759-1766. Cette période inclut la formation du cratère Pré-Bory, son remplissage en quelques décennies, la construction du bouclier Bory ainsi que la formation du cratère Bory (Fig. 1.9b ; Lénat et Bachèlery, 1990 ; Peltier *et al.,* 2012). De plus, l'activité du cratère Bory est très probablement liée à l'activité d'un lac de lave dont une partie des débordements auraient contribué à la formation du CLEF (Champ de Lave de l'Enclos Fouqué ; Lénat *et al.,* 2001b ; Peltier *et al.,* 2012). Par la suite, la fin du XVIIIème siècle est marquée par une migration de l'activité sommitale vers l'est se concentrant dans le secteur du cratère Dolomieu, avec la formation du Mamelon Central, puis du cratère Brûlant au XIXème siècle. Au cours du XIXème et XXème siècle, période à partir de laquelle les observations se renforcent, la morphologie de la zone sommitale est

progressivement modifiée par une succession d'effondrements puis de comblements des cratères par l'activité effusive (Fig. 1.9c).

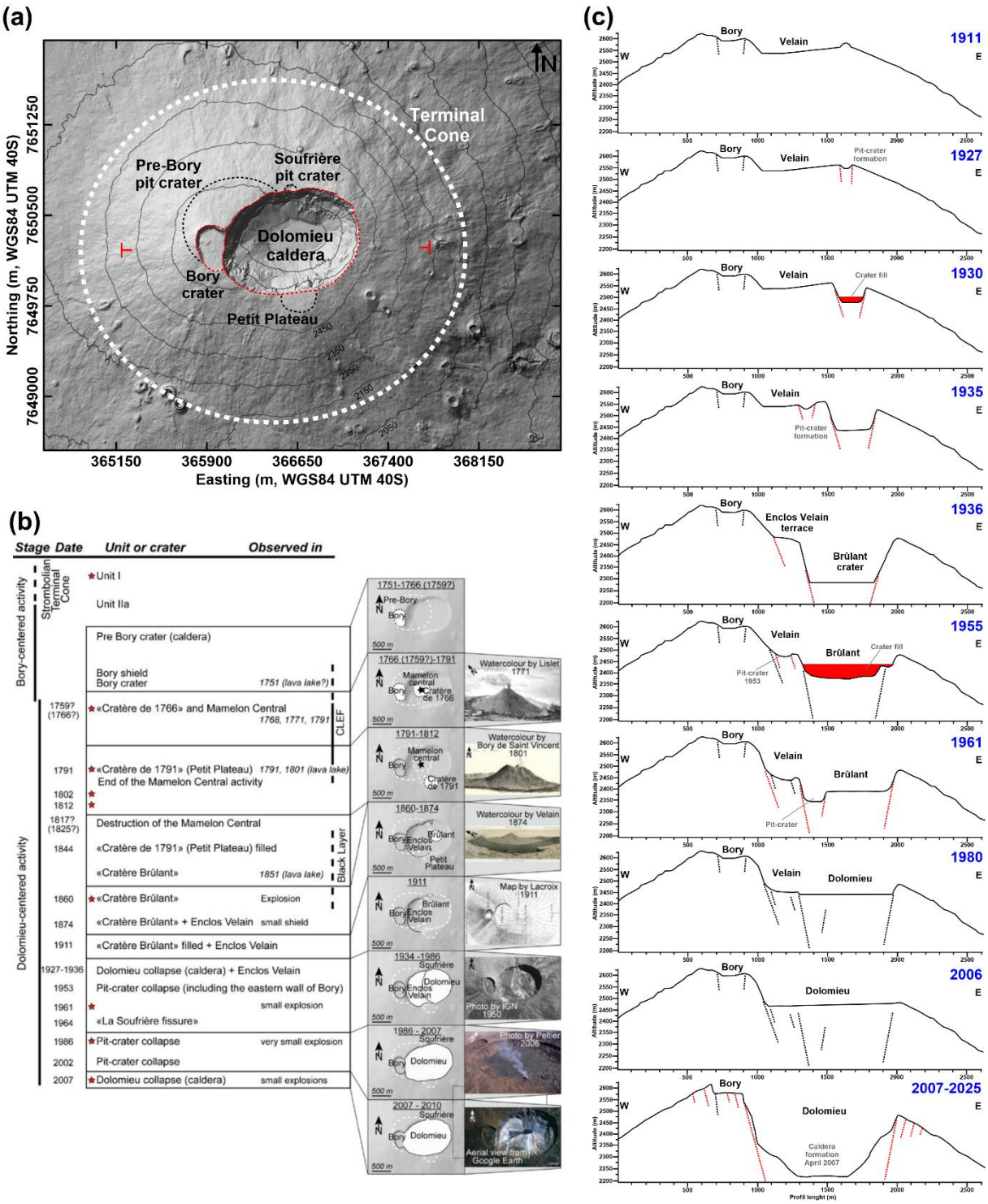


Figure 1.9 : a) *Focus sur le Cône Central du Piton de La Fournaise.* ***b)*** *Résumé de l'activité historique et de l'évolution du sommet du Piton de La Fournaise. Les étoiles rouges représentent les phases explosives (Peltier et al., 2012).* ***c)*** *Evolution de la topographie sommitale de 1911 à aujourd'hui (modifié de Bachèlery, 1981 ; Carter et al., 2007 ; Derrien, 2019 et les références historiques associées).*

II.2.2 – Rift zones

Les rift zones (RZ) jouent un rôle important dans l'histoire de la croissance des édifices volcaniques (Carracedo, 1996). Elles correspondent à des zones de fragilités mécaniques qui divergent d'un centre volcanique et se développent à l'échelle des édifices en canalisant les remontées de magma, formant ainsi des voies d'intrusion magmatiques préférentielles (MacDonald, 1972). En surface, les rift zones se caractérisent par une concentration de cônes de scories, de fissures éruptives et de failles, tandis qu'en profondeur elles forment des réseaux denses d'intrusions subverticales (Walker, 1986 ; Burchardt *et al.,* 2018). La croissance des édifices volcaniques, le déplacement de leur centre volcanique ou encore les phénomènes de déstabilisations majeurs, sont sources de modification des champs de contraintes, qui contrôlent la migration et l'évolution des rift zones (Mitchell, 2001 ; Walter, 2003).

A La Réunion, les rift zones volcaniques anciennes et actives (Fig. 1.10) sont principalement marquées par des groupes de centres éruptifs monogéniques d'âges, de localisations et d'orientations différentes (Bonali *et al.,* 2011). Au Piton de la Fournaise, la plus ancienne rift zone, appelée rift zone de L'Ilet Edouard, est identifiée dans les constructions du Bouclier Ancien grâce à l'observation d'un réseau dense de dykes dans les escarpements de la Rivière des Remparts (Bachèlery et Mairine, 1990). L'histoire récente de l'édifice est marquée par plusieurs zones principales d'activités volcaniques, identifiées par la distribution de la densité des édifices monogéniques sur le massif fournaisien (Fig. 1.10a ; Bachèlery, 1981 ; Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Bonali *et al.,* 2011 ; Michon *et al.,* 2016b). Actuellement, les principales rift zones actives se situent à proximité du centre volcanique dans l'Enclos Fouqué, le Cône Central (Fig. 1.10b). Elles sont également définies par la densité des cônes éruptifs mais aussi par l'orientation des failles et fissures éruptives (Michon *et al.,* 2016b) ou encore par la présence d'anomalies de polarisation spontanée de forte amplitude révélant des axes préférentiels de circulations de fluides (Lénat, 1987 ; Malengreau *et al.,* 1994 ; Michel et Zlotnicki, 1998 ; Barde-Cabusson *et al.,* 2011). On y retrouve les rift zones principales telles que la rift zone sud-est (South East rift zone - SERZ), la rift zone nord-est (North East rift zone - NERZ) et la rift zone N120° (N120 RZ) ; ainsi que des rift zones plus locales, identifiées à l'échelle du Cône Central, tel que la N25°-30° RZ ou la East rift zone (Fig. 1.10b). En dehors de l'Enclos Fouqué, cette activité se concentre le long de la SERZ, la NERZ, la North West rift zone

(NWRZ) au niveau de la Plaine des Cafres et dans une moindre mesure au niveau de la South volcanic zone et la PRVA (Puy Raymond Volcanic Alignement) (Fig. 1.10a).

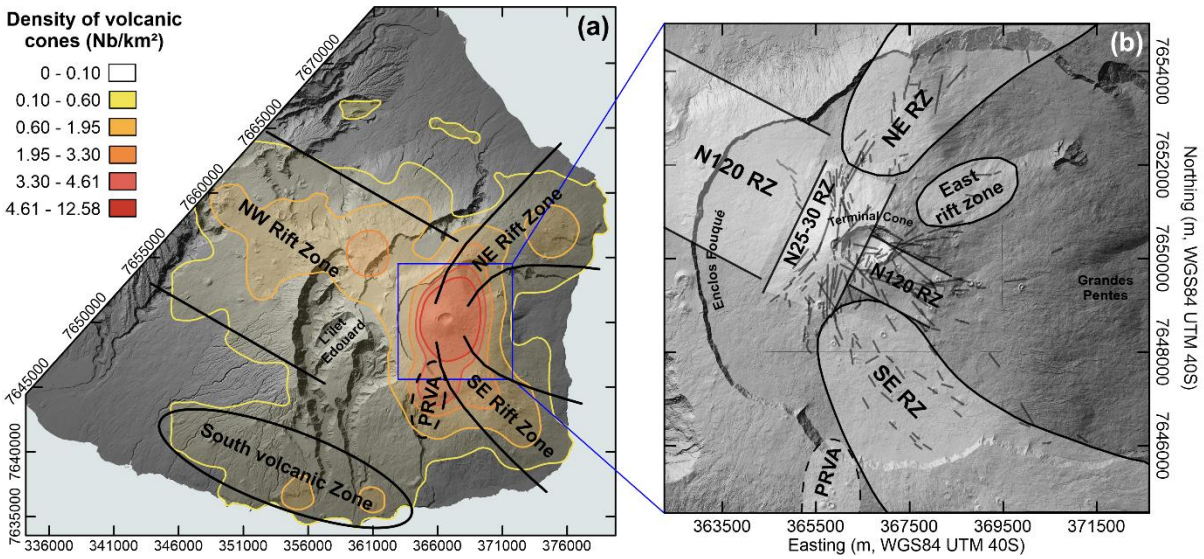


Figure 1.10 : a) *Carte de densité des cônes de scories sur le massif du Piton de la Fournaise plus jeunes que 60 ka et représentation des chemins d'intrusions préférentiels (i.e. les rift zones) déduits de la densité des cônes volcaniques (modifié d'après Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Bonali et al., 2011 et Michon et al., 2016b).* ***b)*** *Zoom sur les rifts zones de l'Enclos Fouqué (zone de l'activité volcanique actuelle) et compilation des fissures éruptives depuis 1972 (modifié d'après Michon et al., 2016b).*

II.3 – Structure interne : systèmes actifs et contraintes

II.3.1 – Système magmatique : zones de stockages et transferts magmatiques

Imager et comprendre la structure interne d'un édifice volcanique est essentiel pour retracer son évolution et interpréter son activité actuelle en lien avec les manifestations de surface. A l'échelle du Piton de la Fournaise, de nombreuses études géophysiques, pétrologiques et géochimiques ont été et sont régulièrement menées, et ont permis l'identification de plusieurs niveaux de stockages magmatiques au sein de l'édifice et de son soubassement. Les modèles de Michon *et al.,* (2015) (Fig. 1.11a) et Lénat *et al.,* (2012) (Fig. 1.11b) synthétisent l'ensemble du système d'alimentation magmatique de l'édifice connu actuellement, mettant en évidence un stockage profond (au sein du manteau lithosphérique), un stockage intermédiaire (au sein de la croûte) et un stockage superficiel (au sein de l'édifice). Les transferts magmatiques entre ces différents réservoirs sont très certainement assurés via un réseau de sills et de dykes (Tibaldi *et al.,* 2015).

La zone de stockage profonde localisée entre 35 et 10 km bsl (below sea level) est définie en se basant sur la distribution des cônes volcaniques en surface, la sismicité enregistrée depuis 1996 (Michon *et al.,* 2015), ainsi qu'une cartographie détaillée des émissions de CO_2 dans le sol (Boudoire *et al.,* 2017). Ces auteurs proposent un modèle de transfert magmatique latéral profond au sein de la lithosphère, alimentant la zone centrale à partir d'une zone d'accumulation profonde située à environ 30 km bsl de profondeur et décentrée de plus de 20 km au NW de l'Enclos Fouqué (Fig. 1.11a). A l'interface croûte-manteau entre 10 et 13 km bsl, la présence d'un sous-placage de matériel chaud mis en évidence par les études sismiques (Charvis *et al.,* 1999 ; de Voogd *et al.,* 1999 ; Gallart *et al.,* 1999 ; Fontaine *et al.,* 2015) représenterait pour Lénat *et al.,* (2012) une zone de stockage magmatique profonde alimentant, via des transferts verticaux indépendants, la partie centrale intermédiaire. Cette dernière serait également composée d'une zone de stockage à 7.5 km bsl alimentant à son tour la partie centrale superficielle (Fig. 1.11a et b).

Cette dernière zone est caractérisée par la sismicité enregistrée à faible profondeur à l'aplomb du Cône Central, mettant en évidence un réservoir superficiel de forme sphéroïdale (600 x 400 x 400 m), localisé entre 0 et 0.5 km asl (above sea level ; Fig. 1.11b ; Nercessian *et al.,* 1996 ; Peltier *et al.,* 2009 ; Prôno *et al.,* 2009 ; Lengliné *et al.,* 2016 ; Duputel *et al.,* 2019, 2021). Lengliné *et al.,* (2016) et Duputel *et al.,* (2019, 2021) ont également montré que cette sismicité superficielle forme une structure annulaire légèrement inclinée vers l'est au-dessus du réservoir, tandis que Michon *et al.,* (2013) et Duputel *et al.,* (2019) ont mis en évidence des alignements de sismicité secondaire à l'intérieur de cette structure qui marqueraient la présence de failles secondaires et de structures de faiblesse, le tout correspondant probablement à un système de failles annulaires associées aux différentes zones d'effondrement ayant affecté le Cône Central au cours de son évolution. Le magma est ensuite acheminé verticalement depuis le réservoir magmatique superficiel jusqu'en surface, au niveau du cratère sommital, ou bien se propage latéralement le long des rift zones, qui constituent les principales zones de fragilité mécanique de l'édifice (SERZ, NERZ et N120 RZ ; Bachèlery, 1981 ; Michon *et al.,* 2007a ; Peltier *et al.,* 2009 ; Bonali *et al.,* 2011 ; Michon *et al.,* 2015 ; Dumont *et al.,* 2022). En accord avec la détection d'une sismicité superficielle importante (Duputel *et al.,* 2021), Lénat et Bachèlery (1990) suggèrent également la présence

d'un réseau de fracturation important et de petites poches de magma, refroidissant lentement et de manière indépendante entre 0 et 2 km asl, connectées aux système de failles annulaires de la chambre magmatique sous-jacente et qui implique donc de potentielles remobilisations de ces poches (Fig. 1.11b).

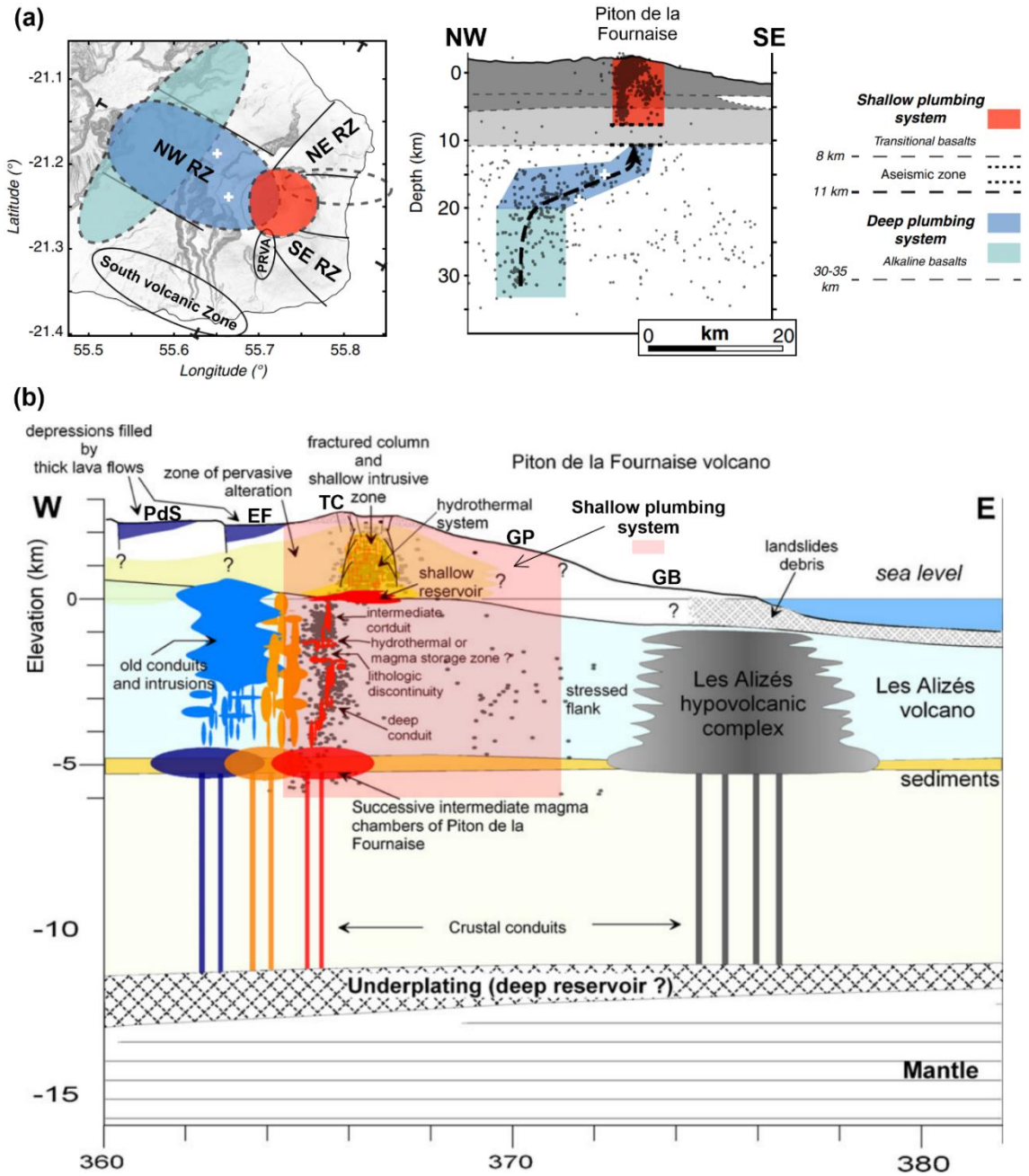


Figure 1.11 : a) *Système de plomberie magmatique du Piton de la Fournaise délimité par les zones sismiques N30-40 et N120, interprétées comme le trajet profond du magma alimentant l'activité volcanique du massif (modifié d'après Michon et al., 2015).* ***b)*** *Interprétation de la coupe géologique W-E du Piton de la Fournaise d'après la compilation des informations géophysiques disponibles le long d'un profil W-E. Coordonnées horizontales : UTM km WGS84 (modifié d'après Lénat et al., 2012).* Lieux : Plaine des Sables (PdS), Enclos Fouqué (EF), Grandes Pentes (GP), Grand Brûlé (GB).

II.3.2 – Système hydrothermal : extension, dynamique et influence sur le Cône Central

Les systèmes hydrothermaux se caractérisent par le transfert de fluides (eaux chaudes, en phase liquide ou gazeuse, chargées en minéraux dissous) et de chaleur par convection dans un milieu poreux. Les eaux météoriques issues des précipitations s'infiltrent et circulent au sein de l'édifice volcanique par le réseau de fractures, fissures et grâce à la porosité des roches. En profondeur, à proximité des réservoirs, poches ou filons magmatiques, elles se réchauffent, s'enrichissent en éléments dissous par interaction avec les roches, puis remontent vers la surface sous l'effet de contrastes de densité (Lendgren, 1933). Les systèmes hydrothermaux sont identifiables en surface par la présence d'anomalies thermiques, de fumerolles, de dépôts hydrothermaux, de zones d'altération ou encore de sources thermales, lacs de cratère et geysers (Henley et Ellis, 1983 ; Pirajno, 2009).

Malgré un apport en fluides très important sur les flancs du Piton de La Fournaise, avec des taux de précipitations enregistrés très importants pouvant atteindre plusieurs centaines de mm pour des évènements ponctuels (Météo France), les manifestations hydrothermales de surface sont peu marquées et rares. Toutefois, la présence d'un système hydrothermal est clairement mise en évidence par plusieurs études géophysiques synthétisées dans le modèle de Lénat *et al.,* (2012) (Fig. 1.11b). Les mesures de polarisation spontanée (PS ; méthode sensible aux circulations de fluides générant des effets électrocinétiques dans le milieu poreux), permettent de déterminer la zonation de l'activité hydrothermale du Cône Central et de ses flancs. Ces données mettent en évidence la migration ascendante de fluides et donc la présence d'un système hydrothermal, centré sous le Cône Central à faible profondeur et relié aux rift zones (Fig. 1.12c ; Lénat, 1987 ; Malengreau *et al.,* 1994 ; Michel et Zlotnicki, 1998 ; Saracco *et al.,* 2004 ; Barde-Cabusson *et al.,* 2012 ; Mauri *et al.,* 2018). De plus, Join *et al.* (2005) montrent des niveaux piézomagnétiques à relativement haute altitude au sein du centre volcanique. L'interprétation conjointe des données électriques et électromagnétiques montre également des niveaux de faibles résistivités dans la partie superficielle du volcan, sous la zone sommitale, et correspondant à des niveaux de roche altérées associés à une zone hydrothermalisée (Fig. 1.12d ; Lénat *et al.,* 2000 ; Dumont *et al.,* 2019).

La crise éruptive d'avril 2007 et la formation de la caldera du Dolomieu ont permis de réaliser des observations directes de ce système hydrothermal. Lors de l'effondrement de la colonne de roches (Michon *et al.,* 2007b), le système hydrothermal a subi une décompression, provoquant ainsi des explosions phréatiques de faibles amplitudes (Staudacher *et al.,* 2009). Par ailleurs, Urai *et al.* (2007) mettent en évidence la présence d'anomalies thermiques de 150° à 250° C dans le cratère à partir d'images satellite ASTER. De plus, de nombreuses fumerolles et anomalies thermiques annulaires sont observées dans le cratère d'effondrement (Fig. 1.12a ; Staudacher *et al.,* 2009 ; Derrien *et al.,* 2020). Gouhier et Coppola (2011) et suggèrent que l'excès de SO_2 observé au niveau de la caldera du Dolomieu provient d'un grand système hydrothermal soudainement décomprimé par l'effondrement de la colonne de roches (Fig. 1.12b). Enfin, Augier (2011) interprète les déformations de la zone sommitale comme la dépressurisation du système hydrothermal associée à une perte de volume et modélise la source de ce phénomène entre 1.4 et 2.2 km d'altitude (soit entre 400 et 1200 m de profondeur environ, par rapport à la zone sommitale ; Fig. 1.12e).

A la faveur de la formation de la caldera de 2007, Peltier *et al.,* (2012) ont observé dans les parois du cratère Dolomieu, la géométrie des paléo-cratères sommitaux, ainsi que la présence de nombreuses zones d'altérations de grandes tailles confirmant la circulation de fluides dans la zone sommitale. Ces zones se localisent préférentiellement aux limites des cratères, pit-craters, le long de failles, dans les zones de forte perméabilité (axes des rift zones) et sont en accord avec les interprétations des anomalies PS (Michel et Zlotnicki, 1998 ; Malengreau *et al.,* 1994 ; Saracco *et al.,* 2004 ; Barde-Cabusson *et al.,* 2012). Le système hydrothermal, tel que proposé par Lénat *et al.,* (2012), est quant à lui confiné plus profondément que la zone mise à nue par la formation de la caldera dans la colonne de roches fracturée, peu dense et faiblement aimantée sous le sommet, comme observé par les études géoélectriques et magnétiques (Lénat *et al.,* 2000 ; Gailler *et al.,* 2009 ; Gailler et Lénat, 2012) et reste en accord avec les observation d'Augier (2011).

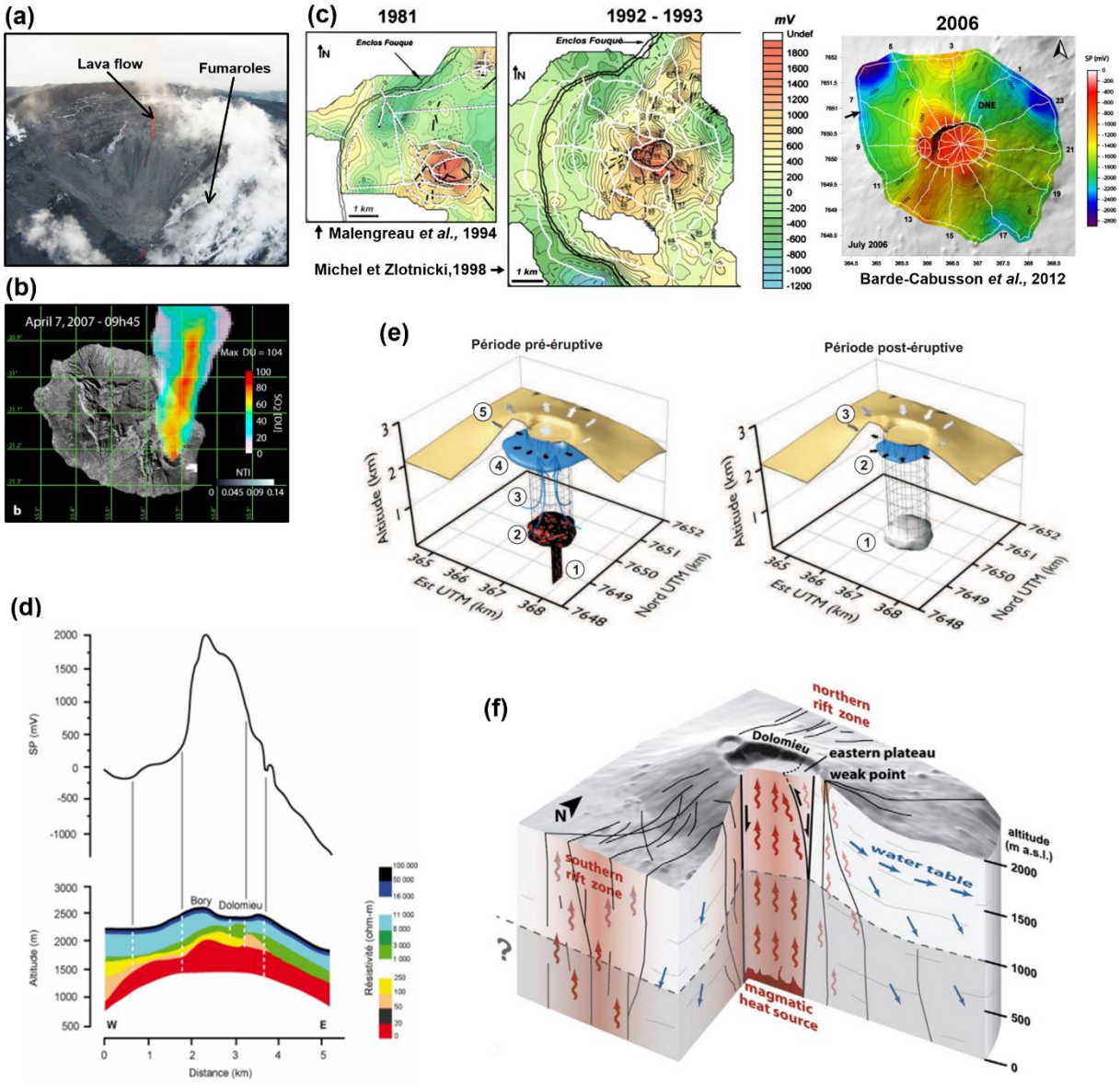


Figure 1.12 : a) *Photo du cratère Dolomieu après l'effondrement du 6 avril 2007 (©PGHM).* ***b)*** *Image MODIS prise le 7 avril 2007 montrant un panache volcanique de SO2 s'élevant de la zone sommitale quelques heures après l'effondrement du cratère Dolomieu (Gouhier et Coppola, 2011).* ***c)*** *Carte de polarisation spontanée obtenue en 1981 (Malengreau et al., 1994), 1992-93 (Michel et Zlotnicki, 1998) et 2006 (Barde-Cabusson et al., 2012).* ***d)*** *Comparaison entre les anomalies de polarisation spontanée et la section transversale E-W de résistivité (Lénat et al., 2000).* ***e)*** *Cycle de pressurisation / dépressurisation du système hydrothermal en période pré- et post-éruptive (Augier, 2011).* ***f)*** *Modèle 3D des principales caractéristiques mises en évidence par le signal de polarisation spontanée et les contraintes géophysiques disponibles (Barde-Cabusson et al., 2012).*

II.4 – Histoire du volcanisme récent et contraintes internes

II.4.1 – Manifestations de surface et cycles éruptifs

Le Piton de la Fournaise, l'un des volcans les plus actifs au monde, a connu plus de 250 éruptions recensées depuis les premières observations au XVIIe siècle. L'activité se poursuit au XVIIIe siècle et avec elle l'apparition des premiers témoignages dans lesquels la première éruption clairement datée y est reportée en 1708. Bory de Saint Vincent au début du XIXème siècle, puis Alfred Lacroix, pour la période 1911-1942, ont tous deux fourni des travaux et chroniques historiques richement documentés sur le Piton de la Fournaise et ses éruptions. De 1943 à 1959, Marcel Ducrot est missionné afin de rendre compte de l'activité éruptive de l'édifice. En 1979, l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) est créé suite à l'éruption d'avril 1977 qui a atteint le village de Sainte-Rose, dans la zone littorale, à l'est. Grâce à la mise en place de cet observatoire permanent et de ses réseaux géophysiques, géodésiques et géochimiques, les épisodes d'activités les plus récents sont désormais mieux suivis et documentés (e.g. 1972-1992, 1998-2010 et 2014-2023 ; Fig. 1.13b et A2.1 ; Peltier *et al.,* 2009 ; Roult *et al.,* 2012).

97% de l'activité éruptive du Piton de la Fournaise se concentre principalement dans l'Enclos Fouqué (Fig. 1.13b), au niveau du Cône Central et des rift zones SE et NE associées, qui se prolongent hors de l'Enclos (Villeneuve et Bachèlery, 2006). Les 3% de l'activité éruptive restante correspondent ainsi à des éruptions moins fréquentes en dehors de l'Enclos, représentant un risque avéré pour les populations (Fig. 1.13c ; Lénat et Bachèlery, 1990 ; Villeneuve et Bachèlery, 2006).

Le Champ de Lave de l'Enclos Fouqué (CLEF) forme un bouclier récent autour du Cône Central et constitue la base la plus ancienne de l'Enclos Fouqué sur laquelle les coulées récentes se mettent en place (Fig. 1.13a et b). Il s'agit d'un vaste champ de lave 'pahoehoe', affleurant sur le flanc nord-ouest du Cône Central (Fig. 1.13a). Il est identifié comme un épisode éruptif de longue durée, mis en place sur la période 1751-1794 et analogue à ceux intervenant périodiquement au Kilauea (Lénat *et al.,* 2001b). Plus en profondeur, le CLEF recouvre l'ensemble de l'Enclos Fouqué et très certainement une partie du Grand Brûlé, avec une superficie estimée entre 11 km² (surface du CLEF affleurant) et 90 km² (totalité de la caldera Enclos Fouqué-Grand Brûlé) pour une épaisseur moyenne estimée entre 5 et 10 m (Lénat *et al.,* 2001b).

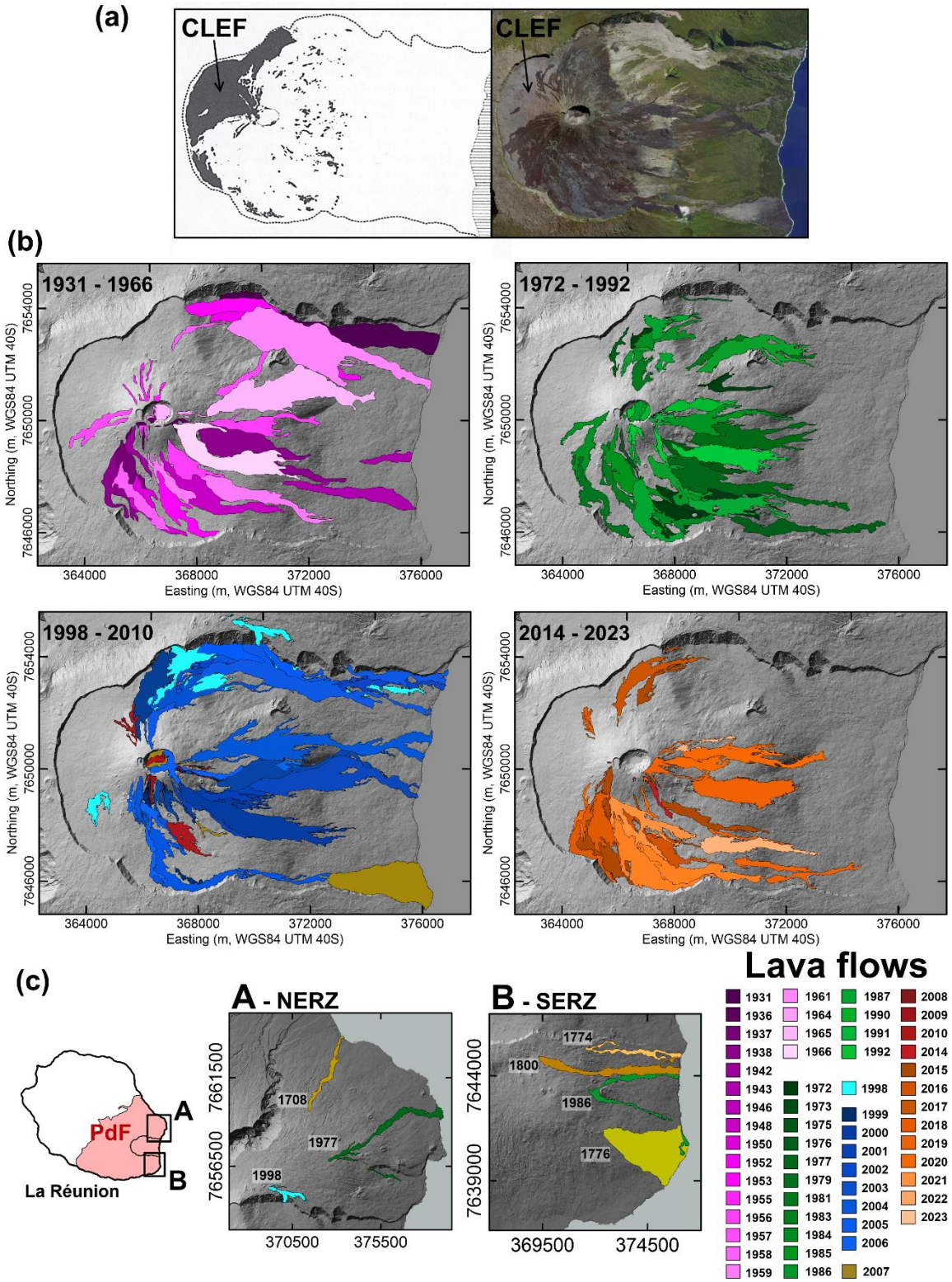


Figure 1.14 : *Compilation des éruptions recensées au Piton de la Fournaise depuis 1708.* ***a)*** *Cartographie de l'extension du CLEF dans l'Enclos Fouqué-Grand Brûlé grâce à l'analyse multispectrale d'images satellites acquises en 1988 (modifié d'après Lénat et al., 2001b).* ***b)*** *Cartographie des coulées de lave dans l'Enclos Fouqué sur la période 1931 à 2025 et représentée par cycle éruptif (modifié d'après Bachèlery, 1981 ; Derrien, 2019 ; OVPF-IPGP).* ***c)*** *Cartographies des coulées de lave des éruptions hors Enclos (modifié d'après Villeneuve et Bachèlery, 2006).*

Dans l'Enclos Fouqué, les éruptions les plus courantes sont généralement associées à l'ouverture de fissures éruptives le long de zones d'intrusions préférentielles (Fig. 1.10b et 1.13b ; Michon *et al.,* 2016b) avec des activités de courte durée inférieures à 2 mois, comme observé pour 90 % des éruptions depuis 1980 (Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Roult *et al.,* 2012). Les éruptions classiques se manifestent principalement par l'ouverture d'une ou plusieurs fissures en échelon depuis la zone sommitale, avec la mise en place de fontaines de lave. Rapidement, l'activité se concentre autour d'une fissure, puis un cône de scories est progressivement formé par retombées de projections, où se met en place une activité strombolienne et une coulée de lave peu visqueuse (Bachèlery, 1981 ; Chevrel *et al.,* 2023).

Par le passé, des activités de type lac de lave (e.g. activité de lac du cratère Bory, Lénat *et al.,* 2001b) ainsi que des évènement explosifs (phréatiques et phréatomagmatiques ; e.g. avril 1961 (*Michon et al., 2013*), avril 2007 (Staudacher et al., 2009)) ont également affecté les cratères sommitaux du volcan.

Depuis le début du XXème siècle, quatre cycles d'activité volcanique séparés par des périodes de quiescence et débutant par une réalimentation profonde ont été identifiés (Fig. 1.13b ; Peltier, 2007, Peltier *et al.,* 2009 ; Vlastélic *et al.,* 2018 ; OVPF). Bien que mal contraint du fait du manque d'observation, le 1er cycle est daté de 1942 à 1966, borné par les pauses éruptives de 1939-1942 et 1966-1972. Après 74 mois de repos (6 ans), le volcan débute un 2ème cycle, avec l'éruption de juin 1972. Par la suite, après 53 intrusions donnant lieu à des éruptions, dont deux (1977 et 1986) en dehors de l'Enclos Fouqué (Fig. 1.13c) et 5 intrusions sans manifestations de surface, le volcan entre de nouveau en période de repos en 1992. En mars 1998, une réalimentation profonde entrainant une éruption de longue durée (196 jours) et de grand volume (60 millions de m^3) marque la reprise de l'activité et le début du 3ème cycle (Battaglia *et al.,* 2005 ; Vlastélic *et al.,* 2018). Ce cycle est caractérisé d'une part par l'alternance d'éruptions sommitales, proximales et distales (Peltier, 2007) et, d'autre part, par la perturbation du système d'alimentation superficiel du Piton de la Fournaise remanié lors de « l'éruption du siècle » de mars-avril 2007. Cette dernière est caractérisé par l'effondrement du cratère Dolomieu sur 350 m de profondeur par la vidange du réservoir superficiel et la formation d'une coulée de lave de 240 millions de m^3 (Michon *et al.,* 2007b ; Staudacher *et al.,* 2009). Les contraintes accumulées dans l'édifice et libérées lors des évènements d'avril

2007 ont fortement influencé son comportement par la suite (Dumont *et al.,* 2024). L'effondrement du cratère Dolomieu a eu pour conséquence de déstabiliser la cyclicité du système éruptif (Peltier, 2010). De plus, depuis le drainage du réservoir superficiel, seules de petites éruptions de faible volume ont eu lieu jusqu'en 2010 marquant la fin du cycle. La période de repos de 2011 à 2014 est marquée par une forte période de déflation de l'édifice (Peltier, 2010). En juin 2014, l'activité reprend, marquant le début du 4ème cycle avec une nouvelle alimentation du réservoir superficiel (Coppola *et al.,* 2017). Les années 2015 à 2020 sont marquées par une augmentation graduelle de l'activité éruptive (Peltier *et al.,* 2018). Tandis qu'en 2021, 2022 et 2023, l'activité diminue avec respectivement une, deux et une éruptions. La dernière éruption du Piton de la fournaise, à la date de rédaction de ce mémoire (août 2025) remonte à juillet 2023. Toutefois, deux périodes d'inflation de l'édifice correspondant à une mise en pression du réservoir magmatique superficiel (localisé aux alentours de 1.5-2 km sous la surface) ont été enregistrées en novembre 2023 et mars 2024. Depuis, l'édifice est en déflation constante. L'étude des rapports du Sr des laves émises lors de la dernière éruption (juillet 2023) montre des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ extrêmement faibles (Vlastélic, communication personnelle), compatibles avec l'hypothèse d'une fin de cycle éruptif (Vlastélic *et al.,* 2018), donc de ce 4ème cycle et le début d'une période de repos au Piton de la Fournaise.

II.4.2 – Hétérogénéités mécaniques et zones de déstabilisation

Les fissures éruptives sont la manifestation en surface des épisodes de rifting (intrusions de dykes) généralement associés aux rift zones de l'édifice. Bien qu'ils participent à la construction interne du volcan, ces processus peuvent également jouer un rôle déterminant dans le déclenchement de phénomènes de déstabilisation de l'édifice (Carracedo, 1996 ; Delcam *et al.,* 2018). Comprendre leur mécanisme de mise en place, ainsi qu'imager ces intrusions en profondeur permet d'en apprendre davantage sur la distribution des hétérogénéités et contraintes mécaniques du volcan.

Récemment, grâce à la surveillance satellitaire, des structures présentant des hétérogénéités mécaniques ainsi que des discontinuités, jusqu'alors inconnues, ont été mises en évidence à l'échelle du centre volcanique actuel. Dumont *et al.,* (2022) ont utilisé les

données de déformation InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) couvrant la période de 1998 à 2022 pour modéliser en 3D la géométrie des intrusions magmatiques mises en place sous le Cône Central, et dans son environnement proche. Ces dernières se concentrent sous la forme d'une cuillère imbriquée dans les rift zone NE et SE et connectées en profondeur à une zone d'intrusions de sills s'étendant sous le flanc est (Fig. 1.14a). Une analyse approfondie des champs de contraintes en lien avec les intrusions met en évidence une rétroaction positive entre les rift zones et les événements de glissements de flanc (Dumont *et al.*, 2024). Sur des échelles de temps courtes, des déplacements de flancs de faible amplitude débloquent partiellement les contraintes dans les rift zones et favorisent de nouvelles intrusions de dykes (Dumont *et al.*, 2024). Cette relation est également observée

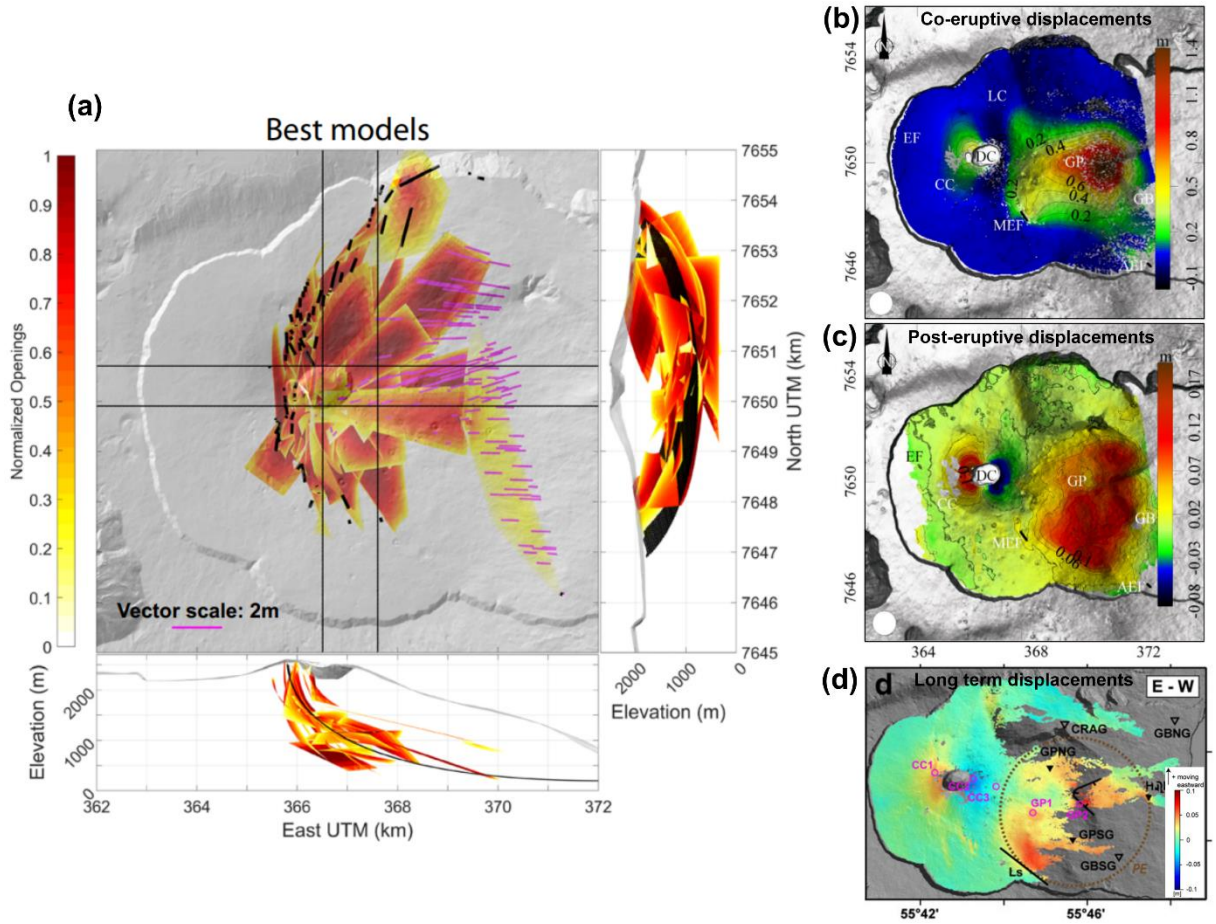


Figure 1.14 : *Hétérogénéités mécaniques mises en évidences par les données de déformation du Piton de La Fournaise.* ***a)*** *Représentation des intrusions magmatiques les mieux ajustées, dérivées des données de déformation InSAR et mises en place dans les principales zones d'intrusion NE-SE et de sills mettant en évidence la structure d'intrusion préférentielle en forme de cuillère (Dumont et al., 2022). Cartes des déplacements verticaux du flanc oriental vers l'est en période* ***b)*** *co-éruptive (éruption avril 2007);* ***c)*** *post-éruptive (sur 15 mois après avril 2007 ; Froger et al., 2015) et* ***d)*** *en période de repos (entre 2010 et 2014 ; Chen et al., 2017).*

lors de l'éruption majeure d'avril 2007 qui est associée aux déformations co- et post-éruptives du flanc est (Fig. 1.14b ; Fig. 1.14c ; Froger *et al.,* 2015).

Ces déformations se poursuivent dans le temps et même en période de repos à des amplitudes moindres, de l'ordre du centimètre par an (Fig. 1.14d ; Chen *et al.,* 2017). Cette déformation est accommodée en profondeur par une loupe de glissement sous les Grandes Pentes appartenant à la structure en cuillère (Fig. 1.14a ; Augier, 2011 ; Froger *et al.,* 2015 ; Tridon *et al.,* 2016 ; Dumont *et al.,* 2022). Sur de plus longue période, les intrusions répétées et les glissements contribuent à l'augmentation de la contrainte de Coulomb à l'extrémité de la structure en forme de cuillère et peuvent provoquer des instabilités de l'édifice pouvant aller jusqu'aux effondrements de flanc avec un risque de tsunami de grande ampleur (Labazuy, 1991 et 1996 ; Kelfoun *et al.,* 2010 ; Dumont *et al.,* 2024).

III – Problématiques et objectifs de l'étude

Analyser l'histoire volcanologique du système actif du Piton de la Fournaise au fil des derniers siècles et imager l'évolution de la structure interne du cône Central ainsi que de ses rift zones est essentiel pour comprendre le fonctionnement passé, actuel et futur des systèmes volcaniques actifs. Les objectifs principaux de cette thèse sont :

1. Imager la structure interne du centre volcanique.
2. Caractériser l'évolution des systèmes magmatiques et hydrothermaux.
3. Suivre la dynamique éruptive afin de développer une imagerie spatio-temporelle (4D à haute résolution du système volcanique.

Ces objectifs seront abordés à travers une approche géophysique multi-méthodes et multi-échelles, tant spatiales que temporelles, permettant d'imager les contrastes de propriétés physiques, porteurs d'informations cruciales sur les structures et la dynamique internes du Piton de la Fournaise.

Depuis plusieurs décennies, les études géophysiques gravimétriques, magnétiques, géoélectriques, électromagnétiques et sismiques, dont celles compilées par Lénat *et al.* (2012), ont largement contribué à l'amélioration de l'imagerie des structures et systèmes

internes du Piton de la Fournaise, ainsi qu'à une meilleure compréhension de son fonctionnement (Fig. 1.12b). Dans le cadre de cette étude, l'accent sera mis sur les méthodes électriques et magnétiques, dont les paramètres géophysiques associés, résistivité et aimantation, sont particulièrement sensibles à la nature des roches, à la présence de fluides et à la température. Ces approches se révèlent particulièrement pertinentes pour imager la structure interne d'un édifice volcanique, permettant notamment d'identifier des zones conductrices et désaimantées telles que les systèmes magmatiques ou hydrothermaux, la nappe phréatique, ainsi que les zones fracturées ou altérées.

Le Piton de la fournaise a ainsi fait l'objet de nombreux sondages verticaux 1D tel que les sondages électriques, électromagnétisme temporel (TDEM), audio-magnétotelluriques (AMT) et magnétotelluriques (MT) en vue d'investigations hydrogéologiques (Courteaud *et al.,* 1997 ; Descloitres *et al.,* 1997 ; Robineau *et al.,* 1997 ; Folio, 2001 ; Join, 2005), géothermiques (Benderitter et Gérard, 1984 ; Benderitter, 1990) ou structurales (Schnegg, 1997 ; Lénat *et al.,* 2000 ; Gailler et Lénat, 2012 ; Fig. 1.15a). Depuis la dernière modification structurale majeure du système sommital, survenue en avril 2007, quelques études électriques ont été menées, dont, en 2017, une tomographie de résistivité électrique 2D (ERT pour Electrical Resistivity Tomography). Cette acquisition visait à sonder la distribution de la résistivité électrique le long d'un profil est-ouest de plus de 3 km, traversant le flanc nord du Cône Central et atteignant environ 600 m de profondeur (Fig. 1.15c ; Peltier, ANR SlideVOLC 2016-2019 pers. com. ; Gailler *et al.,* 2023). Par ailleurs, une campagne électromagnétique héliportée couvrant l'ensemble de l'île a été réalisée en 2014 (Fig. 1.15b ; ReunEM, coordination BRGM, Martelet et al., 2014 ; Dumont et al., 2019). Elle a permis d'acquérir, le long de transects parallèles espacés de 500 m, des mesures 1D à haute densité, utilisées pour produire une modélisation pseudo-3D de la résistivité électrique du Piton de la Fournaise jusqu'à des profondeurs de 400 à 600 mètres sous la surface.

Dans le domaine du magnétisme, des levés aéromagnétiques à haute altitude ont été réalisés par le passé afin d'imager la structure interne et la dynamique de l'édifice à différentes échelles spatiales. Ces données ont fourni des contraintes majeures pour l'identification des structures majeures de l'île et la reconstruction d'un modèle de croissance de l'édifice (Lénat et Aubert, 1982 ; Galdeano *et al.,* 1988 ; Malengreau, 1995 ; Lénat *et al.,* 2001a ; Gailler *et al.,*

2010 ; Gailler et Lénat, 2012). Cette imagerie à grande échelle a été complétée plus récemment, par un levé héliporté magnétique à plus haute résolution dans le cadre des levés ReuEM coordonnés par le BRGM (Fig. 1.15b ; Martelet *et al.*, 2014).

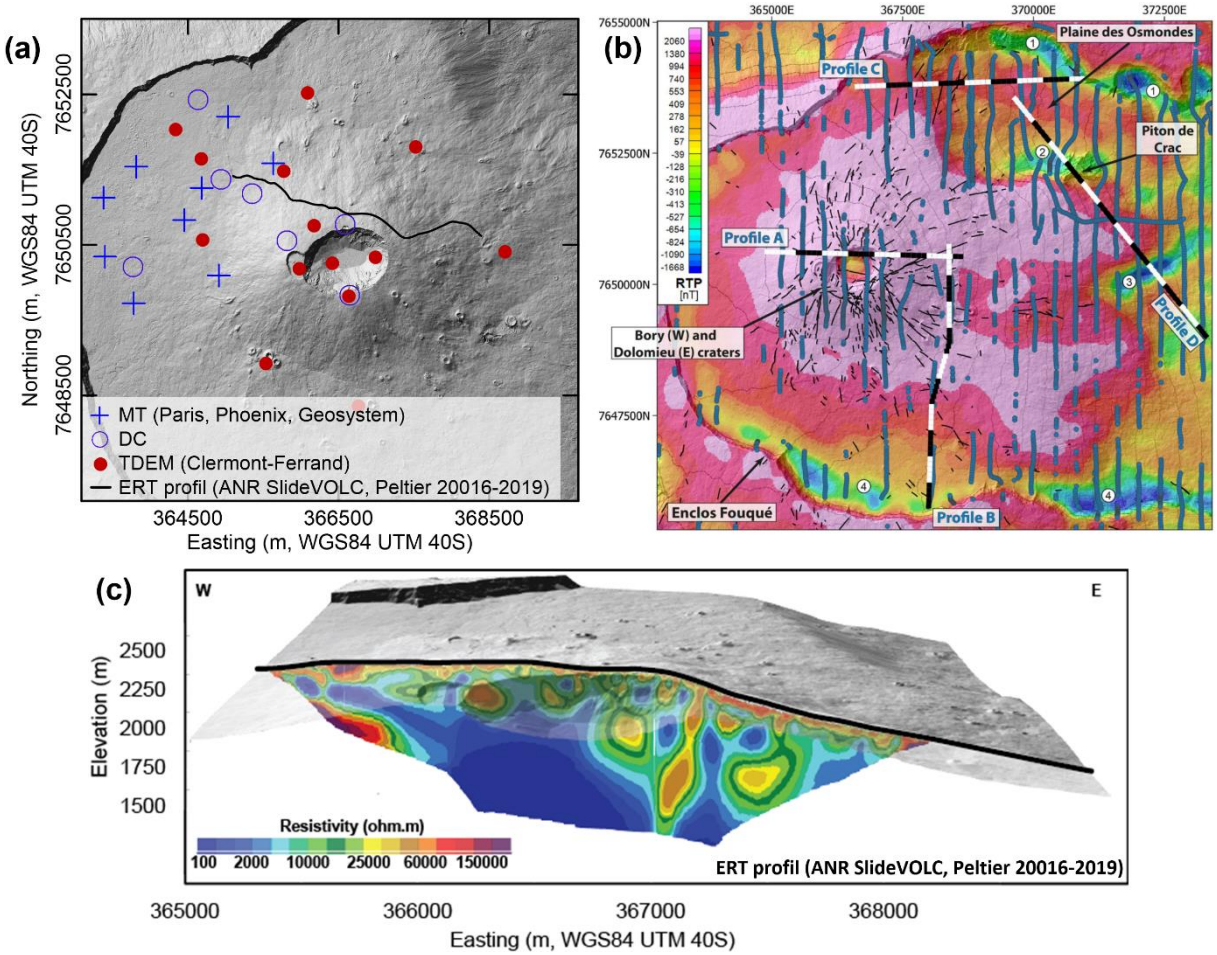


Figure 1.15 : a) *Localisation des sondages MT, DC, TDEM et ERT effectués au sein de l'Enclos Fouqué (modifié de Gailler, 2010).* ***b)*** *Localisation des 3 655 sondages AEM inversés (points bleus) à l'aplomb de la caldera de l'Enclos Fouqué, superposés à la carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle (Dumont et al., 2019 ; données BRGM : Martelet et al., 2014).* ***c)*** *Profil ERT est-ouest localisé en (a) traversant le Cône Central par le flanc nord (Peltier, ANR SlideVOLC 2016-2019, com. pers.).*

Au sol, un réseau magnétique déployé entre 1985 et 2003 pour un suivi à long terme, a mis en évidence des variations magnétiques annuelles régulières, centrées sur les principales zones de fractures (Zlotnicki et Le Mouël, 1988 ; Zlotnicki et Le Mouël, 1990) ainsi que des signaux magnétiques subtils, associés aux phase précoces de reprise d'activité volcanique (Zlotnicki *et al.*, 1993). D'autres travaux se poursuivent à des échelles plus locales, s'appuyant sur des levés répétés au sol et plus récemment par drones, afin de mieux caractériser le lien

entre anomalies magnétiques et état thermique profond induit par les intrusions magmatiques et l'altération hydrothermale (Gailler *et al.*, 2022 et 2023). Depuis 2019, ces études complémentaires ont permis de constituer une base de données magnétique globale qui sera exploitée dans le cadre de l'étude présentée dans ce manuscrit.

Bien que ces méthodes géophysiques aient déjà apporté un volume important de contraintes et d'informations, la résolution des mesures obtenues demeure insuffisante pour une analyse détaillée de l'intérieur du volcan, tant sur le plan spatial que temporel. Les axes de transfert préférentiels des fluides, depuis les réservoirs magmatiques et hydrothermaux vers la surface sont fortement influencés par la structure héritée de l'édifice, ce qui impose une imagerie toujours plus précise. L'amélioration de la résolution de ces structures constitue donc un enjeu essentiel pour affiner la compréhension de l'évolution de l'édifice et de son influence potentielle sur l'activité future. L'objectif de cette étude est d'élaborer des modèles 3D de résistivité électrique et d'aimantation, à plus grande profondeur et à plus haute résolution de l'édifice, en s'appuyant sur des stratégies innovantes de prospection géophysique. La modélisation et l'interprétation couplées de ces différentes approches, combinées aux données d'observations et à de nouvelles contraintes pétrophysiques de surface, constituent également un élément fondamental de cette étude. L'une des perspectives de cette approche novatrice est d'évoluer vers un suivi, à la fois spatial et temporel, des structures actives du Piton de la Fournaise, et ce à différentes échelles.

Chapitre 2

Chapitre 2

Tomographie de résistivité électrique :

Imagerie 3D du centre volcanique du Piton de la Fournaise



Objectifs :

- Apports de la méthode de prospection électrique en milieu volcanique.
- Principes théoriques de la méthode de tomographie de résistivité électrique.
- Présentation de la campagne de tomographie électrique 3D sur le Piton de la Fournaise (2023) : dispositif, instrumentation et méthode d'acquisition.
- Traitements analytiques, principes numériques des logiciels utilisés dans la modélisation des données de résistivité électrique.

I – Généralités

Dans ce chapitre, nous nous focaliserons sur la résistivité électrique des roches (ou son inverse, la conductivité électrique) qui présente l'avantage d'être particulièrement sensible à la présence de fluides dans le sous-sol. Cette propriété physique peut être analysée à l'aide de différentes méthodes d'imagerie électrique reposant sur des principes physiques similaires, parmi lesquelles la tomographie de résistivité électrique (ou ERT, pour Electrical Resistivity Tomography), qui sera la méthode de prospection principale abordée dans ce chapitre, notamment au travers de développements méthodologiques récents.

L'ERT est couramment utilisée en prospection géophysique pour l'imagerie de sub-surface (i.e. 0-10 m à 0-50 m de profondeur d'investigation), dans l'objectif de déterminer la distribution des résistivités électriques du sous-sol en fonction de la profondeur, et d'en caractériser les hétérogénéités. L'objectif établi est donc de cartographier en 2D ou 3D les variations de résistivité électrique afin de caractériser la nature des roches composant le sous-sol, ainsi que d'identifier les structures présentes dans les terrains étudiés. L'ERT connaît aujourd'hui un large éventail d'applications dans des domaines variés tels que la géologie structurale et la volcanologie, l'exploration des ressources (hydrogéologie), la géotechnique, l'archéologie, la surveillance environnementale, l'agriculture de précision et même certains types d'imagerie médicale. Cette polyvalence s'explique par les nombreux avantages de la méthode : il s'agit d'une technique non destructive, peu invasive, offrant une grande adaptabilité en termes de configuration, de résolution et de profondeur d'investigation selon les objectifs spécifiques de l'étude.

I.1 – Histoire de la prospection géoélectrique

L'exploration électrique du sous-sol, aujourd'hui centrale en géophysique appliquée, est le fruit de plusieurs siècles d'expérimentations et de découvertes en électricité et physique des matériaux (Fig. 2.1). Les bases de la prospection électrique en géophysique remontent aux premières expériences sur la conductivité électrique menées au XVIIIème siècle. Parmi elles, figurent notamment les travaux de S. Gray et Wheeler en 1720, qui ont démontré la

transmission de l'électricité à l'aide d'un fil conducteur ainsi que les propriétés isolantes ou conductrices de divers matériaux, ainsi que ceux de W. Watson en 1746, portant sur la conductivité des sols.

Le XIXème siècle est marqué par de nombreuses découvertes majeures qui constitueront les bases mathématiques et physiques sur lesquelles reposent les techniques de prospection électrique. Ainsi, les lois de l'électrodynamique commencent à être établies par A.M. Ampère dès 1820. G.S. Ohm formalise la loi d'Ohm reliant courant, tension et résistance électrique en 1827, puis, en 1831, M. Faraday découvre l'induction électromagnétique. Par la suite, J.C. Maxwell, synthétisa ces travaux antérieurs à travers ses équations, établissant un cadre mathématique rigoureux au concept fondamental de champ électromagnétique. Il explora également le problème de la détermination de la résistivité électrique d'un milieu non-homogène en 1873 et souligna l'importance de l'utilisation de quatre électrodes pour mesurer la résistance générée par un courant dans un milieu conducteur tridimensionnel.

C'est au début du XXème siècle, plus précisément en 1912, que la méthode de prospection électrique est développée par les frères Conrad et Marcel Schlumberger (France) et plus tard par F. Wenner (USA) en 1915. Les premières applications de la méthode ont porté sur la caractérisation de la résistivité des sous-sols, dans le but d'identifier des gisements pétroliers et miniers. Elle marque l'apparition des dispositifs Schlumberger et Wenner, deux schémas de configuration reposant sur un quadripôle (ensemble de 4 électrodes), décrits plus en détail par la suite. À cette époque, la méthode est essentiellement employée sous forme de sondage vertical 1D permettant d'obtenir des cartes de résistivités par augmentation progressive de l'espacement inter-électrodes du quadripôle de mesure. Au milieu du XXème siècle, la méthode s'est étendue à de nouveaux domaines d'application grâce aux développements théoriques et pratiques de la méthode. Néanmoins, les mesures demeuraient toujours enregistrées manuellement et les résultats interprétés graphiquement à l'aide d'abaques ou de calculs analytiques. Ce n'est qu'avec l'avènement de l'informatique, le développement d'algorithmes et de logiciels dédiés à l'inversion géophysique, ainsi que l'introduction de modèles numériques appuyés sur des méthodes mathématiques robustes (e.g. Tikhonov *et al.*, 1977 ; Loke and Barker, 1996a et 1996b ; Zhdanov, 2002) que la méthode

a connu un essor significatif et un regain d'intérêt. Depuis les années 1990, l'ERT s'impose comme une approche moderne et innovante par rapport aux méthodes classiques, offrant l'acquisition automatique des données sur profils d'électrodes et des avancées notables en inversion numérique 2D et 3D.

Le XXIème siècle se caractérise par une maturité technologique accrue et une diversification des domaines d'application. L'ERT 3D s'est généralisée, permettant une représentation tridimensionnelle en profondeur des volumes d'iso-résistivité au sein d'environnements géologiques complexes. Elle est également employée pour le suivi temporel de sites spécifiques (e.g. ; Chen *et al.,* 2018 ; Giuseppe et Troiano, 2019 ; Mihai *et al.,* 2024) et les données collectées peuvent être intégrées à d'autres méthodes géophysiques afin d'effectuer des analyses comparatives. Les perspectives de recherche actuelles portent sur l'inversion conjointe de plusieurs paramètres géophysiques, notamment en combinant l'ERT avec des données gravimétriques, magnétiques ou sismiques. Cette approche permet de renforcer les contraintes sur les modèles et les interprétations, et de pallier à la non-unicité des solutions en modélisation géophysique. L'essor des technologies informatiques a permis à l'ERT de devenir un outil d'imagerie du sous-sol performant, alliant précision, rapidité d'exécution et large applicabilité dans les géosciences modernes.

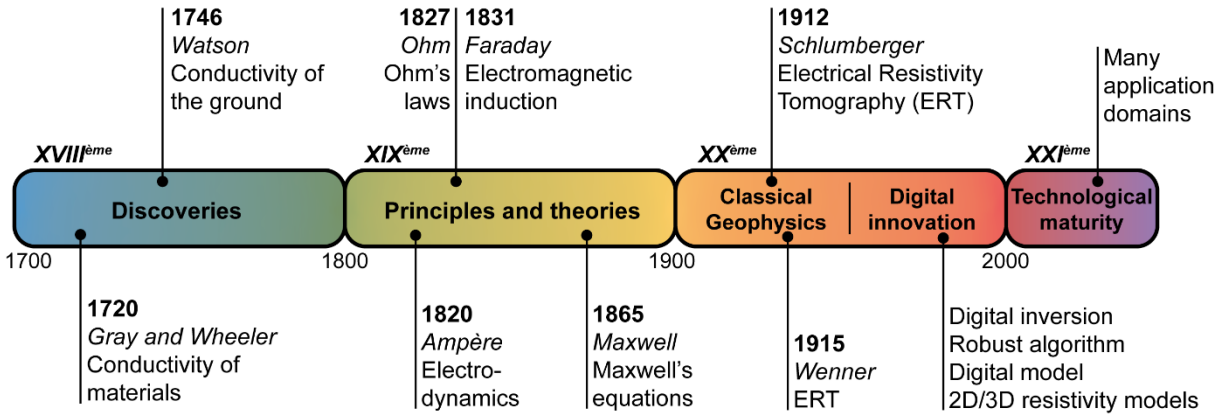


Figure 2.1 : *Frise chronologique présentant les étapes clés de la compréhension des phénomènes physiques et de l'histoire de la prospection géoélectrique.*

I.2 – Résistivité, propriétés électriques des roches et paramètres externes

En prospection électrique, le paramètre de résistivité électrique, noté $\rho\ (\Omega.m)$, est défini comme la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique, son inverse étant la conductivité électrique, notée $\sigma\ (S/m)$. Le courant électrique circule dans les matériaux terrestres au moyen de deux phénomènes : la conduction électronique et la conduction électrolytique (Loke, 2002). Pour la conduction électronique, le courant circule via des électrons libres et se limite généralement aux minerais et gisements métalliques (i.e. sulfure métallique et graphite). La conduction électrolytique, quant à elle, se fait par le mouvement des ions en solution dans les eaux souterraines/interstitielles et est le mécanisme le plus courant dans les études de la subsurface.

La résistivité est une propriété intrinsèque au matériau, indépendante de sa forme ou de sa taille, et dépend uniquement de sa nature. Chaque matériau se caractérise ainsi par une gamme spécifique de valeurs de résistivité. Toutefois, cette propriété, qui pourrait constituer un atout majeur pour l'identification des matériaux, présente des limites en raison de l'étendue des gammes et de leurs recouvrements entre les différents matériaux terrestres (Fig. 2.2). Ces gammes de valeurs de résistivité peuvent s'étendre sur plusieurs ordres de grandeurs, de moins de 1 Ωm jusqu'à plusieurs centaines de milliers voire plusieurs millions d'Ω.m. Par exemple, en contexte volcanique, la gamme de résistivité d'un basalte est comprise entre 10^3 et $10^7\ \Omega.m$. Le principal facteur influençant la résistivité d'un matériau est celle de la phase aqueuse contenue dans ses pores, dont la proportion est généralement inconnue. Deux notions sont particulièrement importantes : (i) la porosité, qui représente la fraction du volume d'un matériau occupé par des pores (vides ou remplis de fluide) et (ii) la connectivité, qui décrit le degré d'interconnexion entre ces pores et conditionne la circulation des fluides au sein de la roche (Zhdanov and Keller, 1994). La dépendance de la résistivité d'un matériau à la résistivité du fluide qu'il contient a permis d'établir une relation empirique (Eq. 2.1) liant la résistivité des roches ρ_r, la résistivité du fluide ρ_w et la porosité/connectivité ϕ du matériau (Archie, 1942) :

$$\rho_r = a\ \rho_w\ \phi^{-m} \qquad \textbf{(2.1)}$$

Où a est un facteur lithologique dépendant de la porosité intra-granulaire ou de fracture du matériaux et m le facteur de cimentation, dépendant de la distribution des vides et de la compaction du matériau.

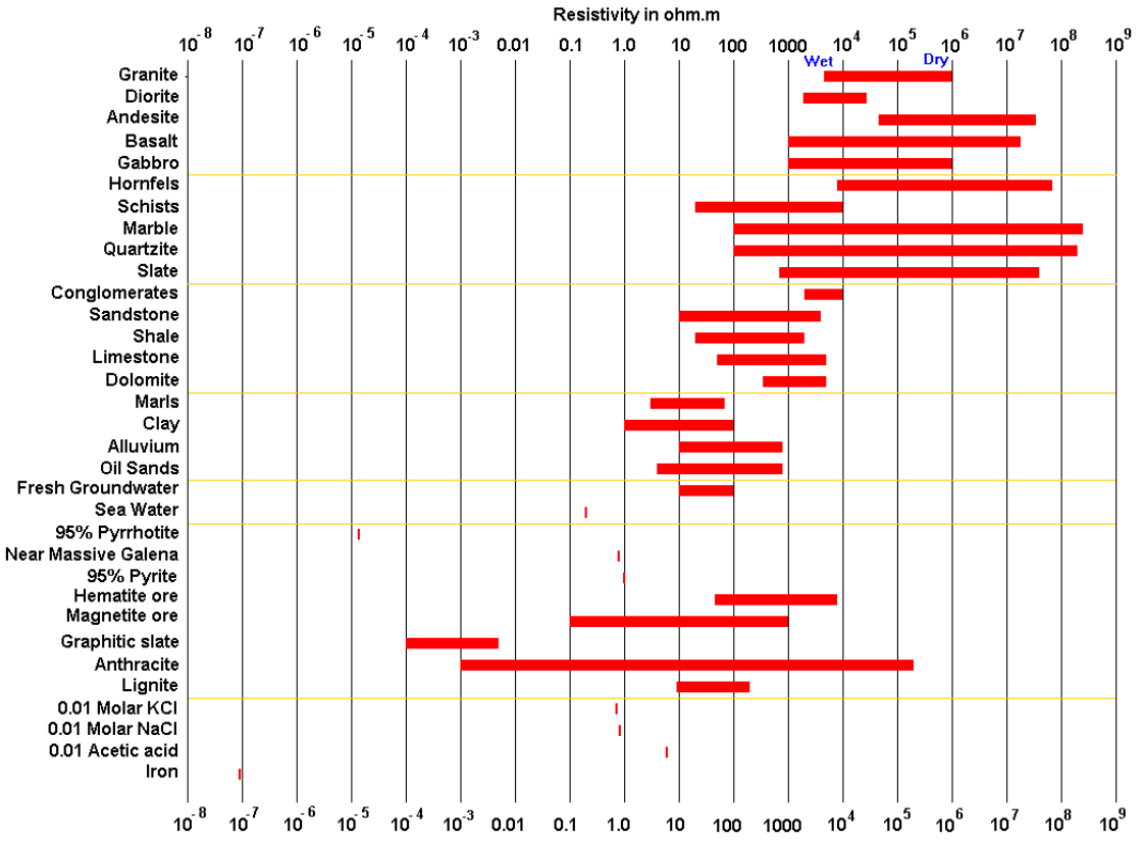


Figure 2.2 : *Gamme de résistivité des roches, sols et minéraux (d'après Loke, 2002).*

Ces paramètres influencent fortement la résistivité en fonction du degré de saturation des pores. Lorsque la porosité est remplie d'air, qui est un isolant électrique, la résistivité est élevée. En revanche, si les pores sont saturés en fluides et interconnectés, la résistivité diminue. Cette diminution devient d'autant plus marquée que la salinité du fluide augmente, en raison de la présence en ions dissous qui augmentent sa conductivité (Meng *et al.*, 2023). Par ailleurs, la fracturation des roches est un processus qui participe à l'ouverture du système en créant réseaux conducteurs préférentiels pour les fluides. Dans les zones de fractures saturées en fluides conducteurs, l'orientation des fractures modulent la direction d'écoulement du courant et engendrent souvent une anisotropie électrique (Pánek *et al.*, 2010 ; Xie *et al.*, 2020 ; Mazzini *et al.*, 2021). En revanche, si les fractures sont remplies d'air, elles peuvent induire une augmentation locale de la résistivité. Par ailleurs, l'augmentation de la température joue un rôle important en réduisant la résistivité, du fait de l'augmentation de

l'agitation ionique dans le fluide interstitiel, ce qui accroît sa conductivité (Keller et Frischknecht, 1966 ; Llera et al., 1990 ; Árnason *et al.,* 2000 ; Nono *et al.,* 2020). Par conséquent, la tomographie de résistivité électrique est particulièrement performante pour imager les contrastes entre structures aux propriétés électriques différentes, plutôt que pour déterminer précisément leur composition.

I.3 – Application en contexte volcanique

En contexte volcanique, la structure des édifices, et donc leur signature électrique, est généralement complexe, car elle résulte de l'accumulation de produits éruptifs variés, de dépôts de remaniement et d'altération, et donc de forts contrastes lithologiques. De plus, les différents processus dynamiques qui influencent l'évolution des édifices volcaniques, tels que l'activité magmatique (réservoirs, intrusions), l'activité hydrothermale ou encore les phénomènes volcano-tectoniques (fracturations, effondrements), participent à cette complexité. Par exemple, les circulations de fluides météoriques, hydrothermaux et magmatiques modifient la résistivité des roches, par dépôt de phases minérales conductrices, entrainant des processus d'altération en profondeur (Lénat *et al.,* 2000 ; Revil *et al.,* 2004 ; Nicollin *et al.,* 2006 ; Revil *et al.,* 2010 ; Brothelande *et al.,* 2014). Dans ce contexte, l'ERT s'impose comme une méthode géophysique particulièrement pertinente et adaptée pour imager la structure interne des édifices, permettant la détection et la mise en évidence des systèmes hydrothermaux, des limites lithologiques, des zones de fracturation ou encore des cavités. De nombreuses études s'appuient sur cette technique pour améliorer la compréhension des processus de construction, d'évolution et de fonctionnement des systèmes volcaniques, grâce à sa sensibilité aux variations de résistivité liées aux fluides, à l'altération et à la température dans le sous-sol (e.g. Lénat *et al.,* 2000 ; Revil *et al.,* 2008 ; Finizola *et al.,* 2010 ; Portal *et al.,* 2013, 2019 ; Byrdina *et al.,* 2017 ; Di Giuseppe et Troiano, 2019).

I.4 – Aspects théoriques et principes fondamentaux

La théorie fondamentale des méthodes électriques repose sur les équations de Maxwell basées sur l'électromagnétisme. Une des lois fondamentales utilisées dans les études de résistivité est la loi d'Ohm, reliant l'intensité du courant électrique à la différence de potentiel afin de déterminer la valeur d'une résistance :

$$\mathrm{U} = \mathrm{R}\,\mathrm{I} \qquad \textbf{(2.2)}$$

Où I est le courant injecté dans le sol en ampères (A), U est la tension ou différence de potentiel (ΔV) en volts (V) et R la résistance du matériau en ohms (Ω) dépendant de la géométrie du matériel traversé.

L'équation vectorielle de la loi d'Ohm pour la circulation d'un courant dans un milieu continu est donnée par :

$$\vec{J} = \sigma\,\vec{E} \qquad \text{ou} \qquad \vec{J} = \frac{1}{\rho}\,\vec{E} \qquad \textbf{(2.3)}$$

Où σ est la conductivité électrique du milieu (S/m), $\vec{J}$ la densité de courant (A/m²), $\vec{E}$ le champ électrique (V/m) et ρ la résistivité électrique en Ω.m. En pratique, on mesure le potentiel du champ électrique V. En l'absence de source électrique dans le milieu étudié, le champ électrique $\vec{E}$ est défini comme le gradient du potentiel électrique V. La relation entre le potentiel électrique et le champ vectoriel électrique est donnée par l'équation :

$$\vec{E} = -\nabla V \qquad \textbf{(2.4)}$$

En combinant les équations 2.3 et 2.4, on obtient :

$$\vec{J} = -\sigma\,\nabla V \qquad \textbf{(2.5)}$$

$$\text{avec} \quad \nabla = \frac{\partial}{\partial_x} e_x + \frac{\partial}{\partial_y} e_y + \frac{\partial}{\partial_z} e_z$$

Où ∇ (nabla) est l'opérateur différentiel vectoriel défini en coordonnées cartésiennes ; e_x, e_y, et e_z sont les vecteurs unitaires selon les axes x, y, z et $\frac{\partial}{\partial_x}$, $\frac{\partial}{\partial_y}$ et $\frac{\partial}{\partial_z}$ sont les dérivées partielles donnant les variations du champ électrique dans chaque direction à partir du potentiel scalaire.

La conservation de la charge électrique q s'écrit :

$$\nabla \times \vec{J} + \frac{\partial q}{\partial t} = 0 \qquad \textbf{(2.6)}$$

Lorsque nous nous plaçons en régime stationnaire (c'est-à-dire quand $\partial\rho/\partial t = 0$), l'équation devient :

$$\nabla \times \vec{J} = 0 \qquad \textbf{(2.7)}$$

Si le milieu est homogène alors la conductivité électrique ne dépend pas de l'espace (σ = constante). Dans ce cas :

$$\nabla.(\sigma\nabla V) = \sigma\nabla\,.(\nabla V) = \sigma\Delta V = 0$$

$$\text{Soit } \Delta V = 0 \qquad \textbf{(2.9)}$$

Il s'agit de l'équation de Laplace, qui s'applique aux conducteurs homogènes et en régime stationnaire (invariant dans le temps). Dans le cas plus général d'un milieu où la conductivité dépend de la position, l'équation du potentiel à résoudre est plus complexe et va dépendre des variations spatiales de la conductivité (géométrie de la sub-surface) et des hypothèses géométriques du problème (conditions aux limites), soit :

$$\nabla\,.(\sigma(\vec{r})\nabla V) = 0 \qquad \textbf{(2.10)}$$

En l'absence d'information à priori sur la géométrie des sources, la solution est trouvée numériquement à partir d'un ensemble de données.

Pour les besoins de l'illustration, nous considérons le cas le plus simple formé d'un demi-espace plan infini, homogène, isotrope et de résistivité ρ (Fig. 2.3). Nous injectons une source ponctuelle de courant à la surface du milieu conducteur, dans lequel le courant circule de manière radiale tout en s'éloignant de la source (Fig. 2.3).

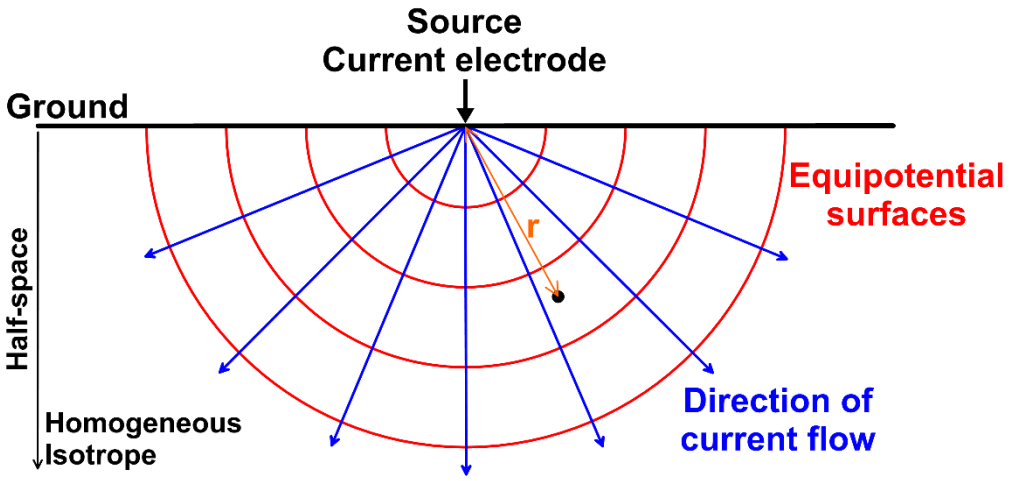


Figure 2.3 : *Schéma de la distribution des lignes de courant et des équipotentielles à partir d'une source de courant ponctuelle dans un sol homogène et isotrope (modifié d'après Loke, 2002).*

Nous cherchons à définir l'expression du potentiel électrique $V(r)$, à une distance radiale r de la source. En supposant une symétrie sphérique ($V = V(r)$) avec une seule source, l'équation de Laplace dans un milieu homogène devient :

$$\Delta V = \frac{1}{r^2}\frac{d}{dr}\left(r^2\frac{dV}{dr}\right) = 0 \qquad \textbf{(2.11)}$$

Dans ce cadre, la solution ne dépend donc que de la distance radiale. De ce fait, elle devient indépendante de l'espace et donc du point d'injection dans le milieu, ainsi que de la direction du courant. Cette résolution s'effectue en deux étapes. La première est que :

$$\frac{d}{dr}\left(r^2\frac{dV}{dr}\right) = 0$$

Dans ce cas, on trouve par intégration :

$$r^2 \frac{dV}{dr} = A$$

En intégrant une deuxième fois, on trouve la solution générale pour le potentiel électrique (le signe est mis dans la constante A) :

$$V(r) = \frac{A}{r} + B \qquad \textbf{(2.12)}$$

Nous cherchons ensuite à définir la solution particulière de A. Nous avons vu que la densité de courant était donnée en fonction du champ électrique par :

$$\vec{J}(\mathrm{r}) = -\sigma \nabla V = \frac{A}{\rho r^2} \hat{r} \qquad \textbf{(2.13)}$$

Pour trouver le courant total, nous devons intégrer à travers une surface fermée. Dans la géométrie sphérique, prenons le cas d'une sphère de rayon r. Le courant total est donc trouvé par l'intégrale de surface :

$$I = \iint_S \vec{J} \,.\, d\vec{S} = \frac{A}{\rho r^2} \,.\, 4\pi r^2 = \frac{4\pi A}{\rho}$$

Soit $A = \frac{\rho I}{4\pi}$ **(2.14)**

Or nous souhaitons considérer un milieu stratifié, notre demi-plan infini, dans lequel il n'existe aucun courant qui traverse la surface (l'atmosphère étant un isolant parfait). Nous trouvons donc que la solution particulière à notre problème est donnée par l'intégration d'une demi-sphère (Fig. 2.3) et le potentiel s'exprime donc par :

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} + B \qquad \textbf{(2.15)}$$

Où B reste une constante arbitraire que nous choisirons nulle à l'infini, soit B=0 (ou dont la valeur est mesurée par une électrode placée à très grande distance du dispositif expérimental primaire). r est la distance entre l'électrode à la surface et un point dans le milieu homogène et isotrope.

Cette formulation simplifiée du problème nous permet tout de même de dégager plusieurs informations. D'une part, le potentiel électrique décroit comme une fonction de la distance à la source. Par conséquent, à intensité constante les mesures réelles sur le terrain sont de moins en moins sensible en fonction de la distance et la résolution radiale dépendra de la sensibilité instrumentale et du niveau de bruit. D'autre part, cette sensibilité (ou rapport signal sur bruit) pourra être contrebalancée par la puissance I du courant injecté. Cette puissance est naturellement limitée sur le terrain par la puissance des dispositifs de génération de courant, encore plus dans un contexte volcanique qui ne permet pas de transporter des générateurs d'intensité importante. Enfin, nous voyons que la présence de milieux conducteurs (résistivité faible), à distance et intensité constantes nécessite des dispositifs permettant de mesurer le potentiel $V(r)$ avec une extrême finesse. Fort heureusement, les contextes volcaniques sont en général très résistants, ce qui démontre la pertinence de la tomographie électrique à l'étude des édifices volcaniques. En effet, le courant pourra se propager à des distances intéressantes nous permettant d'imager des structures profondes avec des dispositifs générateurs de courant raisonnables. En contrepartie, nous anticipons également que la méthode électrique aura plus de mal à imager des structures très conductrices situées loin de la source d'injection du courant.

En pratique, la mesure de la résistivité du sous-sol s'effectue en injectant un courant électrique dans celui-ci au moyen d'électrodes d'injection (nommées A et B) et en mesurant la différence de potentiel créée par le passage du courant au moyen d'électrodes de mesure du potentiel (nommées M et N). Par conséquent, les potentiels mesurés en M lors du passage d'un courant I injecté par la paire d'électrode A et B seront notés :

$$V_{A\to M} = \frac{\rho I}{2\pi AM} \qquad \textbf{(2.16)}$$

$$V_{B\to M} = \frac{\rho I}{2\pi BM} \qquad \textbf{(2.17)}$$

La valeur du potentiel dans le milieu, obtenu sur l'électrode M à partir de l'injection d'un courant électrique par une paire d'électrode A et B est donnée par :

$$V_M = V_{A\to M} + V_{B\to M} = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) \qquad \textbf{(2.18)}$$

De même pour la valeur de potentiel sur l'électrode N :

$$V_N = V_{A\to N} + V_{B\to N} = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right) \qquad \textbf{(2.19)}$$

De ce fait, la différence de potentiel mesuré entre M et N s'écrit :

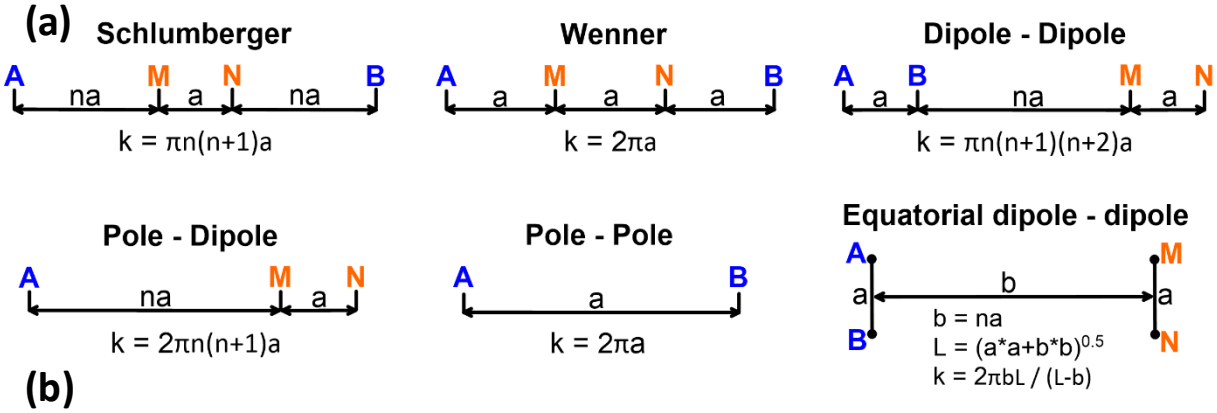
$$\mathrm{d}V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right) \qquad \textbf{(2.20)}$$

Ainsi, la valeur de résistivité électrique est définie à partir de l'équation 2.20 :

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} \frac{\mathrm{d}V}{I} = k\,\frac{\mathrm{d}V}{I} \qquad \textbf{(2.21)}$$

Où *k* désigne le facteur géométrique qui dépend de la configuration spatiale des quatre électrodes. La Figure 2.4 présente différentes géométries d'acquisition (dispositifs Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle, etc…,), chacune associée à un facteur *k* spécifique ainsi que leurs principales caractéristiques (résolution, profondeur d'investigation, etc.). Le choix de la configuration expérimentale des électrodes s'effectue en fonction des objectifs de l'étude, de la résolution et de la profondeur d'investigation souhaitées, des contraintes liées au terrain et de leur sensibilité aux variations de résistivité. Le facteur k se calcule de manière analytique en fonction de la géométrie du dispositif de mesure. Il permet de fournir la résistivité apparente à partir du courant injecté et de la résistance mesurée.

(a)



(b)

Dispositif	Structures ciblées	Résolution verticale	Résolution horizontale	Profondeur d'investigation	Commentaires
Schlumberger	Couches profondes	Moyenne	Moyenne	Supérieure au Wenner	Bon en sondage 1D
Wenner	Horizontales	Excellente	Moyenne	Faible à modérée	Forte sensibilité proche surface, bon rapport signal/bruit
Wenner-Schlumberger	Horizontales et verticales	Très bonne	Très bonne	Environ 10 % plus profonde que Wenner	Bon compromis global, très utilisé
Dipôle-Dipôle	Verticales	Faible à moyenne	Excellente	Supérieure à Wenner et Wenner-Schlumberger	Moins sensible au bruit de fond proche surface, bon pour anomalies verticales
Pôle-Dipôle	Verticales asymétriques	Faible à moyenne	Très bonne	Élevée (comparable ou > Dipôle-Dipôle)	Bonne sensibilité aux structures latérales étendues, bon rapport signal/bruit
Pôle-Pôle	Très profondes	Faible	Moyenne	Très élevée (jusqu'à 2× plus que Wenner)	Très bruité, difficile à mettre en œuvre (nécessite de grand zone)
Gradient	Zones diffuses sans contrastes et bruitées	Moyenne	Moyenne à bonne	Moyenne à grande	Robuste face au bruit, faible résolution latérale
Equatorial dipôle-Dipôle	Structures verticales latérales	Faible à moyenne	Très bonne	Moyenne à grande (selon orientation)	Variante orientée du Dipôle-Dipôle, très sensible latéralement, bruité en terrain complexe

Figure 2.4 : a) *Principaux dispositifs électriques utilisés en tomographie de résistivité électrique et facteurs géométriques associés.* ***b)*** *Synthèse des avantages et inconvénients des géométries de ces dispositifs ABMN, d'après (Telford et al., 1990 ; Loke, 2002 ; Dahlin et Zhou, 2004 ; Reynolds, 2011).*

Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, la résistivité mesurée correspond à la résistivité vraie du matériau. Toutefois, en conditions réelles, il s'agit très généralement de milieux hétérogènes. C'est pourquoi, on utilise la notion de résistivité « apparente » (ρ_a) pour définir la résistivité du milieu hétérogène traversé. La résistivité apparente est définie comme le rapport entre le potentiel mesuré sur le terrain (ΔV) et celui calculé théoriquement dans les mêmes conditions (même géométrie des électrodes, même intensité de courant) pour un terrain homogène de résistivité unitaire (ΔV_0). La résistivité apparente possède trois propriétés principales : elle ne dépend pas de l'intensité du courant électrique, elle dépend du facteur géométrique lié au protocole et à l'implantation des électrodes et constitue une moyenne pondérée des résistivités du milieu hétérogène traversé par le courant.

I.5 – Méthode d'acquisition ERT

La tomographie de résistivité électrique est généralement réalisée en 2D, permettant d'obtenir des pseudo-sections de résistivité apparente ρ_a obtenues grâce à l'utilisation d'un ensemble d'électrodes espacées régulièrement le long d'un profil au sol (Fig. 2.5a). Un résistivimètre connecté à un multiplexeur (Fig. 2.5b et c) sélectionne automatiquement différentes combinaisons de quatre électrodes (quadripôles) pour injecter un courant (2 électrodes d'injection) et mesurer la différence de potentiel (2 électrodes de mesure). Cette méthode permet d'acquérir rapidement et de manière automatisée un grand nombre de mesures à diverses profondeurs. Plus l'espace inter-électrodes est grand, plus la profondeur d'investigation augmente et la résolution spatiale diminue, et inversement. La distribution de la résistivité apparente le long d'un profil est calculée en tenant compte de la géométrie de l'implantation des électrodes. Les données acquises sont ensuite modélisées quantitativement par un procédé itératif d'inversion qui fournit un modèle bidimensionnel de la distribution de la résistivité vraie du sous-sol en profondeur le long du profil.

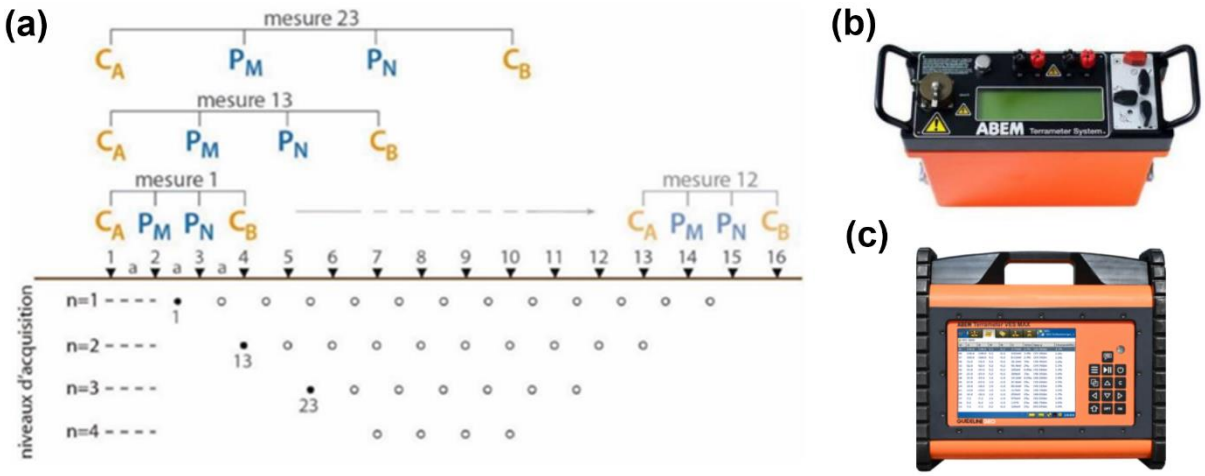


Figure 2.5 : a) *Principe de l'acquisition d'une pseudo-section de résistivité électrique en 2D. A chaque mesure, l'écartement des couples d'électrodes d'injection (A et B) et de mesure (M et N) change selon le protocole choisi.* ***b)*** *Système d'acquisition couramment utilisé : l'ABEM Terrameter SAS4000 ©Georeva et* ***(c)*** *son évolution instrumentale le LS2 ©Georeva.*

II – ERT 3D innovante : la méthode FullWaver

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé le système FullWaver de résistivité électrique 3D du Laboratoire Magmas et Volcans (©projet CAPRICE, FEDER Auvergne) entièrement développé et conçu par IRIS Instruments (Gance *et al.*, 2018). La méthode ERT 3D repose sur le même principe que la tomographie de résistivité électrique classique, qui combine un dispositif multi-électrodes, un résistivimètre et un multiplexeur qui permet l'adressage automatique des quadripôles ABMN, en injectant un courant électrique entre deux électrodes de courant (A et B) et en mesurant la différence de potentiel résultante entre deux électrodes de mesure (M et N). La méthode FullWaver se différencie de l'ERT 2D en découplant les systèmes d'injection et de réception, ce qui permet d'acquérir directement des données en 3D et de garantir l'intégrité des câbles électriques. L'un des principaux avantages de ce système est la possibilité d'imager de grandes surfaces présentant des topographies complexes, en plaçant par exemple des dipôles récepteurs de part et d'autre de zones inaccessibles. Le dispositif, décrit ci-après, se compose de récepteurs autonomes (V-FullWaver), répartis sur l'ensemble du terrain pour mesurer les variations spatiales du potentiel électrique et d'un enregistreur de courant d'injection (I-FullWaver) connecté à un injecteur haute puissance de 5 kW (VIP5000) pour les investigations de sondage de résistivité électrique par injection d'un courant régulé dans le sol.

II.1 – Mission ANR Scan4Volc : présentation de la mission ERT 3D du Piton de la Fournaise

L'objectif de la mission réalisée en mai 2023 était de déployer une tomographie de résistivité électrique 3D à haute résolution afin d'imager la distribution de la résistivité au sein du Cône Terminal du Piton de la Fournaise, afin de caractériser la structure interne de son centre volcanique et de ses systèmes actifs (magmatiques et hydrothermaux).

Cette étude, a regroupé une équipe dénommée « Scan4Volc Team » composée de 17 personnes, rattachées à plusieurs instituts,

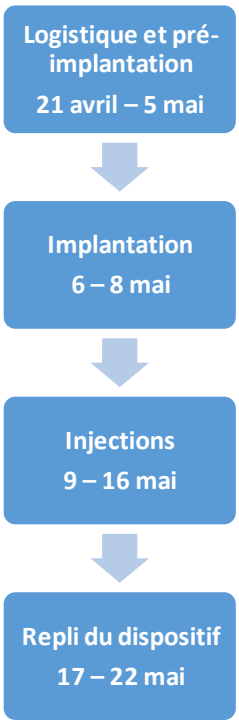


Figure 2.6 : *Planning des étapes clé de la mission*

observatoires et laboratoires de recherche du CNRS rattachés à cinq universités : le Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) et l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC) de l'Université Clermont Auvergne, le Laboratoire ISTerre de l'Université Savoie-Mont Blanc, le Laboratoire LGSR (Université de la Réunion et IPGP), l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF-IPGP) et l'Université du Salvador. L'étude a également bénéficié du support de l'entreprise STRATAGEM974 et de l'établissement public Cerema, ainsi que de la participation de nombreux volontaires, L'expérimentation a été réalisée du 21 avril au 22 mai 2023 (Fig. 2.6), une période stratégique à la fin de la saison des pluies, dans l'objectif de faciliter l'injection de courant dans un environnement très résistant.

Le positionnement de l'ensemble du dispositif sur le terrain résulte d'une planification préalable, réalisée à l'aide du logiciel Fullwave Designer (© IRIS Instruments). Cette étape vise à optimiser la couverture 3D du Cône Terminal du Piton de la Fournaise en garantissant une distribution aussi homogène que possible des données, latéralement et en profondeur. Le schéma d'implantation a ainsi été défini et optimisé sur la base d'une analyse statistique détaillée de la couverture théorique du dispositif de mesure.

Au total, le dispositif déployé du 5 au 7 mai 2023 comprenait 28 V-Fullwaver, soit 56 dipôles de mesures (MN), espacés d'environ 500 m (point rouge, Fig. 2.7a). Chaque V-FullWaver permet d'enregistrer en continu le champ électrique sur deux canaux avec 3 électrodes (P1, P2, et P3 ; Fig. 2.7b et 2.8a). Les deux dipôles de 50 m de longueur, reliés à chaque module de réception V-Fullwavers ont été déployés orthogonalement afin de mesurer simultanément deux différences de potentiel, V_{MN1} avec le dipôle P1-P2 pour la composante nord-sud et V_{MN2} avec le dipôle P2-P3 pour la composante est-ouest.

Les électrodes composant les dipôles de mesure sont des électrodes impolarisables (Fig. 2.8a) constituées d'un tube étanche renfermant une tige en cuivre immergée dans une solution saturée de sulfate de cuivre, formant ainsi un couple métal-sel de Cu-CuSO4. Cette configuration garantit une neutralité électrique, indépendante de la résistivité des sols et de l'intensité du signal électrique, ce qui prévient les phénomènes de polarisation spontanée des électrodes (Rothé, 1904). Le contact électrique entre le sol et l'électrode est assuré par un embout poreux fixé à la base du tube.

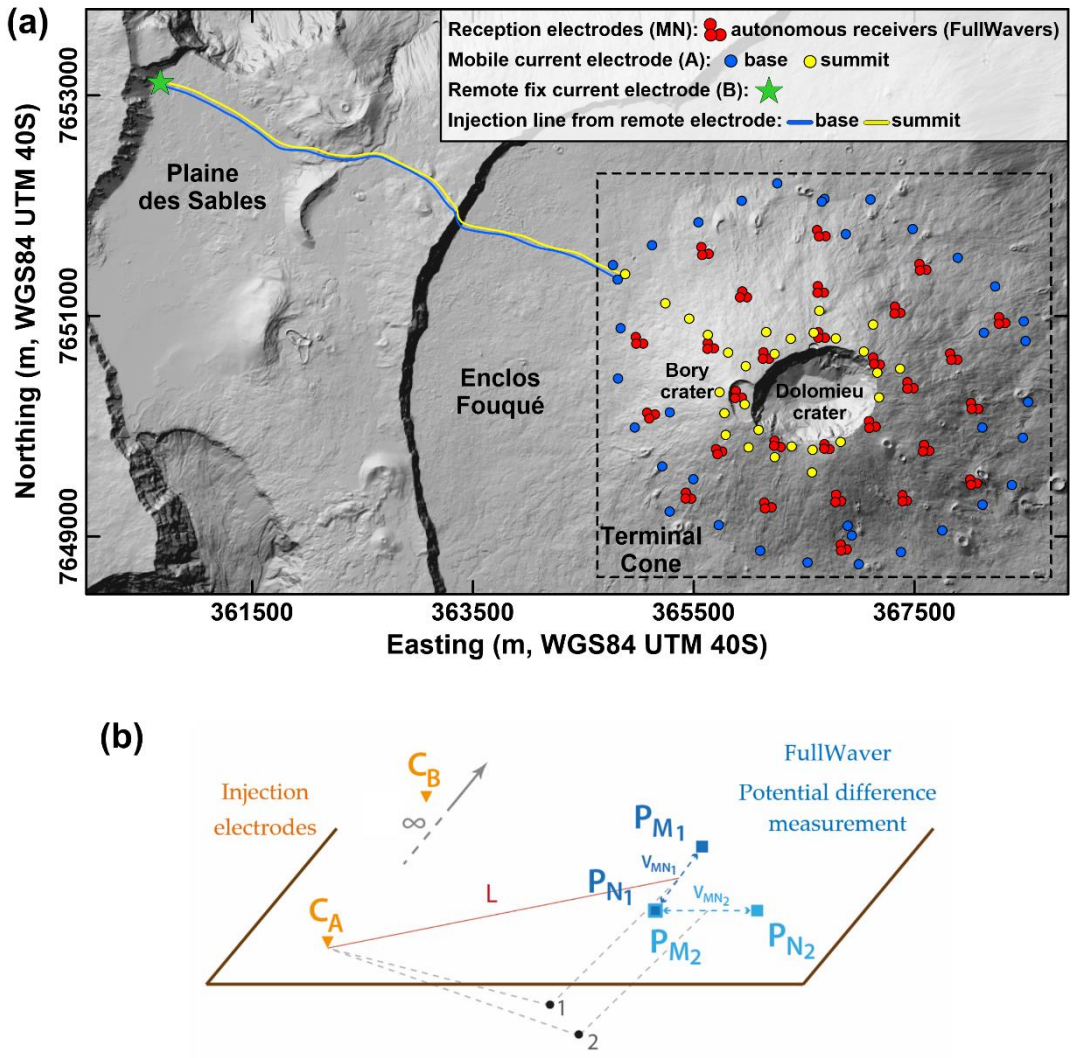


Figure 2.7 : a) *Distribution du réseau ERT 3D multi-électrodes au Piton de la Fournaise.* ***b)*** *Principe de la configuration FullWaver Pole-Dipôle utilisant un triplet d'électrodes pour les mesures de différence de potentiel.*

Ce réseau de récepteurs portables a été programmé et synchronisé en amont de l'installation, puis a fonctionné de manière autonome à l'aide de batteries Li-ion de 50 Ah, dimensionnées pour assurer au minimum 10 jours d'autonomie.

Les injections de courant ont été réalisées selon une configuration pôle-dipôle entre une électrode distante fixe B, dite à l'infini, située à 5 km à l'ouest de la zone d'étude, soit environ 5-6 fois la distance L entre les électrodes d'injection et de mesure (Fig. 2.7) afin d'augmenter la profondeur d'étude, et une électrode de courant mobile A (Fig. 2.9a). Cette électrode mobile a été déplacée sur l'ensemble de la zone de prospection, dans l'objectif de couvrir l'ensemble du Cône Central du Piton de la Fournaise, depuis la base jusqu'à son

sommet, dans l'objectif d'obtenir une véritable acquisition 3D. Cette configuration offre une bonne résolution latérale et verticale, comparable à celle de la configuration Schlumberger couramment utilisée. Elle permet également de doubler la profondeur d'investigation comparativement à une configuration classique (e.g. Schlumberger). En effet, la profondeur d'investigation en résistivité électrique dépend directement du rapport entre l'espacement des électrodes et la configuration adoptée. De manière générale, on considère que la profondeur maximale atteinte correspond à environ un quart de la distance AB/2 (A et B étant les électrodes d'injection) dans le cas d'une configuration Schlumberger ou de la distance AM dans le cas d'une configuration pôle-dipôle (Roy et Apparao, 1971 ; Loke, 2002). Pour une

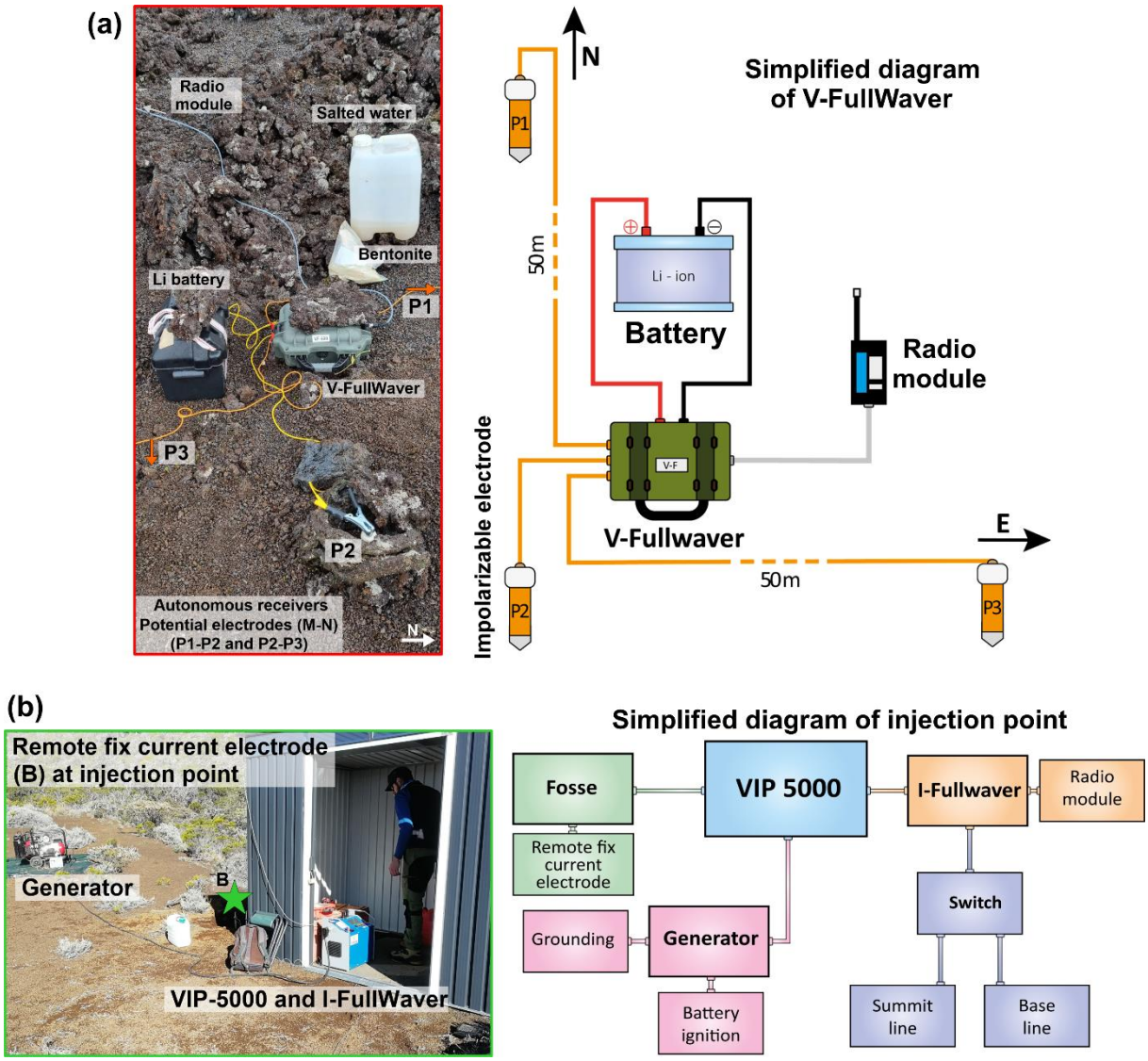


Figure 2.8 : *Photos et schémas détaillés des équipements mis en place sur le terrain.* ***a)*** *Montage complet d'un V-FullWaver alimenté par batterie lithium et auquel sont branchées les électrodes de réception (P1, P2, P3).* ***b)*** *Montage complet du point d'injection comprenant le générateur, l'émetteur (VIP5000), l'enregistreur (I-FullWaver) et l'électrode fixe (B) à l'infinie.*

distance équivalente entre les dispositif Schlumberger et pôle-dipôle, cette dernière aura une fonction de sensibilité atteignant une profondeur deux fois plus importante que la configuration Schlumberger, tout en gardant une distribution latérale comparable.

Cependant, dans cet environnement volcanique, la résistivité de contact entre les différentes électrodes et le terrain est très élevée. La réduction de la résistance de contact est un enjeu primordial pour le bon fonctionnement de la mission et représente un défi logistique de taille. Lors de l'installation des électrodes, la résistance de contact a donc été soigneusement contrôlée à chaque récepteur et à chaque point d'injection. Les électrodes ont été soigneusement installées dans un trou creusé dans le sol et rempli d'un mélange d'eau, de sel et de bentonite (argile) afin de diminuer la résistance de contact et d'augmenter la surface de contact entre l'électrode et le sol (Fig. 2.9b). Cette méthodologie a permis de réduire considérablement la résistance de 900 à 20 Ω en moyenne au niveau des dipôles récepteurs et à 10-20 kohms entre les différents points d'injection et l'électrode à l'infini.

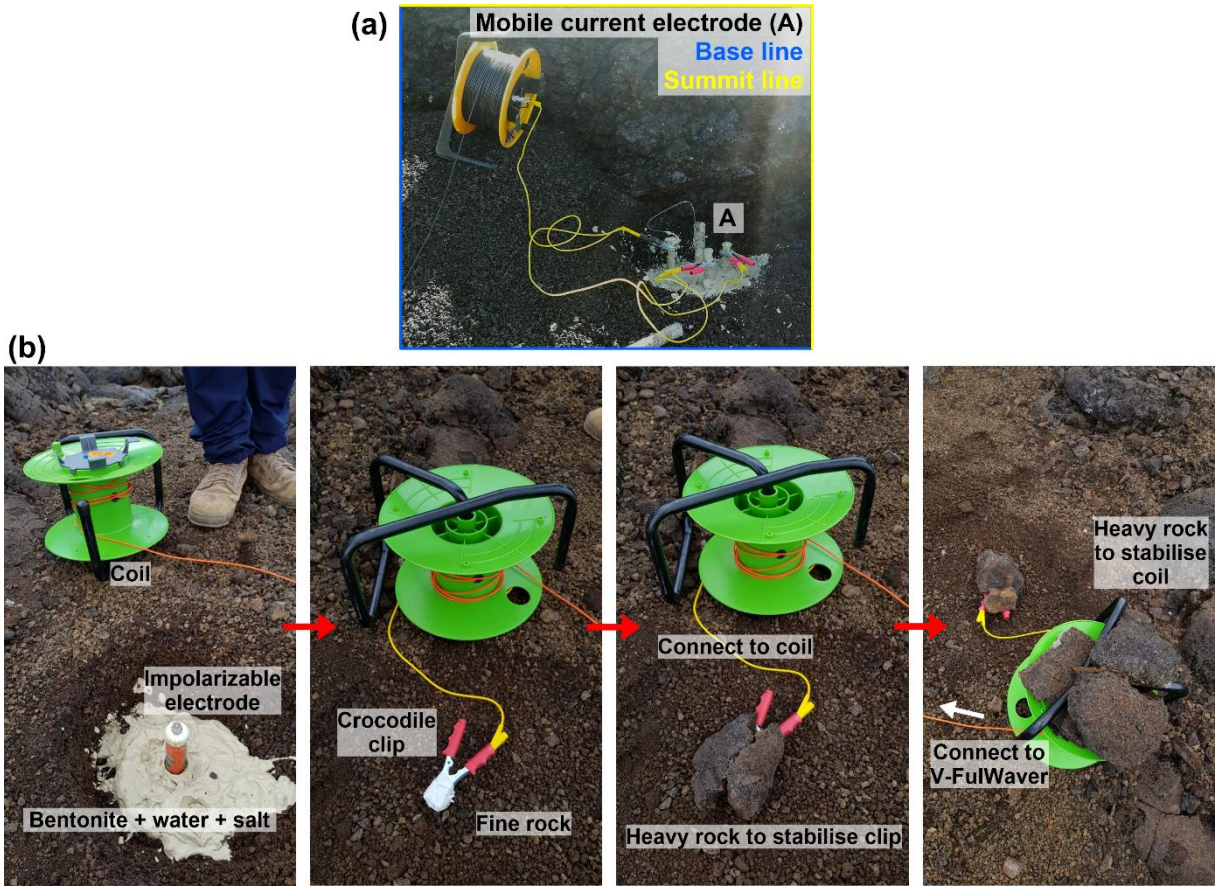


Figure 2.9 : (a) *Photo d'une électrode mobile A pour l'injection.* ***(b)*** *Description de la mise en place d'une électrode impolarisable étape par étape sur le terrain volcanique du Piton de la Fournaise*

Les positions GNSS des électrodes d'injection et de réception ont été mesurées de manière systématique lors de leur implantation. En effet, la localisation des électrodes est indispensable pour déterminer le facteur géométrique k, fonction des distances entre les dipôles d'injection et de réception sur le terrain. Ce facteur k intervient dans le calcul des résistivités apparentes, qui sont les données de base pour la suite des procédures d'inversion numérique et de modélisation de la distribution 3D des résistivités vraies en profondeur. Par conséquent, la précision de la mesure du positionnement des électrodes est un point très important pour la qualité des données et est également un facteur clé dans l'évaluation de l'incertitude de l'ensemble des données. En tenant compte des conditions de terrain et du volume de matériel à transporter, nous avons choisi d'effectuer le positionnement en utilisant le mode GNSS différentiel sur un récepteur GNSS portable, le modèle GPSMAP 67 de Garmin. Les mesures ont été acquises sur chaque électrode pendant au moins 2 minutes, puis post-traitées à l'aide du logiciel © Topcon Tools, en utilisant comme points de référence les 6 stations GNSS permanentes les plus proches, intégrées au réseau géodésique de l'OVPF-IPGP. L'estimation de la précision de chaque position est de l'ordre de 0,3 à 0,4 m et de 0,3 à 0,5 m dans le plan horizontal et vertical, respectivement.

Concernant le système d'acquisition, le I-FullWaver est placé en série entre l'électrode d'injection A et l'émetteur (VIP5000 ; Fig. 2.8b), à une distance dite « infinie » (en réalité, 5 km environ dans le cas de Scan4volc). Il s'agit d'un récepteur de courant qui enregistre le courant injecté dans le sol par l'émetteur avec une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. Le signal GPS-PPS (Global Positioning System – Pulse Per Seconde) permet la synchronisation de l'horloge interne afin d'horodater précisément chaque enregistrement avec une précision absolue de 250 μs. Ainsi, les I et V-Fullwavers enregistrent des courants et des tensions horodatées et les signaux restent synchronisés pendant toute la durée de l'étude.

Lors des injections, l'injecteur VIP5000 (Fig. 2.8b) renseigne sur les principaux paramètres d'intérêt mesurés tels que le courant et la tension de sortie, la résistance de contact et la puissance délivrée, permettant de qualifier la mesure à chaque injection et de réitérer la mesure si nécessaire (e.g. rapport signal/bruit insuffisant).

II.2 – Protocole de terrain et signaux enregistrés

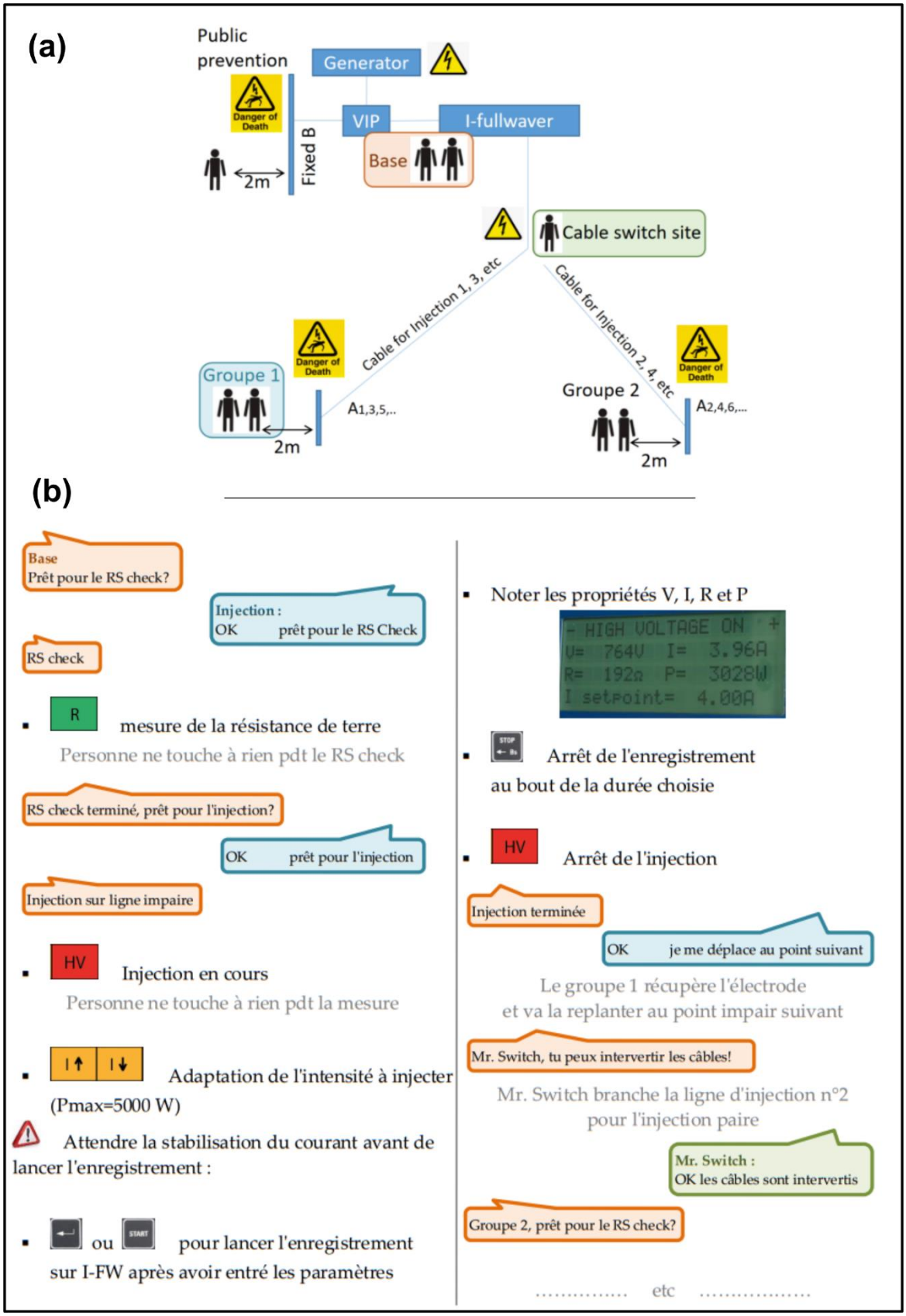


Figure 2.10 : a) *Schéma du dispositif d'injection de courant et prévention des risques associés.* ***b)*** *Protocole de communication entre le site d'injection à l'infini et les équipes sur le terrain (électrodes mobiles pour l'injection).*

Au vu de l'importante superficie de la zone d'étude et afin d'optimiser le nombre de mesures par jour ainsi que la gestion du matériel, deux équipes d'injection de courant ont été déployées, réparties sur deux lignes distinctes : une ligne au sommet du Cône Central, dédiée aux injections autour des cratères Dolomieu et Bory (indiquée en jaune ; Fig. 2.7a) et une ligne à la base du Cône Terminal (en bleu ; Fig. 2.7a). Pour ce faire, plus de 40 km de câbles ont été déployés afin de raccorder l'ensemble des points d'injection. La procédure opérationnelle durant les phases d'injection exigeait que chaque équipe progresse en parallèle, afin d'assurer la continuité des communications radios entre elles, un facteur crucial tant pour l'efficacité des opérations que pour la sécurité des opérateurs sur le terrain. En effet, les équipes en charge du contrôle de l'injection, situées respectivement au sommet et à la base ne bénéficiaient d'aucun contact visuel direct, rendant indispensable une communication permanente. L'absence de coordination lors d'une injection à distance comporte des risques majeurs d'électrocution pour les opérateurs sur le terrain (Fig. 2.10a). C'est pourquoi, un protocole de communication strict a donc été élaboré et scrupuleusement respecté à chaque injection (Fig. 2.10b). Par ailleurs, la communication entre les trois équipes (une équipe à l'infini et deux équipes d'injection sur le terrain) était également assurée par des téléphones satellites, en cas de défaillance des communications radio.

Au début de chaque cycle d'injection, le VIP 5000 opère de manière automatique plusieurs tests de contrôle afin de s'assurer que l'appareil est en bon état de fonctionnement puis gère automatiquement le courant et la tension d'injection. Le courant injecté est un courant alternatif pouvant atteindre 6 A, en fonction de la qualité des résistances de contact. Dans le cas de Scan4Volc, étant donné le contexte hautement résistif, le courant injecté était compris entre 50 et 150 mA (Fig. 2.11). En termes de paramètres d'acquisition, la durée totale d'une injection était fixée à 60 s, ce qui correspond à 12-13 stacks pour une durée nominale d'injection de 2 s (Fig. 2.11). Au total, 64 injections, réparties sur l'ensemble de la zone d'étude, ont été réalisées. Il est important de souligner que ces injections ont été effectuées aussi loin que possible des récepteurs afin de limiter les effets de couplage inductif et capacitif. Par ailleurs, durant toute la phase d'injections (Fig. 2.6), plusieurs V-Fullwavers ont été visités afin de vérifier leur bon fonctionnement et l'enregistrement des données. Certains d'entre eux ont dû être reprogrammés en cours d'expérimentation, notamment en raison de l'activité orageuse.

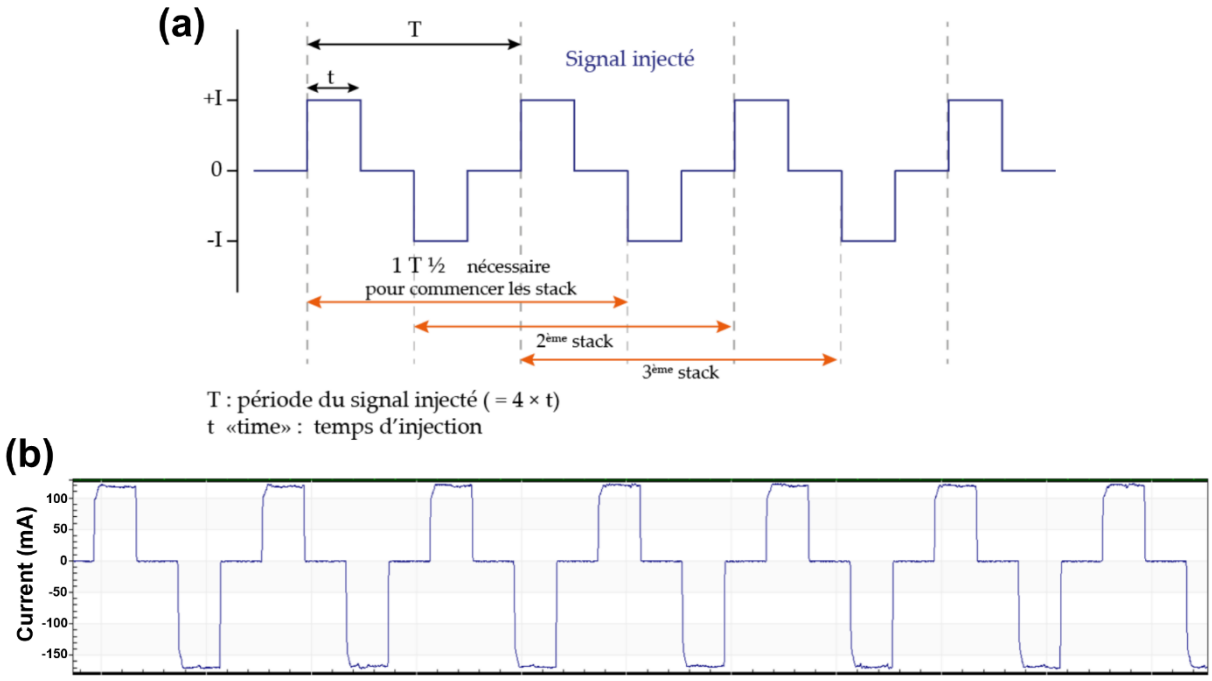


Figure 2.11 : a) *Schéma détaillé d'un courant alternatif.* ***b)*** *Exemple d'un signal d'injection extrait d'un signal réel obtenu lors de la prospection au Piton de la Fournaise.*

Après extraction des données des récepteurs V-Fullwaver, les données sont visualisées et traitées avec le logiciel FullWave Viewer appartenant à la suite logicielle d'Iris Instrument. La figure 2.12a présente l'interface graphique, composée en plusieurs fenêtres permettant de lire les données. Dans le graphique de mesure de différence de potentiel électrique (Fig. 2.12a), le signal en continu correspond au signal de polarisation spontanée (PS) et est associé au bruit de fond de la mesure. Il s'agit de la différence de potentiel mesurée en continu sur 12h entre les électrodes M et N par le V-Fullwaver. Lors de la phase d'injection d'un courant alternatif, le dipôle de mesure MN mesure des différences de potentiels électriques sous la forme d'un signal carré (Fig. 2.12b). Les données d'intérêt pour le calcul de la résistivité apparente en configuration pôle-dipôle (eq. 2.22) sont les valeurs de différences de potentiel (ΔV) correspondant aux paliers sur le signal carré durant les phases d'injections de 2s.

$$\rho_a = 2\pi n(n+1)a\frac{\Delta V}{I} \qquad \textbf{(2.22)}$$

Dans le signal mesuré lors de l'injection, il est possible d'obtenir une information supplémentaire, celle de la polarisation provoquée (PP). Lorsque le courant est coupé, on observe un phénomène de décroissance lente de la différence de potentiel et non une

coupure nette, avec un retour instantané à zéro (Fig. 2.12c). Il s'agit de la mesure de la relaxation électrique d'un sol après injection d'un courant. Elle renseigne sur la capacité du

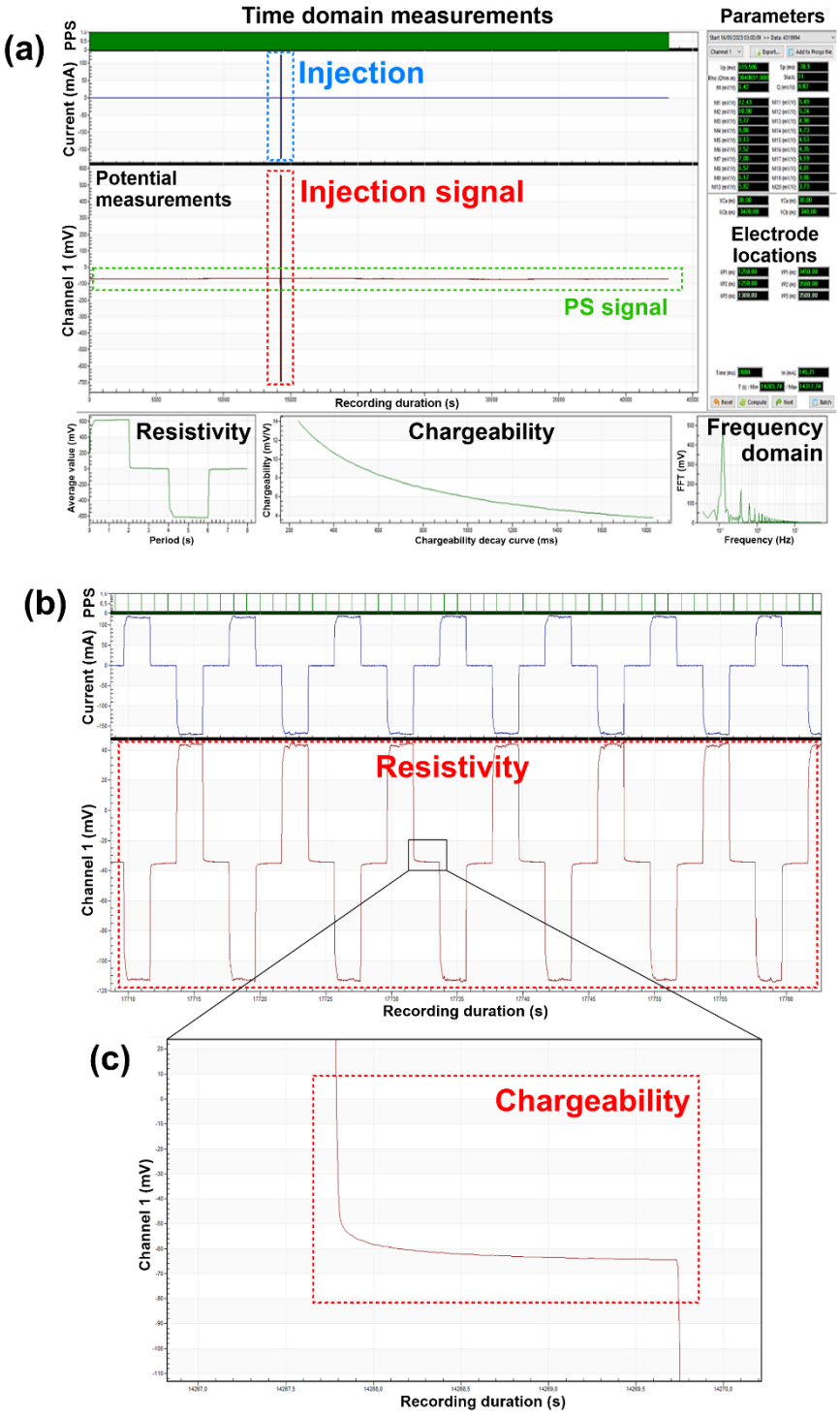


Figure 2.12 : *Exemple d'un signal classique de bonne qualité acquis lors de la prospection électrique.* ***a)*** *Interface de lecture des données avec le logiciel FullWave Viewer.* ***b)*** *Zoom sur le signal d'injection mesuré par le canal 1 (i.e. P1-P2) d'un V-Fullwaver.* ***c)*** *Zoom sur une des courbes de chargeabilité se manifestant après chaque coupure de l'injection électrique due au phénomène de polarisation provoquée (PP).*

milieu à résister aux déplacements des charges électriques mais aussi sur la capacité du milieu à stocker des charges électriques : c'est l'effet capacitif ou chargeabilité (mV/V), qui représente le potentiel de polarisation du milieu (Marshall et Madden, 1959 ; Seigel *et al.,* 2007 ; Kaouane *et al.,* 2018). À la coupure du courant, la courbe de chargeabilité (Fig. 2.12c) représente donc le retour à l'équilibre des charges électriques dans le milieu. Les propriétés électrochimiques des interfaces, la géométrie du réseau poreux et la composition de l'électrolyte dans le milieu influencent la polarisation et les temps de retour à l'équilibre (relaxation ; Kaouane *et al.,* 2018). Toutefois, la méthode de polarisation provoquée et les données associées n'ont pas été exploitées au cours des travaux présentés dans ce manuscrit car les données sont insuffisamment nombreuses pour la modélisation 3D, très souvent bruitées et le filtrage développé (voir section II.3.3) est inadapté, induisant un très fort lissage des données de chargeabilité.

II.3 – Statistiques, analyse préliminaire et traitement des données

II.3.1 – Données brutes

Dans le cadre de cette étude, après avoir effectué 64 injections sur une surface de 4 x 4 km² autour du cratère Dolomieu, un total de 3792 signaux bruts a été collecté afin de caractériser les variations spatiales de la résistivité du sous-sol. Le Tableau 2.1a présente un récapitulatif des principaux paramètres du dispositif d'injection, la gamme de résistivités apparentes obtenue, ainsi que la gamme de résistivités optimales/réalistes, cette dernière couvrant 95% des données. Le Tableau 2.1b détaille le nombre d'acquisitions journalières. Chaque récepteur V-Fullwaver enregistre quotidiennement les fichiers d'acquisitions, composés de 2 sous-fichiers correspondant aux canaux d'acquisitions 1 et 2, qui enregistrent respectivement les signaux des électrodes P1-P2 et P2-P3. Pendant la mission, les V-Fullwaver ont présenté trois états de fonctionnement : (1) appareils en bon état de marche ; (2) appareils avec un seul canal ; et (3) appareils perturbés par la foudre, sans canaux fonctionnels pendant plusieurs jours. Une étape de tri préliminaire des fichiers a été effectuée en excluant les fichiers des Fullwaver du cas 3, tout en gardant ceux des cas 1 et 2. Pour le cas 2, même si un des canaux n'est pas fonctionnel, le signal enregistré sur l'autre canal reste exploitable. Ainsi, en tenant compte du nombre de signaux réels obtenus et après suppression des signaux

saturés (due à un dysfonctionnement du V-Fullwaver ou à des injections trop proches générant des tensions supérieures à 15 000 mV), le jeu final de données exploitables compte 3501 signaux (Tableau 2.1b).

(a)

Statistiques	
Nbr de capteurs	28 V-Fullwaver
Espacement entre capteur	~ 500 m (400 à 700 m)
Espacement inter-électrodes	~ 50 m
Nbr d'injection	64 (dont 8 doublées)
Nbr signaux acquis	3792
Nbr signaux saturés	173
Nbr signaux disponibles	3501
Gamme de résistivité apparente (Ω/m)	-200 000 / 1 129 000
Gamme optimale de résistivité apparente (Ω/m)	-4 930 / 17 730

(b)

Données brutes (détails)					Filtrage brut
Jour d'injection	**Nombre de signaux théorique attendues**	**Nombre de signaux obtenues**	**Signaux saturés**	**Nombre de signaux bruts exploitables**	**Nombre de signaux bruts exploitable pour l'inversion**
09/05/2023	750	738	45	693	186
10/05/2023	350	346	21	325	100
11/05/2023	650	646	39	607	141
12/05/2023	810	774	46	728	193
13/05/2023	224	224	8	216	62
14/05/2023	448	448	14	434	133
15/05/2023	392	336	0	336	117
16/05/2023	168	162	0	162	44
Total	**3792**	**3674**	**173**	**3501**	**976**

Tableau 1 : a) *Bilan statistique de fin de mission avec le nombre de données disponibles.* ***b)*** *Synthèse détaillée des données pour chaque journée d'injection et nombre de signaux bruts disponible pour la modélisation 3D.*

II.3.2 – Qualité des données

Le contrôle de la qualité des données exploitables a ensuite été réalisé à l'aide des logiciels FullWave Viewer et PROSYS III d'IRIS Instruments, afin de limiter, dans une certaine mesure, l'effet « Garbage In – Garbage Out » (i.e. effet de propagation et d'amplification numérique d'une erreur présente dès le début du processus d'inversion ; Tikhonov, 1963). Cette étape est cruciale pour garantir la fiabilité et la précision des mesures de terrain, et par conséquent la qualité des modèles calculés.

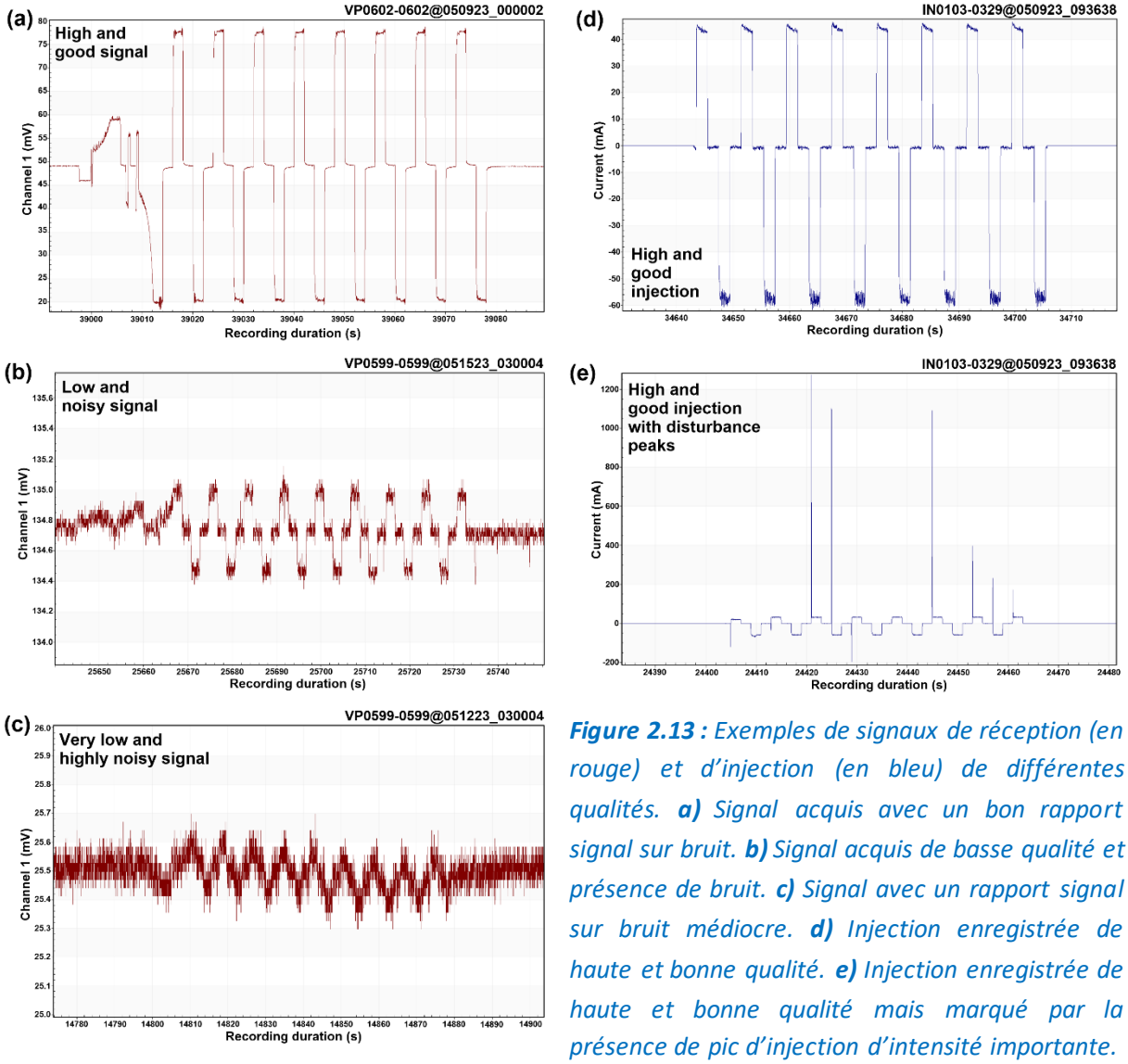


Figure 2.13 : *Exemples de signaux de réception (en rouge) et d'injection (en bleu) de différentes qualités.* ***a)*** *Signal acquis avec un bon rapport signal sur bruit.* ***b)*** *Signal acquis de basse qualité et présence de bruit.* ***c)*** *Signal avec un rapport signal sur bruit médiocre.* ***d)*** *Injection enregistrée de haute et bonne qualité.* ***e)*** *Injection enregistrée de haute et bonne qualité mais marqué par la présence de pic d'injection d'intensité importante.*

L'analyse des signaux de réceptions permet de distinguer trois catégories de signaux en fonction de l'amplitude de la différence de potentiel (ddp) mesurée. La première catégorie regroupe les signaux de très bonne qualité, avec un rapport signal sur bruit élevé (Fig. 2.13a). La deuxième catégorie est constituée de signaux avec des amplitudes beaucoup plus faibles

et un rapport signal sur bruit correct (Fig. 2.13b). Enfin, la dernière catégorie correspond à des signaux très faibles avec un rapport signal sur bruit très faible, voire inférieur à 1, le signal étant confondu dans le bruit (Fig. 2.13c). L'observation de la qualité des signaux a permis de définir un seuil de filtrage à 0.04 mV pour l'amplitude V_{MN} en dessous duquel le rapport signal sur bruit est proche ou inférieur à 1. Même si la résolution instrumentale est de 10^{-6} mV, tous les signaux avec des amplitudes de ddp inférieures à ce seuil sont jugés inutilisables. En filtrant avec ce seuil les données brutes, seuls 976 des signaux (soit 28% du total) sont disponibles pour constituer le fichier de données en vue de l'inversion numérique 3D (Tableau. 2.1b).

De manière générale, les signaux des courants alternatifs injectés ne comportent aucun problème (Fig. 2.13d). Toutefois, certains de ces signaux d'injection (~10 %) sont ponctués de points singuliers, sous la forme de pics d'intensité supérieure à 1000 mA (Fig. 2.13e), empêchant la détection automatique des signaux corrects de réception associés. En amont du filtrage décrit dans la section suivante, ces pics sont détectés et ramenés à la valeur moyenne des paliers sur lesquels ils sont localisés.

II.3.3 – Post-traitement : Série de Fourier/Sinus Cardinal

A ce stade de traitement, le jeu de données disponible après le filtrage par seuil peut encore être amélioré tant du point de vue de la qualité que de la quantité de données. C'est pourquoi, afin d'optimiser au maximum le nombre de signaux exploitables, une étape de filtrage des signaux bruités a été implémentée, en amont du filtrage par seuil. Celui-ci consiste en une décomposition en série de Fourier et d'un traitement sinusoïdal cardinal spécialement développé dans l'objectif de récupérer la plupart des signaux, tout en réalisant un lissage du bruit dans la série temporelle. Les pics d'intensité sont au préalable identifiés et corrigés en ramenant leur valeur à la valeur moyenne du palier de la fonction sur lequel ils sont situés.

Pour rappel, le courant injecté est un courant alternatif qui se présente sous la forme d'un signal carré (onde périodique non-sinusoïdale) avec une alternance de créneaux positifs et négatifs. Si l'on prend 0 pour origine de ce signal, il peut alors être décomposé mathématiquement en une somme infinie de sinusoïdes (harmoniques impaires ; Fig. 2.14). Cependant, l'augmentation du nombre d'harmoniques dans la décomposition tend à amplifier

les artefacts numériques à proximité des discontinuités, une instabilité numérique connue sous le nom d'effet de Gibbs. (Fig. 2.14b). Ce phénomène de Gibbs peut être atténué par l'utilisation d'une approximation de type sigma (σ), qui permet une convergence plus rapide de la série au voisinage des discontinuités par un lissage spectral, méthode de fenêtrage développée par Cornelius Lanczos (Lanczos, 1996). L'approximation σ de Lanczos permet de réduire significativement les oscillations parasites induites par le phénomène de Gibbs, en atténuant les composantes de haute fréquence associées aux coefficients de Fourier d'ordre élevé, principaux responsables de la divergence observée au voisinage des discontinuités de la fonction. Cette approximation σ est basée sur l'utilisation du sinus cardinal $sinc\left(\frac{\sin(\pi x)}{\pi x}\right)$, où $\sin(\pi x)$ est l'expression mathématique de la transformée de Fourier de la fonction porte Π (fonction indicatrice de l'intervalle réel [- ½, ½]).

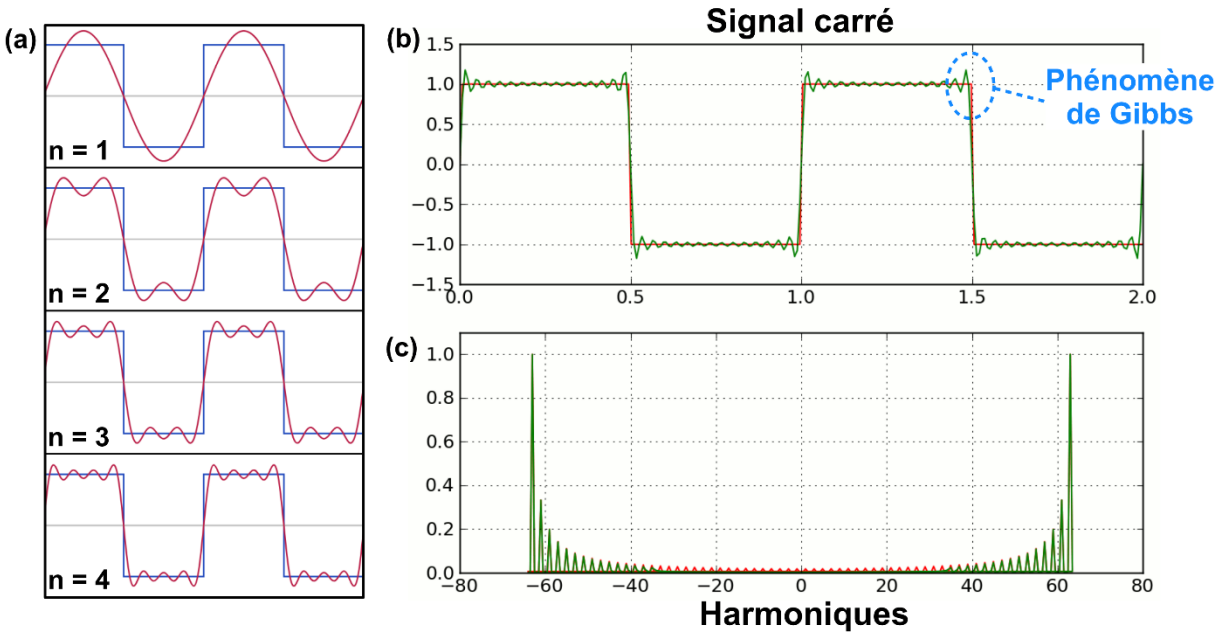


Figure 2.14 : a) *Représentation des quatre premières sommes partielles de la série de Fourier pour un signal carré. Addition de fonctions sinusoïdales où n=1 est la sinusoïde fondamentale et n=1, 3, 4, … les harmoniques.* ***b)*** *Représentation de la série de Fourier pour un signal carré jusqu'à apparition du phénomène de Gibbs aux discontinuités de la fonction.* ***c)*** *Représentation du signal carré par ses harmoniques entières impaires.*

Un code a donc été développé sous Matlab pour le filtrage des données FullWaver. Dans un premier temps, on récupère les données V_{MN} sur un intervalle d'enregistrement dt de 500 s centré sur le signal d'injection (comme présenté dans l'exemple de la figure 2.15a).

Comme la fréquence d'échantillonnage est de $F_e = 100$ Hz, on aura un nombre de coefficients k lors de la décomposition en série de Fourier égal à :

$$k = F_e \times dt + 1 \qquad \textbf{(2.23)}$$

$$k = 100 \times 500 + 1$$
$$= 50\,001$$

Les coefficients de Fourier sont calculés sur l'intervalle de temps dt :

Coefficients pairs (a) : $\cos \frac{2\pi nt}{dt}$ **(2.24)**

Avec n = 1 à n_{MAX} où n_{MAX} = 1500

Coefficients impairs (b) : $\sin \frac{2\pi nt}{dt}$ **(2.25)**

La matrice A, de taille $k \times n_{MAX}$, des variables contenant les fonctions trigonométriques pour chaque instant t est ensuite construite :

$$\begin{pmatrix} \overbrace{a_{k=1,\ n=1} \quad b_{k=1,\ n=1}}^{n=1} & \cdots & \cdots & \cdots & \overbrace{a_{k=1,\ n=n_{MAX}} \quad b_{k=1,\ n=n_{MAX}}}^{n=N_{MAX}} \\ \vdots & \ddots & & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & & \ddots & \vdots \\ a_{k,\ n=1} \quad b_{k,\ n=1} & \cdots & \cdots & \cdots & a_{k,\ n=n_{MAX}} \quad b_{k,\ n=n_{MAX}} \end{pmatrix}$$

Le signal est alors reconstruit par la méthode des moindres carrés à partir des coefficients de Fourier par résolution des équations matricielles linéaires :

$$m = (A^T.A)^{-1} A^T.d_{obs} \qquad \textbf{(2.26)}$$

Où m sont les coefficients du modèle linéaire à déterminer, A : la matrice des variables, A^T : la transposée de la matrice A et d_{obs} : les valeurs mesurées.

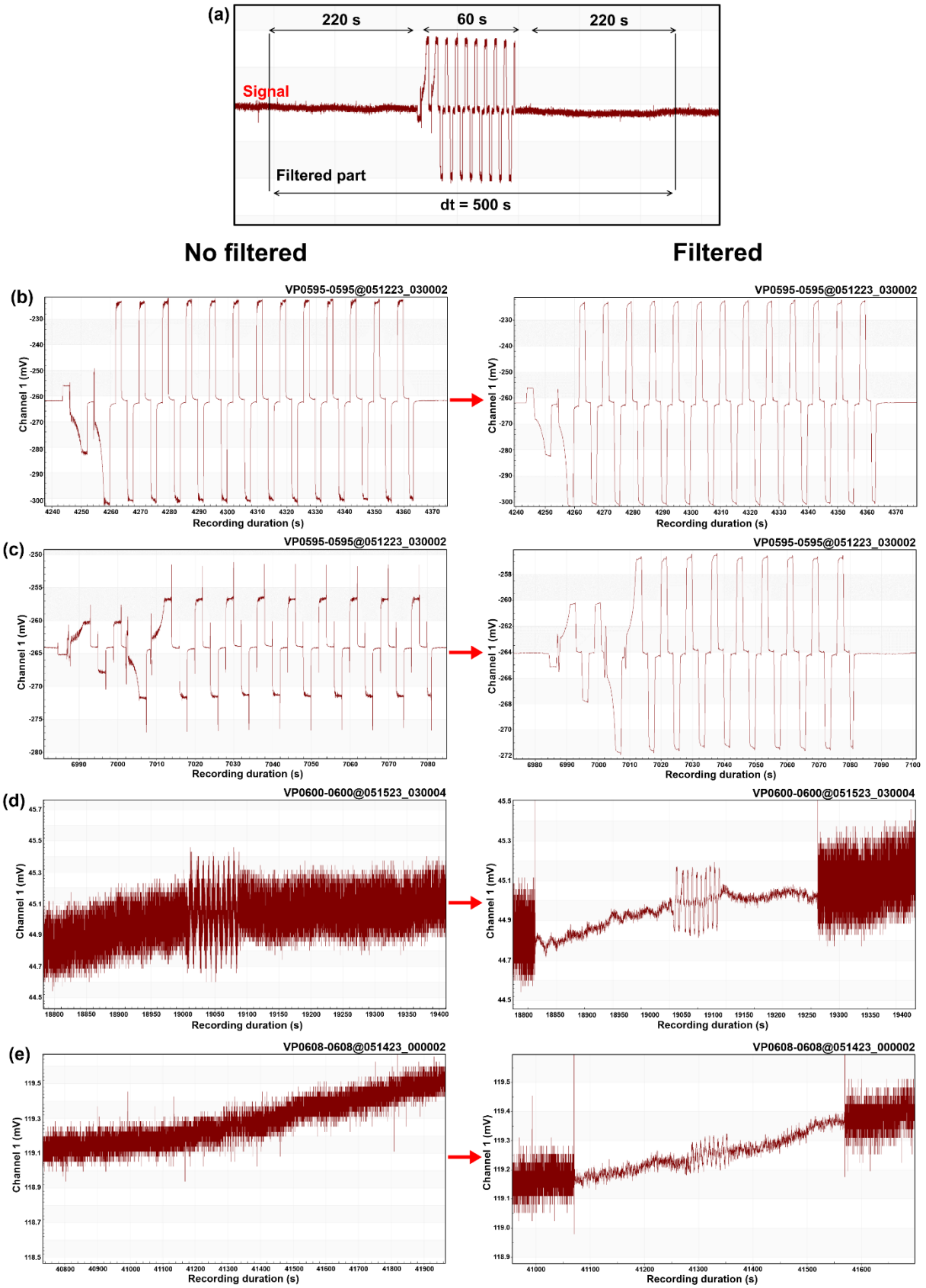


Figure 2.15 : a) *Schéma montrant la partie du signal sur laquelle est appliquée le filtrage (série de Fourier + Sinus Cardinal). Exemples de filtrages effectués sur des signaux de* ***b)*** *très bonne qualité,* ***c)*** *de bonne qualité avec des anomalies ponctuelles,* ***d)*** *de mauvaise qualité et bruités et* ***e)*** *confondus dans le bruit.*

Toutefois pour pallier au phénomène de Gibbs évoqué précédemment, il convient d'effectuer une pondération de la matrice des coefficients de Fourier par l'intermédiaire d'une approximation sigma qui attribue un poids décroissant aux termes de la série, de n à n_{MAX}. Le problème direct s'écrit alors :

$$A.(m.\mathrm{P}) = d_{cal} \qquad \textbf{(2.27)}$$

Où P est la matrice de pondération des coefficients et d_{cal} est le signal carré filtré reconstruit à partir de coefficients de Fourier pondérés.

La figure 2.15 illustre quelques exemples de l'efficacité du filtrage sur les données. Par exemple, la figure 2.15b montre un signal de très bonne qualité mais sur lequel persiste du bruit au niveau des paliers d'injection, qui est ensuite lissé par le filtre. De la même manière, de nombreux signaux de mauvaise qualité ont pu être extraits du bruit (Fig. 2.15d). Toutefois, certains signaux seront éliminés lors de l'étape de filtrage par seuil, fixé à 0.04 mV (Fig. 2.15e).

À l'issue de ce processus de filtrage 'série de Fourier/Sinus cardinal', il est établi que les signaux déjà jugés de bonne qualité sont améliorés (ce qui contribue également à valider cette méthodologie), et, dans un certain nombre de cas, le rapport signal/bruit est significativement amélioré, permettant ainsi d'augmenter le nombre de signaux exploitables. Au final, en appliquant le filtrage 'Série de Fourier/Sinus Cardinal', puis en appliquant le

Données brutes filtrées					
Jour d'injection	**Nombre de signaux brutes finaux**	**Filtrage**		**Pourcentage de données récupérables**	**Nombre de données récupérables**
09/05/2023	693	Série de Fourier + Sinus cardinal	Suppression des signaux de très faible amplitude (<0,04 mV)	30.6	212
10/05/2023	325			34.8	113
11/05/2023	607			28	170
12/05/2023	728			34.2	249
13/05/2023	216			34.7	75
14/05/2023	434			38.5	167
15/05/2023	336			33.6	113
16/05/2023	162			31.5	51
Total	**3501**			**32.8**	**1150**

Tableau 2.2 : *Récapitulatif du nombre de signaux d'injections disponible après filtrage 'Série de Fourier/Sinus Cardinal' et seuillage à 0.04 mV.*

seuillage à 0.04 mV, le jeu de données utilisable pour l'inversion numérique comprend désormais 1150 signaux, ce qui correspond à environ 33 % de l'ensemble des données initiales, soit un gain de 5% (Tableau 2.2).

Ce que nous voulons obtenir avec ce filtrage c'est le palier de la fonction carrée, soit les paliers du signal où la résistivité devient stable, ne variant plus avec le temps ou la profondeur. L'objectif étant d'identifier ces niveaux stables, il est donc pertinent d'utiliser un filtre tel que celui de Lanczos, qui améliore le rapport signal sur bruit en atténuant les hautes fréquences, tout en conservant les grandes tendances. En revanche, si l'on souhaite analyser la chargeabilité, qui dépend des détails fins de la forme d'onde, le filtre de Lanczos serait peu adapté car il modifie la forme exacte de l'atténuation et pourrait entraîner une perte d'information sur la variation rapide du signal électrique.

Ces signaux sont ensuite regroupés en un seul jeu de donnée afin de synchroniser l'ensemble des signaux d'injection et de réception entre eux. Les coordonnées réelles de toutes les électrodes (injections et réceptions) sont également implémentées dans le jeu de données pour l'inversion numérique (Fig. 2.16).

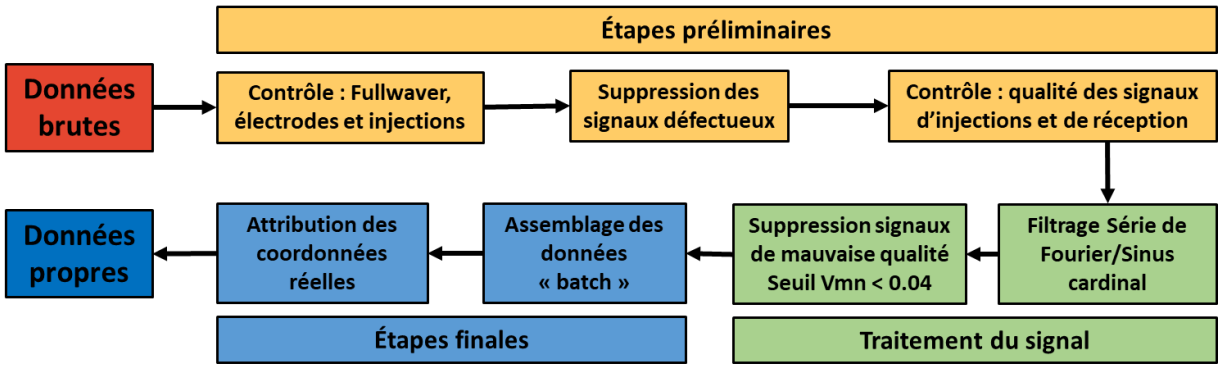


Figure 2.16 : *Résumé des étapes d'analyse et de traitements du jeu de données pour l'inversion numérique.*

III – Modélisation numérique 3D

III.1 – Principe général

L'objectif de la méthode ERT Fullwaver est d'estimer la distribution 3D des résistivités électriques du sous-sol (m) à partir des mesures de résistivité apparente (d) acquises en surface dans une configuration elle-même 3D. Ce problème repose sur l'opérateur direct G, qui traduit les équations physiques de la conduction électrique, selon la relation $d = G(m)$.

La résolution du problème direct consiste à calculer les données attendues à partir d'un modèle connu, tandis que le problème inverse vise à reconstruire un modèle m à partir des données mesurées d (Fig. 2.17). En théorie, cela reviendrait à inverser G, mais en pratique le problème inverse de l'ERT est mal posé. Toutefois, le passage des données au modèle n'est pas toujours théoriquement possible.

Un problème est dit bien posé au sens de Hadamard si trois conditions sont réunies : existence, unicité et stabilité de la solution (Hadamard, 1902). Dans le cas de l'ERT, ces conditions ne sont pas satisfaites. Ces limites théoriques font qu'il n'existe pas une solution unique au problème inverse, mais une infinité de modèles compatibles avec les données. Le traitement des mesures nécessite donc un contrôle de la qualité et un filtrage rigoureux pour limiter la propagation du bruit (Garbage In – Garbage Out). La reconstruction du modèle passe par l'introduction de contraintes et de régularisation, qui stabilisent le processus d'inversion et permettent de sélectionner une solution géologiquement plausible. Lors de la résolution, il est également indispensable d'évaluer la robustesse du modèle en comparant ses prédictions

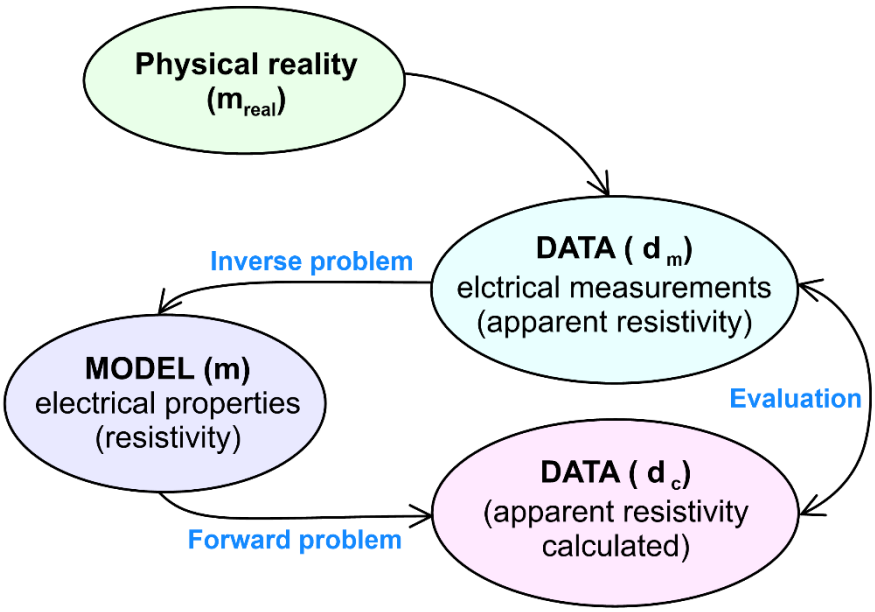


Figure 2.17 : *Représentation schématique des problèmes directe et inverse*

à la réalité physique connue ou attendue, par exemple au moyen d'analyse de propagation d'erreur (Fig. 2.17). L'inversion devient ainsi un problème itératif d'optimisation régularisée, consistant à minimiser une fonction coût qui mesure l'écart entre les données observées et prédites, tout en intégrant des contraintes ou a priori.

Par conséquent, la modélisation numérique fournit une image approchée des propriétés électriques du sous-sol, sujette aux incertitudes liées intrinsèquement aux données et aux hypothèses de modélisation. La validité des résultats repose donc sur la compréhension des limites méthodologiques et des contraintes imposées, afin d'éviter les surinterprétations et de garantir une interprétation compatible avec la réalité physique.

III.2 – Détails de la méthodologie pour l'inversion numérique

Afin de fournir une image de résistivité à partir des données ERT, la procédure numérique nécessite donc trois éléments : un modèle direct permettant de calculer la résistance de transfert en fonction d'une distribution 3D de la résistivité, une fonction coût qui définit les critères d'ajustement qui seront adoptés pour le modèle d'inversion et un algorithme de recherche qui détermine le modèle de résistivité optimal, comme détaillé ci-après.

III.2.1 – Résolution du problème direct

On rappelle ici que, le champ électrique E satisfait les équations suivantes en l'absence de courants :

$$\begin{cases} \nabla \times \vec{J} = 0 & \rightarrow champ\ conservatif \\ \vec{J} = -\sigma\, \nabla\, V & \rightarrow gradient\ d'un\ potentiel\ scalaire \end{cases}$$

Ainsi que l'équation 2.9 qui dit que dans un milieu homogène, isotrope et en régime stationnaire, la solution de Laplace est :

$$\nabla.(\sigma \nabla V) = \Delta V = 0$$

Dans le cas plus général d'un milieu, l'équation 2.10 du potentiel à résoudre est plus complexe et va dépendre des variations spatiales de la conductivité (géométrie de la sub-surface) et des hypothèses géométriques du problème (conditions aux limites), soit :

$$\nabla . (\sigma(\vec{r})\nabla V) = 0$$

En présence d'une injection de courant dans le sol, on crée une source ponctuelle. La distribution du potentiel électrique générée par une injection de courant dans un milieu résistif hétérogène peut être décrit par :

$$\nabla . (\frac{1}{\rho_r}\nabla V_r) = -\mathrm{I} . \delta(\mathrm{r} - \mathrm{r}_s) \qquad \textbf{(2.28)}$$

où $\frac{\partial}{\partial_x}\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial V}{\partial_x}\right) + \frac{\partial}{\partial_y}\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial V}{\partial_y}\right) + \frac{\partial}{\partial_z}\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial V}{\partial_z}\right) = -\mathrm{I} . \delta(x_I)\, \delta(y_I)\, \delta(z_I)$

Et où I : intensité de courant ; $\delta(\mathrm{r} - \mathrm{r}_s)$: fonction delta de Dirac centrée en un point source (r_s).

L'équation (2.28) décrit la modélisation directe du champ électrique induit par une injection de courant. Il s'agit d'une équation aux dérivées partielles régissant la distribution du potentiel électrique en fonction de la résistivité du sous-sol. Cette équation constitue la base du problème inverse, qui vise à estimer la distribution de conductivité à partir des mesures de différence de potentiel. Toutefois, ce problème est non linéaire, dans le sens où la relation entre les paramètres du modèle (résistivité) et les données observées (potentiels) n'est pas linéaire. Ainsi, aucune solution analytique générale n'existe pour des distributions de résistivité arbitraires, ce qui nécessite le recours à des solutions numériques.

Une méthode par éléments finis est donc utilisée pour résoudre l'équation directe. Le domaine d'étude est discrétisé en éléments hexaédriques, chacun associé à une valeur de conductivité. Le potentiel électrique est ensuite approximé aux nœuds de ce maillage. La

variation spatiale de la conductivité est modélisée en attribuant des valeurs constantes à chaque élément.

Dans ce cadre, la distribution du potentiel électrique et du courant est régie par la conservation de la charge. En tout point r du domaine, la divergence du courant est nulle sauf au point source r_s où elle est égale à l'opposé du courant injecté. Cette relation formalise le principe de conservation de la charge électrique en régime stationnaire, sous réserve que la solution respecte, dans notre cas, les conditions aux limites mixtes :

$$\alpha \frac{\partial V}{\partial n} + \beta V = 0 \qquad \textbf{(2.29)}$$

L'équation (2.29) définit une condition mixte aux limites homogènes qui combine la valeur du champ V et son flux normal $\partial V/\partial n$ sur le bord du domaine et où α et β sont des coefficients de pondération. Ces conditions définissent la forme et la convergence de la solution aux bords du domaine. Elle permet à un flux non nul de traverser le bord du domaine en l'absence de source externe et une dépendance directe du flux à la valeur du champ sur le bord (i.e. flux auto-régulés). Elle constitue un modèle pratique pour des échanges auto-régulés comme le transfert proportionnel de divers phénomènes physiques.

III.2.2 – Résolution du problème inverse

De manière générale, la résolution du problème inverse consiste à obtenir la distribution de la résistivité du milieu à partir des contraintes suivantes : (i) la géométrie du milieu, (ii) la disposition et l'indexation des électrodes, (iii) l'intensité du courant injecté et (iv) les différences de potentiel mesurées aux électrodes de réception. Dans le cas où la géométrie du milieu est connue et le domaine subdivisé en éléments de résistivité homogène dont on connaît les frontières, la distribution de la résistivité peut être représentée en utilisant un vecteur mathématique m contenant les résistivités de chaque élément. Ces dernières sont communément mises au logarithme du fait que cette quantité physique est nécessairement positive et de leur grande variabilité surtout en contexte volcanique (Loke et Barker, 1996). De plus, le problème inverse étant mal posé, sans logarithme, le problème donnera des

valeurs nulles s'il n'est pas spécifiquement contraint. Pour pallier au problème non-linéaire précédemment mentionné, une linéarisation est effectuée grâce à un développement en série de Taylor au premier ordre autour d'une solution estimée m_0 (modèle de départ) :

$$f(m) \cong f(m_0) + F(m - m_0) \qquad \textbf{(2.30)}$$

Où F est la matrice Jacobienne (matrice de sensibilité ou matrice des dérivées partielles) : ($F_{ij} = \frac{\partial g(m)_i}{\partial m_j}$). Les coefficients de la matrice jacobienne représentent les dérivées partielles des données mesurées par rapport aux paramètres du modèle. Ils indiquent dans quelle mesure une petite variation d'un paramètre influence une mesure donnée (Oldenburg et Li, 1999). Ainsi, le problème non-linéaire est défini de la manière suivante :

$$\Delta d = F\,\Delta m \qquad \textbf{(2.31)}$$

$$\text{Où} \quad \Delta d = d_m - f(m_0) \quad \text{et} \quad \Delta m = m - m_0$$

Où d_m est le vecteur des données observées pouvant être défini par : $d_m = f(m_{real})$.

La matrice F n'étant pas carrée, la relation de l'équation (2.19) ne peut pas être simplement inversée. L'écart existant entre les données mesurées (d_m) et les données calculées par la résolution du problème direct (d_c) est donné par:

$$\varepsilon = d - f(m) \approx d_m - f(m_0) - F(m - m_0) \qquad \textbf{(2.32)}$$

Où $\boldsymbol{\varepsilon}$ est le vecteur regroupant l'ensemble des résidus provenant des incertitudes sur les mesures associées à la modélisation (hypothèse simplificatrice, propagation d'erreurs…) et du problème de non-unicité de la solution (Tikhonov et Arsenin, 1977).

L'objectif du problème inverse est donc de déterminer le vecteur des paramètres du modèle (m) qui minimise le résidu $\varepsilon = \mathrm{d}_m - \mathrm{d}_c$. Cette minimisation s'effectue généralement

au sens des moindres carrés (norme *L2*), à travers une fonction coût ϕ définie comme la somme de deux fonctions :

$$\phi_{(m)} = \phi d_{(m)} + \lambda \phi m_{(m)} \qquad \textbf{(2.33)}$$

Où ϕd représente l'écart (misfit) entre les données observées et les données calculées (i.e. la fidélité aux données), et ϕm correspond à une fonction de régularisation intégrant des contraintes ou des informations a priori sur le modèle (Loke, 2002).

De plus, le problème inverse est défini comme « mal-posé », au sens où sa solution peut être non unique et/ou instable (c'est-à-dire très sensible aux erreurs sur les données). Pour contourner cette difficulté, une régularisation du problème inverse est employée, contrôlée par un paramètre de régularisation λ (aussi appelé critère de Levenberg-Marquardt ; Levenberg, 1944 ; Marquardt, 1963), appliqué à la fonction coût sur le modèle $\phi_{(m)}$:

$$\phi_{(m)} = \|W_d[\mathrm{d}_m - f(m)]\|^2 + \lambda \|W_m[m - m_0]\|^2 \qquad \textbf{(2.34)}$$

$$\text{Avec} \quad \phi d_{(m)} = \|W_d[\mathrm{d}_m - f(m)]\|^2 \qquad \textbf{(2.35)}$$

$$\text{et} \quad \phi m_{(m)} = \|W_m[m - m_0]\|^2 \qquad \textbf{(2.36)}$$

Où W_d est la matrice de pondération des données, W_m la matrice de pondération du modèle et λ le paramètre de régularisation.

λ contraint l'évolution des contrastes entre les éléments et peut autoriser des variations abruptes ou des transitions plus progressives d'un élément à l'autre. λ permet un compromis entre l'optimisation des paramètres du modèle et l'écart de ce dernier vis-à-vis du modèle initial et sa détermination est effectuée de manière dynamique au cours de l'inversion. L'utilisation de la norme de type *L2*, utilisée dans l'évaluation de l'écart, suppose que les erreurs suivent une loi normale, soit un *a priori* gaussien de l'erreur sur les données. A noter que cette hypothèse peut surévaluer le poids des erreurs les plus grandes (artefacts)

comparativement à la tendance générale, entrainant un lissage plus important des fortes discontinuités de la part de l'algorithme (Al-Chalabi, 1992).

En substituant $f(m)$ par son approximation linéaire (eq. 2.30) et m dans le terme de régularisation $\phi_{(m)}$ dans l'équation (2.34), on obtient :

$$\phi_{(m)} = \|W_d[\mathrm{d}_m - f(m_n) - F(m - m_0)]\|^2 + \lambda\|W_m[m + \Delta m - m_0]\|^2$$

(2.37)

Cette substitution permet de transformer le problème non linéaire en un problème linéaire par approximation locale. La fonction coût est exprimée ici comme une fonction quadratique, par rapport aux perturbations du modèle. Ce processus est répété à chaque itération de l'inversion, ce qui permet de la minimiser analytiquement par dérivation et de la résoudre pour chaque itération. En dérivant l'équation (2.37), on obtient :

$$(F^T\, W_d^T\, W_d\, F + \lambda\, W_m^T\, W_m)\,.\Delta m = (F^T\, W_d^T\, W_d\, (d - f(m)) - \lambda\, W_m^T\, W_m\, (m_k - m_0)$$

(2.38)

Ce développement est nécessaire afin d'obtenir la dérivée (gradient) de $\phi_{(m)}$ et la résolution du système linéaire. L'équation (2.38) s'exprime sous la forme d'un système linéaire $A\,.\Delta m = b$ pouvant être résolu à chaque itération pour obtenir la correction Δm. La résolution du système linéaire peut être faite par des méthodes directes (e.g. Cholesky) ou itératives (e.g. PCG) dans lequel le modèle est mis à jour à chaque itération :

$$m_{n+1} = m_n + \Delta m \qquad \textbf{(2.39)}$$

Le processus est itéré jusqu'à satisfaction d'un critère de convergence généralement fixé à 5 % d'erreur entre les données observées et les données calculées. L'algorithme s'arrête lorsque

le modèle converge vers une solution stable, pour laquelle la fonction coût ne diminue plus de manière significative, et que l'ajustement aux données est jugé satisfaisant (Loke, 2002).

III.3 –Paramétrisation pour l'inversion 3D du modèle électrique

L'inversion 3D a été réalisée à l'aide du logiciel ERTLab développé par Geostudi Astier, basé sur une méthode des éléments finis tridimensionnelle et l'utilisation de la norme L2 pour la définition de la fonction coût. La résolution du système inverse s'appuie sur la méthode des gradients conjugués préconditionnés (PCG, *Preconditioned Conjugate Gradient method* ; Zhang *et al.,* 1995 ; Spitzer, 1995 ; Ellis et Oldenburg, 1994), associée à un outil SSOR, (*Symmetric Successive Over-Relaxation method*) permettant d'améliorer la convergence du solveur.

Le bruit dans les données a été traité à l'aide d'un algorithme robuste de pondération (Morelli et Labrecque, 1996), afin de réduire l'influence des données aberrantes sur la solution du problème inverse.

La discrétisation spatiale repose sur un maillage hexaédrique adapté à la complexité topographique du site d'étude (Fischanger *et al.,* 2019), ce qui permet une représentation précise du relief.

La modélisation directe est quant à elle formulée avec des conditions aux limites mixtes, combinant des conditions de Dirichlet et de Neumann, afin de simuler correctement le comportement du champ électrique en présence de frontières ouvertes dans un domaine semi-infini.

La géométrie du maillage est détaillée dans le tableau 2.3 et son étendue est visualisée dans la figure 2.18. La zone d'intérêt principale, appelée zone locale ou foreground, a été discrétisée en cellule de taille 30 m x 30 m x 30 m, soit un peu plus de la moitié de l'espacement des électrodes (50 m), afin de garantir une bonne précision du modèle. Au-delà du foreground, une zone régionale ou background est ajoutée pour atténuer les effets de bords aux frontières du modèle. Elle comporte des cellules de taille croissante (de 60 à 240 m), s'étendant sur environ 2 km vers l'est, le nord et le sud et de 4 km vers l'ouest afin d'inclure l'électrode à l'infini, localisée dans la Plaine des Sables, dans la phase de traitement de l'inversion (Robain *et al.,* 1999 ; Razafindratsima et Lataste, 2014).

	Model geometry				
	Foreground		Background		
Coordinates	MIN (m)	MAX (m)	MIN (m)	MAX (m)	Remote electrode
X	364500	368800	360300	370800	360656.5
Y	7648500	7652500	7646500	7654500	7653160.3
Z	1200	2650	0	1200	2252.9
Dimension	4300 x 4000 x 1450 m		Additional meshing over 2km (4 km to the West to include remote electrode)		
Mesh size	30 x 30 x 30 m		increasing from 60 to 240 m		
Nb nodes	1 407 672				
Nb blocs	1 365 392				
Nb elements in X:	22 + 134 + 11				
Nb elements in Y :	11 + 124 + 11				
Nb elements in Z :	48 + 8				

Tableau 2.3 : *Caractéristique de la géométrie de la maille du modèle pour l'inversion des données électriques.*

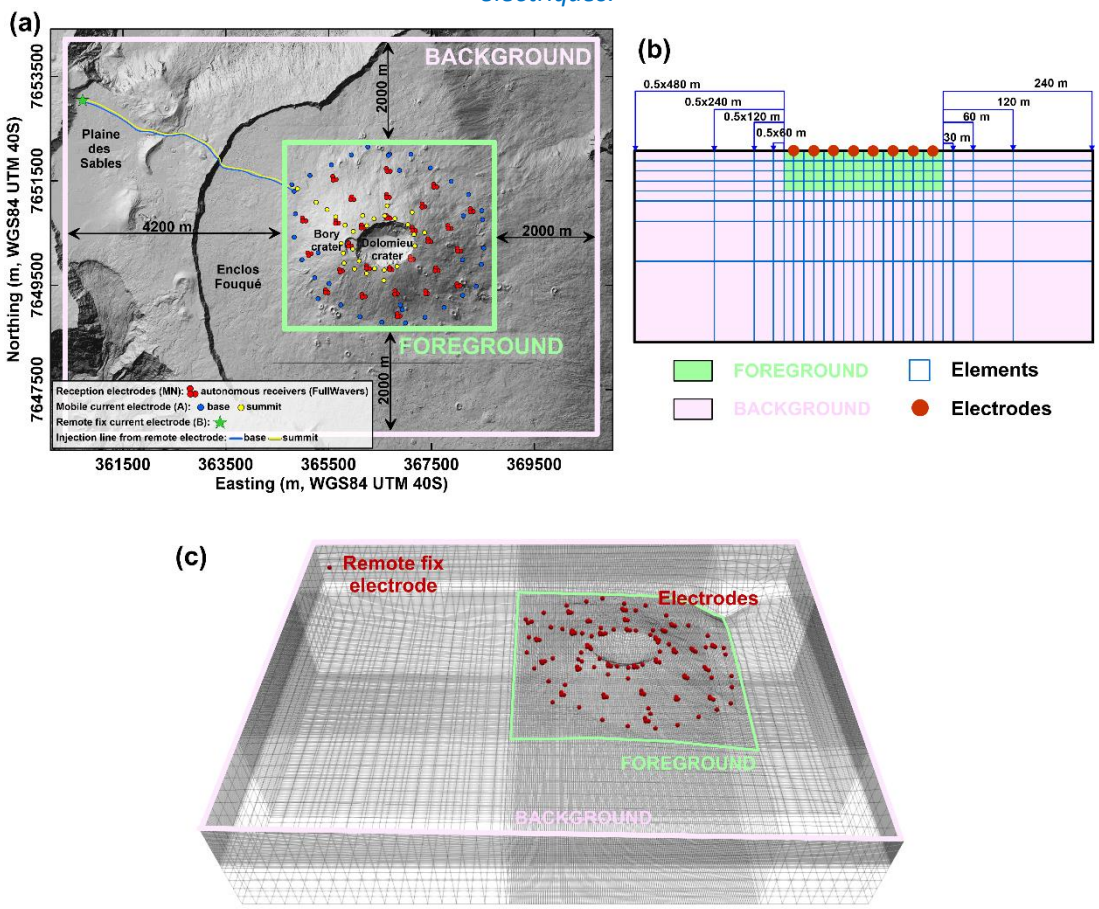


Figure 2.18 : a) *Carte montrant les dimensions du modèle pour l'inversion numérique.* ***b)*** *Maillage des foreground et background.* ***c)*** *Représentation 3D du maillage hexaédrique du modèle de résistivité incorporant la topographie.*

Le modèle de départ a été défini avec une résistivité apparente homogène de 1120 $\Omega.m$ (i.e. valeur médiane des résistivités apparentes issue de l'analyse statistique) et un taux de bruit de 10 %. La convergence du processus d'inversion à partir du modèle de départ a été obtenue après 10 itérations avec un ajustement correct du modèle où seulement 4,3 % des données présentent des résidus supérieurs à 2 sigma.

L'analyse qualitative du modèle de résistivité électrique 3D du Cône Terminal du Piton de la Fournaise, les interprétations géologiques et les conclusions qui en découlent sont présentées ci-après sous la forme d'un article scientifique.

Chapitre 3

Chapitre 3

Imagerie de résistivité électrique 3D innovante :

une fenêtre sur la structure interne du Piton de la Fournaise



Objectifs :

- Produire une image de résistivité électrique 3D haute résolution du Cône Terminal du Piton de la Fournaise.

- Identifier et caractériser les réservoirs magmatiques, les systèmes hydrothermaux, ainsi que leurs voies préférentielles de circulation et les hétérogénéités mécaniques.

- Établir des relations entre les structures internes et les manifestations de surfaces.

- Fournir un modèle de référence pour le suivi spatio-temporel (4D) de l'édifice volcanique.

I – Introduction

La publication "*A unique electrical resistivity experiment reveals the 3D interior of Piton de la Fournaise (*2025*)"* a été publiée dans la revue Scientific Reports.

Gailler, L., Guillard, R., Buvat, S. *et al.* A unique electrical resistivity experiment reveals the 3D interior of Piton de la Fournaise. *Sci Rep* **15**, 35794 (2025). https://doi.org/10.1038/s41598-025-17161-4

Cette étude se concentre sur le Piton de la Fournaise, et plus particulièrement sur son Cône Terminal, centre de l'activité volcanique de l'édifice et zone complexe fortement fracturée, abritant les systèmes magmatiques et hydrothermaux superficiels. Les objectifs de cette étude sont multiples :

- Produire une imagerie 3D haute résolution de la distribution de la résistivité électrique au sein du Cône Terminal.
- Identifier les structures internes, les systèmes actifs et leurs voies préférentielles de circulation, ainsi que les hétérogénéités mécaniques de l'édifice.
- Établir des liens entres structures internes et manifestations de surface.
- Proposer un modèle de résistivité électrique de référence pour un suivi spatio-temporel (4D) du volcan.

Pour ce faire, nous avons déployé un dispositif de grande ampleur d'injection et de réception du signal électrique sur le Cône Terminal. Le dispositif mis en œuvre s'appuie sur la technologie FullWaver d'IRIS Instruments et une géométrie pôle-dipôle, permettant une couverture importante et efficace de la zone malgré les contraintes topographiques, ainsi qu'une profondeur d'investigation importante jusqu'à 1 km. Les données ont ensuite été traitées par inversion numérique afin de restituer un modèle 3D de résistivité.

Les résultats majeurs mettent en évidence :

- Une couche superficielle très résistante, d'environ 200 à 500 m d'épaisseur, correspondant aux produits de la construction de l'édifice les plus récent (coulées de lave massive et leur brèche de progression, cônes de scories, hornitos, …).

- Une vaste zone conductrice (< 500 Ω.m) sous la couche résistante. Elle est associée au système hydrothermal principal de l'édifice. Ce corps conducteur est traversé par des remontées de fluides principales sous les cratères Dolomieu et Bory.
- Des structures conductrices secondaires suivant les zones de faille et les rifts zones.
- Une corrélation entre la localisation des séismes volcaniques et l'extension latérale du corps conducteur, confirmant son rôle central dans la dynamique interne.
- Une instabilité marquée dans le flanc est de l'édifice.

Cette étude fournit pour la première fois une image 3D détaillée de l'intérieur du Piton de la Fournaise, surpassant ainsi les sondages 1D, modèle 2D et pseudo-3D antérieurs. Le modèle de résistivité électrique obtenu constitue une référence pour le suivi spatio-temporel (4D) du volcan et ouvre la voie à de nouvelles approches de surveillance intégrée des volcans actifs.

II – A unique electrical resistivity experiment reveals the 3D interior of Piton de la Fournaise

Lydie Gailler[1*], Romain Guillard[1], Solène Buvat[1], Philippe Labazuy[1], Anthony Finizola[2,3], Emilie Roulleau[4,2], Jean-François Lénat[1]

And the ERT3D Scan4Volc team

Cyril Aumar[1], Guillaume Boudoire[1], Baptiste Camus[5], Nicolas Cluzel[1], Éric Delcher[2,3], Quentin Dumont[8], Rachel Gusset[2], Laurent Métral[5], Aline Peltier[3,6], Laurent Perrier[4], Léopold Poussin[4], Edouard Régis[7], Thierry Souriot[1], Erwan Thébault[1], Diego Tobías López[9], Nicolas Villeneuve[2,3]

[1]: *Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand, France,*

[2]: *Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France.*

[3]: *Université Paris Cité, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France.*

[4]: *Stratagem974, 97490 Sainte Clotilde, France. Now at: BRGM La Réunion, 5 rue Ste Anne, 97490 St Denis*

[5]: *Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France.*

[6]: *Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, 97418 La Plaine des Cafres, France.*

[7]: *Université Clermont Auvergne, CNRS, Observatoire de Physique du Globe de Clermont, Clermont-Ferrand, France*

[8]: *Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University North 10 West 8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaidō 060-0810, Japan*

[9]: *Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad de El Salvador (UES), San Salvador, El Salvador.*

*Corresponding author. lydie.gailler@uca.fr

Keywords: Piton de la Fournaise, 3D electrical resistivity experiment, high resolution modeling, hydrothermal system, preferential fluid path

Abstract

Understanding the internal structure of volcanoes is essential for improving predictions of eruptions and for assessing hazards. However, creating high-resolution models of their interiors remains a significant challenge. At Piton de la Fournaise, we conducted an innovative 3D electrical resistivity tomography to produce a new high-resolution and deeper image of the subsurface beneath the Terminal Cone, extending down to 1 km below the summit. Our model not only images a large hydrothermal zone beneath the layered lava flows, but also reveals conductive offshoots extending toward the surface beneath the Bory crater and along faults linked to the Dolomieu crater. These findings suggest that hydrothermal activity is strongly influenced by volcano-tectonic features at the summit. This study provides valuable insights into fluid circulation, magma transfer, and instability, offering a new framework for understanding the present structure of Piton de la Fournaise and proposes a novel approach for studying the spatio-temporal evolution of volcanoes worldwide.

II.1 – Introduction

Our understanding of volcano dynamics relies directly on the quality of our knowledge of the location, nature and geometry of the magmatic and hydrothermal systems, and of mechanical heterogeneities. Imaging this internal structure at a sufficiently high resolution is a great challenge, but is essential for identifying the internal dynamic processes that govern the overall volcanic phenomena. In this context, two fundamental questions condition our future ability to quantify the spatio-temporal evolution of volcanoes:

i) How to spatially image volcanic reservoirs, preferential magmatic and hydrothermal paths, as well as mechanical heterogeneities in 3D?

ii) What are the causal relations between such a complex internal structure inferred from geophysical signals and the surface manifestations directly observed in the field?

This study aims to answer these questions using innovative tools applied to volcano imaging.

Imaging the internal structure of a volcanic edifice presents specific issues due to the complexity of its evolution, where numerous phenomena are interconnected in space and time. These include the recharge and emptying of magma reservoirs, the development of hydrothermal activity, eruptive and intrusive processes, and volcano-tectonic events (such as fracturing, caldera formation, flank collapse, and sliding). As a result, volcanic structures are among the most complex geological structures, and it is not always easy to establish the relationships between active structures at depth and the eruptive manifestations at the surface. In addition, it may be impossible to collect scientific data from key areas due to inaccessibility (e.g. rugged topography, fault zones) or the hazards that they pose (e.g. eruptive activity, dangerous gas emanations, unstable zones). The field conditions may require careful adaptation of the experimental protocol. This involves conducting preliminary surveys to test the instruments, to plan their optimal theoretical deployment according to field accessibility, and performing first order synthetic numerical simulations to assess the resolution expected for different configurations of the sensors.

Our study focuses on Piton de la Fournaise volcano, located on La Réunion Island (Fig. 3.1a), one of the most famous volcano laboratories in the world. Highly active and closely monitored by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise of Institut de Physique du Globe de Paris (OVPF-IPGP), this edifice is an ideal place to experiment with new methodologies aimed at integrating spatio-temporal modeling of volcanic dynamics. This '4D' approach requires the construction of a detailed initial state model (carried out in this work) whose dynamics can then be monitored by means of additional but less frequent and widely dispersed iterative measurements.

Within the Enclos Fouqué caldera (Fig. 3.1b), the Piton de la Fournaise Terminal Cone is a highly complex and heterogeneous structure. Its summit comprises craters and pit-craters (Bory, Pre-Bory, Dolomieu, Soufrière, Petit Plateau), and is intensely fractured due to successive inflation/deflation periods, collapse events, and intrusions. At depth, there are highly active hydrothermal and magmatic reservoirs (Derrien et al., 2017; Lénat and Bachèlery, 1988; Peltier et al., 2010), where the shallow depth (i.e. > 1 km AMSL) volcano-tectonic seismicity is mainly concentrated, associated with magma transport and shallow reservoir

pressurization (e.g. Duputel et al., 2021). Three main preferential zones for the opening of eruptive fissures originate from the Terminal Cone: the southeast rift zone (SERZ), the northeast rift zone (NERZ), and the 120 N rift zone (N120 or NW-RZ). Photos are presented in Supplementary Material A to illustrate these specific areas and the associated results described below (Fig. 3.3a).

The knowledge to date of its internal structure was summarized by (J.F.Lénat et al., 2012) who compiled all available geological and geophysical information along an E-W profile crossing the main active part of the edifice (Fig. 3.1c). This latter has been built and evolves in

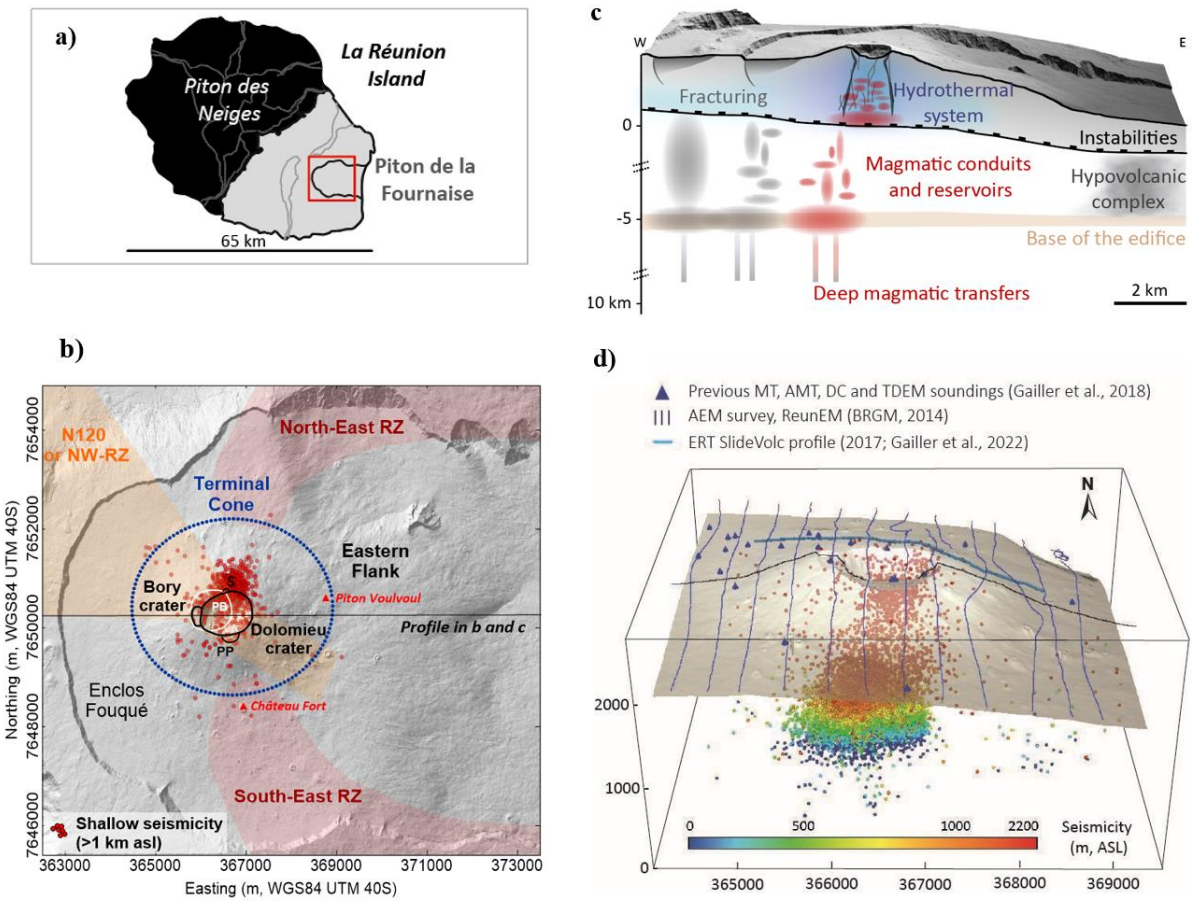


Figure 3.1: *The overall context of Piton de la Fournaise and state of the art of its inner structure.* ***a)*** *Location of Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean).* ***b)*** *Focus on the main area discussed in text and shallow depth seismicity (2016-2021, OVPF-IPGP, doi:10.18715/REUNION.OVPF).* ***c)*** *Detailed inner structure along the EW profile crossing the central part of Dolomieu Crater inferred from geophysical studies (located in b; see (J.F.Lénat et al., 2012 for details).* ***d)*** *Distribution of all available previous electrical and electromagnetic surveys at the scale of the study area (i.e. the Terminal Cone), superimposed onto the seismicity shown in b).*

response to various types of volcanic and volcano-tectonic activities. The main ones include: 1) frequent eruptive activity associated with dikes and sills of different geometries depending on the path taken in the shallow feeder system (e.g. Dumont et al., 2022; Peltier et al., 2010), 2) a hydrothermal system below the Terminal Cone which has caused 17 phreatomagmatic eruptions within the Dolomieu crater since the 18th century (Villeneuve and Bachèlery, 2006), and 3) an active sliding plane beneath the eastern flank(e.g. Dumont et al., 2022; Poland et al., 2017), where large displacements have been observed (several meters over the last few decades). In the past, large eastward flank landslides occurred (Labazuy, 1996, 1991), generating tsunamis (Kelfoun et al., 2010; Paris et al., 2017, 2013).

The edifice has been the subject of numerous geophysical investigations over the past years (see Gailler and Lénat, 2012 and references therein). Our work focuses on the electrical resistivity structure of the Terminal Cone. This parameter, very sensitive to fluid content, is well suited to imaging the structure of a volcanic edifice as it detects conductive regions such as magmatic or hydrothermal systems, the water table and fractured or altered zones. Several methods exist to probe the distribution of electrical resistivity at various depths and scales depending on the equipment, its geometry in the field, and the resistivity values of the subsurface (Fig. 3.1d):

- 1D vertical approaches, such as electrical soundings, Time Domain ElectroMagnetism (TDEM) and AudioMagnetoTelluric (AMT) soundings for fairly shallow investigations, and Magnetotelluric (MT) soundings for deeper investigations of more than 10 km (blue triangles in Fig. 3.1d)

- 2D Electrical Resistivity Tomography (ERT) which reaches down to about 600 m in depth along a specific profile (Gailler et al., 2023), as has been shown for various volcanic contexts.

In addition, a large-scale helicopter-borne electromagnetic campaign (ReunEM, BRGM, Dumont et al., 2019; dark blue lines in Fig. 3.1d) was conducted in 2014, collecting high density 1D measurements along parallel lines spaced 500 m apart, which were used to create a pseudo-3D global resistivity model of Piton de la Fournaise down to depths of 400 to 600

meters below the surface. However, the resolution of measurements obtained by these methods is still insufficient for a detailed investigation of the volcano's interior in both space and time. The pathways of fluid transfer from magmatic and hydrothermal reservoirs to the surface are strongly influenced by the inherited structure of the edifice, which requires more precise imaging. Consequently, enhancing the resolution of these structures is essential for a

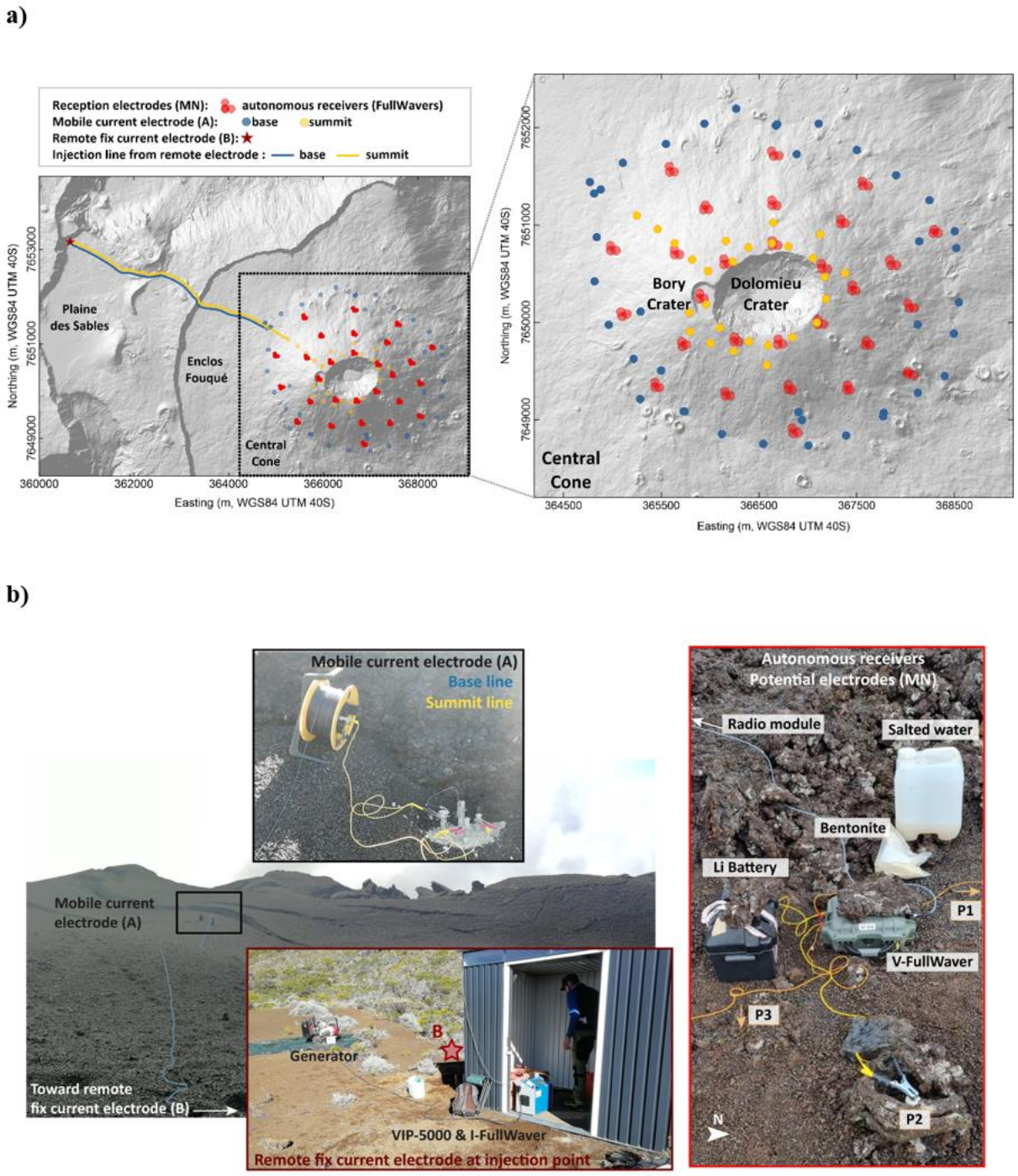


Figure 3.2: *The 3D experiment at Piton de la Fournaise using FullWaver design (© Iris Instruments).* ***a)*** *Distribution of the investigation multi-electrode array (DEM resolution 5 m, IGN2010 updated OVPF).* ***b)*** *Photos of the equipment used in the field (© the Scan4Volc team).*

better understanding of the edifice's evolution and its potential impact on future activity. The aim of this study was to generate a deeper, high-resolution 3D resistivity model of the edifice using an innovative strategy that provides more detailed information than previous geophysical surveys, particularly the work of Dumont et al. (2019) using the same parameter (resistivity).

We present here the results of a unique 3D ERT of the Terminal Cone of Piton de la Fournaise using an innovative approach carried out for the first time in such a large and complex environment (i.e. large surface area: covering more than 13 km²; with significant topographical difficulties: steep slopes and complicated flow morphologies). We used the recently developed © IRIS Fullwaver system technology (Gance et al., 2018) that was adapted to overcome the considerable field limitations while ensuring full 3D acquisition with an excellent investigation resolution laterally and at depth. For comparison in terms of resolution, our final dataset includes 885-3D signals, compared to 240-1D soundings in Dumont et al. (2019) for an area of 10 km². Details of the experimental device are presented in the Material and Methods sections and Supplementary Material B, which goes into greater depth about the scientific challenges inherent in such an experiment (Fig. 3.2a).

II.2 – Results

II.2.1 – Qualitative overview of the 3D resistivity model

A 3D animation of the overall model presented in Fig. 3.3a is provided in Supplementary Material C. Qualitatively, the main limitations of this model in terms of spatial resolution arise from the spacing between the reception electrodes and the distribution of the mobile current electrodes, which were evenly distributed across the field. We also encountered some difficulties in injecting a current in such a highly resistive environment, but intensity was fairly uniform, ensuring consistent measurements over the whole study area. The depth of investigation is especially influenced by the distance of the remote fixed current electrode in this pole-dipole configuration, with a decrease in resolution at depth commonly observed with this ERT approach. In terms of the data distribution at depth (Fig. 3.3a), the

current experimental design provides reliable homogeneous 3D coverage of the Terminal Cone, as further detailed in the Methods-Experimental Design section.

It shows, to the first order, the classical, very long wavelength resistivity distribution commonly found at Piton de la Fournaise (Dumont et al., 2019; Gailler et al., 2018; Lénat et al., 2000), as well as in similar volcanic contexts, such as Kilauea volcano (Gailler et al., 2019). A shallow, high resistivity layer (from 1000 to more than 10,000 Ω.m) of varying thickness (between 200 m and 500 m on average) is associated with the massive lava flows observed at the surface. It overlies a large, lower resistivity body (<500 Ω.m) imaged here with an unprecedented resolution, revealing fine, previously unknown details of its uppermost layers. In this context, a conductive body of this type is unequivocally identified as the hydrothermal system surrounded by alteration, and with fluid injections toward the surface, with a complex interplay between fluid saturation, alteration processes and mineralization (see Pereira et al. 2024 and references therein).

Although this value is higher than resistivity values commonly observed for hydrothermal systems on other volcanoes, comparison between our Fig. 3.3b with the highest self-potential (SP) values (i.e. maxima produced by electrokinetic phenomena on active volcanoes) shown on the map of the Piton de la Fournaise Terminal Cone (Fig. 4 in Barde-Cabusson et al., 2012) strongly suggest that our lower resistivity values are associated with rising hydrothermal fluids. Similar hydrothermal system signatures, comparing SP and ERT, have already been found in other active volcanic contexts (for example at Stromboli, Revil et al., 2011). Therefore, it seems acceptable to consider these lower resistivity values (<500 Ω.m) at Piton de la Fournaise volcano as corresponding to the hydrothermal system, fluids circulation and associated alteration at various depths. This could be explained by the nature of the volcanic products emitted over the last few centuries, which have all been characterized by a large number of lava tubes, which could easily account for the significant observed increase in resistivity values due to enhanced hydrothermal circulation.

Other local resistivity contrasts (500 to 1000 Ω.m) are observed in certain places, which are associated with known and/or suspected geological and volcano-tectonic features at various scales, as detailed in the following analysis along the main slices.

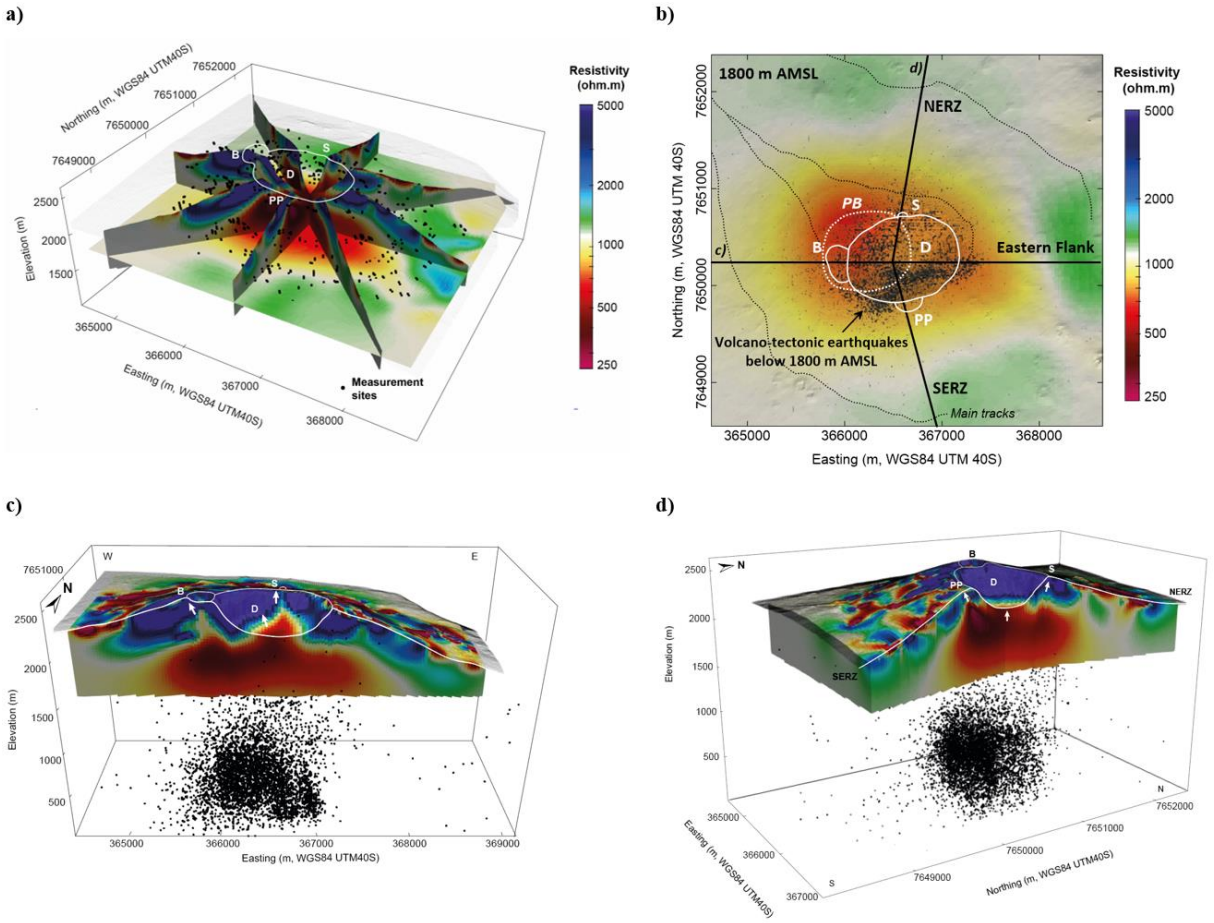


Figure 3.3: *The new 3D resistivity model of Piton de la Fournaise Terminal Cone.* ***a)*** *Visualization of the overall 3D model through selected slices, location of measurement sites (black dots) and main summit areas of interest (they are located by their initials in b and c - B; Bory crater; D: Dolomieu crater; S: Soufrière; PP: Petit Plateau; SERZ: South-East rift zone; NERZ: North-East rift zone).* ***b)*** *Location of the two main slices presented in c) on a horizontal slice within the 3D resistivity model at 1800 m AMSL.* ***c)*** *and* ***d)*** *E-W and N-S slices, respectively, within the 3D resistivity model crossing the main area of interest, as described in the text (see Supplementary Material A for field evidences). White arrows locate the main hydrothermal ascents to the surface. In b), c) and d), the distribution of volcano-tectonic earthquakes (OVPF-IPGP, doi:10.18715/REUNION.OVPF) is represented by black dots.*

II.2.2 – Detailed analysis along main slices

The horizontal slice at 1800 m AMSL (about 400 m below the base of the cone; Fig. 3.3b) illustrates the geometry of the main low resistivity body. It extends laterally over more than 2 km with a NW-SE elongation following the orientation of the N120 RZ. Also at this depth, a curvilinear resistive structure oriented toward the sea appears below the eastern

flank. Similar but slightly less resistive structures can also be seen in the axes of the NE and SE rift zones.

Along the W-E slice crossing the summit craters and the eastern flank (Fig. 3.3c), several sub-vertical discontinuities dissect the shallow, massive, resistive flows. Locally, the model highlights elongated low resistivity lenses at the surface, especially to the west of Bory crater and at the easternmost part of the slice. Although we cannot rule out that these surface variations are due to measurement artifacts (due to electrode coupling), they could also be related to fracturing since the model statistics demonstrate a high level of confidence in these measurements. On the eastern flank, which is known to be less stable (Dumont et al., 2022), the model reveals block discontinuities as discussed hereafter. Below the resistive layers, the conspicuous large, low-resistivity body, identified as the main zone occupied by the hydrothermal system, is marked by two protuberances rising towards the surface below Dolomieu and Bory craters. At depth, the lowest values of resistivity are located around an elevation of 2000 m AMSL (that is 100-200 m below the floor of the Enclos Fouqué caldera), and the resistivity tends to increase regularly with depth.

We evidence additional features along the N-S slice crossing the outer NE and SE rift zones along which most of the magmatic injections are concentrated (Fig. 3.3d). An offshoot of the low resistivity body coincides with the highly altered area of the Soufriere pit-crater. We also note a low resistivity channel rising towards the surface in the area of the so-called Petit Plateau, a pit-crater that formed and was active in 1791 before being filled by lava flows. Further away from the summit, the NE rift zone appears to be more conductive than the SE one at shallow depth.

Finally, we note that most of the shallow volcano-tectonic seismicity (e.g. Duputel et al., 2021) is concentrated beneath the inferred hydrothermal system, except for the shallowest hypocenters associated with magma injections (in particular to the north for the period considered here). The lateral extension of this main seismic zone at depth coincides fairly well with that of the low resistivity body.

II.3 – Discussion

This new geophysical model highlights the complexity and heterogeneity of Piton de la Fournaise's Terminal Cone at an unprecedented horizontal and vertical resolution (Fig. 3.4). It allows the distribution of resistivity to be resolved, and hence the different lithologies interpreted in detail and in an overall consistent way (Fig. 3.3c and d). It provides new information regarding the structure and evolution of the edifice, and supersedes the pseudo 3D resistivity model obtained from helicopter-borne measurements interpreted by (Dumont et al., 2019) and the 2D model of (Lénat et al., 2012).

We provide a detailed image of the high resistivity lava flows that composed the Terminal Cone, which are clearly visible in the walls of the Dolomieu crater following its collapse of about 350 m in 2007 (Staudacher, 2010; Urai et al., 2007). According to our model, the shell of water-unsaturated lava flows, characterized by their very high resistivity, reaches 500 m in thickness (Fig. 3.3c and d). This is consistent with the hydrogeological model of (Join et al., 1997) which postulated that the top of the water table was at a similar depth. However, as described above, the model shows that this highly resistive pile of lava flows is dissected by low resistivity axes and zones rising toward the surface. In such a highly active eruptive context, this could also be explained by the presence of numerous eruptive fissures on the flanks of the cone, which have generated fractures in the lava pile and may have induced alteration of the medium through the channeling of hot fluids.

At depth, the 3D geometry of the low resistivity body interpreted as a zone deeply altered by hydrothermal activity has now been clearly imaged, with a considerably improved resistivity distribution compared to previous models. The successive collapses in the summit zone from the historical period onward, such as that in 2007 (Gailler et al., 2009; Peltier et al., 2012), and probably well before, imply the existence of a composite column of brecciated and fractured rocks at depth beneath the summit area, extending down to the magma reservoir zone. We show here that the main part of the hydrothermally altered zone lies within this column. The low resistivity body below Dolomieu crater almost outcrops at the bottom of the new 350 m-deep crater, with ascents identified near the center of the crater and along its peripheral faults (Fig. 3.4). Those along the crater walls coincide with the large thermal and degassing anomalies observed after the 2007 collapse (Peltier et al., 2012; Staudacher, 2010).

The protrusion in the center of the crater may be an inherited structural feature since it coincides with the Pre-Bory crater boundary. Moreover, the Pre-Bory crater, a circa 700 m-diameter filled pit crater, is easy to observe in the western wall of the Dolomieu crater (Supplementary Material A) at about 150 m below the present surface. The presence of such a large collapse in this area suggests the emptying of an underlying magma reservoir (Michon et al., 2016).

A feature that had also not been resolved by previous models is that of a large and well-defined rise of the low resistivity body beneath Bory crater, which would not be anticipated since the latter crater is far less active than the Dolomieu one. However, Bory crater is known to have been a major center of activity in the 18th century, with lava lake activity (Michon et al., 2013). Another phenomenon that might also be involved in the development of hydrothermal activity below the Bory crater is the large number of magmatic injections that propagated in this area (Dumont et al., 2022). This is also in good agreement with the upward flow of hydrothermal fluids inferred in the same area by a positive SP anomaly (Barde-Cabusson et al., 2012). This preferential upward path of hydrothermal fluids under the Bory crater (as well as under the Dolomieu crater) has also been highlighted by analysis of SP temporal surveys from 1993 to 2008, and by multi-scale wavelet tomography (MWT; Mauri et al., 2018; Saracco et al., 2004). Smaller areas that collapsed in the past (Petit Plateau, La Soufrière; Fig. 3.3c) also appear as zones with higher hydrothermal activity within the Terminal Cone.

Below 2000 m AMSL, the observed trend of increasing resistivity with depth could be linked to a decrease in model resolution due to lower data constraints at depth, reducing sensitivity to deeper, fine-scale conductive structures, and higher inversion smoothing with a possible overestimation of resistivity values.

However, it might also be a real factor, since this type of distribution is commonly observed in high temperature geothermal systems as evidenced by (Árnason et al., 2000; Nono et al., 2020) where the resistivity structure is characterized by a low resistivity cap overlying a more resistive core. As temperature increases with depth, a succession of different mineralogical assemblages are observed, explaining the increase in resistivity (from the

zeolite-smectite zone toward the chlorite-epidote one, as also proposed by Darnet et al., 2019).Therefore, the resistivity structure could be interpreted in terms of a geothermal gradient, and one of the most striking features is the shape of the iso-resistivity contours that provide important new structural information (i.e. defining the main structural boundaries) in terms of mechanical weaknesses at depth.

The consistency between the extent of the low resistivity body and the main seismic zone suggests that the hydrothermal system was created and is fed by heat and fluids rising from the magma reservoir, which is inferred to be situated at about sea level (Lénat et al., 1990; Peltier et al., 2009) in a zone that is highly fractured by magma injections (Dumont et al., 2022; Michon et al., 2016). We also note that the virtual lack of seismicity within the low resistivity body may suggest a medium that is not prone to fracturing.

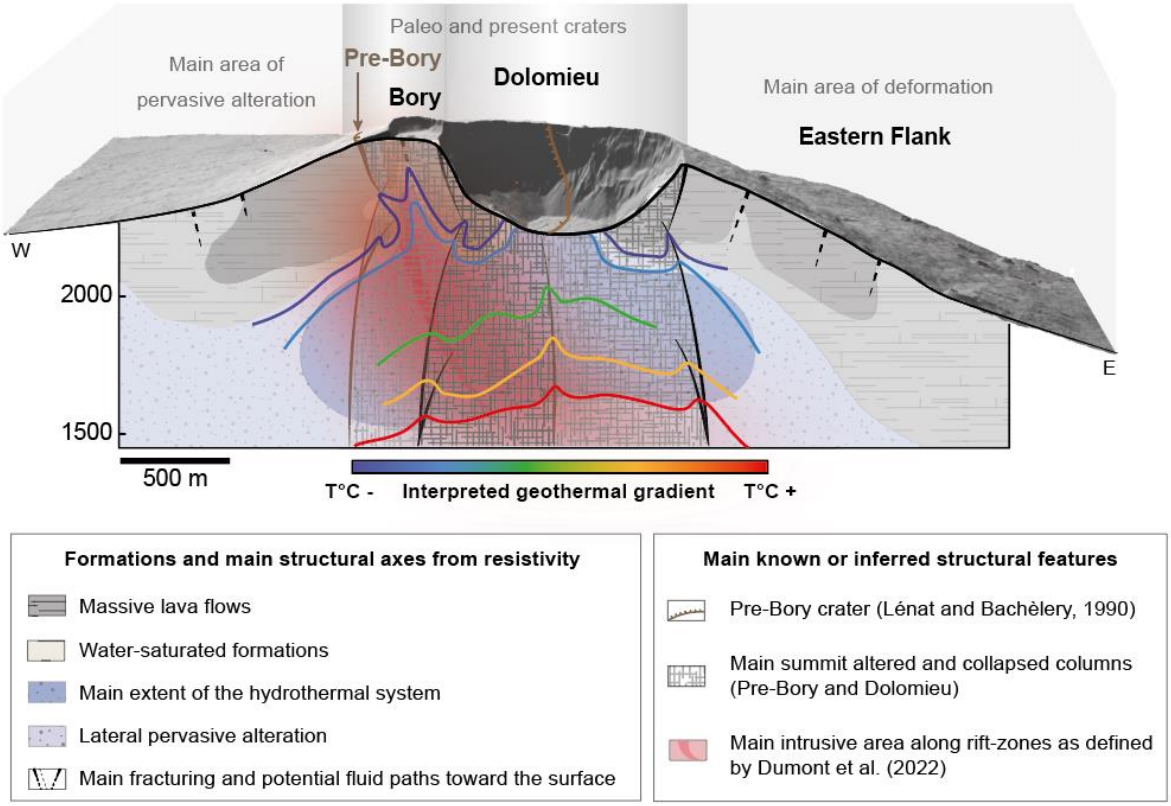


Figure 3.4: *Detailed reference model of Piton de la Fournaise inner structures. Interpretation in terms of future dynamics, from direct 3D electrical resistivity investigation.*

Although the low resistivity zone is mainly located beneath the summit craters, it clearly extends over a larger area, as also proposed by (J. F. Lénat et al., 2012). Beyond the

summit area, the lower resistivity of the eastern flank compared to the western one is attributed to a larger concentration of volcanic cones and eruptive fissures on the eastern flank and at the base of the cone, along the N120/NW-SE direction (Michon et al., 2015), which could be related to a main axis of thermal activity. This higher magmatic activity implies greater deformation of the eastern flank, with a dominant eastward component of horizontal deformation (Dumont et al., 2022), tending to increase conductivity through fracturing that favors fluid circulation toward the surface. A higher concentration of intrusions is also proposed along the less resistive narrow path of the NERZ compared to the SERZ (Fig. 3.3d).

Therefore, this study confirms that the detection of resistivity anomalies is a powerful tool for imaging volcanic systems at various scales. The complex inner structure imaged here confirms the general asymmetric magma-induced pattern of deformation proposed by (Letourneur et al., 2008), with a strong effect of rock heterogeneity on magmatic injection paths and hydrothermal alteration axes.

The presence of low-resistivity structures suggests hydrothermal alteration and fluid circulation, influencing various phenomena and hazards. These include phreatic explosions, large-scale ductile deformation, porosity contrasts, gas emissions, seismicity distribution, magmatic intrusion pathways, vertical collapses, and horizontal displacements.

Since the dynamics of active volcanoes involve continuous changes in their internal structure at various depths, our results are highly promising for tracking these internal variations over time. This new high-resolution model can provide an initial step toward spatio-temporal (i.e. 4D) monitoring.

Although ERT cannot be easily repeated on such a large 3D scale, the model effectively captures the current internal state of Piton de la Fournaise and provides its first-order structure over a lateral extent of 4 km and down to a depth of 1 km. In addition to fundamental parameters collected in real-time by the volcano observatory (primarily seismicity and deformation), rapid and complementary approaches can be deployed to offer valuable and timely insights into the volcano's evolution. These approaches include 1D magnetotelluric monitoring (e.g. Wawrzyniak et al., 2017), high-resolution 3D magnetization models based on

repeated UAV magnetic field measurements (Gailler et al., 2022), continuous time-series monitoring of the magnetic field (Zlotnicki et al., 1993), and self-potential measurements (Barde-Cabusson et al., 2012), all strategically located over potential preferential fluid circulation paths highlighted by the ERT model. It is important to note than such an approach coupling ERT with SP, or using SP alone, has already made it possible to locate important eruptive crises in advance (Piton de la Fournaise, 2007 and Stromboli 2002-2003), down to a meter-scale, to locate fracturing or volcano collapses (Chaput et al., 2019; Finizola et al., 2009, respectively). In this general scheme, the current ERT structural model provides a background context, enabling us to construct a model which can be added to over time by means of an integrated volcano monitoring approach, which we find highly promising.

Acknowledgements

The seismic and GNSS data presented in this paper were collected by Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris (OVPF-IPGP, doi:10.18715/REUNION.OVPF). We thank the Service National d'Observation en Volcanologie (SNOV, CNRS-INSU) for the use of the database. We thank the OVPF-IPGP's staff, and the Parc National de La Réunion for their support all along this project. A special and warm acknowledgement is dedicated to all the co-workers, all the volunteers, Aurélie de Bernardy de Sigoyer, Alain Bertil, Oryaëlle Chevrel, Allan Derrien, Messie Dupont, Michel Frangieh, Juliette Jolivet, Cédric Laborde, François Lôtter, François Martel, Arthur Vaïtilingom, Nicolas and Rafael Vinet Roulleau, for their precious contribution to this survey. We also thank IRIS Instruments, Julien Gance, Orlando Leite, for their advice and support all along this experiment. Photos taken in the heart of the Parc National de La Réunion with the authorization of the establishment of the Park. 3D resistivity inversion was performed using ERTlab software and associated representations were generated thanks to Paraview software. Filtering was carried out using dedicated Matlab codes.

Funding

This work was financially supported:

- Agence National Research project Scan4Volc: https://anr.fr/Project-ANR-21-CE49-0015.
- CNES in the framework of the projects Volcadrone & RMagEDrone: “Imagerie géophysique multi-échelles des édifices volcaniques”.
- FEDER Auvergne and AELB for the purchase of the FullWaver equipment.
This is contribution no. (to edit) of the ClerVolc program of the International Research Center for Disaster Sciences and Sustainable Development of the University of Clermont Auvergne.
- CASUD project, Université de La Réunion.

Author contributions

Conceptualization: LG, PL, AF, JFL, ER
Methodology: LG, PL, AF, JFL
Investigation: the Scan4Volc team
Visualization: LG, SB, RG
Supervision: LG
Writing—original draft: LG, SB, RG, JFL
Writing—review & editing: AF, ER, GB, NC and all the Scan4Volc team

Data availability statement:

3D resistivity model is available at https://doi.org/10.25519/W9J6-TD91

Supplementary Materials A: Field photos illustrating the specific areas described in the main text.

Supplementary Materials B: Details on experimental design, data processing and inversion

Experimental Design

The 3D electrical resistivity FullWaver system at the Laboratoire Magmas et Volcans (© CAPRICE project, FEDER Auvergne) was developed and designed by IRIS Instruments for quadrupoles in a pole-dipole configuration (see Supplementary material A; Fig. S1). The combination of the receivers and the transmitter forms a Resistivity Distributed Automated System (R-DAS), with a measurement principle similar to that used for multi-electrode resistivity meters. It consists of measuring the current injected by the transmitter between two current electrodes and the resulting voltage between two receiver electrodes (more details are given in Carrier et al., 2019; Lajaunie et al., 2019).

We initially planned the theoretical positioning of the experimental design using Fullwave Designer (© Iris Instruments) in order to ensure the most homogeneous 3D cover of the Terminal Cone based on a detailed statistical analysis of the layout of the theoretical measurements (see Statistical analysis below). In the year before the survey we carefully assessed the rough topography and accessibility of the measurement sites, the logistics in terms of transport of material to the site, the schedule for installation, measurements, removal and return transportation of equipment. Then, once in the field, we slightly adjusted the overall measurement positions, in order to optimize our investigation of the edifice geometry.

Reducing ground contact resistance in such a lava-resistant environment was also a significant challenge, carefully controlled at each receiver and each injection point. This fundamental logistical step enabled the resistance to be reduced considerably from 900 to 20 ohm on average at the receiver dipoles, and in the range 10-20 kohm between the injection and remote electrodes, allowing a current of between 50 to 150 mA to be injected. In terms of acquisition parameters, the total injection time was set to 60 s, corresponding to 12-13 stacks for a 2 s injection duration. Also note that the whole full-waveform acquisition at 100 Hz favors the removal of noise during data processing.

Another major point was the accuracy of the electrode positioning, which is also a key factor in assessing the uncertainty of the dataset. Given the field conditions and the volume of equipment already involved, we chose to carry out the positioning using the Differential GNSS mode on Garmin GPSMAP 67. Measurements were performed at each electrode site for

at least 2 minutes, and then post-treated using the software © Topcon Tools, using the 6 closest permanent GNSS stations belonging to the OVPF-IPGP as reference points. We estimate the accuracy on each position to be in the range 0.3 to 0.4 m and 0.3 to 0.5 m in the horizontal and vertical planes, respectively.

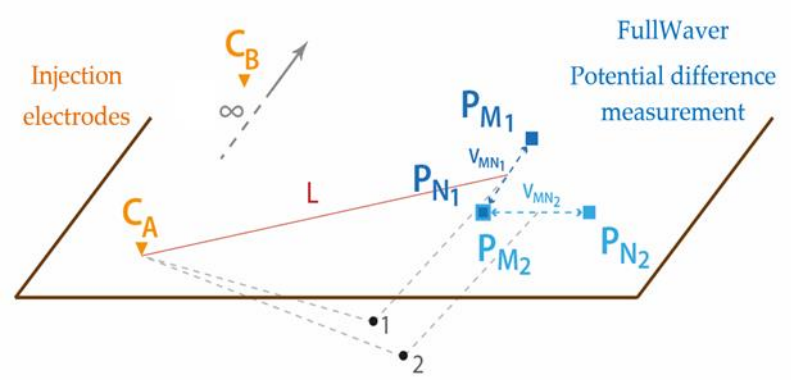


Figure S3: *Principle of the FullWaver Pole-Dipole configuration using a triplet of electrodes for potential difference measurements.*

Statistical and data analysis

In practice, 64 injections were recorded by 28 triplets of measurements spread out on a 4x4 km² surface area around the Dolomieu crater (about 500 m from each other; Fig. 3.2a), i.e. 84 electrodes distributed, as planned, all around the edifice despite the difficult field access. The electrode spacing for potential measurements was 50 m. The final 3730 signals recorded, of various quality, were analyzed in detail, and saturated and very small magnitude signals were removed (<0.04mV) for which the resistivity could not be calculated. For the low and noisy signals, we performed careful filtering using a Fourier series and cardinal sine processing specially developed in order to recover most of the signals while removing noise within the time series. In the end, 31% of signals recorded (a total of 1150) were usable. Conspicuous

# Raw acquired measurements	3730	100%
# Saturated signals	175	5%
# Usable measurements	3555	95%
# Exploitable signals after filtering	1150	31%
Optimal range of resistivity (containing 95% of data)	-4930 to 17730 Ωm	

Tableau S2: *Statistics on the measurement dataset.*

spikes observed in the injection signals were also removed to provide a fully filtered dataset. Additional details on data analysis and filtering are provided in Supplementary Material A (Tab. S1 and Fig. S2).

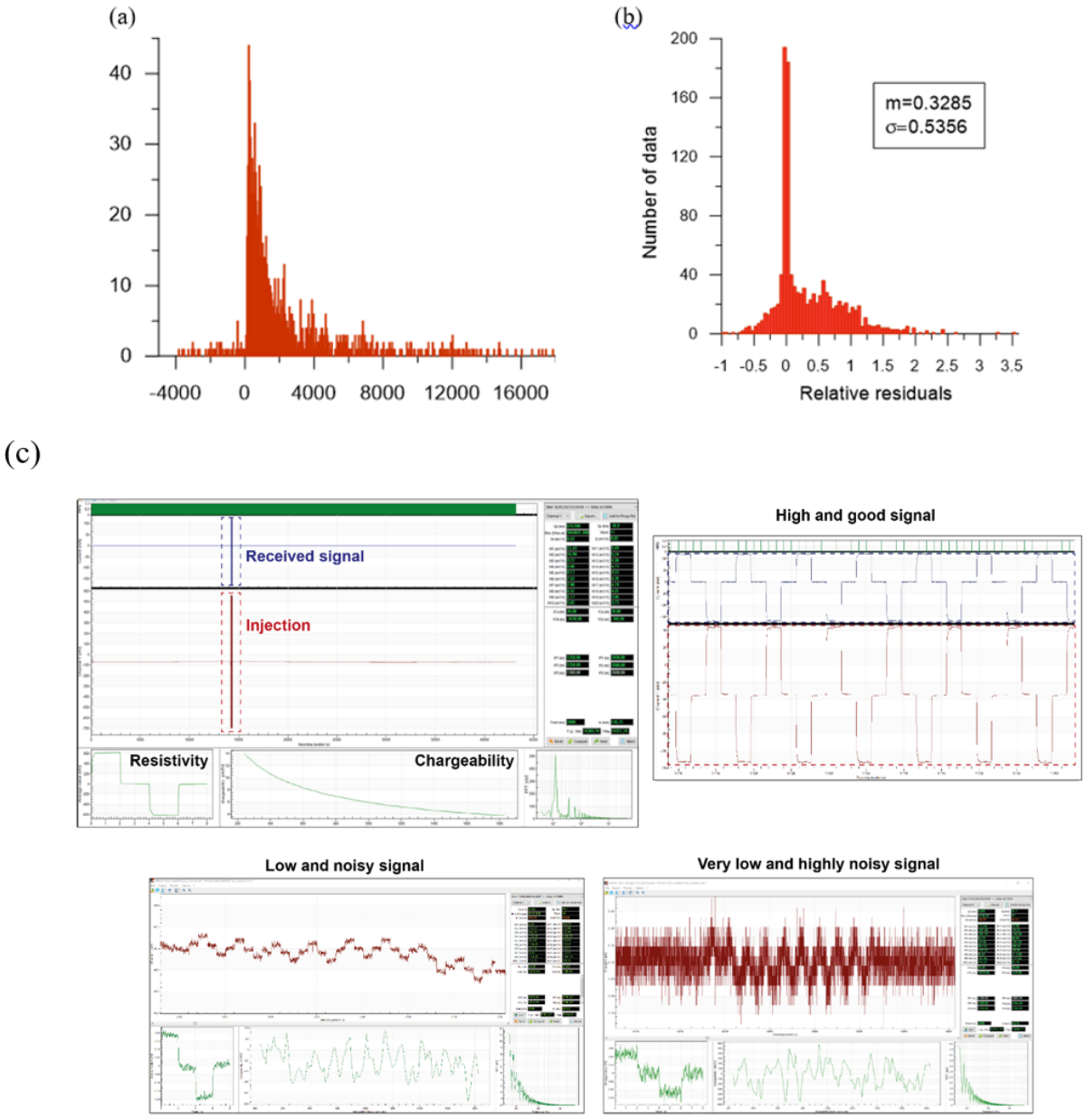


Figure S4 : a) *Apparent filtered resistivities show an asymmetric distribution (95% of data between -4930 and 17730Ω.m with a median value of 1120Ω.m) that could be likened to a log-normal law.* ***b)*** *Relative residuals calculated using the log of resistivities.* ***c)*** *Examples of the three different qualities of acquired signals: high and good, low and noisy, very low and highly noisy at the injection time.*

Data processing and inversion

We used ERTLab software, which is based on a three-dimensional finite element method and an L2-norm (smoothness constraint) for the misfit function. The software uses the preconditioned conjugate gradient method (Ellis et Oldenburg 1994; Spitzer 1995; Zhang et al. 1995) with a symmetric successive over-relaxation (SSOR) preconditioner. Noise was appropriately managed using a robust data weighting algorithm (LaBrecque et Ward 1990; Morelli et LaBrecque 1996).

Spatial discretization was used, with a mesh of hexahedrons which could successfully treat the complex topography of the terrain (Fischanger et al. 2019), and forward modeling was performed using mixed boundary conditions (Dirichlet and Neumann). The main area of interest, called the "foreground region" (Fig. S3), was discretized with 30mx30mx30m cell size, in other words a little over half the electrode spacing, to ensure good accuracy for the model. Beyond the foreground region, a large background region was designated to mitigate boundary effects. It had cells of increasing size (from 60 to 240 m in size), extending about 2 km to the S-E and included the remote electrode to the N-W. It enabled the exact location of the remote electrode to be included during the processing (Razafindratsima and Lataste, 2014; Robain et al., 1999).

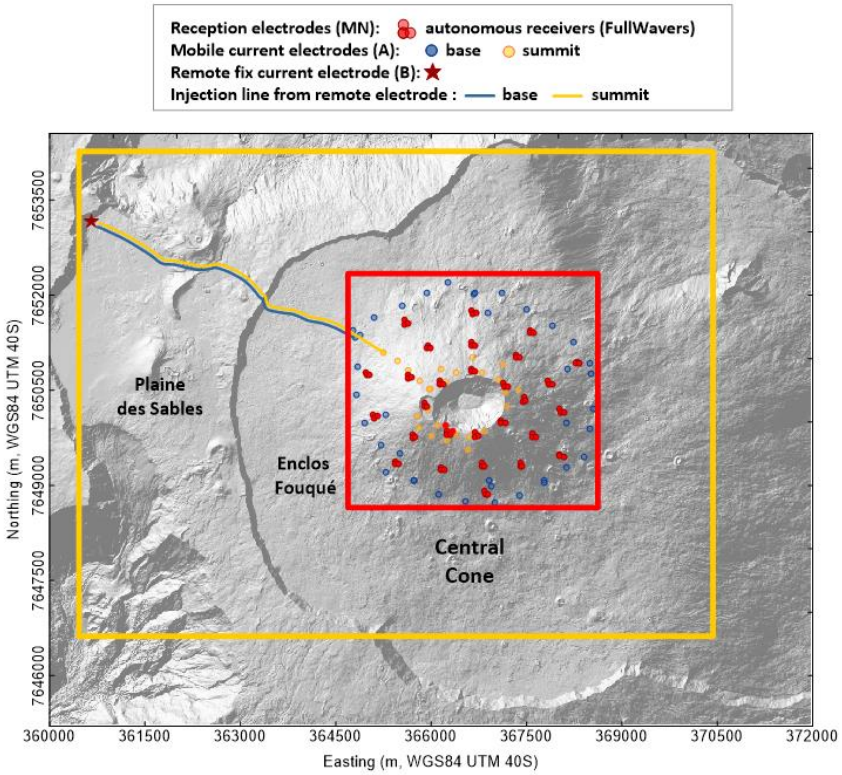


Figure S5: *Implantation on the survey site - Delineation of foreground (in red) and background (in yellow) regions for modeling (see Tab. S2).*

The starting model was set with a homogeneous apparent resistivity of 1120 ohm.m (i.e. median value of apparent resistivities from statistical analysis) and a noise rate of 10 %. The inversion process was driven by modeling parameters summarized in Tab. S1 and led to a final inverse model of resistivity whose forward solution best fitted measured data to a predetermined noise level. The convergence of the inversion process from the constructed starting model was achieved after 10 iterations with a correct fit of the model: 4.3% of data exhibited residuals of more than 2 sigma (see residuals distribution in Supplementary material A "Data analysis and filtering" section).

	Model geometry	
	Foreground	Background
Dimension	4000 x 3700 x 1450m (in Z : from 1200 to 2650 asl)	additional meshing over 2km
Mesh size	30 x 30 x 30m	increasing from 60 to 240m
Nb nodes	1 407 672	
Nb blocs	1 365 392	
Nb elements in X:	22 + 134 + 11	
Nb elements in Y :	11 + 124 + 11	
Nb elements in Z :	48 + 8	

Forward modeling (Symmetric Successive Over Relaxation method SSOR)	
ω used for SSOR	1.6
Forward solver tolerance (stop criterion)	1.0E-07
Max number of iterations	400
Boundary conditions	mixed : Neumann + Dirichlet
Inversion parameters (preconditioned conjugate gradient method PCG)	
Max number of iterations	15
Max number of trials for regularization coefficient at each iteration	4
Tolerance for inverse PCG iterations (stop criterion)	0.001
Factor for choosing optimal regularization coefficient	0.9
Factor for changing regularization coefficient	10
Initial regularization coefficient	10
Model roughness value of reweight from one iteration to the next	in X : 1
	in Y : 1
	in Z : 0.1
Noise level : absolute difference between data and model (convergence criterion)	0.0001

Tableau S3 : 3D modeling parameters

Supplementary Materials C: Movies S1: Animation of Piton de la Fournaise 3D resistivity structure

References

Árnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinsson, H., Flóvenz, Ó.G., Thor, S., 2000. the Resistivity Structure of High-Temperature Geothermal Systems in Iceland. Proc. World Geotherm. Congr. 2000 923–928.

Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Peltier, A., Chaput, M., Taquet, N., Dumont, S., Duputel, Z., Guy, A., Mathieu, L., Saumet, S., Sorbadère, F., Vieille, M., 2012. Structural control of collapse events inferred by self-potential mapping on the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). J. Volcanol. Geotherm. Res. 209–210, 9–18. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.09.014

Bory de Saint-Vincent, J.-B.-G.-M., 1804. Voyage dans les quatre principales îles des mers d'Afrique, pendant les années neuf et dix de la République (1801 et 1802). Marseille, Laffitte. Buisson F., Paris.

Chaput, M., Finizola, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Barde-cabusson, S., Chaput, M., Finizola, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Crovisier, M., 2019. Where does a volcano break? Using self-potential reiteration to forecast the precise location of major destructive events on active volcanoes: the case study of the Piton de la Fournaise 2007 caldera collapse. Volcanica 2. https://doi.org/10.30909/vol.02.02.151159

Darnet, M., Dezayes, C., Girard, J.F., Baltassat, J.M., Lerouge, C., Reuschle, T., Coppo, N., Bretaudeau, F., Porte, J., Lucas, Y., 2019. Geophysical signature of the transition zone between the sedimentary cover and the basement: An analogue approach to help de-risking geothermal prospects, in: European Geothermal Congress. Den Haag, The Netherlands. https://doi.org/10.48550/arXiv.1905.07897

Derrien, A., Villeneuve, N., Peltier, A., 2017. Monitoring volcanic activity with multi-scale 4D mapping.

Dumont, M., Peltier, A., Roblin, E., Reninger, P.A., Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Ferrazzini, V., 2019. Imagery of internal structure and destabilization features of active volcano

by 3D high resolution airborne electromagnetism. Sci. Rep. 9, 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-019-54415-4

Dumont, Q., Cayol, V., Froger, J., Peltier, A., 2022. major destabilization structure revealed by 22 years of satellite imagery at Piton de la Fournaise. Nat. Commun. 1–11. https://doi.org/10.1038/s41467-022-30109-w

Duputel, Z., Ferrazzini, V., Lengliné, O., Michon, L., Fontaine, F.R.R., Massin, F., Duputel, Z., Ferrazzini, V., Lengliné, O., Michon, L., Fontaine, F.R.R., 2021. Seismicity of La Réunion island To cite this version : Comptes Rendus Géoscience.

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. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.04.002

Gailler, L.-S., Martí, A., Lénat, J.-F., 2018. Complex structure of Piton de la Fournaise and its underlying lithosphere revealed by magnetotelluric 3D inversion. J. Volcanol. Geotherm. Res. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.006

Gailler, L., Kauahikaua, J., Lénat, J.-F., Revil, A., Gresse, M., Ahmed, A.S., Cluzel, N., Manthilake, G., Gurioli, L., Johnson, T., Finizola, A., Delcher, E., 2019. 3D electrical conductivity imaging of Halema'uma'u lava lake (Kīlauea volcano). J. Volcanol. Geotherm. Res. 381. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.06.001

Gailler, L., Labazuy, P., Dumont, Q., Froger, J., Peltier, A., Finizola, A., Cayol, V., Chaput, M., Régis, E., 2023. Volcano-Magnetic Signal Reveals Rapid Evolution of the Inner Structure of Piton de la Fournaise. J. Geophys. Res. Solid Earth 128, 1–14. https://doi.org/10.1029/2022jb025290

Gailler, L., Labazuy, P., Régis, E., Peltier, A., Ferrazzini, V., 2022. Active structures and thermal state of the Piton de la Fournaise summit area revealed by combined UAV magnetic and IR measurements. Volcanica in press.

Gailler, L., 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. https://doi.org/doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.024

Gailler, L.S., Lénat, J.F., 2012. Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. J. Volcanol. Geotherm. Res. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015

Gance, J., Leite, O., Texier, B., Bernard, J., Truffert, C., 2018. The Fullwaver systems : Distributed network of autonomous devices for deep 3D electrical resistivity and induced polarization survey. Egu 20, 12569.

Join, J.L., Coudray, J., Longworth, K., 1997. Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Réunion. J. Hydrol. 190, 1–18.

Kelfoun, K., Giachetti, T., Labazuy, P., 2010. Landslide-generated tsunamis at Réunion Island. J. Geophys. Res. 115, 17. https://doi.org/10.1029/2009JF001381

Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), in: McGuire, W., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geol. Soc. Spec. Publ. London, pp. 293–305.

Labazuy, P., 1991. Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines. Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Galdéano, A., Labazuy, P., Rousset, D., Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). Oceanol. Acta 10, 211–223.

Lénat, J., Bachèlery, P., Merle, O., 2012. Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion , Indian Ocean) 1945–1961. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0640-y

Lénat, J.F., Bachèlery, P., 1988. Dynamics of magma transfers at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), in: Chi-Yu, Scarpa, R. (Eds.), Earth Evol. Sci. Special Issue "Modeling of Volcanic Processes", Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden. pp. 57–72.

Lénat, J.F., Bachèlery, P., Merle, O., 2012. Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). Bull. Volcanol. 74, 1945–1961. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0640-y

Lénat, J.F., Fitterman, D., Jackson, D.B., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). Bull. Volc. 62 (2), 75–89.

Letourneur, L., Peltier, A., Staudacher, T., Gudmundsson, A., 2008. The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: The example of Piton de la Fournaise (Réunion Island). J. Volcanol. Geotherm. Res. 173, 289–302. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.018

Mauri, G., Saracco, G., Labazuy, P., Williams-Jones, G., 2018. Correlating hydrothermal system dynamics and eruptive activity – A case-study of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. J. Volcanol. Geotherm. Res. 363, 23–39. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.08.009

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., 2016. Magma paths at Piton de la Fournaise Volcano, in: Patrick, B., Jean-François, L., Andrea, D.M., Laurent, M. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de La Fournaise and Karthala, Active Volcanoes of the World. Springer, pp. 91–106. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_7

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? J. Volcanol. Geotherm. Res. 303, 112–129. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031

Nono, F., Gibert, B., Parat, F., Loggia, D., Cichy, S.B., Violay, M., 2020. Electrical conductivity of Icelandic deep geothermal reservoirs up to supercritical conditions: Insight from laboratory experiments. J. Volcanol. Geotherm. Res. 391. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.021

Paris, R., Kelfoun, K., Giachetti, T., 2013. MARINE CONGLOMERATE AND REEF MEGACLASTS AT MAURITUS ISLAND: Evidences of a tsunami generated by a flank collapse of the PITON DE LA Fournaise volcano, Reunion Island? Sci. Tsunami Hazards 32, 281–291. https://doi.org/https://hal.science/hal-00871197

Paris, R., Ramalho, R.S., Madeira, J., Ávila, S., Matthias, S., 2017. Megatsunami conglomerates and flank collapses of ocean island volcanoes. Mar. Geol. 395, 168–187.

Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184, 93–108.

Peltier, A., Chevrel, M.O., Harris, A.J.L., Villeneuve, N., 2022. Reappraisal of gap analysis for effusive crises at Piton de la Fournaise. J. Appl. Volcanol. 11, 1–17. https://doi.org/10.1186/s13617-021-00111-w

Peltier, A., Massin, F., Bachèlery, P., Finizola, A., 2012. Internal structure and building of basaltic shield volcanoes: The example of the Piton de La Fournaise terminal cone (La Réunion). Bull. Volcanol. 74, 1881–1897. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0636-7

Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2010. New behaviour of the Piton de La Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island) deduced from GPS data: Influence of the 2007 Dolomieu caldera collapse. J. Volcanol. Geotherm. Res. 192, 48–56. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.007

Poland, M.P., Peltier, A., Bonforte, A., Puglisi, G., 2017. The spectrum of persistent volcanic flank instability: A review and proposed framework based on Kīlauea, Piton de la Fournaise, and Etna. J. Volcanol. Geotherm. Res. 339, 63–80. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.004

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. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05112.x

Saracco, G., Labazuy, P., Moreau, F., 2004. Localization of self-potential sources in volcano-electric effect with complex continuous wavelet transform and electrical tomography methods for an active volcano. Geophys. Res. Lett. 31, 1–5. https://doi.org/10.1029/2004GL019554

Staudacher, T., 2010. Field observations of the 2008 summit eruption at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) and implications for the 2007 Dolomieu collapse. J. Volcanol. Geotherm. Res. 191, 60–68. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.012

Urai, M., Geshi, N., Staudacher, T., 2007. Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. Geophys. Res. Lett. 34, L22318. https://doi.org/doi:10.1029/2007GL031551

Villeneuve, N., Bachèlery, P., 2006. Review of volcanic eruption typology at the Piton de la Fournaise, processes and hazards. Cybergeo Eur. J. Geogr. https://doi.org/https://doi.org/10.4000/cybergeo.2536

Wawrzyniak, P., Zlotnicki, J., Sailhac, P., Marquis, G., 2017. Resistivity variations related to the large March 9, 1998 eruption at La Fournaise volcano inferred by continuous MT monitoring. J. Volcanol. Geotherm. Res. 347, 185–206. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.011

Zlotnicki, J., Delmond, J.C., Pambrun, C., Delorme, H., 1993. Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano . Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30 , 1987 , eruptions 56.

Chapitre 4

Chapitre 4

Prospection magnétique du centre volcanique du Piton de la Fournaise



Objectifs :

- Apports de la méthode de prospection magnétique en milieu volcanique.
- Principes généraux de la méthode de prospection magnétique.
- Détails des campagnes menées sur le Piton de la Fournaise : instrumentation et méthode d'acquisition.
- Traitements des données, approches analytiques et logiciels utilisés pour l'interprétation et la modélisation des anomalies du champ magnétique terrestre.

I – Généralités

La mesure du champ magnétique terrestre constitue l'une des plus anciennes méthodes géophysiques pour la caractérisation des roches et la structure profonde du sous-sol. De ce fait, bon nombre d'ouvrages traitent des principes fondamentaux et des différentes applications de la prospection magnétique (Roche, 1976 ; Telford *et al.,* 1990 ; Blakely, 1995 ; Nabighian *et al.,* 2005 ; Lanza et Meloni, 2006 ; Lowrie, 2007 ; Reynolds, 2011 ; Kearey *et al.,* 2013 ; Everett, 2013 ; Hinze *et al.,* 2013 ; …).

I.1 – Histoire de la prospection magnétique

En Occident, au XIème siècle av-J.C., Thalès fut le premier à consigner des observations sur l'influence du magnétisme, en particulier celle de l'attraction du fer par la magnétite. En Orient, la première référence littéraire au magnétisme remonte au IVème siècle av-J.C. dans un ouvrage de Wang Xu intitulé « Livre du maître de la vallée du diable » où il est fait mention de l'effet d'orientation de la « pierre d'aimant ». C'est en Chine que l'utilisation de la boussole pour la navigation maritime est développée dès le XIIème siècle et son utilisation se diffusera rapidement dans le monde bien que le phénomène physique soit encore incompris.

Les premiers éléments de réponse sont apportés en 1269 dans le traité « Epistola de magnete » de P. de Maricourt. Il démontre la nature dipolaire des objets magnétiques, ainsi que la présence de pôles magnétiques et leur attraction. En 1510, G. Hartmann mesure pour la première fois la déclinaison du champ magnétique. C'est en 1600, dans l'ouvrage « De Magnete » de W. Gilbert que sont exposées les premières études sur le magnétisme terrestre. Il y démontre que la Terre peut être approximée comme un dipôle magnétique, dont le champ équivaut à celui d'un aimant permanent orienté selon l'axe nord-sud, proche de l'axe de rotation terrestre. Suite à ces travaux fondateurs, de nouvelles avancées dans le domaine vont se poursuivre, avec en 1785 les travaux de C.A. Coulomb qui permettront d'établir la loi de Coulomb régissant les potentiels électriques et magnétiques. Suivront les travaux A.M. Ampère sur l'électrodynamique (1820), de G.S. Ohm sur la loi d'Ohm (1827), de M. Faraday avec l'induction électromagnétique (1831), l'établissement du concept fondamental de

champ électromagnétique par J.C. Maxwell et enfin les travaux de recherches sur l'origine du géomagnétisme par C.F. Gauss.

Au fur et à mesure de la compréhension du phénomène et de l'association de l'influence des gisements de métaux sur la magnétite, le magnétisme est utilisé comme méthode de prospection sol pour l'exploration des ressources à l'aide de boussole verticale. À partir du XXème siècle, la méthode connait un développement important et la demande d'instruments plus sensibles augmente. Durant la Seconde Guerre mondiale, le magnétomètre fluxgate est développé et possède une sensibilité 1 nT. Il mesure l'intensité totale du champ magnétique terrestre qui est une mesure scalaire de celui-ci. Facile à mettre en œuvre, la méthode s'est rapidement imposée dans le civil comme un outil d'investigation efficace en géophysique, surtout pour l'exploration minière. Des améliorations technologiques ont permis le développement d'instruments de plus en plus précis comme le magnétomètre à précession de protons (sensibilité 0.1 nT) puis le magnétomètre à vapeur alcaline (sensibilité 0.01 nT) couramment utilisé de nos jours. La mesure vectorielle est également développée et permet de mesurer le champ magnétique selon ses trois composantes vectorielles. Enfin, depuis le milieu du XXème siècle, les mesures magnétiques ne sont plus limitées à des levés au sol ou en mer mais peuvent être effectuées dans les airs ou l'espace au moyen de mesures aéroportées et satellitaires permettant des levés à grande échelle. La mise en service du système de positionnement GNSS au début des années 1990 a considérablement amélioré la précision de localisation et donc réduit la marge d'erreur des levés aériens renforçant leur intérêt. C'est dans la seconde moitié du XXème siècle avec l'arrivée de l'informatique, de modèles numériques associés à des algorithmes mathématiques robustes et de logiciels dédiés à l'inversion géophysique (Nabighian *et al.,* 2005 et références associées) que la méthode et ses interprétations progressent de manière significative comme un grand nombre de méthodes géophysiques à cette époque, dont d'ailleurs la méthode de tomographie de résistivité électrique (ERT).

Grâce aux progrès réalisés dans les domaines de l'instrumentation, du positionnement des méthodes d'analyse et d'interprétation des données, il est désormais possible de cartographier l'ensemble du champ magnétique terrestre. De nombreuses applications ont ainsi vu le jour dans plusieurs domaines de l'exploration à l'échelle crustale : recherche de

minéraux, de pétrole et de gaz, de ressources géothermiques et d'eaux souterraines, cartographie des structures du sous-sol, reconstruction continentale dans le cadre de la tectonique des plaques, ou encore les études géotechniques et environnementales.

L'objectif est désormais de produire des levés magnétiques homogènes de haute résolution, notamment dans des zones difficiles d'accès et en milieux extrême comme dans le cadre de l'étude des structures volcaniques. Parmi les développements majeurs de la dernière décennie, les enjeux modernes ont ainsi conduit à l'émergence de la prospection magnétique aéroportée par drone, permettant des levés à basse altitude (inférieure à quelques centaines de mètres) au plus proche des sources et en resserrant l'espacement entre les lignes de vol pour préciser la détection des structures magnétiques (Reid, 1980).

I.2 – Aspects théoriques et principes fondamentaux du magnétisme

Le courant électrique induit une force qui agit sur une charge électrique en mouvement. Cette force F, appelée Force de Lorentz, est donnée par le produit vectoriel de la densité de flux du champ magnétique B et du vecteur de vitesse de la charge électrique v, tel que :

$$F = q(v \times B) \qquad \textbf{(4.1)}$$

Où q est la charge électrique. La force est perpendiculaire à la fois à la vitesse et au champ magnétique. Le magnétisme est donc lié au mouvement de charge électriques. Deux phénomènes principaux en sont responsables : les courants électriques macroscopiques et les moments magnétiques microscopiques dont la source provient du mouvement de charges électriques au niveau atomique.

Afin de relier ces courants électriques au champ magnétique qu'ils produisent, il est nécessaire de disposer d'une loi fondamentale de la physique. C'est précisément l'objet de la loi de Biot-Savart qui permet de décrire la densité de flux du champ d'induction magnétique B produit par un courant électrique issu d'un élément source :

$$dB = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{I\, d\vec{l} \times \vec{r}}{r^3} \qquad \textbf{(4.2)}$$

Où μ_0 est la perméabilité du vide, I l'intensité du courant, $d\vec{l}$ le vecteur tangent à l'élément source, $\vec{r}$ le vecteur de l'élément source vers le point d'observation et r la distance entre l'élément source et le point où est calculé le champ magnétique. Cette loi est analogue à la loi de Coulomb pour l'électricité mais elle se distingue par la présence d'un produit vectoriel. Cette analogie met en évidence une différence clé : en électrostatique les charges sont des sources du champ électrique, alors qu'en magnétostatique il n'existe pas de charges magnétiques isolées. Ainsi, pour passer d'une loi de génération locale (Biot-Savart, qui relie un courant élémentaire au champ magnétique B) à une propriété globale du champ, on invoque les équations de Maxwell. L'équation de Maxwell-Gauss pour le magnétisme énonce que :

$$\nabla . B = 0 \qquad \textbf{(4.3)}$$

Cette équation démontre que la divergence de B est nulle, ce qui peut s'interpréter également comme l'absence de monopôle magnétique dans la nature, contrairement aux charges électriques.

Une conséquence importante de cette propriété est que le champ magnétique peut toujours être dérivé d'un potentiel vecteur. De manière générale, B s'exprime donc à partir du potentiel vecteur magnétique A :

$$\vec{B} = \nabla \times A \qquad \textbf{(4.4)}$$

Cependant, cette représentation du champ ne suffit pas, il faut également comprendre son origine en introduisant une loi physique reliant champ magnétique et sources. Ainsi, un courant ou plus généralement un champ électrique E variable dans le temps génère un champ magnétique s'enroulant autour de lui. C'est ce que formalise la loi de Maxwell-Ampère :

$$\nabla \times B = \mu_0 J + \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t} \qquad \textbf{(4.5)}$$

Où $\vec{J}$ est la densité de courant dans le milieu, μ_0 la perméabilité magnétique du vide, ε_0 la permittivité du vide , $\partial\vec{E}/\partial t$ la variation temporelle du champ électrique.

Selon le théorème d'Helmholtz, tout champ vectoriel peut-être décomposé en une partie conservative et une partie rotationnelle. La partie conservatrice, dont le rotationnel est nul :

$$\nabla \times B = 0 \qquad \textbf{(4.6)}$$

Peut s'exprimer comme le gradient d'un potentiel scalaire :

$$B = -\nabla V \qquad \textbf{(4.7)}$$

Or, d'après Maxwell-Ampère, le champ magnétique n'est conservatif que si les termes de densité de courant J et de variation temporelle du champ électrique $\partial E/\partial t$ sont nuls. Par conséquent, si le champ est mesuré dans un espace sans source électrique (e.g. l'atmosphère), alors l'équation 4.7 est valable.

En géophysique, les levés magnétiques s'effectuent en surface (à terre et en mer) ou dans les airs. Dans ce contexte dénué de source électrique, le champ magnétique dérive donc d'un potentiel scalaire. En considérant les équations 4.3 et 4.7, nous trouvons l'équation de Laplace pour le potentiel scalaire dont la solution fondamentale pour une seule source est :

$$V(P) = -C_m \vec{m} \,.\, \nabla \frac{1}{r} \qquad \textbf{(4.9)}$$

Où $C_m = \mu_0/4\pi$, $\vec{m}$ le moment magnétique qui est une grandeur vectorielle caractérisant l'intensité et l'orientation de la source de champ magnétique et r la distance entre le dipôle et le point d'observation. En présence de plusieurs sources, l'expression 4.9 du potentiel s'exprime par une somme finie par le principe de superposition et une distribution de sources continues s'exprime par une intégrale.

Le champ B d'un dipôle magnétique est équivalent à un champ produit par un petit aimant. Ainsi, à proximité de la source, B est parallèle et de même direction que le moment

magnétique. Les lignes de champ sortent d'un pôle, décroissent en $1/r^3$, puis retournent à l'origine sous forme de boucles par l'autre pôle (e.g. Fig. 4.1).

I.3 – Le géomagnétisme

L'analyse en harmoniques sphériques du champ géomagnétique observé à la surface du globe (méthode développée par C.F. Gauss) démontre qu'environ 99 % de ce champ provient de sources internes principalement dans le noyau externe de la Terre. Le pourcentage restant provient de sources externes à la Terre, dans l'ionosphère (environ 110 km d'altitude) et la magnétosphère (environ 4 rayons terrestres d'altitude).

Le champ géomagnétique interne correspond à la superposition de plusieurs champs générés à des profondeurs différentes (Hulot *et al.,* 2010) :

- Un champ principal représentant en moyenne 98 % du champ interne, d'intensité de plusieurs dizaines de milliers de nanoteslas (nT), de longueur d'onde supérieure au millier de kilomètres et ayant pour source le noyau externe dont la frontière supérieure se situe à environ 2900 km de profondeur.

- Un champ magnétique généré par les roches crustales dont l'intensité peut atteindre localement quelques milliers de nanoteslas.

- Un champ magnétique induit dans la croûte et le manteau terrestre par les variations temporelles des champs magnétiques externes.

I.3.1 – Le champ magnétique principal et son origine

Le champ magnétique interne est généré par les mouvements du fer liquide conducteur dans le noyau. Ces mouvements résultent de l'action combinée de plusieurs forces : les forces de Coriolis, les forces d'Archimède liées au refroidissement du noyau, et les forces d'Archimède associées à la différenciation d'un noyau de fer solide, qui enrichit le noyau liquide profond en éléments légers. La combinaison de ces forces peut produire des courants

de fer liquide s'enroulant selon une géométrie cylindrique parallèle à l'axe de rotation terrestre, donnant ainsi naissance à un champ magnétique aligné sur ce même axe (Larmor, 1919 ; Larmor et Joseph, 1919 ; Elsasser, 1939 et 1946 ; Bullard, 1949 et 1950). Le modèle de géodynamo auto-entretenue, basée sur la convection thermique dans le noyau, fonctionne sur le principe d'électroaimant. Il permet d'expliquer la forme dipolaire du champ magnétique terrestre quasi-aligné sur l'axe de rotation de la Terre (Fig. 4.1). Ce champ est animé d'une dérive temporelle, appelée variations séculaire, généralement lente (de quelques mois à plusieurs années) mais qui peut être ponctuée de brusques accélérations qualifiés de « secousses magnétiques » (Courtillot *et al.,* 1976 ; Courtillot et Le Mouel, 1984).

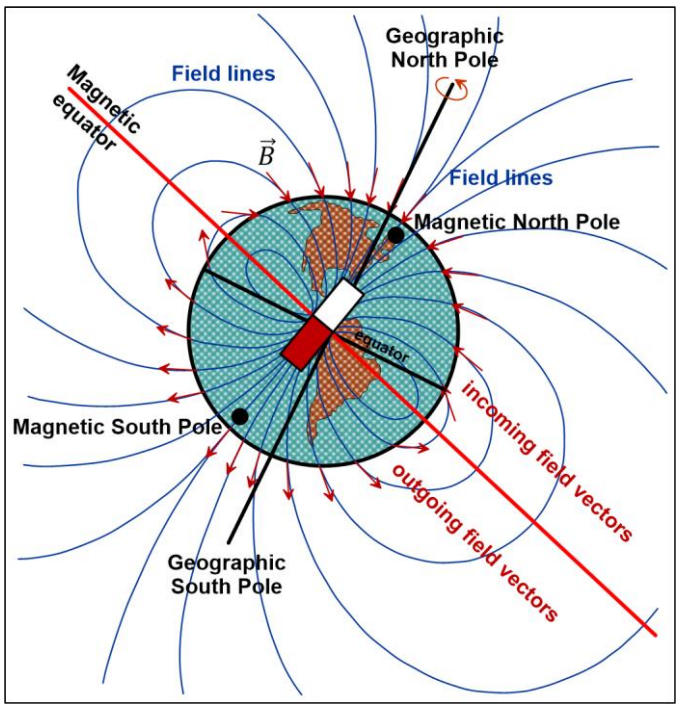


Figure 4.1 : *Représentation simplifiée du champ magnétique terrestre dipolaire (modifié de Renard et al., 2015).*

La structure et l'intensité du champ magnétique terrestre peuvent être étudiés dans différents repères spatiaux. Dans notre contexte d'étude, nous le représenterons dans un repère local. Ainsi, le vecteur du champ magnétique B peut être défini en tout point par :

- Son intensité F, exprimée en nanoteslas (nT) (Fig. 4.2a et d). F varie de 20 000 nT à l'équateur à 70 000 nT aux pôles.

- Sa composante horizontale H, correspondant à la projection du vecteur B dans le plan {x, y} (Fig. 4.2d).

- Sa déclinaison D, représentant l'angle entre la composante horizontale du champ total et le nord géographique (Fig. 4.2b et d). D varie entre 0 et 360°.

- Son inclinaison I, représentant l'angle entre la composante horizontale du champ et la direction du champ total (Fig. 4.2c et d). I varie entre 0 et ± 90°. I est positif si le vecteur du champ magnétique s'enfonce dans le sol et négatif s'il en sort.

- Ses composantes horizontales (Bx et By) ainsi que sa composante verticale (Bz) (Fig. 4.2d).

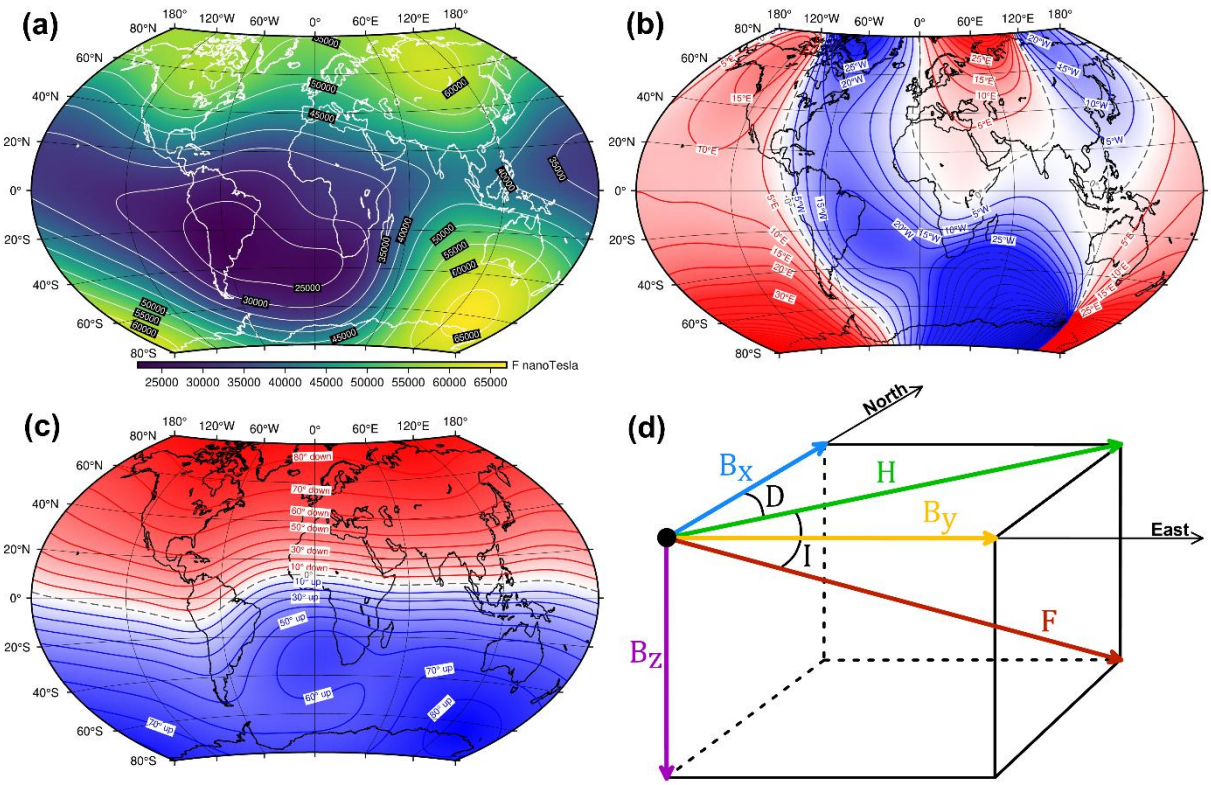


Figure 4.2 : *Cartes actualisées du British Geological Survey (BGS)* ***a)*** *de l'intensité totale du champ magnétique terrestre (isogammes),* ***b)*** *de sa déclinaison (isogones) et* ***c)*** *de son inclinaison (isoclines).* ***(d)*** *Schéma des paramètres définissant le champ magnétique dans un repère cartésien.*

I.3.2 – Variations temporelles du champ magnétique

Après avoir décrit la structure et l'origine du champ magnétique terrestre, il est essentiel de s'intéresser à son évolution dans le temps. Ces variations temporelles se répartissent en deux grandes catégories, selon que leur origine est interne ou externe à la Terre.

Les variations d'origine interne sont dues aux mouvements des fluides dans le noyau externe de la Terre générant le champ géomagnétique par l'effet de la géodynamo. Elles se manifestent sous deux formes : (i) Les variations séculaires modifiant progressivement l'intensité, l'inclinaison et la déclinaison sur des temps allant de l'année au siècle. Leur origine est associée au mouvement lent du noyau externe et (ii) Les excursions (perturbations du champ sans inversion complète) et inversions magnétiques à l'échelle géologique (basculement complet du champ magnétique ; Brunhes et David, 1903). Leur origine est associée à des changements profonds de la dynamique du noyau.

Les variations d'origine externe sont causées par les interactions entre le champ magnétique terrestre et les phénomènes électromagnétiques d'origine spatiale, principalement le vent solaire, sur des échelles de temps relativement courtes. On distingue principalement : (i) les variations diurnes (variation périodique journalière) et saisonnières entraînant des variations régulières du champ magnétique observées selon l'heure et la saison et liées aux perturbations ionosphériques induites par le rayonnement solaire et (ii) Les tempêtes magnétiques, issues des éruptions solaires et éjections de masse coronale, entraînant des perturbations beaucoup plus intenses et courtes sur le champ magnétique.

Ces variations d'origine externe, bien que temporaires et souvent cycliques, ont un impact direct sur les mesures magnétiques de surface. Pour les applications de prospection géophysique, il est donc indispensable de les prendre en compte et de les corriger, car elles peuvent atteindre plusieurs dizaines à centaines de nT dans le signal enregistré. Une fois ces perturbations corrigées, il devient possible de se concentrer sur la composante plus locale du champ magnétique terrestre : le champ crustal et les anomalies magnétiques.

I.3.3 – Le champ crustal et les anomalies magnétiques

L'objectif principal de la prospection géophysique magnétique est d'identifier les champs magnétiques générés par des sources aimantées placées dans la croûte terrestre. Il est donc nécessaire d'isoler la composante crustale de celle du noyau. Pour représenter les composantes principales du champ géomagnétique profond, l'IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) élabore un modèle appelé IGRF (International Geomagnetic Reference Field) basé sur un développement du potentiel magnétique en harmoniques sphériques, c'est-à-dire en une somme de fonctions mathématiques définies sur la sphère permettant de décomposer le champ magnétique terrestre en composantes multipolaires caractérisées par des coefficients appelés coefficients de Gauss. Ce modèle couvre jusqu'au degré n=13 des harmoniques sphériques (Fig. 4.3) ce qui correspond à une échelle spatiale minimale d'environ 3000 km. Cette limite de résolution spatiale coïncide avec la rupture de pente observée sur le spectre géomagnétique, au-delà de laquelle les sources d'origine crustale deviennent dominante (Fig. 4.3). En raison de la dérive séculaire du champ magnétique principal, l'IGRF est mis à jour tous les 5 ans. Ces mises à jour s'appuient sur un réseau mondial de mesures, à la fois terrestres (INTERMAGNET) et spatiales (SWARM). La dernière version de l'IGRF fournit des coefficients couvrant la période de 1900 à 2030, offrant ainsi une description complète du champ géomagnétique sur les 130 dernières années (IGRF-14 ; Beggan *et al.*, sous presse).

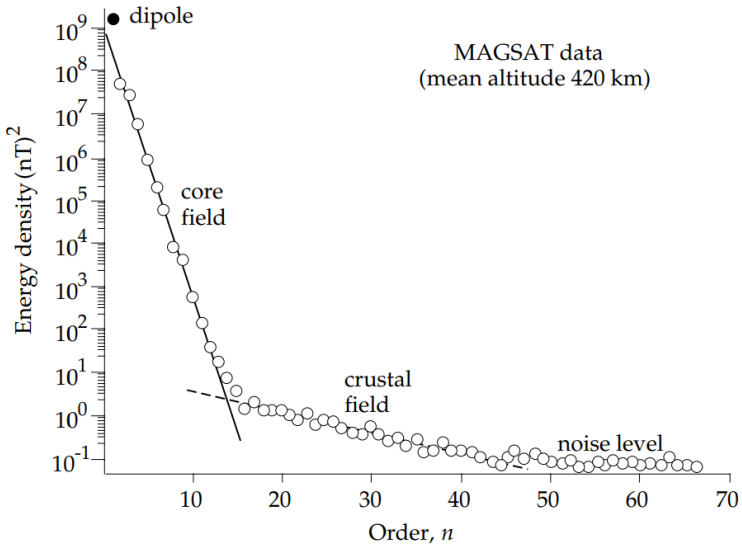


Figure 4.3 : *Spectre de puissance en fonction du degré n de la décomposition du champ magnétique en harmoniques sphériques, dérivé des mesures du champ géomagnétique effectuées par le satellite MAGSAT en orbite autour de la Terre (Lowrie, 2007).*

I.4 – Propriétés magnétiques des roches

Le champ magnétique des sources crustales dépend de leur propriété, leur composition, de leur état thermique, et des contrastes structurels de la croûte terrestre (e.g., Thébault *et al.,* 2010). Lorsqu'un matériau est soumis ou non à un champ magnétique, son comportement peut être décrit à l'aide de trois grandeurs : le champ de force magnétique H (A.m^{-1} ; lié aux courants libres), l'aimantation M (A.m^{-1} ; la réponse interne du matériau), la densité de flux magnétique $\vec{B}$ (tesla ; le champ magnétique total), ainsi qu'une constante, la perméabilité magnétique du vide μ_0.

$$B = \mu_0(H + M) \qquad \textbf{(4.10)}$$

Dans le cas des roches de la croûte terrestre, l'aimantation M peut se décomposer en deux contributions principales. La première correspond à l'aimantation induite (M_{ind}), proportionnelle au champ inducteur (H) en fonction de sa susceptibilité magnétique (χ) ($M_{ind} = \chi . H$). Cette aimantation disparaît lorsque l'on supprime le champ magnétique. D'autre part, certains minéraux ont la capacité d'enregistrer une aimantation parallèle au champ inducteur au moment de la formation des roches, l'aimantation rémanente naturelle (M_{NRM}). La M_{NRM} possède différentes formes selon le processus de formation de la roche (Dunlop, 1995) : (i) l'aimantation thermorémanente (TRM) acquise par refroidissement dans un champ depuis le point de Curie jusqu'à la température ambiante. (ii) L'aimantation thermorémanente partielle (pTRM) acquise par refroidissement dans un champ entre deux températures inférieures à la température de Curie. (iii) L'aimantation rémanente détritique (DRM) acquise lors du dépôt de grains magnétiques dans les sédiments lacustres ou marins en présence d'un champ. (iv) L'aimantation rémanente chimique (CRM) CRM acquise lors de la création de nouveaux minéraux magnétiques par le biais de réactions métamorphiques principalement. (v) L'aimantation rémanente isotherme (IRM) acquise lors de l'application d'un champ magnétique fort sur de courte durée (e.g. fulgurite). (vi) Et enfin, l'aimantation rémanente visqueuse (VRM) acquise dans un champ à température constante et sur de longue période. Par conséquent, la M_{NRM} correspond au vecteur somme de différentes aimantations rémanentes en proportions variables selon les processus en jeu.

Ainsi, les matériaux constituant la croûte terrestre ont la capacité de porter ces deux aimantations qui se superposent au champ principal et génèrent des anomalies magnétiques. L'aimantation totale apparente d'une roche est donc exprimée par :

$$M_{total} = M_{ind} + M_{NRM} \qquad \textbf{(4.11)}$$

Lorsque l'on considère un matériau aimanté, l'expression du champ magnétique total (4.10) peut être reformulée pour inclure explicitement l'aimantation rémanente :

$$\vec{B} = \mu_0 H + \mu_0 M_{NRM} \qquad \textbf{(4.12)}$$

Le rapport de l'aimantation rémanente sur l'aimantation induite est exprimé par le rapport de Koenigsberger Q, nombre sans dimension, qui caractérise la prédominance d'une aimantation sur l'autre dans les roches naturelles (eq. 4.13). Si Q << 1, il caractérise la prédominance du champ induit et inversement, si Q >> 1, il caractérise la prédominance du champ rémanent.

$$Q = \frac{NRM}{M_{ind}} = \frac{NRM}{\chi.H} \qquad \textbf{(4.13)}$$

Il convient de souligner qu'en présence d'un champ externe, les roches ne se comportent pas toutes de façon similaire. En effet, la diversité de leur composition minéralogique entraîne des différences significatives dans la manière dont elles acquièrent leur aimantation, qu'elle soit induite ou rémanente (Fig. 4.4). Un matériau est dit diamagnétique lorsque les atomes qui le composent s'orientent en sens inverse du champ externe, créant un moment magnétique global

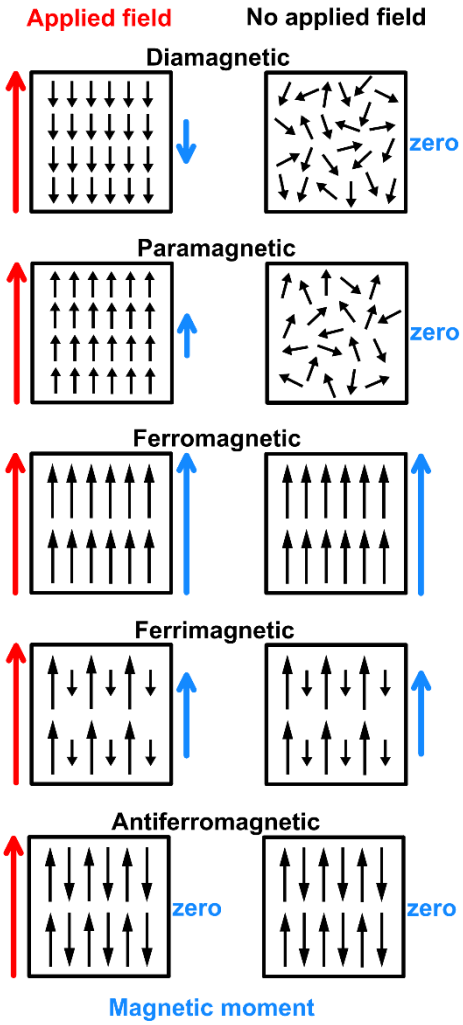


Figure 4.4 : *Représentations schématiques des alignements des moments magnétiques de la matière pour des comportements différents.*

opposé au champ ambiant, faible et proportionnel au champ appliqué. Lorsque celui-ci disparaît, l'aimantation devient nulle. La susceptibilité magnétique de ces matériaux est négative. Les matériaux dits paramagnétiques s'aimantent dans la même direction que celle du champ ambiant et sont caractérisés par une susceptibilité positive, généralement faible. L'aimantation est également faible, proportionnelle au champ appliqué et nulle lorsque le champ extérieur disparait. Les matériaux ferromagnétiques possèdent une aimantation beaucoup plus forte, persistant même en l'absence de champ externe (aimantation rémanente). L'aimantation produite décroît avec l'augmentation de la température, pour disparaître entièrement à une température dite de Curie (T_C°) propre à chaque matériau. Lorsque le domaine ferromagnétique portant l'aimantation est subdivisé en sous-domaine, on parle de matériaux ferrimagnétiques si le moment magnétique est faible et de matériaux antiferromagnétiques si le moment magnétique est nul. La majorité des minéraux magnétiques sont ferrimagnétiques, tels que les oxydes de fer et de titane, la magnétite (T_C° = 585° C), l'hématite (T_C° = 675° C), la titanomagnétite et possèdent une susceptibilité magnétique forte.

I.5 – Application en contexte volcanique

Le contexte volcanique de manière générale est propice à l'étude de ces variations locales de l'aimantation car les roches volcaniques sont généralement très aimantées. Les principaux porteurs magnétiques de ces roches sont les titanomagnétites, minéraux contenant des oxydes de fer et de titane et de composition intermédiaire entre les pôles Fe_3O_4 et Fe_2TiO_4. Si l'aimantation des roches renseigne au premier ordre sur les contrastes d'âges, elle peut être influencée par de nombreux processus et paramètres d'origines diverses qui peuvent à la fois générer de nouvelles anomalies magnétiques et modifier les anomalies existantes, entraînant des variations locales d'amplitude, d'échelle spatiale et sur des temporalités très diversifiées (Fig. 4.5).

Plus en détail, ces variations sont induites par différents phénomènes tels que l'activité magmatique (réservoir magmatique, intrusion, lac de lave), l'activité hydrothermale (circulation de fluides, altération minéralogique) ou encore les phénomènes volcano-tectoniques (fracturation, glissement, effondrement), avec trois effets principaux. À des

températures égales ou supérieures à la température de Curie (en moyenne 580°C), les matériaux magnétiques perdent leurs propriétés magnétiques permanentes, c'est l'effet thermomagnétique (Akimoto, 1954 ; Ade-Hall *et al.,* 1971 ; Chauvin *et al.,* 1991 ; Fig. 4.5). Le piézomagnétisme désigne quant à lui l'interaction entre les contraintes mécaniques et les propriétés magnétiques d'un matériau. Lorsqu'un matériau ferromagnétique est soumis à des contraintes mécaniques, cela peut perturber l'alignement des domaines magnétiques, entraînant une diminution de l'aimantation (Pozzi, 1977 ; Bezaeva *et al.,* 2010). Enfin, les effets électrocinétiques concernent le mouvement des charges électriques. Lors de la circulation de fluides (par exemple hydrothermaux) à travers une roche poreuse, des charges électriques et magnétiques sont créées. Ces courants électriques peuvent à leur tour générer des champs magnétiques secondaires qui, s'ils s'opposent à l'aimantation initiale d'un matériau, peuvent réduire l'aimantation apparente (Ishido, 2004 ; Johnston, 2007). D'autres mécanismes, tels que les processus d'altération, naturels ou hydrothermaux, peuvent modifier l'aimantation par la transformation de minéraux magnétiques ou par le dépôt de nouveaux minéraux (Ade-Hall *et al.,* 1971 ; Chauvin *et al.,* 1991). Ces processus sont lents, contrairement aux processus de construction ou de destruction de volumes aimantés plus rapides (e.g. nouvelles coulées de lave, construction de cônes ou effondrements).

Par conséquent, tous ces processus et effets peuvent être associés aux variations du champ magnétique enregistrées et peuvent contribuer à la désaimantation en contexte volcanique (Akimoto, 1954 ; Chauvin *et al.,* 1991). Les données magnétiques sont donc particulièrement intéressantes pour leur comparaison à l'imagerie thermique de surface (Bouligand *et al.,* 2014 ; Gailler et Kauahikaua, 2017 ; Gailler et Lénat, 2012).

Au cours des dernières décennies, de nombreuses études géophysiques ont démontré l'efficacité de la prospection magnétique dans l'imagerie des édifices volcaniques et le suivi de leur activité (e.g. Pozzi *et al.,* 1979 ; Rossignol, 1982 ; Dzurisin *et al.,* 1990 ; Soengkono et Hochstein, 1996 ; Jónsson et Kristjánsson, 2000 ; Gailler et Kauahikaua, 2017 ; Koyama *et al.,* 2021 ; López-Loera *et al.,* 2022). Ainsi, au même titre que la méthode ERT, la prospection magnétique s'impose donc comme une méthode complémentaire et pertinente pour caractériser la structure interne des volcans, contribuant ainsi à une meilleure compréhension des processus d'évolution et de fonctionnement de ces systèmes.

L'étude d'un édifice volcanique et le suivi de son activité par la méthode de prospection magnétique constitue un outil précieux permettant ainsi de relier la distribution des anomalies magnétiques aux sources et aux processus actifs au sein du volcan.

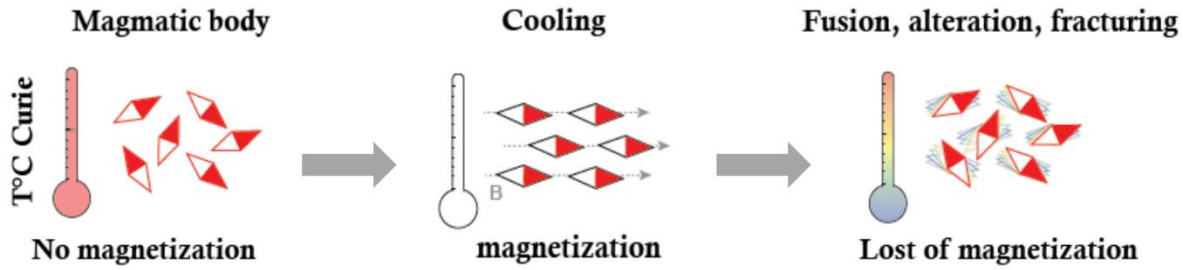


Figure 4.5 : *Schéma représentant les effets de différents processus sur l'aimantation des roches.*

II – Acquisition des données magnétiques au Piton de la Fournaise

Au Piton de la Fournaise de nombreuses études magnétiques ont été menées dans le but d'imager la structure et la dynamique interne afin de reconstruire un modèle de croissance des édifices à l'échelle de l'île (Lénat et Aubert, 1982 ; Galdeano *et al.,* 1988 ; Malengreau, 1995 ; Lénat *et al.,* 2001a ; Gailler *et al.,* 2010 ; Gailler et Lénat, 2012). Les campagnes récentes menées notamment sur la zone sommitale du Piton de la Fournaise ont contribué à valoriser le potentiel des mesures rapides du champ magnétique dans l'imagerie des anomalies thermiques et des hétérogénéités mécaniques (Gailler *et al.,* 2022).

Dans l'approche par champ potentiel, telle que la prospection magnétique, l'altitude et la densité des mesures jouent un rôle déterminant, conditionnant à la fois la profondeur d'investigation et l'étendue des sources détectées. En effet, l'intensité des champs potentiels décroît naturellement avec la distance à la source, ce qui explique la diminution progressive de leur amplitude à mesure que l'altitude d'acquisition augmente (eq. 4.9).

Les données satellites offrent une couverture spatiale à grande échelle et permettent d'appréhender les très grandes longueurs d'ondes. En revanche, leur résolution spatiale demeure trop faible pour caractériser finement les longueurs d'ondes associées aux hétérogénéités locales d'un édifice volcanique. À l'opposé, les mesures au sol fournissent des

informations de haute résolution sur des zones cibles, permettant une analyse détaillée mais limitée en couverture spatiale et en profondeur d'investigation. Entre ces deux extrêmes, les levés aéroportés par avion et plus récemment par hélicoptère constituent une approche intermédiaire en fournissant une couverture régionale avec une résolution supérieure mais reste contrainte par l'altitude d'acquisition et l'espacement des profils de vol.

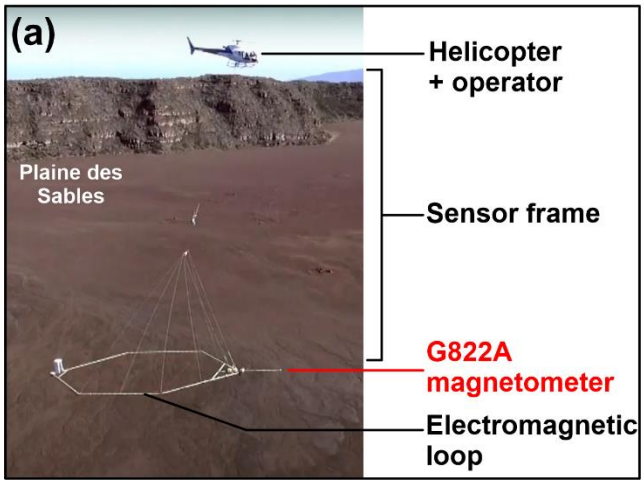
Le développement de plateformes aéroportées, tel que le drone, a permis de faire évoluer les méthodologies d'acquisition. Grâce à un déploiement rapide, de faible altitude de vol, et la possibilité de réitérer les trajectoires de vol, le drone offre une très bonne résolution et une couverture spatiale homogène. Ces capacités ouvrent la voie à une imagerie de haute résolution, adaptée à l'études des structures locales complexes au sein du Piton de la Fournaise. En combinant les différentes approches spatiales, il devient possible de caractériser l'édifice volcanique sur plusieurs échelles spatiales.

Dans cette étude, trois grands jeux de données complémentaires acquis à basses altitudes seront utilisés : terrestres et héliportés (antérieurs à l'étude), et aéroportés par drone constituant les données magnétiques principales apportées ici.

II.1 – Prospection héliportée

Un levé géophysique héliporté de haute résolution, couvrant l'ensemble de l'île de la Réunion et combinant électromagnétisme (EM) et magnétisme, a été effectué d'avril à juillet 2014 par la compagnie SkyTEM sous la supervision du BRGM dans le cadre du projet « ReunEM » cofinancé par l'Union Européenne avec le fonds FEDER, le MESR, la Région Réunion, et le BRGM (Martelet *et al.,* 2014). L'équipement géophysique est fixé sur un cadre qui constitue l'armature de la boucle émettrice du système EM et du magnétomètre scalaire à pompage optique à vapeur de césium, le G822A (Fig. 4.6). Le positionnement des mesures et le contrôle de la navigation, utilisent un système de GPS différentiel complété par la mesure altimétrique laser de la garde au sol.

(a)



(b)

G822A Technical details	
Operating principle	Self-oscillating split-beam Cesium Vapor
Operating range	20 000 to 100 000 nT
Operating Zones	The earth's field vector should be at an angle greater than 6° from the sensor's equator and greater than 6° awa from the sensor's long axis
Sensitivity	0.001 nT/√Hz
Heading error	± 0.15 nT
Absolute accuracy	< 3 nT throughout range

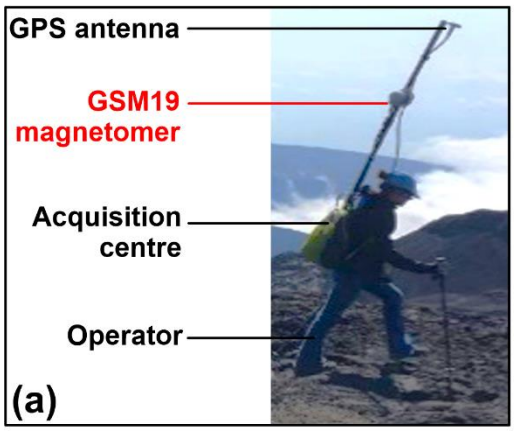
Figure 4.6 : a) *Photo du dispositif pour l'acquisition des mesures magnétiques aéroportées par hélicoptère (BRGM).* ***b)*** *Détails techniques du magnétomètre G822A.*

Les données magnétiques SkyTEM/BRGM utilisées dans le cadre de cette étude sont compilées dans la carte de la figure 4.9 (profils rouges) et couvrent une période temporelle du 2 juin au 13 juillet 2014. Le survol a été effectué selon un maillage régulier constitué de lignes de vol espacées de 400 m, orientées Nord-Sud. Le capteur magnétique est maintenu à une altitude quasi-constante de 40 à 70 m au-dessus de la surface topographique. Par souci de sécurité pour l'hélicoptère et les opérateurs, certaines portions de profils survolant le cratère Dolomieu ont des altitudes d'acquisition plus importantes allant jusqu'à 380 m au-dessus de la topographie. Notons que compte tenue de la dimension de l'objet à couvrir (plusieurs centaines de kilomètres à l'échelle de l'île), les espacements entre les lignes de vol restent importants (~ 400 m). De ce fait, ce relevé héliporté ne permet pas de caractériser les sources de petites dimensions inférieures à cet espacement.

II.2 – Prospection terrestre

Aux échelles locales, des levés répétés au sol ont été réalisés en mai 2017, août/septembre 2019 et novembre/décembre 2020 (Gailler *et al.*, 2023). Les données ont été acquises à 1.7 m de hauteur le long de profils suivant les principaux chemins d'accès à l'édifice par sa base et son sommet (Fig. 4.9 ; profils verts). L'instrumentation est un magnétomètre scalaire GSM19 (GemSystem) à précession de protons (Fig. 4.7). Le capteur est rempli d'un liquide riche en protons dont les spins sont orientés aléatoirement au repos, le tout enveloppé dans une bobine. Sous l'action du champ magnétique terrestre, les spins vont s'orienter

parallèlement à la direction du champ. Lorsqu'un courant est initié dans la bobine, un champ magnétique, nettement supérieur au champ ambiant est créé, réorientant tous les spins selon la direction de ce champ secondaire. En coupant le champ magnétique secondaire, les protons entrent en précession autour de l'axe défini par le champ primaire. La fréquence de précession, aussi appelée fréquence de Larmor, est proportionnelle à la force du champ. La centrale d'acquisition va ainsi convertir cette fréquence en valeur de champ magnétique total.



(b)

GSM19 Technical details	
Operating principle	Overhauser proton-precession magnetometer
Operating range	20 000 to 120 000 nT
Operating Zones	Without dead zones
Sensitivity	0.0015 nT/√Hz
Heading error	± 0.1 nT
Absolute accuracy	± 0.1 nT throughout range

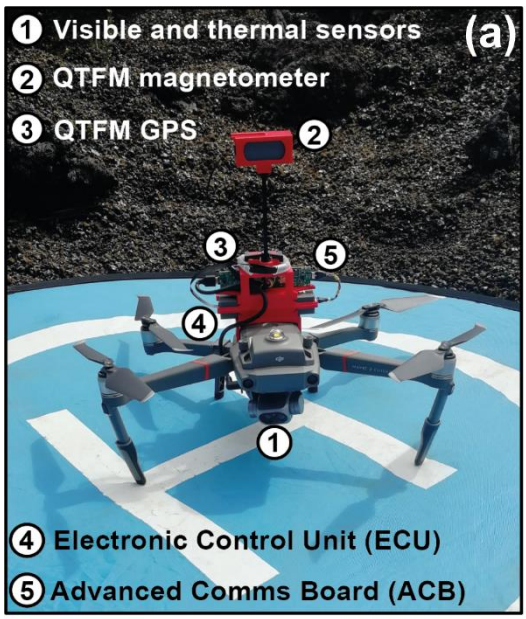
Figure 4.7 : a) *Photo du dispositif porté par un opérateur pour l'acquisition des mesures magnétiques terrestres.* ***b)*** *Détails techniques du magnétomètre GSM19.*

II.3 – Prospection aéroportée par drone

La prospection aéroportée par drone constitue la méthode principale de cette étude. Elle est un outil puissant dans les environnements difficiles d'accès tels que les reliefs volcaniques qui présentent de nombreux obstacles topographiques complexes. Rapide à mettre en œuvre, elle permet une couverture homogène des données à une échelle spatiale intermédiaire et donc une imagerie haute résolution. Les levées magnétiques peuvent également être réitérées avec une grande précision à différentes époques (Gailler *et al.*, 2021), ce qui permet d'enregistrer tout changement significatif dans le signal magnétique.

Pour effectuer ces levés, nous avons utilisé un DJI® Mavic Dual Enterprise (Fig. 4.8a) équipé par le constructeur de capteurs infrarouges visibles et thermiques permettant d'acquérir des images complémentaires aux données magnétométriques. Le capteur visible est une caméra optique CMOS de 48 mégapixels à partir de laquelle ont été dérivés des images

photogrammétriques et des modèles numériques de terrain (MNT) haute résolution (résolution MNT ~10 cm). Le capteur infrarouge, une caméra FLIR Lepton 160x120 pixels non radiométrique, fournit des informations qualitatives quant à l'état thermique en surface des sites étudiés.



(b)

QTFM Technical details	
Operating principle	Rubidium optically pumped magnetometer
Operating range	1000 nT to 150 000 nT
Operating Zones	Dead zone, axial only, < ±7° cone about earth's field (typical > 5°)
Sensitivity	< 3 pT/√Hz
Heading error	< 3 nT uncompensated
Absolute accuracy	± 0.5 nT throughout range

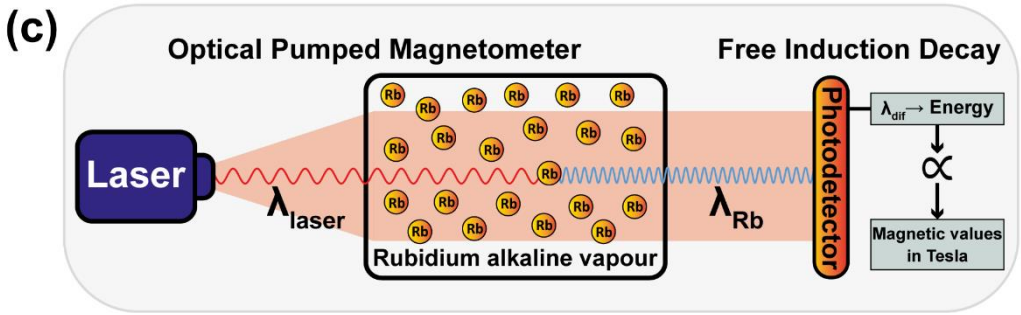


Figure 4.8 : a) *Photo du dispositif drone et capteurs embarqués pour l'acquisition des mesures magnétiques aéroportées et l'imagerie de surface.* ***b)*** *Détails techniques du magnétomètre QuSpin.* ***c)*** *Principe de fonctionnement du magnétomètre scalaire QTFM (génération 1).*

Le drone a été équipé d'un magnétomètre scalaire QTFM (QuSpin Total Field Magnetometer ; Fig. 4.8a et b ; Gailler *et al.*, 2021), qui mesure l'intensité totale du champ magnétique à l'aide de la technologie par pompage optique (OPM, ©QUSPIN, Fig. 4.8c). Les principes physiques reposent sur l'émission d'une lumière polarisée dont la longueur d'onde est verrouillée sur la transition optique D1 du rubidium à 795 nm. Le laser traverse une cellule transparente de vapeur de rubidium chauffée à 80 °C, ce qui produit un champ de polarisation. Pour chaque acquisition de mesure, le champ de polarisation est désactivé, ce qui provoque

la précession des atomes de rubidium autour du champ magnétique terrestre ambiant. Le signal est ensuite capté par un photodétecteur qui calcule la fréquence de précession du rubidium, à partir de laquelle le champ magnétique peut être mesuré par proportionnalité.

Les levés ont été réalisés en novembre/décembre 2020, novembre 2021, avril/mai 2021, novembre 2022 et mai 2024, à des altitudes constantes de 20, 30 et 50 m d'altitude au-dessus de la surface topographique. Chaque zone prospectée est subdivisée en plusieurs plans de vol (en raison des limites d'autonomie), organisés en profils parallèles espacés de 50 m et orientés perpendiculairement aux structures visibles en surface sur chaque site (i.e. fissures éruptives, cône, coulée de lave, …), fournissant ainsi une couverture homogène des zones survolées (Fig. 4.9 ; profils bleu ; Gailler *et al.,* 2022).

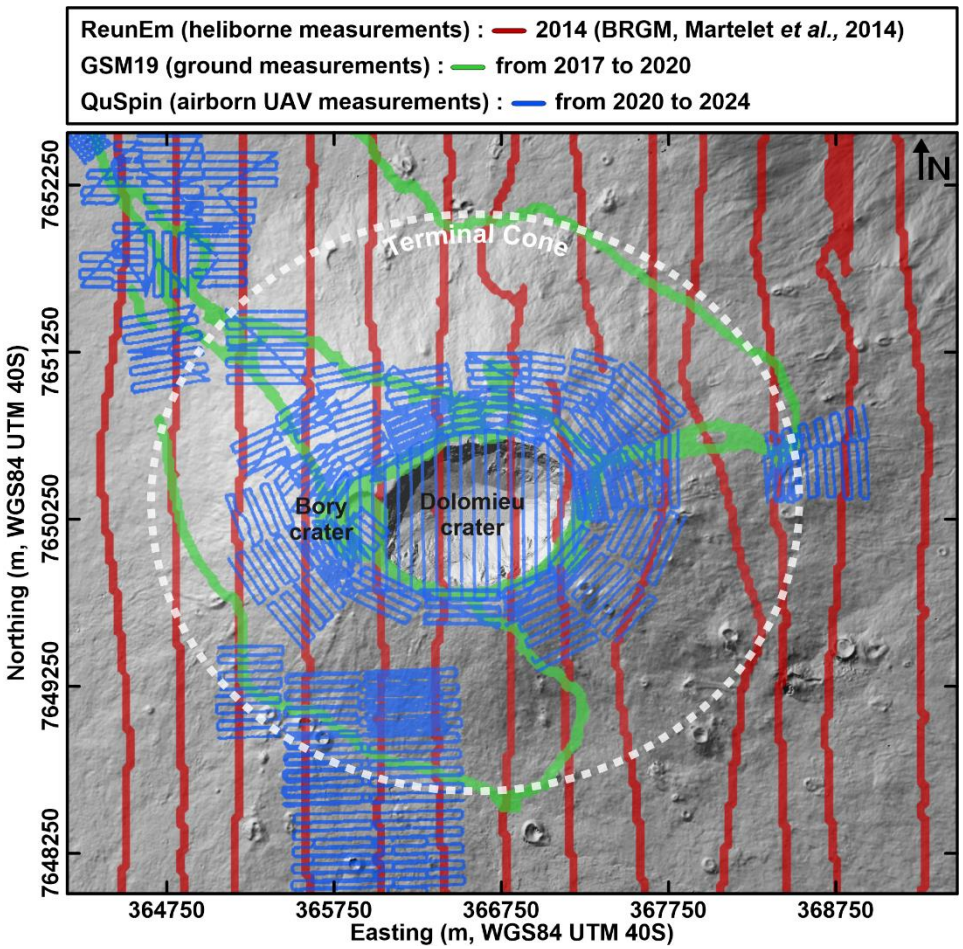


Figure 4.9 : *Localisation des données magnétiques terrestres et aéroportées, compilées dans la zone d'intérêt.*

L'ensembles de ces trois jeux de données offre une couverture spatiale de 2014 à 2024 de l'édifice principal du Piton de la Fournaise. La zone est malgré tout couverte de manière

hétérogènes : 4/10 de la zone d'intérêt est couverte par les trois méthodes (sol/drone/héliporté), 1/10 par deux méthodes (sol/héliporté ou drone/héliporté) et 5/10 par une méthode (héliporté ; Fig. 4.9). Cette importante base de données magnétiques permettra de caractériser la structure interne du centre volcanique, c'est-à-dire le cône terminal, ses rift zones, ainsi que les sites éruptifs récents.

III – Analyse, traitements et corrections des donnés magnétiques

Les traitements et corrections spécifiques des données magnétiques ont été réalisés avec le logiciel Oasis Montaj développé par Geosoft. Il permet notamment l'importation/exportation, le stockage, le traitement, l'interpolation d'un important volume de données numériques, leur visualisation et post-traitement, la modélisation 2D directe, l'inversion 3D et l'interprétation du signal magnétique en termes de distributions de sources aimantées. Des codes numériques plus spécifiques ont également été développés sous Matlab.

III.1 – Filtrage des données aéroportées par drone et contrôle des sources externes

Cette étude se focalise sur l'analyse détaillée des données magnétiques acquises par drone. Les fichiers bruts extraits de l'instrument se trouvent sous format ascii, avec un formatage non adapté au logiciel Oasis Montaj. De ce fait, les données sont extraites grâce à un code Matlab afin d'être présentées comme dans le tableau 4.1. À noter que l'altitude ne fait pas partie des données brutes. Elle est recalculée avec le code Matlab à partir d'un MNT récent de la zone et de l'altitude de vol du drone lors du levé.

DATE dd/mm/yy	TIME hh:mm:ss	LATITUDE deg	LONGITUDE deg	ALTITUDE amsl/agl	MAG_FIELD nT	SQ

Tableau 4.1 : *Format d'acquisition des données magnétiques par drone après mise en forme des fichiers bruts.*

L'analyse visuelle des données brutes montre que ces dernières peuvent être affectées par des valeurs aberrantes telles que des valeurs nulles (perte de signal) ou ponctuellement de très fortes amplitudes (artefacts anthropiques par exemple). Ces valeurs aberrantes sont éliminées.

Par ailleurs, chaque mesure est associée à un indice de qualité du signal allant de 0 à 99 (SQ : signal quality). Plus l'indice de qualité est faible, moins les données sont précises. Après une analyse détaillée, un filtrage a été réalisé pour un seuil de qualité inférieur à 30 (contre 10 suggéré par le constructeur du capteur). Les phases de décollage et d'atterrissage sont également systématiquement supprimées comme recommandé par Gailler *et al.* (2021) car la mise en mouvement des rotors, l'accélération ou décélération verticale brutes ont un impact sur le signal.

De plus, les mesures réalisées à basse altitude peuvent être perturbées par l'environnement de vol (topographie abrupte et chaotique, contrôle de l'altitude du drone, conditions météorologiques, etc.), ce qui génère des artefacts dans les mesures. Par ailleurs, la nature de cet environnement est à prendre en compte. Les terrains volcaniques, en raison de leur forte aimantation, produisent naturellement des variations de forte amplitude dans le signal magnétique. Par conséquent, il est possible d'implémenter une étape de filtrage par fonction mathématique B-spline permettant de lisser ces courtes longueurs d'ondes en contrôlant le lissage et la tension de l'interpolation du signal magnétique (voir chapitre 5).

Comme mentionné précédemment, le champ magnétique terrestre varie temporellement et les sources de ces variations peuvent être d'origine interne ou externe à la Terre. A l'échelle temporelle des levés géophysiques, les variations internes sont insignifiantes cependant celles d'origine externe (i.e. variations diurnes, tempêtes magnétiques) sont à corriger. La variabilité quotidienne du champ magnétique ne dépasse pas ± 30 nT à la latitude de l'île de La Réunion (Chulliat *et al.*, 2013). Au contraire, les variations rapides du champ magnétosphérique global peuvent atteindre des valeurs très importantes, en particulier en période de perturbation du champ géomagnétique. Ces variations temporelles du champ externe qui se produisent pendant l'étude peuvent être détectées lors des mesures du champ magnétique par drone et être interprétées comme de véritables

champs statiques. Grâce au service de surveillance en temps réel des bases de données du champ géomagnétique fourni par le Bureau Central de Magnétisme Terrestre (BCMT), nous pouvons vérifier l'ensemble des jeux de données et identifier de possibles perturbations du champ magnétique afin de les corriger. À noter que les corrections diurnes ne sont pas effectuées dans cette étude (voir chapitre 5, section II.3.2).

III.2 – Calcul des anomalies magnétiques

Une fois la qualité des données évaluée et le filtrage effectué, on obtient les valeurs de l'intensité du champ magnétique au-dessus de la zone prospectée, où le signal magnétique est désormais considéré comme la somme des contributions du champ magnétique principal et des anomalies crustales.

III.2.1 – Localement : à l'échelle d'un levé aéroporté par drone

Sur des zones de dimensions restreintes impliquant des campagnes réalisées à la même période sans artefacts particuliers, les données sont corrigées du champ principal à

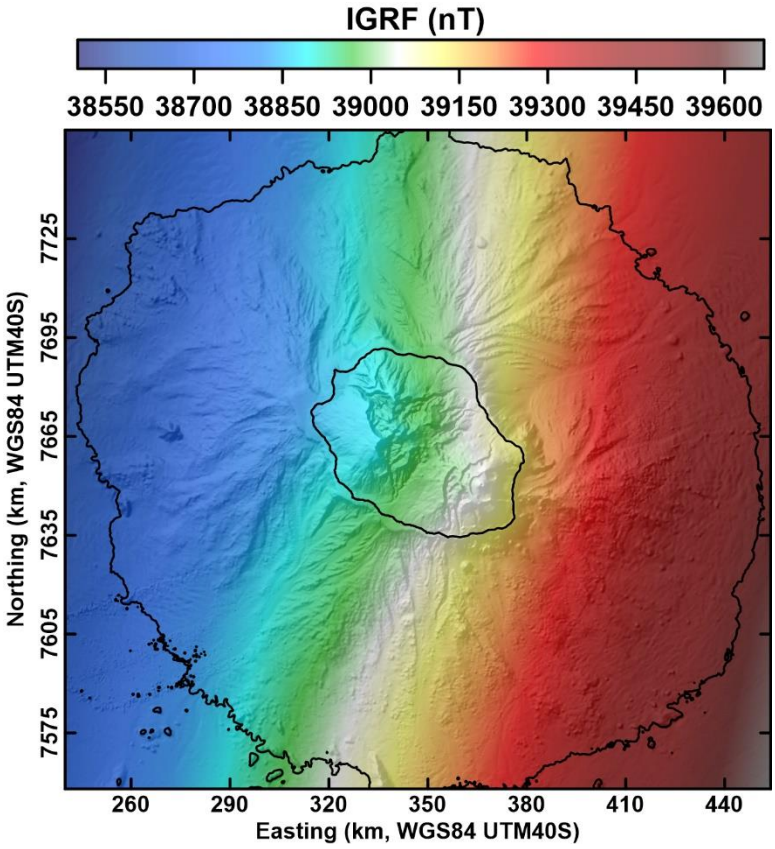


Figure 4.10 : *Modèle de l'IGRF-13 (Alken et al., 2021) à la Réunion.*

l'aide de l'IGRF (IGRF-13, Alken *et al.,* 2021) pour chaque période d'acquisition. Les valeurs de l'IGRF (Fig. 4.10) sont soustraites à chaque point de mesure de la base de données (Fig. 4.11a) et les valeurs résultantes correspondent aux anomalies magnétiques (Fig. 4.11b), désormais supposées être uniquement d'origine crustale.

III.2.2 – Interpolation des données à l'échelle d'un levé aéroporté par drone

En prospection magnétique, la distribution spatiale des mesures d'une zone prospectée dépend des lignes de vol. Il y a donc un suréchantillonnage le long de ces lignes et un sous-échantillonnage dans les directions perpendiculaires, ce qui créer un déséquilibre dans la distribution des données (Fig. 11a, b et c). Pour pallier à ce problème, l'ensemble des données d'anomalies magnétiques est interpolé en carte sur une grille régulière avec la méthode de courbure minimale (« Minimum Curvature ») par interpolation bidirectionnelle (Fig. 4.11d ; Bhattacharyya, 1969) en ajustant une surface bidimensionnelle aux données magnétiques.

Cette approche, similaire à celle décrite par Briggs (1974) et Swain (1976), garantit que la surface interpolée corresponde aux données mesurées tout en limitant l'introduction d'anomalies artificielles entre les données réelles, offrant ainsi une cartographie plus représentative du champ magnétique de la zone (Fig. 4.11d).

III.2.3 – Régionalement : levés multi-échelles spatio-temporelles

En présence de levés hétérogènes, et plus spécifiquement ici lorsqu'il s'agit d'intégrer des levés réalisés à différentes époques et altitudes, la réduction des données est plus complexe. Une approche d'analyse en harmoniques rectangulaires (RHA pour Rectangular Harmonic Analysis) a ainsi été développée par Thebault et Gailler (2023) pour modéliser des mesures scalaire brutes pouvant être incomplètes, bruitées, espacées de façon inégale sur une zone donnée et à des périodes, altitudes et capteurs différents, tout en réduisant l'impact des mesures incohérentes, comme dans le cas de la base de données complète compilée dans cette étude (Fig. 4.9).

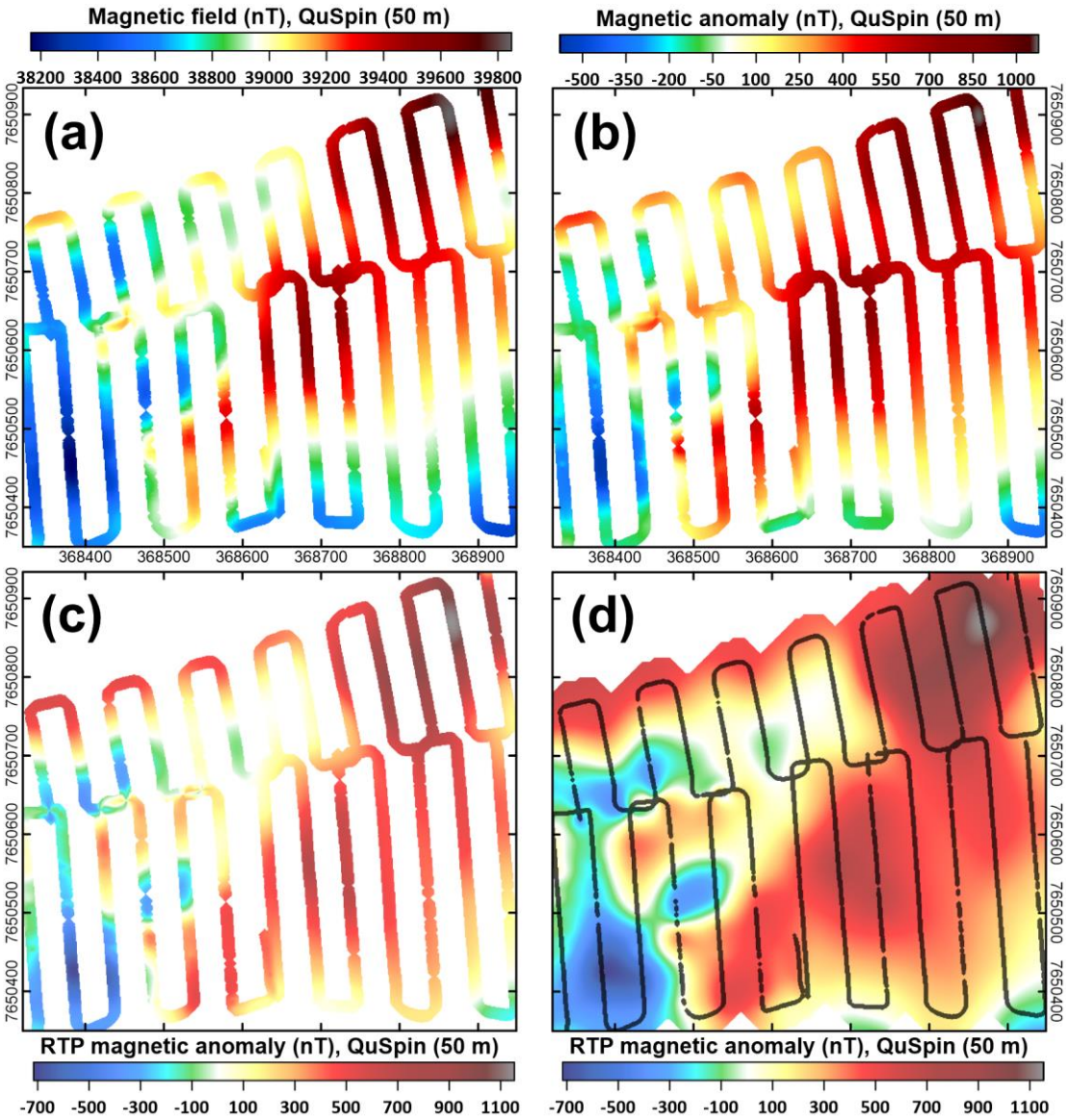


Figure 4.11 : *Exemple de traitement et de correction classique des données magnétiques dans cette étude sur le jeu de données de l'éruption d'avril 2020 (**a**). Les données ont été acquises en avril 2022 à 50 m d'altitude. La correction IGRF est appliquée afin d'obtenir la carte d'anomalies magnétiques (**b**) qui est ensuite réduite au pôle (**c**) et interpolée avec un espacement de 30 m (**d**). Traits noirs : localisation des données.*

Pour résumer, l'algorithme s'organise autour de 5 blocs de traitement principaux :

(i) Dans un premier temps les mesures sont corrigées du champ principal d'origine profonde à l'aide du modèle CHAOS (Finlay *et al.*, 2020) mis à jour régulièrement par la division espace de la Danish Technical University.

(ii) Les mesures sont ensuite projetées dans un référentiel local de coordonnées cartésiennes tenant compte de la courbure naturelle de la Terre où X correspond au nord, Y à l'est et Z est orienté vers le bas. Les mesures scalaires sont également converties du référentiel géocentrique au référentiel cartésien.

(iii) Les fonctions de base RHA, où le potentiel magnétique est exprimé par une double série de Fourier en X et Y, sont ensuite assemblées aux coordonnées cartésiennes des données avec les composantes du champ projetées dans le même repère. Cette étape permet la construction de la matrice des fonctions de base trigonométriques.

(iv) Le problème inverse, qui consiste à estimer les paramètres mathématiques du modèle, est ensuite résolu à l'aide d'une décomposition en valeurs singulières généralisées (GSVD). La procédure est complétée par une méthode robuste de Huber (Huber, 1964, 1973) qui permet de pondérer itérativement les données en fonction de leur écart statistique aux autres mesures. Cette procédure minimise l'impact des valeurs aberrantes ou mal résolues par le modèle, tout en gardant une information, jugée de mauvaise qualité, afin d'éviter leur rejet brutal dès les premières itérations.

(v) Enfin, les paramètres du modèle estimés sont utilisés pour calculer le champ vectoriel et les composantes vectorielles et l'intensité magnétique sur une grille régulière à une altitude constante définie par l'utilisateur. Les coordonnées du champ et ses composantes sont ensuite reprojetées du référentiel cartésien au référentiel géocentrique.

IV – Post-traitements

De nombreuses étapes de post-traitement sur les données magnétiques, dont les transformations et les analyses par dérivées du signal, s'appuient sur un outil mathématique essentiel, la transformée de Fourier. Depuis plusieurs décennies son utilisation est devenue pratique courante en géophysique et notamment en magnétisme, permettant de passer du domaine temporel à fréquentiel, dans lequel certaines opérations mathématiques deviennent plus simples.

En effet, le champ magnétique B se comportant comme un champ potentiel et satisfaisant l'équation de Laplace, il peut s'exprimer comme une fonction harmonique vectorielle. Ce caractère harmonique permet alors d'appliquer les outils classiques de l'analyse spectrale : représentation du champ magnétique par un développement en séries de Fourier, étude fréquentielle, et utilisation d'opérateurs en domaine spectral. C'est sur cette base que reposent plusieurs techniques de transformation, comme la réduction au pôle, les prolongements ou encore le signal analytique.

IV.1 – Réduction au pôle

L'opération effectuée sur les cartes d'anomalies magnétiques corrigées, lissées et filtrées, consiste en une réduction au pôle (RTP), couramment utilisée pour faciliter l'interprétation des anomalies (Fig. 4.11c). En effet, la RTP est une transformation mathématique permettant de corriger l'effet de l'inclinaison et de la déclinaison du champ magnétique et de l'aimantation des sources. Les anomalies magnétiques sont asymétriques donc décalées par rapport à leurs sources en tout point du globe sauf aux pôles magnétiques.

Baranov (1957) puis Baranov et Naudy (1964) ont ainsi proposé cette transformation pour reprojeter une anomalie magnétique observée en une anomalie telle qu'elle apparaîtrait aux pôles magnétiques, où l'aimantation (induite et rémanente) des sources est supposée parallèle au champ ambiant. La méthode requiert de connaître la direction du champ géomagnétique principal. Dans la plupart des applications, on suppose que l'aimantation est essentiellement induite, donc parallèle au champ ambiant, ce qui revient à négliger ou considérer alignée l'aimantation rémanente. Si cette hypothèse n'est pas respectée, la RTP produit des résultats erronés, ne reflétant pas la véritable distribution de l'anomalie.

Dans le cas des terrains volcaniques jeunes, cette hypothèse reste toutefois valable, ce qui justifie l'usage de la RTP dans ce contexte (voir Chapitre V).

L'anomalie résultante de la transformation RTP est donc localisée à l'aplomb de sa source aimantée, ce qui simplifie l'identification de la position de sa source et son interprétation (Fig. 4.12). La RTP est couramment appliquée aux données, à l'exception de

celles collectées à des latitudes proches de l'équateur, car la méthode devient instable en raison d'une singularité qui apparaît lorsque l'azimut du corps et l'inclinaison du champ magnétique s'approchent tous deux de zéro (Nabighian *et al.*, 2005). Pour pallier à ce problème une méthode de réduction à l'équateur a été développé afin de pouvoir effectuer la même transformation mais pour des données magnétiques équatoriales (Baranov, 1957).

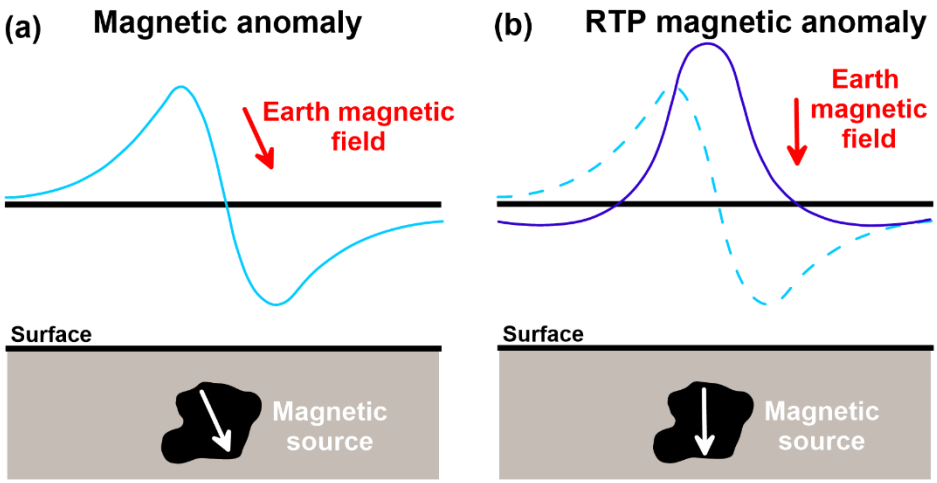


Figure 4.12 : *Schéma illustrant le principe de la réduction au pôle du signal magnétique, (Blakely, 1995)*

IV.2 – Prolongements

Les méthodes de prolongements vers le haut et vers le bas consistent à déplacer le point d'observation artificiellement à plus haute ou plus basse altitude que l'altitude sélectionnée lors de l'acquisition des données et à calculer le champ observé à cette nouvelle altitude (Kellogg, 1953). Ce type de prolongement analytique peut être résolu soit dans le domaine spatial (Peters, 1949 ; Henderson, 1960 ; Byerly, 1965), soit dans le domaine fréquentiel (Dean, 1958). Bhattacharyya (1965), Byerly (1965), Mesko (1965) et Clarke (1969) ont contribué à la compréhension de ces transformations, qui sont désormais effectuées de manière routinière.

Cette transformation peut être employée lorsqu'il est nécessaire de comparer ou d'assembler des relevés aériens mesurés à des altitudes différentes afin de transformer les relevés individuels en un levé étendu plus cohérent. Le prolongement vers le haut tend à accentuer les anomalies causées par des sources profondes au détriment des anomalies causées par des sources peu profondes. En terrain volcanique, le signal est souvent marqué

par des anomalies de courte longueur d'onde dues aux roches aimantées de proche surface. Le prolongement vers le haut peut donc être utilisé pour atténuer les anomalies de sources peu profondes afin de mettre en évidence le signal magnétique de sources plus profondes (Fig. 4.13). Le prolongement vers le bas amplifie au contraire les courtes longueurs d'ondes. Le bruit étant composé de signaux de courtes longueurs d'ondes, il sera également amplifié, ce qui rend ce prolongement peu fiable et particulièrement complexe avec les données magnétiques.

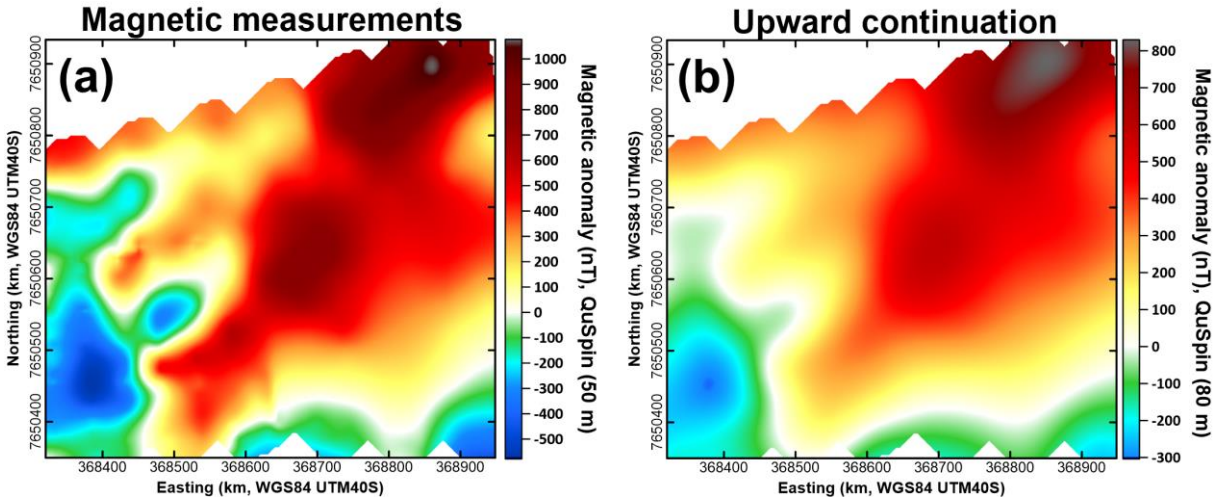


***Figure 4.13** : Exemple de prolongement vers le haut effectué sur la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle, acquise à 50 m d'altitude **(a)**, prolongée à 80 m d'altitude **(b)**.*

IV.3 – Dérivées horizontales, verticales et signal analytique

Dans l'analyse des anomalies magnétiques, l'une des étapes consiste à étudier les dérivées spatiales du champ d'intensité T (x, y, z). Ces dérivées peuvent être calculées selon les directions horizontales ($\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$) et verticale ($\partial T/\partial z$). Elles expriment les variations locales du signal et permettent de mettre en évidence les zones de fort contraste, souvent associées aux limites ou discontinuités géologiques. L'ensemble de ces dérivées constitue le gradient total du champ d'intensité: $\mathrm{S(x,y)} = (\partial T/\partial x\,,\ \partial T/\partial y,\ \partial T/\partial z)$.

C'est dans ce cadre que s'inscrit la notion de signal analytique, introduite dans le traitement du signal par Ville (1948) et adaptée à l'interprétation magnétique par Nabighian (1972, 1974). Celui-ci a démontré que l'amplitude du signal analytique présente une réponse

en forme de cloche centrée sur chaque arête d'un corps 2D, mettant ainsi en évidence les bords et sommets des sources.

Roest *et al.,* (1992) généralisent l'étude du signal analytique à l'analyse des corps 3D (eq. 4.15) tout en affirmant l'indépendance du signal analytique vis-à-vis de la direction d'aimantation ; propos nuancé par Li (2006) démontrant que cette affirmation est vraie seulement pour des cas particuliers tel que les sources superficielles et géométries simples.

$$\mathrm{A(x,y)} = \|S(x,y)\| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \qquad \textbf{(4.15)}$$

Où A est l'amplitude du signal, soit l'intensité des variations du potentiel dans l'espace, S le vecteur du gradient total, T l'intensité de l'anomalie magnétique aux coordonnées x, y et $(\partial T/\partial x)$, $(\partial T/\partial y)$ et $(\partial T/\partial z)$ les dérivées spatiales des composantes horizontales et verticale du champ potentiel.

En somme, la méthode du signal analytique propose de localiser les limites des corps et structures aimantées à partir de cartes de gradient total (e.g. Fig. 4.14b), très utile pour la cartographie qualitative. Bien qu'il faille nuancer, elle offre également une alternative à la RTP si les directions d'aimantation ne sont pas supposées alignées dans la direction du champ ambiant.

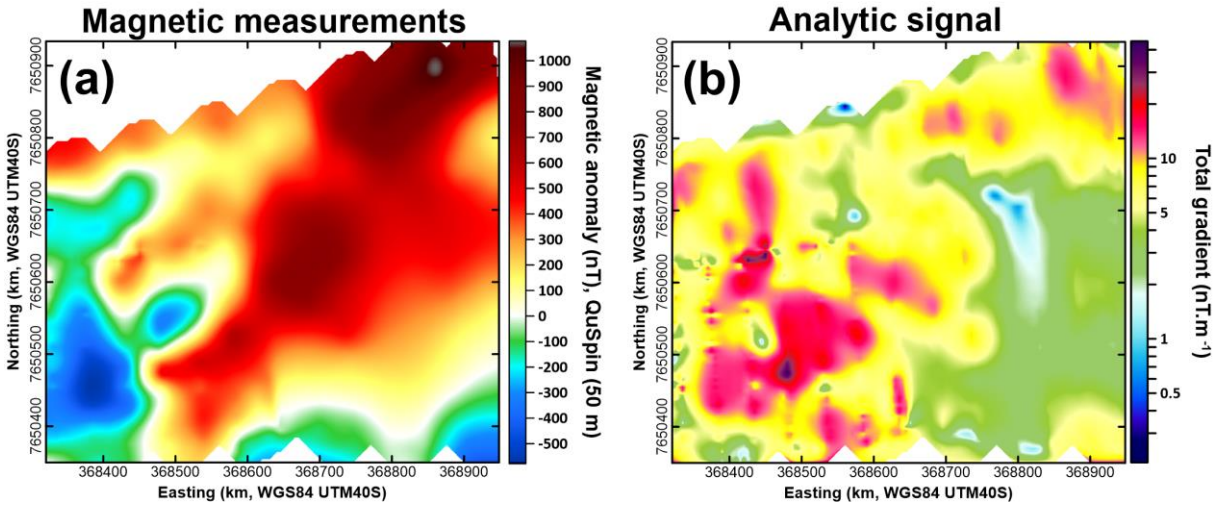


Figure 4.14 : *Illustration de l'application de la méthode du signal analytique sur la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle* ***(a)****, aboutissant à la carte de gradient total* ***(b)****.*

V – Modélisation numérique

V.1 – Résolution du problème inverse

De manière générale, le problème inverse consiste donc à retrouver la distribution de l'aimantation (ou de la susceptibilité magnétique) des corps du sous-sol à partir des mesures effectuées correspondant aux anomalies magnétiques. Autrement dit, on veut retrouver le modèle du milieu, c'est-à-dire la répartition des propriétés magnétiques, en utilisant : (i) la géométrie de l'espace étudié (domaine, profondeur d'investigation, maillage du modèle), (ii) la configuration des mesures (localisations et altitudes des données), (iii) les anomalies magnétiques observées et (iv) les paramètres du champ magnétique terrestre de référence (intensité, inclinaison, déclinaison).

Pour les inversions de champ potentiel, VOXI Earth Modelling utilise un algorithme qui prédit une distribution tridimensionnelle des propriétés magnétiques (c'est-à-dire un modèle 3D discrétisé en une série de voxels) à partir d'une série de mesures de champ potentiel observées au-dessus de la surface. L'algorithme s'appuie sur un maillage de sources équivalentes placées en profondeur dans la croûte. Le processus d'inversion minimise, au sens des moindres carrés, la distance entre le champ magnétique prédit par l'ensemble des voxels sources d_{cal} et le champ magnétique observé d_{obs} (par exemple, Ellis *et al.,* 2012) :

$$\min \chi^2 = ||\mathrm{d}_{obs} - \mathrm{d}_{cal}(\mathrm{m})||^2 + \lambda\, ||\mathrm{m}||^2 \qquad \textbf{(4.24)}$$

Où m est le paramètre de susceptibilité du modèle et λ le paramètre de régularisation de Tikhonov contrôlant l'énergie finale de la solution. Pour minimiser la fonction de coût χ^2, le processus itératif ajuste progressivement les paramètres du modèle de manière à ce que celui-ci s'ajuste aux mesures tout en minimisant l'énergie des paramètres grâce à la régularisation de Tikhonov (e.g. Zhdanov, 2002). La solution est atteinte lorsque l'inadéquation est inférieure à une erreur totale a priori définie comme étant la déviation standard du bruit Gaussien des données magnétiques. L'ensemble des étapes menant à la résolution du problème inverse (eq. 4.24) est présenté dans le chapitre 2, partie III.1.2.

V.2 – Modélisation 2D – GMSYS-2D

Dans le but d'exploiter davantage les données magnétiques et de fournir des informations plus détaillées concernant les structures locales, une approche par modélisation 2D directe a été réalisée. Elle consiste à reproduire le signal observé à partir d'un modèle géologique simplifié. Elle est effectuée grâce au module GM-SYS 2D du logiciel Oasis Montaj (Geosoft). Ce programme permet de construire une coupe 2D composée de polygones représentant des corps géologiques auxquels nous attribuons des propriétés physiques (susceptibilité magnétique). Le profil 2D recoupe une grille de données tout en prenant en compte la topographie. Dans notre cas, la modélisation sera effectuée en 2D classique, c'est-à-dire que l'extension des blocs dans le plan Y, perpendiculaire au profil, sera considérée à l'infini afin de simplifier les calculs mais également le modèle.

Cette approche est basée sur une analyse graphique des résultats où le calcul des anomalies magnétiques s'effectue de manière simultanée après la modification d'un polygone (géométrie et/ou aimantation). La réponse magnétique calculée est basée sur les méthodes de calcul du champ d'anomalies magnétiques de Talwani et Heirtzler (1964). La routine d'inversion linéaire est basée sur le programme informatique SAKI (Webring, 1985) intégrant un algorithme d'inversion de Marquardt pour l'inversion et l'ajustement de la réponse théorique aux données observées (Marquardt, 1963). L'erreur entre les données mesurées et calculées permet de contrôler la qualité du modèle et permet d'ajuster plus finement les limites des structures de sources. Toutefois, il nécessite une bonne connaissance a priori des structures géologiques présentes le long du profil, ainsi que des propriétés physiques des roches impliquées.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, les nombreuses observations géologiques et structurelles effectuées par l'OVPF-IPGP ainsi que les études sur l'édifice ont fourni une première base de contraintes pour la construction des modèles directs (e.g. Lénat *et al.,* 2012 ; Bachèlery *et al.,* 2016 et les références associées). Des études pétrophysiques des roches ont permis d'ajuster les valeurs d'aimantation de certaines structures modélisées (cette étude (chapitre 7) ; Chamalaun, 1968, Chauvin *et al.,* 1991, 1994 com. Pers.). Enfin, les modèles

directs ont été contraints par les coupes extraites des modèles d'inversion 3D de résistivité électrique (chapitre 3) et magnétique (chapitre 6). Bien qu'il n'existe pas de relation directe entre la résistivité électrique et l'aimantation d'un matériau, le modèle d'inversion électrique 3D a permis de mieux contraindre certaines limites entre les formations géologiques.

VI – Applications

VI.1 – Modélisations locales

L'éruption du Piton Tikal, survenue au début de cette étude, constitue un évènement d'intérêt majeur pour la caractérisation, à la fois spatiale mais également temporelle, des anomalies magnétiques. Il s'agit d'une zone localisée sur la zone de rift sud-est (SERZ) du Piton de la Fournaise (Fig. 4.15a) qui offre une occasion unique de caractériser l'état thermique, les structures souterraines et d'obtenir des informations sur la dynamique globale des fluides de cette zone très active. Pour ce faire, nous utilisons l'ensemble des techniques d'analyses et de modélisations présentées dans ce chapitre sur les données d'observations des levés magnétiques de la zone (Fig. 4.15b). De plus, cet évènement nous permet de quantifier l'évolution temporelle des signaux magnétiques associés à l'évolution du site. Cet aspect de réitération des données permet d'implémenter une surveillance 4D (dimensions spatiale (x, y,

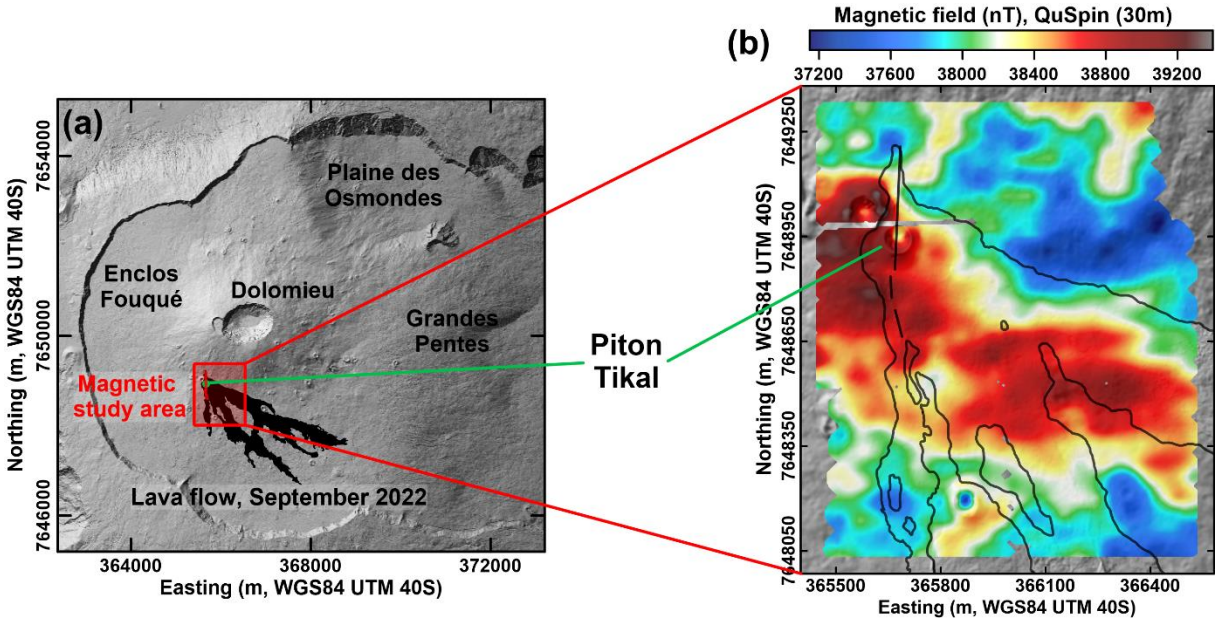


Figure 4.15 : a) *Localisation de l'éruption de septembre 2022 et de sa coulée associée.* ***b)*** *Zoom sur la zone d'intérêt. Carte de champ magnétique total acquise le 25 novembre 2022.*

z) et temporelle) afin de mieux comprendre l'évolution du volcan et de ses signaux magnétiques associés. Le Piton Tikal fait l'objet d'une étude spécifique détaillée dans le chapitre 5.

VI.2 – Élaboration du modèle d'aimantation 3D du Cône Terminal

En parallèle du modèle de résistivité 3D (cf. chapitre 3), l'objectif est de construire un modèle d'aimantation 3D à l'échelle globale du centre volcanique du Piton de la Fournaise afin de proposer des interprétations couplées à partir de deux paramètres physiques clés (résistivité et aimantation). Ces paramètres sont particulièrement sensibles à la nature des roches, à la présence de fluides et à la température. Ils sont donc particulièrement pertinents pour imager la structure interne d'un édifice volcanique, permettant notamment d'identifier des zones conductrices et désaimantées telles que les systèmes magmatiques ou hydrothermaux, la nappe phréatique, ainsi que les zones fracturées ou altérées. Cette analyse couplée entre modèles permet également de mieux contraindre les interprétations et de pallier aux incertitudes d'interprétations liées au principe de non-unicité de la solution des modèles numériques lorsqu'ils sont interprétés de manière individuel.

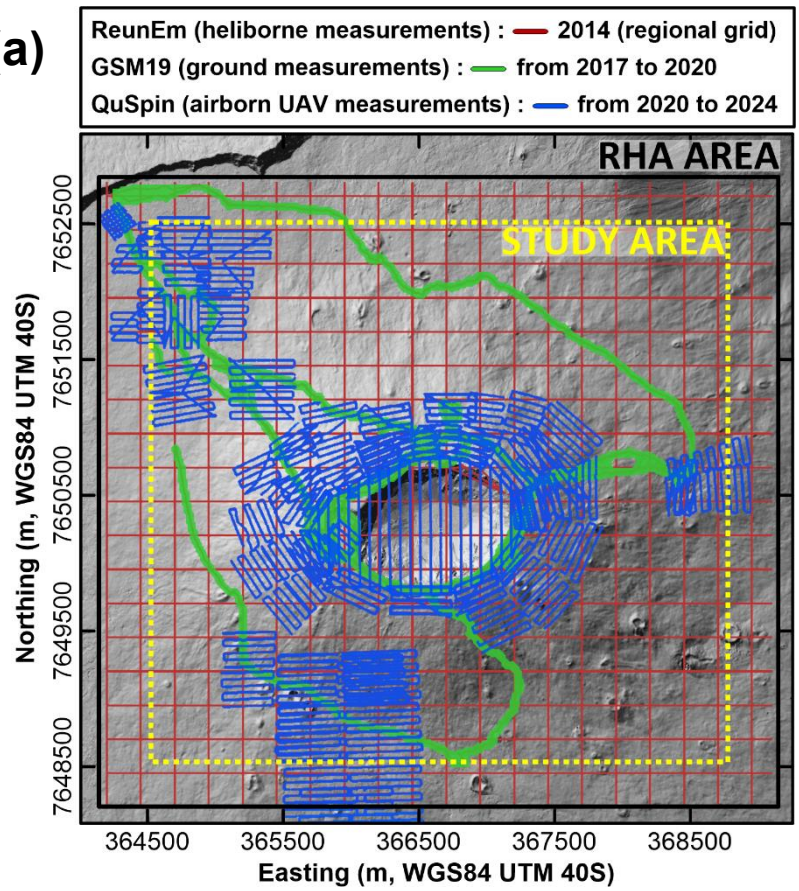
VI.2.1 – Homogénéisation et réduction des données régionales

Le premier artefact provient de la distribution spatiale inhérente à chaque jeu de données. En effet, l'hétérogénéité de densité de mesures entre chaque jeu de données (terrestres, héliportées et drones, Fig. 4.16b) impacte considérablement leur combinaison et modélisation. Le jeu de données issu de levés aéroportés par drone possède une quantité de données nettement supérieure et donc un poids beaucoup plus important que les deux autres jeux de données, ce qui a pour effet de causer des artefacts dans les zones non couvertes par les données drone. Les jeux de données ont ainsi été décimés afin de leur donner des poids cohérents en terme de résolution (sol < ReunEM < drone, Fig. 4.16b).

Notons en parallèle que les quarts NE et SE, qui ne sont couverts que par les levés héliportés ReunEM, sont irrégulièrement couverts (Fig. 4.9). Une grille régionale régulière a

donc été interpolée pour extraire des profils N-S et E-W réguliers espacés de 200 m (profils rouges, Fig. 4.16a).

(a)



(b)

Données	Total	Facteur de décimation	Décimation
ReunEM (grille régionale)	130 800	1/2	75 400
GSM19 (sol)	153 105	1/3	51 035
QuSpin (drone)	1 989 088	1/10	198 909

Figure 4.16 : a) *Visualisation de la grille régionale issue des données de ReunEM et des données magnétiques terrestres et aéroportées, compilées ici pour la RHA (rectangle noir).* ***b)*** *Nombre de mesures dans chaque jeu de données avant et après décimation.*

Par la suite, les premiers tests de modélisation RHA du champ magnétique crustal avec les données présentées dans la figure 4.9 ont en parallèle souligné différents artefacts. Le premier problème concerne l'apparition de nombreuses anomalies de forte intensité sur les bords du modèle. Ce dernier est communément lié à une instabilité numérique aux bords du modèle, connue sous le nom de phénomène de Gibbs. Les longueurs d'onde de ces anomalies sont de l'ordre de la centaine de mètres à l'échelle de la zone d'étude (STUDY AREA, Fig.

4.16a). Pour pallier à ce problème la zone modélisée a été étendue latéralement sur 300 m autour de la zone d'intérêt (RHA AREA, Fig. 4.16a).

VI.2.2 – Carte d'anomalies magnétiques du Cône Terminal

Il est possible de définir dans le code RHA certains paramètres cruciaux pour la modélisation du champ magnétique crustal, le principal étant l'indice d'expansion maximale définissant la résolution spatiale du modèle. Il permet de définir le niveau de troncature de la double série de Fourier utilisée pour modéliser le potentiel magnétique. Le choix de la valeur de N_{MAX} est basé sur la qualité des données, la taille du domaine étudié, ainsi que la densité de distribution des données dans ce domaine, en considérant toujours les plus grands écarts (e.g. les profils ReunEM dans notre cas). Après une analyse détaillée, nous avons défini N_{MAX} = 6, une valeur faible qui aura pour conséquence de lisser le modèle entraînant une perte de détail mais une stabilité de celui-ci. Un N_{MAX} élevé permettrait une plus haute résolution mais peut être sujet à des sur-ajustements, une instabilité numérique et une sensibilité élevée au bruit. Par conséquent, la valeur de 6 offre un bon compromis permettant d'obtenir une résolution minimale des longueurs d'ondes dans les directions N-S et E-W d'environ 850 m.

Les valeurs d'intensité magnétique modélisées sont calculées sur une grille régulière à l'altitude des levés aéroportés par drone, soit une altitude de 20 m au-dessus de la surface topographique (Fig. 4.17a).

Qualitativement, d'importants contrastes d'aimantation sont mis en évidence par une large gamme de variations des anomalies magnétiques RTP de -4500 à 3000 nT (Fig. 4.17a). Une anomalie magnétique positive de forte amplitude (> 1000 nT) et de grande longueur d'onde englobe l'ensemble des flancs du Cône Central. Cette dernière est découpée au niveau du flanc NW du Cône Central par la présence d'anomalies plus faibles, de l'ordre de 500 nT dans l'axe de la RZ N120°. Le cratère Dolomieu est quant à lui marqué par une forte anomalie négative. Différents contrastes significatifs sont également mis en évidence en base de cône. Une anomalie négative d'orientation N120° apparait au NW (< - 1500 nT) de la zone d'étude, mais également au sud avec cependant un contraste moins prononcé (objet d'une étude dédiée dans le chapitre 5). En aval du Cône Central, le flanc est, dans l'axe de son plan de

glissement, est marqué par une anomalie négative. L'anomalie localisée dans le coin NE de la carte s'apparente à un artefact de bord de modèle et qui est amplifié par une rupture de pente abrupte associée à la Plaine des Osmondes (Fig. 1.7).

Les anomalies négatives de forte amplitude et de grande longueur d'onde ne sont pas attribuées à des formations à aimantation inverse. Si la mise en place des formations de l'île de La Réunion couvre un ensemble d'inversions magnétiques (Malengreau, 1995 ; Lénat *et al.,* 2001), les anomalies positives et négatives sont communément interprétées en termes de constructions antérieures et postérieures à l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama (772,4 ± 6,6 ka ; Valet et al., 2019). Cependant, le Piton de la Fournaise s'est édifié principalement en période normale (< 540 ka ; Gillot et Nativel, 1989). La profondeur de la limite entre les formations Brunhes et Matuyama a été modélisée par Gailler *et al.,* (2012) et confirme que les sources des anomalies magnétiques imagées à notre altitude de mesures sont concentrées dans l'empilement peu profond et positivement aimanté du Piton de la Fournaise.

D'après les équations de Maxwell-Gauss (eq. 4.3), les anomalies positives doivent être compensées par des anomalies négatives. Si ce n'est pas le cas, cela traduit la présence d'effets régionaux liés à des structures de plus grande échelle que celle du levé magnétique. Sur la carte RTP (Fig. 4.17a), on observe que la gamme de valeurs des anomalies magnétiques modélisées par RHA (-4700 à 3000 nT) n'est pas centrée en 0. Or, lors de son utilisation, le code RHA quantifie et supprime la tendance régionale qui subsiste au sein des données.

Les anomalies qui ne sont pas compensées (< -3000 nT) se situent au niveau du cratère Dolomieu. Dans cette zone, les levés magnétiques ne sont pas acquis à des altitudes constantes au-dessus de la surface topographique mais à des altitudes fixes par rapport au niveau de la mer. De ce fait, les données observées au-dessus du cratère sont influencées par un effet topographique fort (i.e. vide du cratère) qui n'est pas corrigé lors du calcul des données modélisées à 20 m au-dessus de la topographie mais au contraire qui est accentué. Afin de quantifier la part de l'influence du cratère dans l'amplitude du signal, on construit un modèle 3D de dimensions similaires à la carte RTP en x et y et de profondeur z = 1000 m et dans lequel nous fixons une aimantation du sous-sol à 8 $A.m^{-1}$. Nous effectuons ensuite deux modélisations directes de la zone où le seul paramètre variant est la topographie. La première

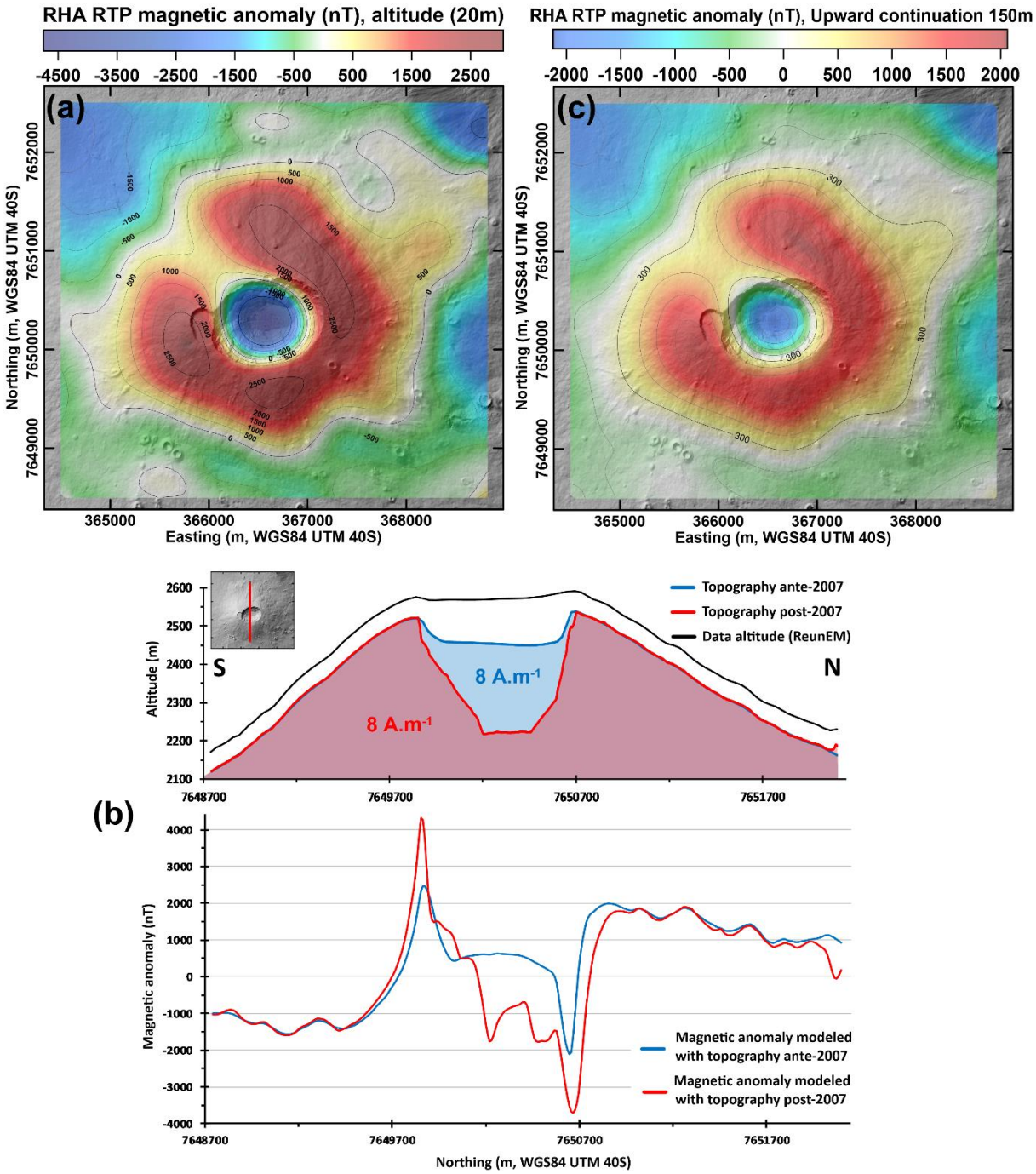


Figure 4.17 : a) *Carte des anomalies magnétiques réduites au pôle, modélisée par RHA à partir des différents levés et compilée à une altitude de 20 m au-dessus de la surface topographique.* ***b)*** *Profil magnétique N-S extrait de la modélisation 3D directe des anomalies magnétiques causées par la topographie du cratère Dolomieu avant et après 2007, à l'altitude des données ReunEM. Le modèle 3D est paramétré avec des cellules de 50 x 50 x 50 m dans lequel on fixe une aimantation du sous-sol à 8 A.m^{-1} et une profondeur à une altitude de 1000 m.* ***c)*** *Prolongement vers le haut de la carte (a) à une altitude de 150 m au-dessus de la surface topographique.*

correspond à la topographie avant la formation de la caldera en avril 2007, tandis que pour la deuxième, il s'agit de la topographie actuelle avec le cratère Dolomieu et les 380 m de vide créés par l'effondrement de la colonne de roche (Staudacher *et al.*, 2009). La différence de

réponse entre ces deux modèles le long d'un profil traversant le cratère nous donne une approximation de la part du vide causé par la formation du cratère dans l'amplitude du signal magnétique (Fig. 4.17b). On obtient ainsi une valeur moyenne d'environ -1500 nT, ce qui correspond à la part non compensée des anomalies sur la carte RTP (Fig. 4.17a). Afin d'atténuer l'effet topographique du cratère, nous effectuons un prolongement vers le haut de la carte RTP (Fig. 4.17a) à une altitude de 150 m (Fig. 4.17c). La gamme de valeurs des anomalies magnétiques est dorénavant centrée en 0, respectant ainsi les implications liées à l'équation de Maxwell-Gauss (eq. 4.3).

Dans le chapitre 6, les deux cartes RTP (Fig. 4.17a et c) seront exploitées à des fins différentes. Tout d'abord, la carte RTP à 20 m d'altitude sera utilisée pour l'inversion numérique du modèle d'aimantation 3D du centre volcanique du Piton de la Fournaise afin de garder la plus haute résolution possible, même si l'effet topographique du cratère est présent. Enfin, la carte RTP à 150 m d'altitude sera utilisée pour la modélisation directe des profils magnétiques (2D) afin de modéliser les structures aimantées tout en s'affranchissant au maximum de l'effet topographique du cratère Dolomieu.

VI.3 – Paramétrisation du modèle d'inversion 3D

La modélisation a été effectuée avec le module VOXI Earth Modelling de Geosoft. La géométrie du maillage du modèle, définie en fonction de la résolution de la carte finale, est détaillée dans le tableau 4.2 et son étendue est visualisée dans la figure 4.18. La zone d'intérêt principale (foreground) a été discrétisée en cellules de taille 100 m x 100 m x 100 m. Au-delà, une zone régionale (background) est ajoutée pour atténuer latéralement les effets de bords aux frontières du modèle sur plusieurs dizaines de kilomètres dans les quatre directions cardinales.

VI.4 – Ajustement du modèle d'inversion 3D

L'inversion fournit un modèle de pseudo-susceptibilité (SI) dont la valeur moyenne est centrée sur zéro (gamme de distribution entre - 0.192 et 0.131). Comme expliqué ci-dessus

(section VI.2.2), à notre échelle de détection, les valeurs d'aimantations négatives ne sont pas associées à des roches d'aimantation inverse mais témoignent de phénomènes de diminution de l'aimantation.

	Model geometry			
	Foreground		Background	
Coordinates	MIN (m)	MAX (m)	MIN (m)	MAX (m)
X	364500	368800	262200	471100
Y	7648500	7652500	7546200	7754800
Z	1000	2650	-1400	1000
Dimension	4300 x 4000 x 1650 m		increasing from 60 to 102 400 m	
Mesh size	100 x 100 x 100 m		100, 200, 400, …, 102 400	
Nb blocs	117 180			
Nb elements in X	9 + 45 + 9			
Nb elements in Y	9 + 42 + 9			
Nb elements in Z	17 + 5			

Padding	Horizontal Padding	Vertical Padding
Nb cells	9	5
Cell expansion ratios	2	1.5

Lin-Log transition in Z	1200 m

IGRF	Date	23/11/2022
	Field strength	38 590 nT
	Inclination	90
	Declination	0
Elevation data	20 m	
Fit error	Absolute	61.94 nT
Physical model	Susceptibility	

Tableau 4.2 : *Tableau présentant les caractéristiques géométriques de la maille du modèle et d'autres paramètres pour l'inversion des données magnétiques.*

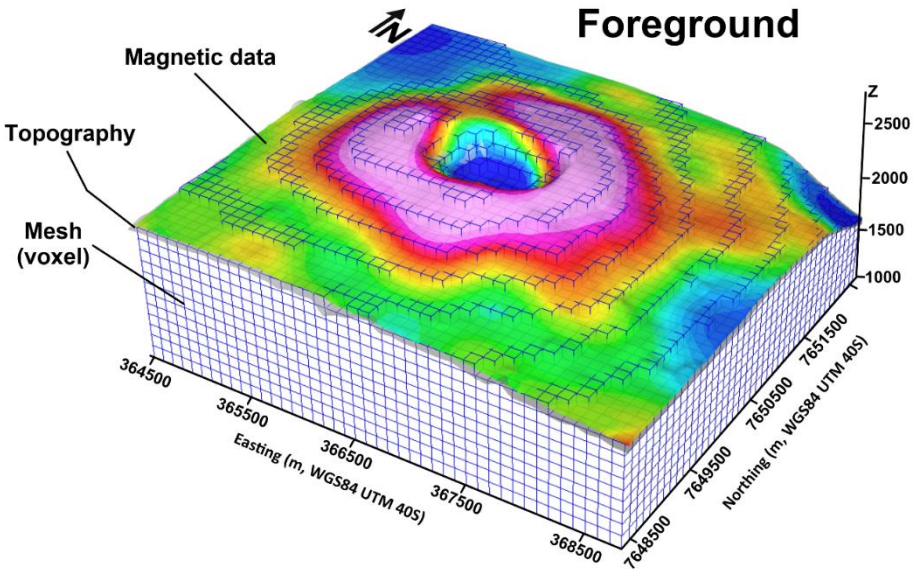


Figure 4.18 : *Représentation 3D du maillage voxel du modèle de susceptibilité magnétique.*

Pour faciliter la lecture, un modèle de susceptibilité magnétique positive est donc dérivé en employant la méthode de l'annihilateur (Parker et Huestis, 1974, Blakely, 1995 ; Bouligand *et al.,* 2014, 2020 et Gailler *et al.,* 2024). Pour résumer, l'annihilateur correspond à une distribution d'aimantation qui ne produit aucun champ magnétique mesurable en surface. Par conséquent, n'importe quelle quantité d'annihilateur peut être ajoutée au modèle sans affecter le champ magnétique mesurable à la surface (Parker, 1977). Bien qu'il existe une infinité d'annihilateurs, l'ajustement des valeurs de susceptibilité peut être obtenu en 3 étapes. Le modèle inverse initial obtenu à partir des données vraies étant noté V1. Des données synthétiques sont calculées sur la même grille que les données vraies pour un modèle de susceptibilité moyenne et homogène de 0.1. Ces données sont par la suite inversées (avec les mêmes paramètres que V1) donnant un modèle théorique V2, le modèle annihilateur correspondant à V3 = 0.1-V2. Le modèle final est dès lors défini par :

$$V4 = V1 + f(V3) \qquad \textbf{(4.25)}$$

Où f est un facteur déterminé de manière itérative pour définir la valeur d'annihilateur à ajouter pour obtenir le modèle positif V4, dans notre cas f = 1.796788, tel que $min(V4) = 0$.

Le modèle V4, que nous utiliserons pour l'interprétation, possède une gamme de susceptibilité magnétique comprise entre 0 et 0.291, conservant ainsi la gamme de variation initiale. Ces valeurs sont ensuite converties en valeur d'aimantation (A.m^{-1}) à l'aide de l'équation 4.26 :

$$M = \chi \, \mathrm{B}/\mu_0 \qquad \textbf{(4.26)}$$

Où M est l'aimantation (A.m^{-1}), χ la susceptibilité magnétique, B l'intensité du champ magnétique dans la zone d'étude (Tesla) et μ_0 la perméabilité magnétique du vide ($4\pi.10^{-7}\ kg.m.A^{-2}.s^{-2}$).

Le modèle ajusté présente une gamme d'aimantation entre 0 et 9 A.m^{-1}, avec un pic de distribution des valeurs entre 4 et 7 A.m^{-1}, des valeurs cohérentes avec les données de la

littérature (Chauvin *et al.,* 1991) mais également avec les mesures in situ récentes réalisées dans le cadre de cette étude et présentées dans le chapitre 7.

L'analyse qualitative du modèle d'aimantation 3D du Cône Terminal du Piton de la Fournaise, les interprétations géologiques et les conclusions qui en découlent sont présentées dans le chapitre 6 et une interprétation couplée entre les modèles d'aimantation et de résistivité sera également présentée.

Chapitre 5

Chapitre 5

Vers une surveillance 4D des sites éruptifs du Piton de la Fournaise : apports des levés aéroportés par drone



Objectifs :

- Produire des levés magnétiques, visibles et thermiques aéroportés par drone de haute résolution d'une zone locale de fort intérêt.

- Imager les structures internes du Piton du la Fournaise aux échelles locales avec la modélisation numérique 2D/3D.

- Interpréter les anomalies magnétiques grâce à l'apport de contrainte indépendante (modélisation InSAR, observation de terrain)

- Suivre l'évolution spatio-temporelle des signaux magnétiques pour le développement d'un suivi 4D des variations au sein de l'édifice.

I – Introduction

La publication "*Insight into magmatic pathways and subsurface structures from repeated UAV magnetic prospecting at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island (2025)*" a été publiée dans l'édition spéciale "*Quantitative Assessment and Modeling of Volcanic Activity*" de la revue Earth, Planet and Space.

Guillard, R., Gailler, L., Labazuy, P. *et al.* Insight into magmatic pathways and subsurface structures from repeated UAV magnetic prospecting at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Earth Planets Space* **77**, 169 (2025). https://doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1186/s40623-025-02300-y

Cette étude se concentre sur la zone de rift sud-est (SERZ) du Piton de la Fournaise et plus particulièrement sur le site éruptif de septembre 2022, qui offre une occasion unique de caractériser l'état thermique, les structures souterraines et la dynamique interne des fluides dans cette zone très active. Les objectifs de cette étude sont donc multiples :

- Obtenir une nouvelle image à plus haute résolution des sources magnétiques afin d'étudier et identifier les structures du volcan à différentes profondeurs et échelles spatiales à l'aide d'une analyse magnétique 2D/3D, accompagnée d'une analyse comparative avec les modèles 3D d'intrusions magmatiques dérivés des données de déformations InSAR.

- Observer les variations spatio-temporelles des anomalies magnétiques afin d'identifier les différentes contributions des sources au champ magnétique dans le but de déduire l'état du sous-sol et les processus à l'origine de ces changements.

- Utiliser les mesures du champ magnétique réalisées à haute résolution spatiale pour détecter de petites structures proches de la surface, telles que des tunnels de lave.

Pour ce faire, nous avons réalisé des levés magnétiques aéroportés par drone à haute résolution qui ont été réitérés dans le temps afin d''étudier l'évolution des signaux

magnétiques en relation avec les structures et les processus volcano-tectoniques. Ces levés ont également permis le développement d'une imagerie spatio-temporelle (i.e. 4D).

Les résultats majeurs mettent en évidence :

- La corrélation entre un axe désaimanté profond d'orientation N120° et la localisation des intrusions magmatiques dans cette zone, ce qui permet de proposer la présence d'un axe de faiblesse mécanique orienté N120° recoupant la SERZ et exerçant un contrôle sur la dynamique interne des fluides magmatiques et hydrothermaux dans ce secteur.

- L'évolution spatio-temporelle des signaux magnétiques associés à la coulée de lave de septembre 2022. On observe ainsi une augmentation globale de plusieurs centaines de nanoteslas (entre 150 et 900 nT) liée à l'acquisition d'une aimantation par les roches, causée par le refroidissement de la coulée de lave entre 2022 et 2024.

- La capacité de la prospection magnétique de haute résolution à détecter les contrastes d'aimantation entre le tunnel et la coulée de lave de septembre 2022 dans sa partie proximale.

Ces travaux démontrent l'efficacité de la prospection magnétique par drone, ainsi que sa capacité et sa rapidité à collecter des données de haute résolution faisant d'elle une méthode opérationnelle efficace pour la surveillance et la caractérisation des structures internes des édifices volcaniques.

II – Insight into magmatic pathways and subsurface structures from repeated UAV magnetic prospecting at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island

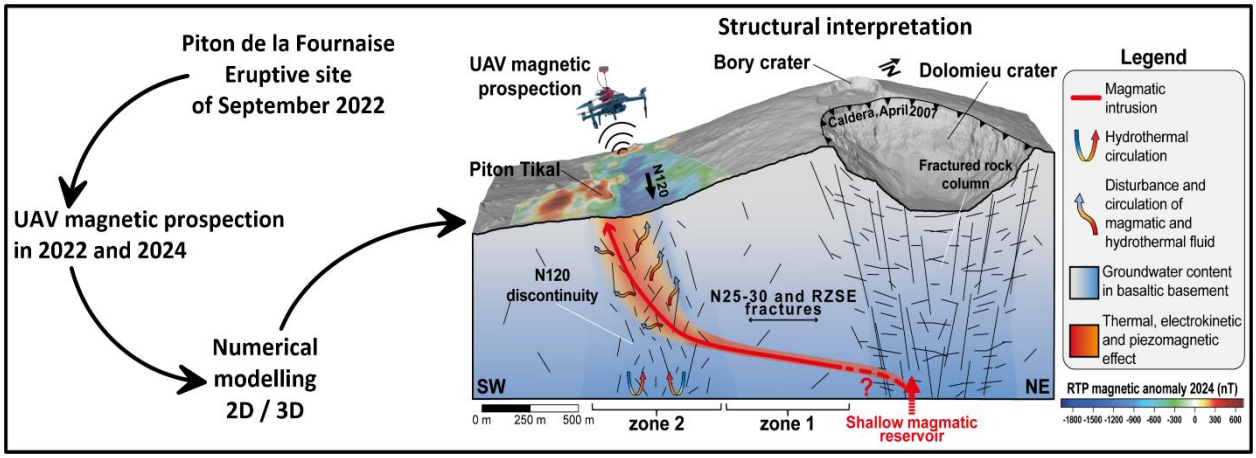
Romain Guillard[1*], Lydie Gailler[1], Philippe Labazuy[1], Erwan Thebault[1], Edouard Régis[2], Quentin Dumont[3]

[1]: CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, Université Clermont Auvergne, F-63000 Clermont-Ferrand, France.
[2]: OPGC, Observatoire de Physique du Globe de Clermont, Université Clermont Auvergne, F-63000 Clermont-Ferrand, France.
[3]: Quentin Dumont, Institute of Seismology and Vulcanology, Hokkaido.

[*]: Corresponding author: romain.guillard@uca.fr

Keywords : Aeromagnetic survey; Unmanned Aerial Vehicle; magmatic intrusion; weakness zone; magnetisation; lava flow; lava tube; basaltic shield volcano

Graphical abstract



Abstract

Volcanic activity disturbs the existing magnetic field, and analysis of the resulting magnetic anomalies provides information about the internal structure and evolution of active systems within edifices. This study focuses on the South-East Rift Zone (SERZ) of Piton de la Fournaise, specifically the eruptive site of September 2022, which offers a unique opportunity to characterise the thermal state, the subsurface structures, and to inform about the global fluid dynamics of this highly active area. For this purpose, we performed high-resolution aeromagnetic surveys using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV) in November 2022 and May 2024 to investigate the evolution of the eruptive site. At a regional scale, first order 3D modelling of the magnetic anomalies primarily reveals a negative magnetic axis with a N120° orientation. Comparative analysis with 3D Interferometric Synthetic Aperture Radar data modelling shows a significant correlation between this demagnetised axis, the depth, and the volume of magmatic intrusions along the rift-zone. This result suggests the presence of a N120°-trending mechanical weakness intersecting the SERZ that has some control over the internal dynamics of the magmatic and hydrothermal fluids in the area. In addition, we quantify the temporal evolution of the magnetic signals associated with the September 2022 lava flow by means of repeated UAV measurements from May 2024 and estimate a global increase of several hundreds of nanoteslas (between 150 and 900 nT) linked to the magnetisation caused by the lava cooling during this time. We then successfully explore on a more local scale the ability of UAV magnetic prospecting to detect lava tubes using semi-quantitative 2D models. These results demonstrate the potential of UAV magnetic surveys to characterise the spatio-temporal evolution of magnetic signals from Piton de la Fournaise. Such multi-scale analysis of magnetic structures within the edifice indicates the potential of 4D monitoring for obtaining a better understanding of the volcano's evolution.

II.1 – Introduction

Imaging volcanic edifices and their structures at depth (magmatic and hydrothermal systems, mechanical weaknesses and magmatic pathways; e.g., Dzurisin et al. 1990; Soengkono and Hochstein 1996; Jónsson and Kristjánsson 2000; López-Loera et al. 2022)

remains a challenge in volcanology. Numerous geophysical studies in the field of magnetic prospecting have been carried out over the last few decades showing its relevance for monitoring and tracking volcanic activity, which can considerably disturb magnetic measurements (e.g., Pozzi et al. 1979; Rossignol 1982; Gailler and Kauahikaua 2017; Koyama et al. 2021). The associated volcano-magnetic signals are produced by various phenomena, including magmatic (lava lake, intrusion and magmatic reservoir), hydrothermal (fluid circulation, mineral alteration), and volcano-tectonic (fracturing, collapse) activities. These processes cause time variations in the magnetic signals through thermomagnetic (Ade-Hall et al. 1971), piezomagnetic (Pozzi 1977; Bezaeva et al. 2010), and electrokinetic effects (Ishido 2004; Johnston 2007).

At Piton de la Fournaise (Réunion Island), several magnetic field surveys have been performed in the past to image the internal structure and dynamics of the edifice at different spatial scales. High-altitude aeromagnetic surveys with extensive coverage of the island and its coastline (Lénat and Aubert 1982; Galdeano et al. 1988) made it possible to identify the island's major structures and to construct a model of the growth of the edifice as a whole (Malengreau 1995; Lénat et al. 2001; Gailler et al. 2010; Gailler and Lénat 2012). This global magnetic image was complemented more recently with a higher resolution helicopter-borne magnetic survey at the scale of the entire island (Martelet et al. 2014), which made it possible to model the hydrothermal system beneath the Terminal Cone of Piton de la Fournaise, as well as large inherited faults dissecting the edifice (Dumont et al. 2019). In parallel, a magnetic network was installed between 1985 and 2003 for long term monitoring, and will be reinstalled again shortly. It revealed magnetic variations on different temporal scales, with regular annual variations centred on the major fracture zones of the edifice (Zlotnicki and Le Mouël 1988; Zlotnicki and Le Mouël 1990), with one signal standing out clearly from the background trend that was associated with the onset of volcanic activity (Zlotnicki et al. 1993). Further work has been carried out at more local scales using ground and Unmanned Aerial Vehicle (UAV) repeated surveys to better highlight the link between magnetics anomalies and the deep thermal state induced by magmatic intrusions and hydrothermal alteration (Gailler et al. 2022; Gailler et al. 2023). Gailler et al. (2022) underlined the effectiveness and resolution of the UAV prospecting method, while Gailler et al. (2023) highlighted the interest of reiterating magnetic profiles on the ground in order to visualise changes in magnetic signals.

The goal of this work is to build on the previous works and to examine the evolution of magnetic signals in relation to volcano-tectonic structures and processes using repeated UAV-based magnetic surveys. For this, we used UAV magnetic surveys, carried out from 2020 and developed to evolve towards spatio-temporal (i.e. '4D') imaging, with several primary objectives: (i) To obtain a new and higher resolution image of the magnetic sources in order to study the structure of the volcano at different depth and spatial scales using magnetic analysis, with a comparative analysis between 3D magnetic models and InSAR to identify consistent structural features; (ii) to use such magnetic field measurements carried out at very high spatial resolution to detect small near-surface structures such as lava tunnels; (iii) to observe the variation in magnetic anomalies between two periods to separate the effects of fluid dynamics from other magnetic field contributions and to infer the thermal state and internal fluid dynamics behind these changes.

We focus on the September 2022 eruption site that was covered by two high-resolution magnetic surveys in November 2022 and May 2024. The eruption provides a suitable study framework, located in one of the edifice's two highly active Rift Zones, the South East one (SERZ), which has been particularly active since 2014. Moreover, its eruptive history is well documented and is associated with well-known shallow structures like lava flows and lava tubes (Chevrel et al. 2023), which makes it a suitable target for multi-scale magnetic field analysis and for testing the capability of UAV surveys to image various geological structures at different depths (mechanical heterogeneities, lava flows, cavities).

After a detailed description of the geological context and the September 2022 eruption in section 2, a synthesis of the processing of the aeromagnetic datasets and the modelling methods is presented in section 3. In Section 4, we present the magnetic field anomaly models at different spatial and temporal scales. These results are discussed and interpreted in Section 5, and we conclude in Section 6 with suggestions for future improvements.

II.2 – Geological setting

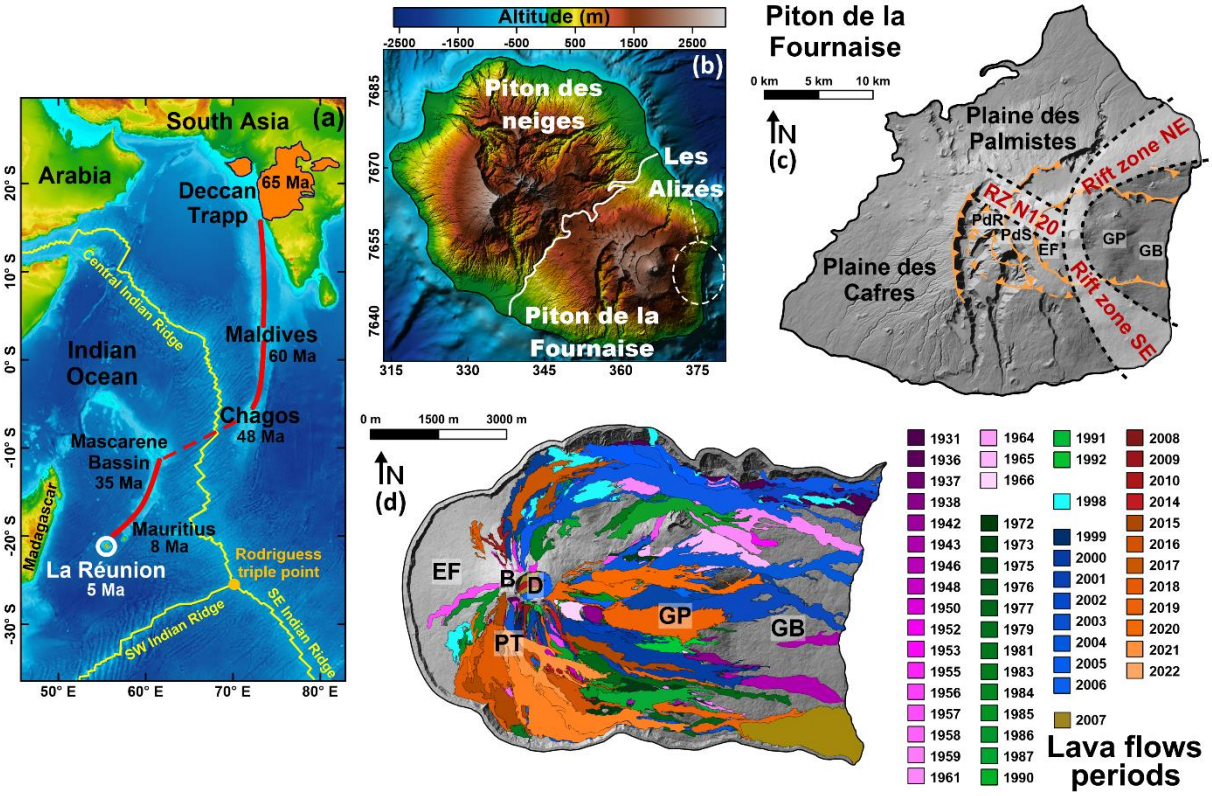


Figure 5.1: *Global context.* ***a)*** *Location of Réunion Island hot spot (red line (Courtillot et al. 1986) in the global tectonic context of the Indian Ocean). Altimetry and bathymetry data: ETOPO1 Bedrock Global Relief Model and Digital Elevation Model (DEM) Global Mosaic from the National Geophysical Data Center (NGDC), coordinates in degrees, WGS84.* ***b)*** *DEM of Réunion Island; Altimetry and bathymetry data: Eroder (Savoye 2006) and Forever (Deplus 2006), SHOM and IGN campaigns, coordinates in km (WGS84 UTM 40S).* ***c)*** *Focus on the Piton de la Fournaise volcano and main volcano-tectonic features (modified from Merle et al. 2009). Orange line: collapse and caldera slide boundary, PdR: Plaine des Remparts, PdS: Plaine des Sables, EF: Enclos Fouqué, GP: Grandes Pentes, GB: Grand Brûlé, RZ: rift zone + Terminal Cone.* ***d)*** *Location of eruptions over the period 1931 to 2022 in the Enclos Fouqué caldera represented by eruptive cycle (Bachèlery 1981; Derrien 2019; OVPF). D: Dolomieu, B: Bory, PT: Piton Tikal.*

Piton de la Fournaise basaltic hot-spot shield volcano (Courtillot et al. 1986) is one of the three identified volcanic edifices of Réunion Island, located in the Indian Ocean to the east of Madagascar (Fig. 5.1a). Active since 540 Ka (Gillot and Nativel 1989), the volcano was built on the eastern flanks of Piton des Neiges and above an ancient hypovolcanic complex attributed to Les Alizés volcanic edifice (Fig. 5.1b; Malengreau et al. 1999; Lénat et al. 2001; Gailler et al. 2009). There have been several phases of construction at Piton de la Fournaise, as well as major destruction events that are visible in the landscape (Bachèlery and Mairine 1990, Fig. 5.1c). The Enclos Fouqué caldera (Fig. 5.1d) is the last major destabilisation event of the edifice, and occurred between 4 and 5 Ka. Most of the current eruptive activity (i.e. 97%;

Villeneuve and Bachèlery 2006) has occurred within this area and is mainly fissured (Fig. 5.1d). The volcanic intrusions and associated eruptions are fed by a shallow magmatic system located beneath the Terminal Cone (Bataglia et al. 2005; Peltier et al. 2009) marked by two summit craters, Dolomieu and Bory, below which a well-developed hydrothermal system has been detected (Malengreau et al. 1994; Lénat et al. 2000; Barde-Cabusson et al. 2012; Mauri et al. 2018). The magma is initially transferred vertically from the shallow magmatic reservoir lying near sea level, before erupting within the summit craters or propagating laterally into the main zones of mechanical weakness on the edifice along the South East, North East and N120° Rift Zones (SE, NE and N120° RZ; Bachèlery 1981; Michon et al. 2007; Peltier et al. 2009; Bonali et al. 2011; Michon et al. 2015; Dumont et al. 2022).

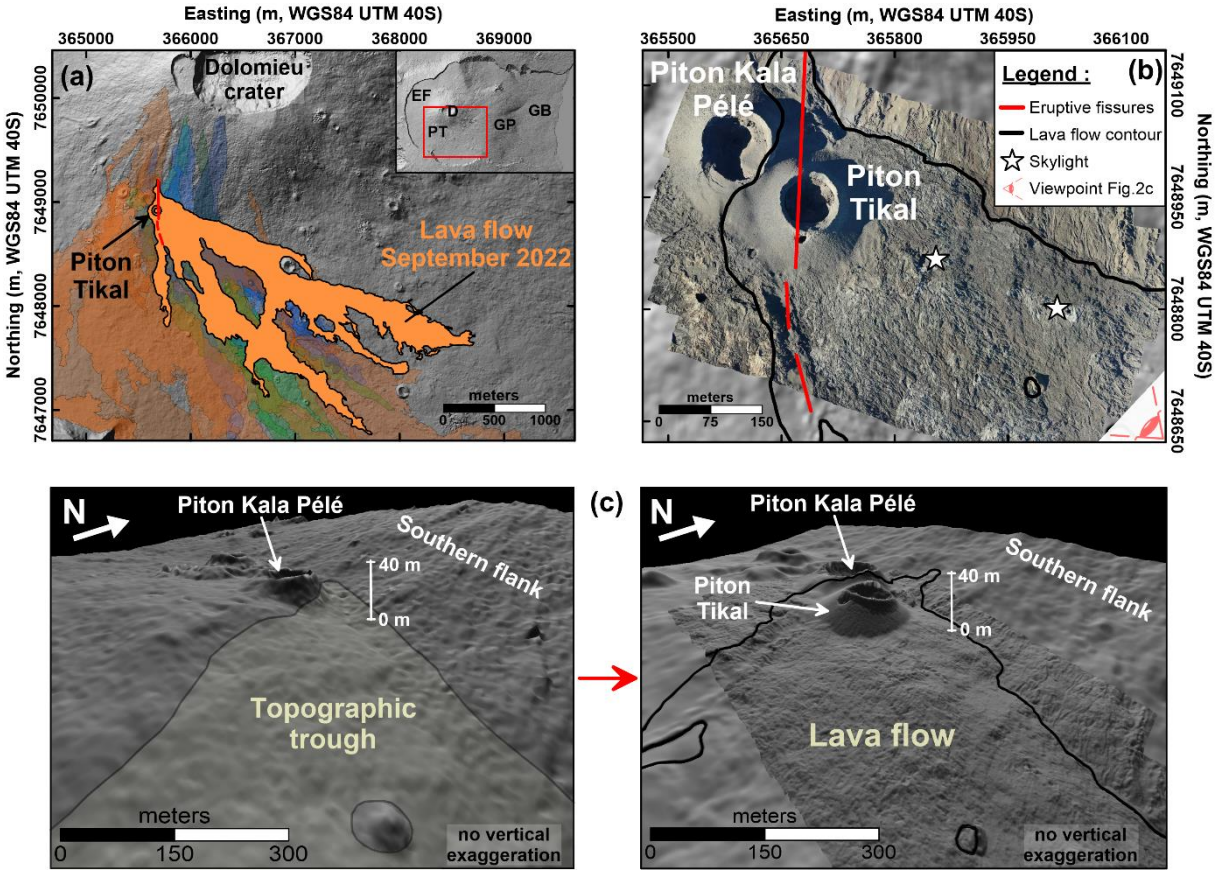


Figure 5.2: *Location of the study area and topographic changes following the eruption of Piton Tikal.* ***a)*** *Location of the lava flow from the eruption of 19 September 2022. Overlay: lava flows dating from 1930 to 2022 whose eruptive fissures are close to the study area (lava flow colours correspond to the lava flow periods in Fig. 5.1d).* ***b)*** *UAV photogrammetry of the study area.* ***c)*** *3D view before (left) the September 2022 eruption (DEM from 2016, Villeneuve com. Pers.) and 2 months after (right) (high resolution DEM (~10cm) acquired on 25 November 2022 thanks to a drone overflight (this study) superimposed onto a more recent DEM (2021).*

We focus on the SERZ activity and more particularly on the site of the Piton Tikal eruption that occurred between 19 September and 5 October 2022, SSW of the Terminal Cone (Fig. 5.2a). This most recent event in the area was closely monitored by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise–Institut de Physique du Globe de Paris (OVPF-IPGP; Chevrel et al. 2023). Compared to previous eruptions, it represents a 'typical' eruption style for Piton de La Fournaise, characterised by the opening of one or more in echelon eruptive fissures, followed by lava fountains and Strombolian activity, accompanied by low-viscosity lava flows. The magmatic intrusion reached the surface close to the Strombolian cone of August 2015 (Piton Kala Pélé, Fig. 5.2b) in a valley-shaped topographic trough allowing the a'a' lava to channel and form a large lava tube (Fig. 5.2c). Real-time monitoring coupled with aerial and satellite imagery (InSAR and thermal imaging) made it possible to characterise the lava flow and to monitor the morphological evolution of this area. The associated 40 m-high and 150 m-wide Strombolian cone known as Piton Tikal (Fig. 5.2) produced a 3.3 km-long lava flow with a maximum thickness of 25 m for a total emitted product volume of 11.6 ± 0.5 km^3 (Chevrel et al. 2023). As a result, the dynamics of this eruption are well documented by field observations. Additionally, historical information is available in the study area, such as the spatial distribution of lava flows and their eruptive fissures, which have been consistently mapped since 1930 using field surveys, photogrammetry, and satellite monitoring (Figs. 5.1d and 2a; Bachèlery 1981; Derrien 2019; Chevrel et al. 2023; OVPF-IPGP). This surface historical information provides an opportunity to investigate the links between subsurface structures and dynamics by means of magnetic imaging.

II.3 – Method

II.3.1 – UAV surface imaging and magnetic data acquisition

Using UAV-borne magnetometers provides a powerful tool in harsh environments such as volcanic landscapes (Fig. 5.3a). It overcomes issues of accessibility in complex volcanic environments with many topographical barriers, creating opportunities for homogeneous data coverage at a more detailed spatial scale and thus high-resolution imaging.

Our UAV magnetometry experiments over the Piton Tikal covered nearly 1.5 km², in an area that is largely inaccessible for ground measurements due to recent uncooled lava flows, an unstable scoria cone, collapsed tubes, and a chaotic surface (Fig. 5.3b). However, several accessible sites were identified for drone take-off and landing, enabling the UAV to conduct multiple surveys and seamlessly merge the data into a comprehensive and uniform magnetic map.

We used a DJI® Mavic Dual Enterprise (Fig. 5.3a) that was also equipped with visible and thermal infrared sensors, so these complementary images were acquired in addition to the magnetometry. The visible sensor was a 48 MPixel CMOS optical camera from which photogrammetry (Fig. 5.2b) and high-resolution digital elevation models were derived (DEM resolution ~10 cm, Fig. 5.2c). The infrared sensor, a FLIR Lepton 160x120 Pixel camera, was not radiometric but provided qualitative information on the thermal state of the eruptive site at the surface (See Fig. S1 in Supplementary material). For example, it was used to complement field observations to detect residual volcanic activity (e.g. degassing of water vapour) and to identify the full extent of the partially cooled lava flows using pixel saturation. The uncalibrated thermal pictures were also used *a posteriori* for inferring possible links between thermal and magnetic anomalies, i.e. between the thermal state at the surface and at greater depth. The UAV was also equipped with a QuSpin Total Field Magnetometer (QTFM; Fig. 5.3a, Gailler et al. 2021), which measures the total magnetic field intensity using optically pumped rubidium technology (OPM, ©QUSPIN, Fig. 5.3b). The precision of the magnetic field measurements was about 10 nT and is suitable for magnetic field investigations of volcanoes and their typical range of variation.

With potential field methods such as magnetic prospecting, the general rule is that the altitude of measurements conditions the depth and the extent of investigated sources. This is due to the natural decrease of the potential field with altitude (e.g., Blakely, 1995). The UAV prospecting was operated to offer the best compromise between magnetic field resolution, safety above this rugged terrain, overlap and homogeneity between individual surveys. The complete area of interest was subdivided into several flight plans (due to autonomy limitations) at a constant altitude of 30 m above ground level (i.e. above the DEM model constructed after the eruptive event; Fig. 5.3b). These tracks were organised in parallel

transects 50 m apart, oriented E-W in order to cross the structures visible at the surface perpendicularly (i.e. the eruptive fissures, the cone and a large part of the associated lava flow) and therefore provided homogeneous spatial coverage of the overall area (Fig. 5.3b).

It was possible to repeat the data coverage at the same locations at different times, making it possible to monitor changes in the magnetic signal precisely (Gailler et al., 2023). The set of measurements was conducted two months after the eruption ended, in November 2022, and repeated in May 2024. The temporal comparison provided first-order difference data, from which we could quantify spatio-temporal magnetic variations and infer hypotheses about the internal structures of the volcano and its dynamics at different scales.

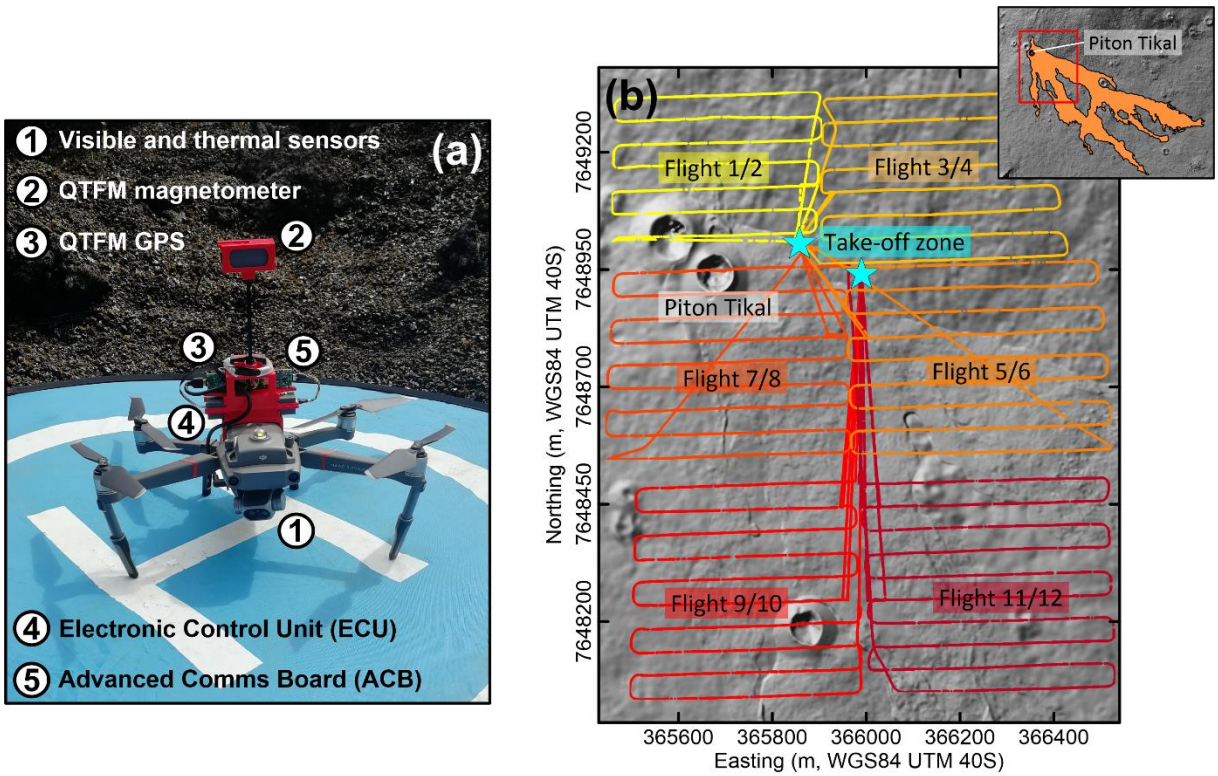


Figure 5.3: *Airborne UAV magnetic prospecting method over the Piton Tikal eruption site.* ***a)*** *QuSpin Total Field Magnetometer (QTFM) magnetometer (©QUSPIN technology) mounted on a DJI Mavic dual Enterprise UAV.* ***b)*** *Map of the UAV flight paths at an altitude of 30 metres above ground level for measurements carried out in November 2022. The entire area was divided into six flight plans completed in 12 flights.*

II.3.2 – Magnetic data analysis and processing

The total magnetic field measurements result from the superposition of various magnetic field sources of internal and external origin (Lanza and Meloni, 2006). In comparison with the magnitudes of the expected geological signals, the time variation in external fields during the surveys is the primary source of such contamination. The daily variations in the external geomagnetic field when solar-terrestrial disturbances are absent are called solar quiet (Sq) ionospheric field variations. The day-to-day variability of this magnetic field does not exceed +/-30 nT at the latitude of Réunion Island (Chulliat et al., 2013) but this signal is smooth and can be identified as it varies with time. On the contrary, the rapid time variations of the global magnetospheric field may reach very large values, particularly at times of disturbed geomagnetic field conditions. These external field time variations that occur during the survey may be picked up during the UAV magnetic field measurements and be interpreted as true static fields. Thanks to the real-time monitoring service of the geomagnetic field databases provided by the Bureau Central de Magnétisme Terrestre (BCMT), we verified that no magnetic field disturbances greater than 10 nT occurred during the measurement periods (25 November 2022 and 14 May 2024). Moreover, a new real time monitoring station was installed under the auspices of the BCMT on Réunion Island close to the Piton de la Fournaise volcano in November 2022 (in Bourg Murat about 15 km from the Terminal Cone; this station is identified by the code REU at http://bcmt.fr/data_download.php). For the second survey, we could quantify the daily variation as being about 36 nT for the 14 May 2024 reiteration survey. This daily value corresponds to Sq magnetic field contributions of less than 2 nT during a 10-minute drone flight (one survey) and to 15 to 20 nT for the complete coverage of the area (i.e. about 2 hours). This can be compared to the typical magnetic field signal amplitudes of the volcanic zone of up to several hundreds to several thousands of nanoteslas (nT). In the future, this new station will help us perform more accurate data processing by correcting the measurements for the ionospheric Sq and the rapid magnetospheric fields. However, since this monitoring was not available for the 2022 survey, we did not explicitly apply any corrections to ensure better data processing consistency between the 2022 and 2024 surveys.

A first step of data filtering was performed by manually removing the take-off and landing phases, outliers, as well as index values corresponding to low data quality. Moreover, flying at low altitude over volcanic terrains commonly generates short wavelength signals because of UAV attitude control errors producing secondary induced fields in such a highly

magnetised and sometimes windy environment. We applied a spline function filtering by controlling the smoothing and tension of the magnetic signal interpolation over a spatial distance of 10 m on average, preserving the spatial and lateral resolution of the signals in accordance with the magnetic field survey spacing. However, this filtering primarily targets surface noise, meaning that deeper or broader subsurface structures remain detectable beyond this spatial constraint. This provided total magnetic field values over the area (Fig. 5.4a) where the magnetic signal is now simply assumed to be the sum of the main and the magnetic field anomalies. We then corrected the data for the main field intensity using the magnetic intensity field predicted using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF-13, Alken et al. 2021) for each time period. The anomalous field values, now assumed to be solely of crustal origin, were then interpolated onto a regular grid and processed using the classical Reduction to The Pole (RTP, Baranov 1957; Blakely 1995). RTP requires knowledge of the direction of the apparent magnetisation and the ambient field (Inclination I and Declination D), both quantities being provided by IGRF-13. An RTP transformation was applied using the magnetic field inclination and declination of each survey period on Réunion Island (November 2022: I = -54.27°, D = -19.55°, and May 2024: I = -54.25°, D = -19.59°). While not absolutely necessary, this transformation did place the magnetic anomalies directly above their sources based on the true geometry of the main field over the Earth. At Piton de la Fournaise, the average value of natural remanent magnetisation (NRM) is around 10 $A.m^{-1}$ and is greater than the induced magnetisation (Chauvin et al. 1991). Therefore, the direction of the magnetisation of each geological unit is primarily controlled by the remanent magnetisation so that the relevance of the RTP reduction can be questioned. However, we note that the amplitude of the directional variation of the ambient field over the last 250 years has varied only slightly from -50° to -55° for the inclination and from -13° to -19° for the declination (Tanguy et al. 2011). Therefore, given the recent ages of the investigated formations (i.e. the youngest Piton de la Fournaise lava flows), the RTP was not applied for the crustal field induction process but under the assumption that the apparent magnetisations of these newly formed structures are still aligned along the direction of the present-day ambient field.

II.3.3 – Magnetic modelling and constraints

Magnetic anomalies typically capture a large amount of information about magnetic sources at various spatial scales. To fully explore this information, two modelling approaches (2D and 3D) were used to image the subsurface structures present in the study area. By comparing the results of these different geophysical modelling methods it is possible to improve constraints in the interpretation of each model. This approach provides a more reliable representation of the subsurface, while mitigating some ambiguities linked to the specific limitations of each method. In this study, 3D modelling provides a first-order volumetric reconstruction of deep structures, while 2D modelling offers a more detailed representation along specific profiles, where constraints can be more effectively applied and controlled.

II.3.3.a – Magnetic modelling and constraints

3D modelling and voxel-based inversions are increasingly being used to interpret geophysical data of potential fields associated with subsurface structures (Aisengart et al. 2017; Soulaimani et al. 2020; López-Loera et al. 2022; Gailler et al. 2024). We use the VOXI Earth Modelling module of ©Geosoft Oasis Montaj to derive a model of 3D magnetisation distribution from the RTP anomaly map and to characterise the main large-scale structures in the survey area. Classically, magnetic data inversion calculates the response of the 3D distribution of magnetic susceptibility as the dominant property of the rocks. However, susceptibility is a measure of the sensitivity of a material to be magnetised by an ambient field. This method is a simplified form for determining the full magnetization vector and is only valid if we assume that the magnetization is induced by the current ambient field. As discussed above, the target structures are young (less than 250 yr for the overall rift-zone) and the Earth's main field direction has only changed slowly since emplacement of the first structure, so this simplification can be applied. We stress that this approach provides a pseudo-susceptibility scalar quantity that is designed to unravel an equivalent 3D structure at depth. We do not use this apparent parameter for quantitative petrological and/or rock composition studies.

For potential field inversions, VOXI Earth Modelling uses an algorithm that predicts a three-dimensional distribution of physical properties (i.e. a 3D model discretised into a series

of voxels, see Fig. S2 in Supplementary material) from a series of observed potential field measurements above the surface. The algorithm relies on a mesh of equivalent sources placed at depth in the crust. The inversion process minimizes in the least-squares sense the distance between the magnetic field predicted by the ensemble of source voxels d_{cal} and the observed magnetic field d_{obs} (e.g, Ellis et al. 2012):

$$min\ \chi^2 = ||d_{obs} - d_{cal}(m)||^2 + \lambda\ ||m||^2 \qquad \textbf{(1)}$$

Where m is the model susceptibility parameters and λ is the Tikhonov regularisation parameter controlling the smoothing of the solution. To minimise the cost function χ^2, the iterative process progressively adjusts the model parameters in such a way that the model fits the measurements while keeping the energy of the parameters to a minimum through the Tikhonov regularisation (e.g., Zhdanov 2002). The solution is reached when the misfit is smaller than a total *a priori* data error of 20 nT, which includes noise and daily external field variations. After that, since we wanted to focus on the magnetisation and demagnetisation processes of the investigated sources, we converted the magnetic pseudo-susceptibility (SI) values of the 3D model into magnetisation (A.m^{-1}) using equation (2):

$$\mathrm{M} = \Delta\chi\ \mathrm{B}/0 \qquad \textbf{(2)}$$

Where M is the magnetisation (A.m^{-1}), $\Delta\chi$ = magnetic pseudo-susceptibility, B the magnetic field strength in the study area (Tesla) and μ_0 = vacuum magnetic permeability ($4\pi.10^{-7}$ kg.m.A^{-2}.s^{-2}).

II.3.3.b – 2D model with geological constraints

In order to provide more detailed information regarding local structures at shallow depth, we also derived semi-quantitative 2D vertical models along selected cross-sections composed of a set of structural units with predefined magnetisations under geological constraints. For this, the RTP magnetic anomalies were modelled in 2D along selected profiles using the GMSYS-2D tool from ©Geosoft Oasis Montaj software. The calculated magnetic

response is based on the anomalous magnetic field calculation methods of Talwani and Heirtzler (1964). The linear inversion routine is based on the SAKI computer program (Webring 1985) incorporating a Marquardt inversion algorithm for inversion and fitting of the theoretical response to the observed data (Marquardt 1963).

II.3.3.c – Comparative analysis

Since magnetic field modelling suffers from non-uniqueness issues, we compared the 2D/3D modelling with geological data so as to better constrain our interpretations. Satellite Interferometric Synthetic-Aperture Radar (InSAR) data was also particularly useful in constraining our magnetic modelling interpretation since it can be used to monitor displacements caused by magmatic intrusions during pre-, syn- and post-eruptive periods. Dumont et al. (2022) used continuous InSAR monitoring of co-intrusive deformation covering the period from 1998 to 2022 to create 3D models of the geometry of magmatic intrusions at Piton de la Fournaise. In this study, we compare the geometry of magmatic intrusions from these models with that computed from our magnetic anomalies for the first period of measurements.

II.4 – Results

II.4.1 – Qualitative description of the 2022 magnetic maps

We present a first-order description of the magnetic dataset acquired during the initial survey on 25 November 2022, which then serves as a reference for identifying significant changes two years later. Our UAV dataset covers the Piton Kala Pélé and Piton Tikal as well as the NW part of the September 2022 lava flow, i.e. an area 1.4 km long and 1.2 km wide (Fig. 5.4a). The total magnetic field map shows high amplitude and long wavelength signals ranging from 37100 to 39400 nT, with the highest values located around Piton Kala Pélé and Tikal (Fig. 5.4b).

The appearance of the magnetic anomalies after RTP are shown in Figure 4c. Qualitatively, the RTP magnetic anomaly distributions show apparent magnetisation contrasts

ranging between -1600 and 600 nT. The RTP map highlights the presence of significant negative magnetic anomalies crossing the overall map with a direction of N120°-125° (Fig. 5.4c). These high amplitude, long wavelength negative signals could suggest the presence of reverse magnetised rocks. Moreover, Malengreau (1995) and Lénat et al. (2001) showed that the rocks on Réunion Island cover the Matuyama and Brunhes magnetic periods and the positive and negative anomalies were interpreted in terms of constructions that pre- and post-date the Brunhes-Matuyama magnetic reversal (772.4 ± 6.6 ka; Valet et al. 2019). However, Piton de la Fournaise is a highly normally magnetised edifice (< 540 ka; Gillot and Nativel 1989), underlain at shallow depth by an inversely magnetised formation (the volcanic sequence of Les Alizés volcano; Lénat et al. 2001). The depth of the boundary between the Brunhes and Matuyama formations was modelled by Gailler et al. (2012) and allows us to infer that, at the altitude of our measurements, the sources of the magnetic anomalies are concentrated in the shallow, normally magnetized pile of lava flows of Piton de la Fournaise.

A detailed analysis of the RTP magnetic anomalies evidenced short wavelength and highly localised anomalous structures, probably located at shallow depth. Despite weak local contrasts of magnetic anomalies (i.e. differences in magnetisation between the source and its

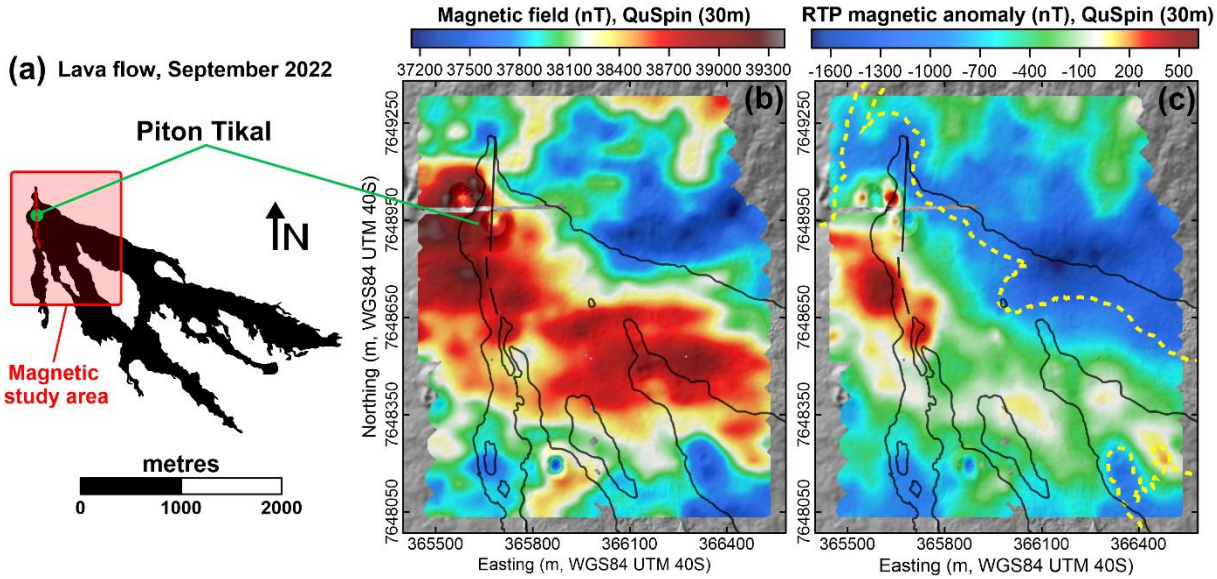


Figure 5.4: *Maps of UAV magnetic measurements.* ***a)*** *Area covered by the UAV magnetic measurements over the September 2022 lava flow,* ***b)*** *Total magnetic field map acquired during the first survey on 25 November 2022 at an altitude of 30 metres above ground level with a QuSpin magnetometer and* ***c)*** *Reduced to the Pole magnetic anomalies (RTP) map with 30 m interpolation cells. The black line in (b) and (c) is the September 2022 lava contour and the dashed yellow line in (c) represents the contours of the August 2015 lava flow.*

basement), these structures produce apparent magnetisation of between -200 and 600 nT, which are aligned in a NW-SE orientation and mainly located at the emplacement of recent lava flows (Fig. 5.4c). These magnetisation contrasts do not seem to correspond to structures associated with the September 2022 lava flow. First, the contrasts are not centred on the 2022 lava flow, as should be the case with RTP reduction. Second, qualitative analysis does not clearly associate the magnetic signals with the still thermally active 2022 lava flow (Figs. 5.4c and S1). We observe that the main magnetisation contrasts are a better match for the contours of the August 2015 lava flow mapped by the OVPF-IPGP (Fig. 5.4c). This feature suggests that the short wavelengths are also due to various shallow structures and not just terrain effects.

II.4.2 – Large scale structure

The first goal was to characterize the main large-scale anomalous structures and the thermal state of the SERZ by means of the 2022 dataset acquired just 2 months after the end of the Piton Tikal eruption (Fig. 5.4c). We therefore performed a first-order 3D model covering the entire study area down to a magnetic source investigation depth limit, set at 500-600 m below the surface. To fix this depth, we performed models with variable depths. The structures are similar in all the tests, but are vertically stretched when the investigation depth is increased. To limit this effect inherent in potential field modelling, we fixed an investigation depth based on the spectral analysis of the magnetic anomalies, corresponding to the average depth assumed to be reached by the measurements at the altitude concerned (see Fig. S3 in the supplementary document). The distribution of magnetic pseudo-susceptibility in the 3D model varies between -0.086 and 0.082 SI, i.e. between -2.64 and 2.51 $A.m^{-1}$ after conversion using equation (2) (Fig. 5.5a). According to a qualitative analysis of the 3D model, the main negative magnetic anomaly appears as a continuous weakly magnetised structure 1.4 km in length, 250 to 350 m in width, trending N120°-125° and extending from the subsurface down to the base of the model (Fig. 5.5a). The rest of the model is mainly highly magnetized, consistent with the massive lava flows observed at the surface, in which no specific magnetic structures are imaged at such a large scale and first order model.

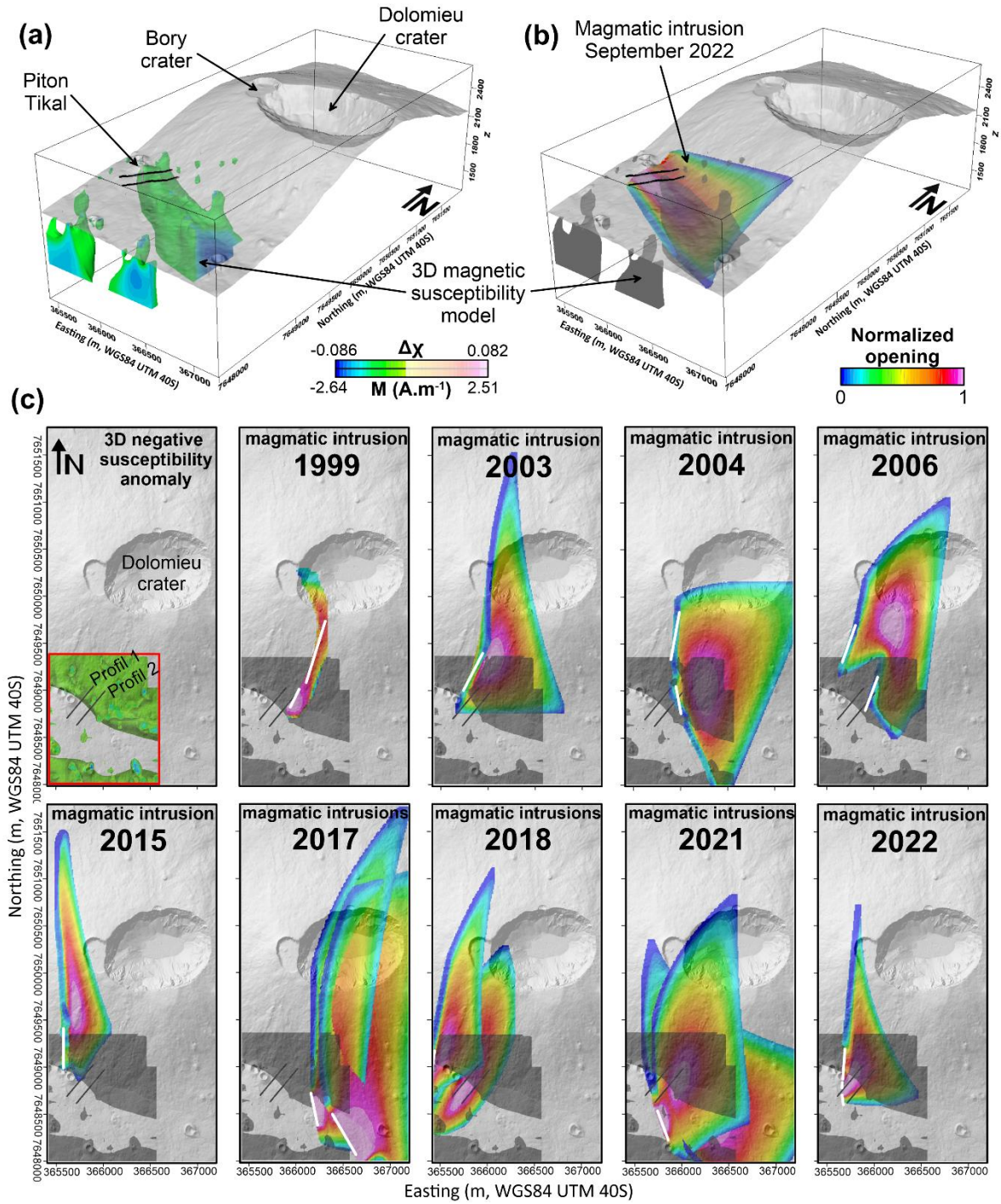


Figure 5.5: *Comparative analysis of 3D magnetic models with and magmatic intrusion models.* ***a)*** *3D magnetic susceptibility/magnetisation model derived from the inversion of RTP magnetic anomalies (only negative susceptibility anomalies/low magnetisation are shown to unveil impact of volcanic activity on basaltic basement).* ***b)*** *3D view of the magmatic intrusion of the September 2022 eruption derived from InSAR modelling compared to the main anomalous axis of negative magnetic susceptibility (represented in black).* ***c)*** *InSAR modelling of all magmatic intrusions in the study area between 1999 and 2022 (Dumont et al., 2022). Each magmatic intrusion is presented by year for clarity in order to observe their trajectory compared to the position of the main anomalous axis of negative magnetic susceptibility. The colour scale shows the opening of the modelled intrusions shown in b) and c). Red rectangle: extent of the 3D magnetic inversion model; white lines: associated eruptive fissures; black lines: location of 2D profiles presented in the next section.*

Numerous magmatic intrusions have occurred in this zone in recent decades, leading to surface eruptions. These intrusions are rooted beneath the Dolomieu crater at an altitude of 0.5 to 1.5 km asl, migrate vertically into the conduit beneath the summit, and then propagate laterally into the SERZ (Dumont et al. 2022). Since magmatic intrusions are a strong factor in demagnetisation due to the high thermal conditions they generate as well as electrokinetic effects (Gailler et al. 2023), we carried out comparative analysis between magnetic modelling and InSAR 3D modelling (Dumont et al. 2022 ; Figs. 5.5b and c). We selected the intrusions that had occurred in this area over a period that included two eruptive cycles (from 1998 to 2022) providing a large overview of the magmatic activity at depth. The comparison between these two independent but complementary methods led to two main observations. Firstly, the large, low magnetisation axis is located below the 2022 eruptive fissures observed at the surface and at the level of the maximum opening of the magmatic intrusion at depth (Fig. 5.5b). And secondly, the InSAR 3D modelling shows intrusions propagating as sills at depth from the Terminal Cone and then switching to become vertical in the direction of the surface at the level of the negative magnetic axis (Fig. 5.5c). These observations suggest that the anomalous magnetic structure could be the result of successive demagnetisation processes during the various eruptive episodes along the SERZ and the N120° RZ.

II.4.3 – Focus on the shallow dynamics of the 2022 lava flow

Because the qualitative analysis of the magnetic map evidenced conspicuous anomalies in an area where cavities are observed at the surface, this sub-section aims to provide additional information on the internal structure of lava flows at a local scale.

We used the dataset acquired in November 2022 (Fig. 5.4a), and selected two 450 m-long profiles (Profil 1: P1 and Profil 2: P2), oriented SW – NE, crossing the eruptive site perpendicularly, on which to perform more detailed 2D modelling (Fig. 5.6, map location). At the first order, these profiles highlight the complexity of the surveyed area in terms of both the shallow structure and lithology. They cover a large range of magnetic anomaly amplitudes (Fig. 5.4b). They also intersect a large number of the lava flows mapped in this area since 1930,

as well as two plurimetric lava tubes emplaced within the August 2015 and September 2022 *'a'a* flows (Fig. 5.6, map location).

We explored the September 2022 tube in May 2023 by means of a local collapse in the tube's roof, which created a "skylight", in the proximal part of the lava flow to the east of the Tikal strombolian cone. We were therefore able to map the lava tube and the geometry of its characteristic sections in the thickest part of the lava flow in detail using field observations (Fig. 5.6a, section 1, 2, 3, 4, 5). At its western end, the tube extends for around 100 m to the foot of the cone with two long corridors linking two large cavities. Note that these cavities were most probably formed by the pressure of lava discharged into a tube causing inflation of the roof into a small dome (Greeley 1987) and giving rise to a simple, symmetrical cross-section (Calvari and Pinkerton 1999). The magnetic profile P1 (Fig. 5.6b) intersects the tube at the widest section (3, Fig. 5.6a) to investigate the influence of such a cavity on the magnetic data. Although the eastern part of the lava tube is inaccessible, an alignment of skylights located 200 m away indicates the continuation of the main lava tube further eastwards. The second profile P2 (Fig. 5.6c) crosses this unknown part in order to locate the tube by means of its influence on the magnetic field.

To overcome the problem of non-uniqueness of the solution due to the inverse problem and the potential field, and to derive realistic 2D geological models based on our RTP magnetic anomaly map (Figs. 5.6b and c), we took a number of additional geological constraints into consideration.

Mapping of lava flows (Bachèlery 1981; Derrien 2019; OVPF) provides geometric constraints on their lateral extension below each profile. By using DEMs produced at different periods (since 2015 by IGN and updated by the OVPF, and more recently in 2022 for this study; Fig. 5.2d), the thicknesses of the 2015 and 2022 lava flows can be estimated and modelled in 2D. For the previous flows (1942 to 2006), we used the volumes of lava emitted and the morphologies of the flows to estimate the global thicknesses. The relationship between the thickness of a lava flow and the slope (Walker 1967) was also used to estimate the thickness variation of each flow. Based on paleomagnetic studies, we defined an average relative magnetization of 10 $A.m^{-1}$ for recent and unaltered formations of the Piton de la Fournaise

(Chauvin et al. 1991). The lava flows that erupted from 1942 to 2015, relatively recent and completely cooled, have acquired a strong magnetisation. However, some of these flows have undergone secondary demagnetisation effects linked to successive episodes of magmatic intrusions, and associated thermal effects, fluid circulation and stress effects. Therefore, some parts of those older lava flows have slightly lower magnetisation values than expected (i.e. around 6 to 7 $A.m^{-1}$). For example, the area modelled along P1 was affected by the September 2022 intrusion alone (Fig. 5.6b), while the area along P2 was affected by the magmatic intrusions of September 1999, May 2004 and July 2006 (Fig. 5.6c).

Another point is that the September 2022 lava flow was still thermally active at the time of the magnetic measurements, as confirmed by IR thermal imaging (Fig. S1), and should have been only partially magnetised at this time. Accordingly, we fixed 6 $A.m^{-1}$ for the Tikal lava flow relative magnetisation. Another important feature is that lava tubes are empty spaces and are therefore paramagnetised. We used a value close to 0 $A.m^{-1}$, causing a local decrease in the modelled magnetic anomaly, which, interestingly, appears to be necessary to fit the overall observed signal at the surface. Within the 2022 lava flow, the magnetic signal decrease associated with the cavities is 50 and 40 nT on profiles P1 and P2, respectively (Figs. 5.6b and c), and 120 ± 10 nT for the cavity in the 2015 lava flow in P1 (Fig. 5.6b).

Additionally, this study area is located along the SERZ, which is a major zone of mechanical weakness in the edifice, where numerous phenomena can lead to demagnetisation at depth. Consequently, the basement is defined as a pile of lava flows and weakly magnetised volcanic products (< 6 $A.m^{-1}$). A heterogeneous relative magnetisation is required at the base of the model from the SW to the EW areas to correctly reproduce the magnetic signal along both profiles (Figs. 6b and c), the SW one being more magnetised (5.5 $A.m^{-1}$) than the NE one (3 $A.m^{-1}$).

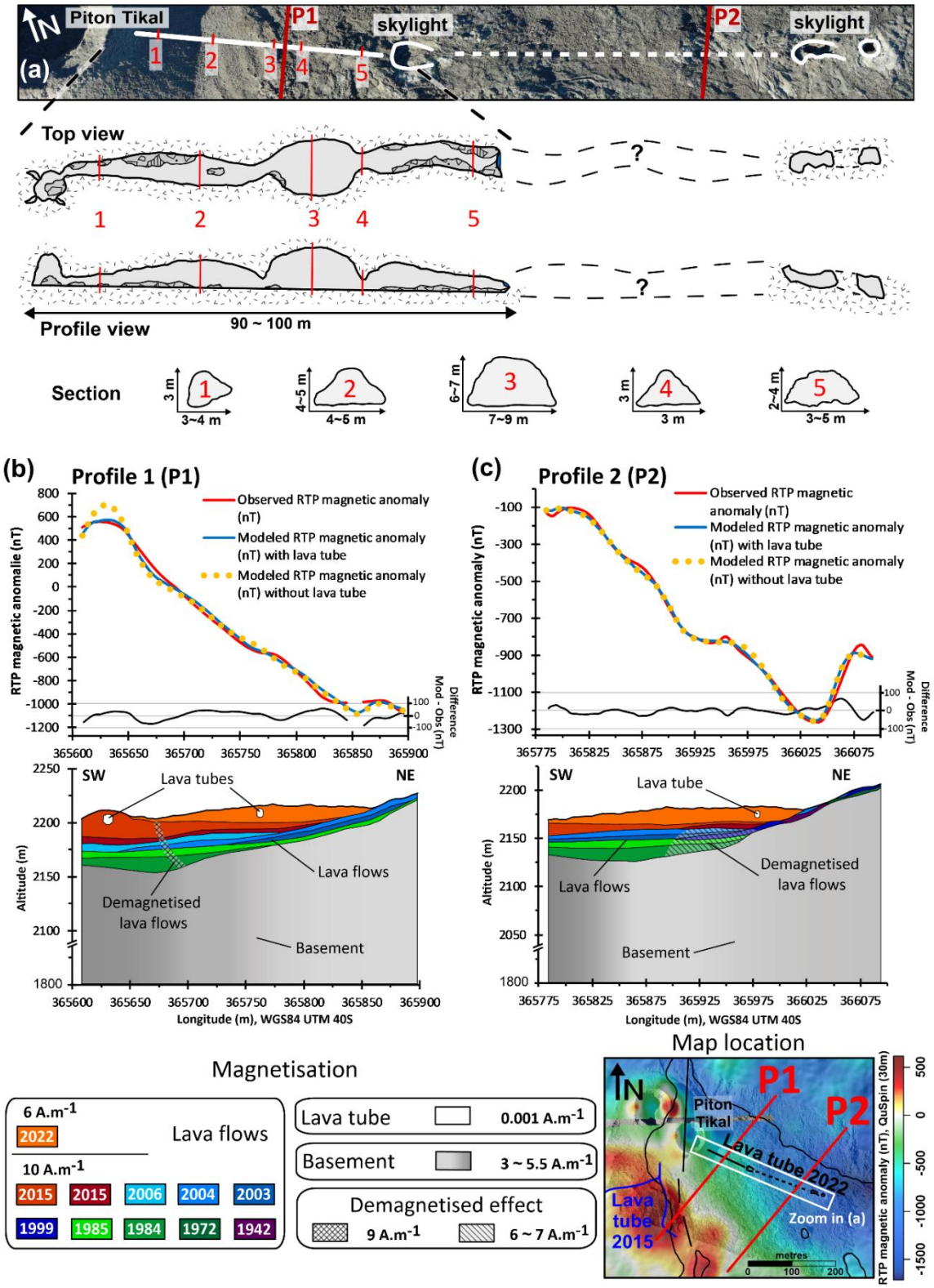


Figure 5.6: *2D direct modelling analysis of subsurface structures.* ***a)*** *Location of the lava tube in the Tikal lava flow and its mapped part. Diagram of the explored part in aerial and profile views, as well as cross-sections characteristic of the flow dynamics of the lava in the tube. Creation of two simplified geological models to calculate the direct magnetic response of the subsurface in order to compare the signal from the modelled structures to the measured signals. Location of the magnetic profiles crossing the eruptive site and the lava tube perpendicularly where* ***b)*** *P1 crosses the largest section (3) of the tube and* ***c)*** *P2 crosses the unknown part of the tube. Lava flow colours correspond to the lava flow periods in Fig. 5.1d.*

II.4.4 – Spatio-temporal evolution of the area

In order to image the variations in amplitude of magnetic anomalies between two periods in this particular area and to support the hypothesis of a pervasive large-scale demagnetised structure at depth along the SERZ (Fig. 5.5a), a second set of magnetic data was acquired on 14 May 2024 (i.e. 18 months after the initial survey, Fig. 5.7a). The area covered was extended slightly to the NW to map the continuation of the main N120°-125° negative magnetic anomaly (Fig. 5.7a). Note that no volcanic activity was recorded in this area between the two surveys. Consequently, this survey was relevant because it did not record any major additional disturbance due to volcanic activity in the magnetic field. The most significant change between the two measurement periods was the cooling of the September 2022 lava flow, which became increasingly magnetised over time.

To compare the 2022 and 2024 magnetic datasets, anomaly maps were reduced to the pole by taking the inclination and declination of each measurement period into account. The residual anomaly was then calculated as the difference between the 2024 and 2022 RTP anomaly maps. The residual RTP magnetic anomaly map computed between 2022 and 2024 (Fig. 5.7b) clearly shows this magnetisation process at the surface, mainly in the thickest parts of the lava flow, with higher magnetic intensities of 150 to 600 nT. However, the Piton Tikal Strombolian cone underwent the strongest remagnetisation, with anomalies increasing from 300 to 900 nT (Fig. 5.7b). Outside of the flow area, the residual magnetic signal varies slightly between -100 and +100 nT, indicating little or no major change. Although the magnetic signal in the area has evolved as a result of the remagnetisation of the rocks, the large, long wavelength negative magnetic anomaly is still visible on the 2024 RTP map (Fig. 5.7a).

We also performed an overall 3D inversion of the RTP anomaly computed from the repeated dataset (Fig. 5.7c), which still clearly evidences the continuous low magnetisation axis trending N120°-125°. All these features highlight a persistent anomalous structure in both time and space at depth, with only a weak evolution in the associated magnetic signal.

The reiteration dataset enabled us to test the robustness of the 2D models (Figs. 5.6b and c) and to estimate semi-quantitatively the level of remagnetisation of the September 2022

flow along the same profiles (P1 and P2), using the geological models presented in Figures 5.6b and 5.6c. Firstly, we compare the magnetic response of the 2D geological models of November 2022 (blue line; Fig. 5.7d), with the magnetic signals observed in May 2024 (red line; Fig. 5.7d) along P1 and P2. The major trends in the magnetic signal are broadly the same. This indicates, to the first order, that the overall modelled geometry explains the observed data fairly well, both in space and time. Secondly, to take the magnetic and thermal evolution of the September 2022 lava flow into account, the relative magnetisation value of this surface unit has to be increased in both models to more realistic magnetisation values (Chauvin et al. 1991), from 6 $A.m^{-1}$ to 10 $A.m^{-1}$ in the P1 model and to 12 $A.m^{-1}$ in the P2 model. By comparing the new magnetic response of the 2D geological models (yellow line; Fig. 5.7d) with the magnetic measurements from May 2024 (red line; Fig. 5.7d) we observe that the major trends have a better fit for the signal, and deviations from observed values of around 150 nT. These deviations can be explained by the fact that the model assumes homogeneous magnetisation of the geological units, which is not fully realistic. Moreover, the residual magnetic map suggests heterogeneous remagnetisation (Fig. 5.7b). Refining the model response (green line; Fig. 5.7d) so as to reduce the deviations from the observed values to very low values required an adjustment to the magnetisation values of between 6 and 12 $A.m^{-1}$ in the 2022 lava flow unit. However, we do not have data on the geometry of the remagnetised segments, so the model should be considered as an existing solution that is not fully representative of the geological reality in such a complex environment.

Looking at the evolution of the cavity's impact on the magnetic signal over time, we observe that there is a greater effect for the 2022 lava flow. The decrease in magnetic signal associated with the cavities is of 160 and 130 nT on P1 and P2, respectively. In the 2015 lava flow, no change is noted between the November 2022 and May 2024 surveys, with a stable impact over time of around 120 ± 10 nT for the cavity in P1.

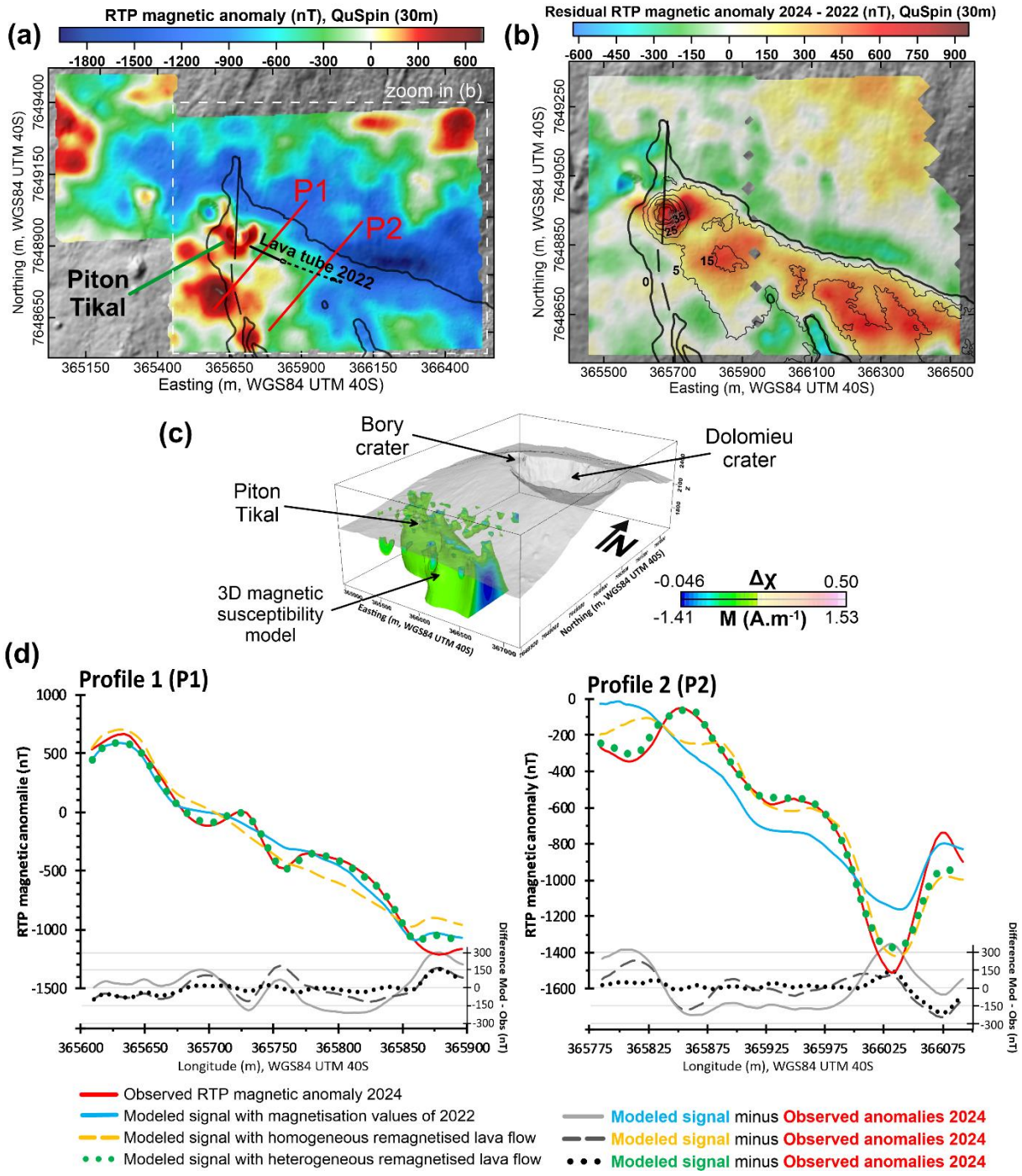


Figure 5.7: *Complete analysis of May 2024 dataset.* ***a)*** *RTP magnetic anomaly map acquired by UAV surveys on 14 May 2024 at 30 metres above ground level and on the same flight path as the 2022 survey.* ***b)*** *Map of residual RTP magnetic anomalies between the UAV surveys of November 2022 and May 2024 along the same-shared flight profiles available. Bold black line: lava flow contour (0 m). Thin black line: lava flow thickness (5, 15, 25 and 35 m).* ***c)*** *3D magnetic susceptibility model of the repeat dataset from the May 2024 survey.* ***d)*** *Reiteration of the 2D modelling on the 2022 profiles (P1 and P2) with the new magnetisation values from the lava flow of September 2022.*

II.5 – Discussion

II.5.1 – Structural interpretation of magnetic anomalies in the global and local context

The large-scale negative magnetic N120° axis observed on RTP maps (Figs. 5.4b and 5.7a) and modelled in 2D/3D (Figs. 5.5, 6 and 7) is not associated with a period of magnetic inversion, but rather with major changes in the state of the rocks at depth resulting from volcano-tectonic phenomena. These changes might be the effect of slow and rapid processes that occur during periods of quiescence and eruptive activity, respectively. In addition, a qualitative analysis of topographic effects suggests that the observed magnetic anomaly is created by spatial variations of magnetization superimposed on small amplitude relief effects suggesting the presence of magnetic sources at depth. Accordingly, topographic effects have been ignored on the scale of such a small area. Here, we discuss the relative contributions of each phenomenon involved, their impact and amplitude on the structures and the associated disturbance on the magnetic field.

One factor leading to the decrease in magnetic signal may be related to structural features along the N120° axis. The shallow fractures created by magmatic intrusions during their propagation towards the surface (Abdelmalak et al. 2012; Kavanagh 2018) perceptibly change the orientation of the broken rocks at depth (Yang et al. 2020) and therefore reduce the apparent magnetisation of the overall rock column. Such major volcano-tectonic structures will act as preferential paths for both magmatic and hydrothermal fluids.

During eruptive periods, magmatic intrusions are an important vector for disturbing and reducing the measured magnetic signal through a combination of thermomagnetic (Akimoto 1954; Chauvin et al. 1991), piezomagnetic (Pozzi 1977; Bezaeva et al. 2010) and electrokinetic effects (Ishido 2004; Johnston 2007). These phenomena can, under certain conditions and to different spatial and temporal degrees, contribute to the demagnetization of ferromagnetic rocks by the degradation of the phases carrying the remanent magnetization (i.e. mainly titanomagnetite). Other mechanisms such as alteration processes (natural, hydrothermal or deuteric oxidation; Ade-Hall et al. 1971; Chauvin et al. 1991) can change the magnetization of the ground through the transformation of magnetic minerals or by

deposition of new ones (Yang et al. 2020). Together with thermomagnetic effects, these processes and effects can cause variations in the recorded magnetic field and can contribute to demagnetization in volcanic contexts, due to various factors such as raised temperatures, alteration, minerals, mechanical stress, and exposure to external magnetic fields.

Figure 5.8 shows our geological and structural model, derived from a combination of field constraints, and 3D magnetic and InSAR information, which interprets the dynamics associated with this large-scale N120° low magnetised axis (Fig. 5.8c). At Piton de la Fournaise, this N120° axis corresponds to the main rift zone structures inherited from structural trends on the broader scale of the island and the oceanic crust (Michon et al. 2007). Further, after the caldera collapse of Dolomieu crater in April 2007, significant post-eruptive deformation was recorded, with a 1.4 m-displacement of the eastern flank (Froger et al. 2015). This deformation was accommodated by a sliding plane at depth beneath the Grandes Pentes and by large structural discontinuities, including one to the south of several kilometres in length, oriented N120° and aligned with our N120°-125° demagnetisation axis (Fig. 5.8a; Augier 2011; Froger et al. 2015; Tridon et al. 2016). Moreover, since the April 2007 collapse event and the sliding of the eastern flank, the edifice's stress field has relaxed, reinforcing the control of magmatic intrusions by inherited mechanical stresses, i.e. by the weak, heterogeneous structures in the edifice (Dumont et al. 2024). We therefore suggest that the southern part of the Enclos Fouqué is marked by a large N120° discontinuity involved in controlling the internal dynamics of the edifice and associated with the spoon-shaped intrusive structure interpreted from the deformation models (Fig. 5.8b; Dumont et al. 2022).

In more detail, Biaisi et al. 2022 show that the impact of a magmatic intrusion on crustal magnetic field measurements at the surface varies according to the type of intrusion and its trajectory. In our model, we therefore split the magmatic intrusion into two zones to facilitate the discussion (zone 1 and zone 2, Fig. 5.8c).

Zone 1 corresponds to magma spreading in the N25°-30° RZ and SERZ (Peltier et al. 2009) along the spoon-shaped intrusive structure imaged by (Dumont et al. 2022). This lateral migration then becomes vertical along pre-existing N120°-trending faults and propagates towards the surface as a vertical dyke in zone 2 (Fig. 5.8c; Dumont et al. 2022), as suggested

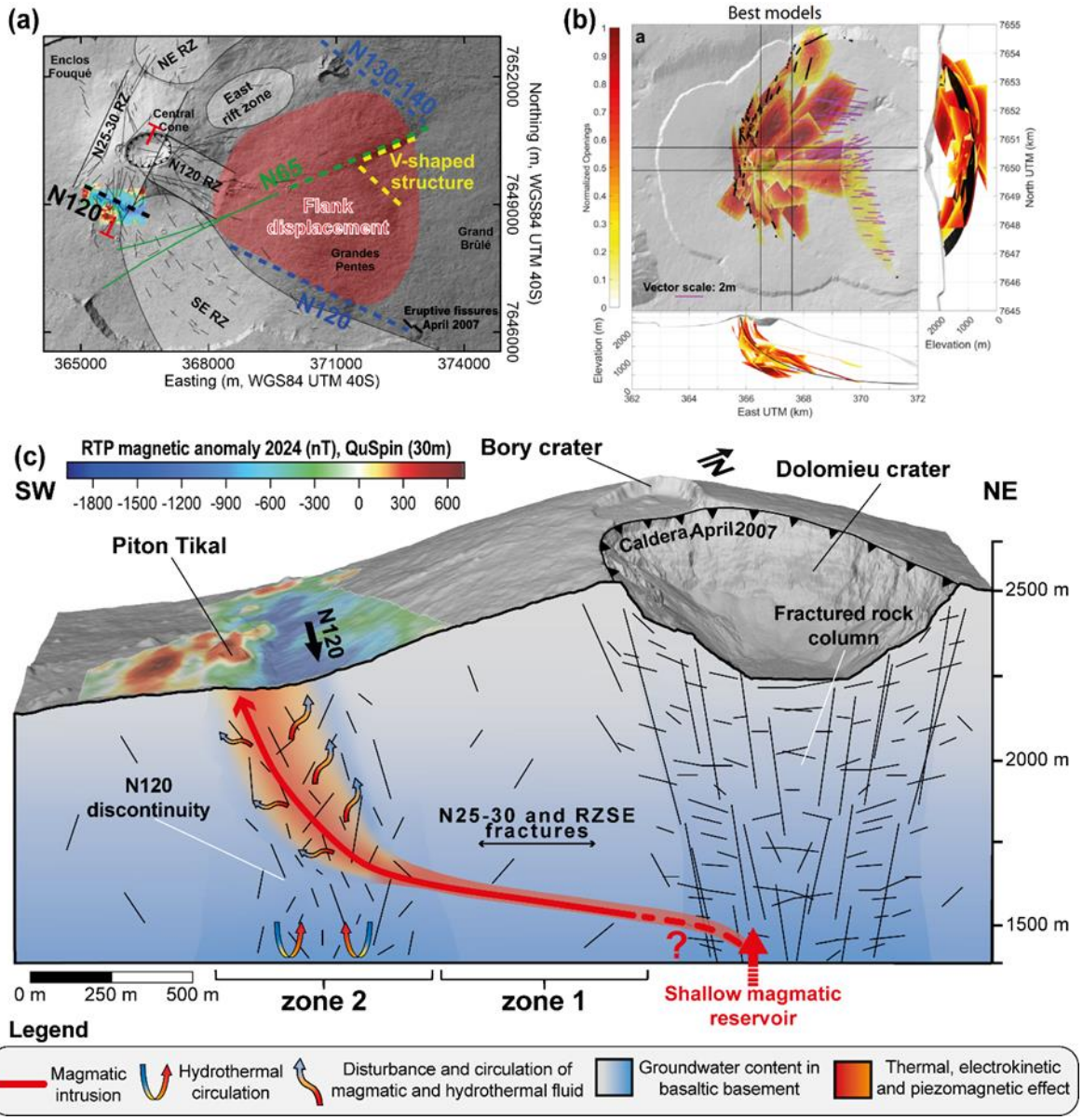


Figure 5.8: *Geological and geodynamic interpretation of the magnetic anomalies in the Piton Tikal area.* ***a)*** *Compilation map of eruptive fissures since 1972, rift zones (Michon et al. 2016) and structures affecting the post-eruptive deformation of the eastern flank since 2007 (red part, purple and blue dotted lines N120° and N130–140 discontinuities, and yellow dotted line represents the "V-shaped" structure (Froger et al. 2015; Tridon et al. 2016); green dotted line N65 fault (Michon and Saint-Ange 2008)). Red "T": section of the profile in (a).* ***b)*** *Schema of best-fit magmatic intrusions of the Enclos Fouqué area between 1999 and 2022, based on InSAR deformation data, and emplaced in the main NE-SE intrusion and sill zones highlighting the preferential spoon-shaped intrusion structure (Dumont et al. 2022). The colours show the opening of the modelled intrusions and are normalized for clarity. On the map, black lines are eruptive fissures, magenta vectors indicate displacement of the sheared sills and thin straight lines delineate the width of the slice shown in the adjacent cross-section. Thin black curve shown in the N-S cross-section highlights the surface determined by polynomial regression of the models mesh points (Dumont et al. 2022).* ***c)*** *Scenario of a magmatic intrusion propagating through the SERZ before turning vertical upon encountering fracture zones in the N120° rift zone, thereby inducing demagnetisation effects in the subsurface rocks.*

by the magmatic intrusions modelled in this area, apart from the 1999 intrusion (Fig. 5.5c),

which are clearly associated with a marked mechanical discontinuity (Le Corvec et al. 2013; Greiner et al. 2023). Moreover, during their vertical ascent, magmatic intrusions fracture the host rock (Abdelmalak et al. 2012, Kavanagh 2018) contributing to an increase in mechanical weakness of the N120° axis. As a result, these new fractures then become preferential pathways for future magmatic intrusions.

From a magnetic point of view, a lateral injection of magma into a rift zone (sub-horizontal dyke, zone 1 in our model; Fig. 5.8c) only has a weak influence on the magnetic signal recorded at the surface. However, when the magma rises vertically, the magnetic signal is strongly disturbed and decreases by several hundred nanoteslas (vertical dyke, zone 2 in our model; Fig. 5.8c; Gailler et al. 2023). This effect can be amplified by the presence of previous fracturing, allowing fragmentation of the dyke and small secondary lateral transfers (i.e. sheet intrusions) (Abdelmalak et al. 2012; Greiner et al. 2023), which in turn amplify the physico-chemical effects of demagnetisation and the circulation of meteoric, hydrothermal and magmatic fluids. Consequently, the succession of magmatic intrusion episodes over time will favour the development of new fractures in this zone of mechanical weakness, and the demagnetisation processes, and thus lead to the observed negative magnetic N120° axis.

II.5.2 – Monitoring evolution of the thermal state and detection of lava tubes

Repeated magnetic measurements are powerful means for monitoring evolution of the thermal state of the edifice by imaging remagnetisation at various depths as shown on the scale of the 2022 lava flow.

On a more local level, and to further explore the potential applications of magnetic measurements, we discuss here the effectiveness of the magnetic method in detecting lava tubes by examining the impact of cavities on the magnetic signal and how this impact evolves over time. Firstly, we defined the extent of the impact of the lava tubes on magnetic signals in the September 2022 lava flow using 2D modelling of the magnetic profiles from the November 2022 data and incorporating field constraints. It should be stressed here that the associated magnetic contrast is very low compared to the overall amplitude and wavelength of observed magnetic anomalies in this area. In addition, such magnetic measurements are

probably not accurate enough for such small structures to be located with precision. Nevertheless, our models suggest that the impact of the tubes is consistently amplified by the contrast between the vacuum of the cavity and the cooling and magnetisation of the lava flow. However, these observations are based on an assumption of homogeneous remagnetisation. The method is therefore limited for early cavity detection, especially when the lava flow is extremely young (e.g. a few months) and has low magnetization. However, thanks to temporal monitoring, we can image an increasing magnetic contrast linked to an increasing impact of tubes on magnetic signals.

Several improvements can be envisioned to increase the resolution of magnetic measurements for cavity detection. For example, flying at a very low altitude of 5 or 10 m above the ground level would provide more accurate signals to identify the presence of cavities at shallow depth. Using vectorial sensors would also contribute to enhancing associated magnetic contrasts in each direction of the magnetic field. This possibility opens the way for an operational method of lava tube detection, with a new potential application to hazard and risk issues in a volcanic context (e.g. mapping surface weaknesses, prevention of tube roof collapse, identification of potential paths for new lava flows).

II.6 – Conclusion

The primary goal of this study was to construct a comprehensive and high-resolution image of the magnetic sources at depth in a highly active zone of the Piton de la Fournaise volcano. Particular attention was paid to highlighting mechanical weaknesses, and to separating the effects of fluid dynamics from other magnetic field contributions through time variation monitoring. In this context, we performed two high-resolution UAV surface imaging and magnetic surveys above the September 2022 eruption site located along the SERZ. These surveys offered broad, homogeneous, and rapid coverage of the area, along with high spatial resolution datasets that could be consistently repeated under the same conditions (flight paths, acquisition frequency, altitude, etc.), ensuring precision over time.

RTP magnetic anomaly maps revealed a main long-term negative magnetic axis in this active zone, oriented N120°, which is modelled in 3D and 2D as a large-scale demagnetised

structure at depth. To overcome the problem common to potential field methods of the non-uniqueness of the solution, we looked at various constraints during the development and interpretation of the 2D and 3D models at different scales. We used the 3D geometric models of magmatic intrusions derived from the inversion of InSAR deformation data for comparative analysis with the 3D magnetic model, as well as geological information such as the fracturing axes of the edifice and the mapping of lava flows for the 2D models. As a result, we have evidenced the presence of a N120° discontinuity controlling part of the internal dynamics of the SERZ, in which magmatic intrusions, and magmatic and hydrothermal fluids, are concentrated, thus increasing the demagnetisation of the zone over time.

More locally, another interesting result is the potential for detecting lava tubes by analysing magnetic anomalies. Although the flight protocol can still be optimized for identifying small-scale subsurface structures (e.g. flight at very low altitude and lower spacing between flight lines), the UAV magnetic survey revealed the presence of cavities within the August 2015 and September 2022 lava flows. It offers new applications for magnetic prospecting to explore associated hazard and risk issues.

Finally, this work demonstrates that UAV magnetic prospecting is an effective operational method for imaging the internal structure of volcanic edifices and for quantifying the influence of volcano-tectonic dynamics on magmatic and hydrothermal transfer to the surface, thereby enhancing our understanding of volcanic systems. Applying such a spatio-temporal prospecting technique to the whole edifice, using UAV with greater autonomy, or by merging numerous individual surveys with very high spatial resolution (Thebault and Gailler 2023) could therefore contribute to the monitoring of the evolution of active structures (i.e. magmatic and hydrothermal systems, mechanical heterogeneities) over time and at various depths.

Acknowledgements

We thank the Service National d'Observation en Volcanologie (SNOV, CNRS-INSU) for its support and the Bureau Central de Magnétisme Terrestre (BCMT) for maintaining the magnetic stations at Piton de la Fournaise. We thank the OVPF-IPGP's staff, and the Parc National de La Réunion for their support, all along this project. This work was funded by the

Agence National Research project Scan4Volc: https://anr.fr/Project-ANR-21-CE49-0015 and by the Centre National des Etudes Spatiales in the framework of the project: “Imagerie géophysique multi-échelles des édifices volcaniques”.

Funding

This work was funded by the Agence National Research project Scan4Volc: https://anr.fr/Project-ANR-21-CE49-0015 and by the Centre National des Etudes Spatiales in the framework of the project: “Imagerie géophysique multi-échelles des édifices volcaniques”.

Authors’ contributions

1. Romain Guillard: Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Methodology, Writing - Original Draft Writing, Review and Editing, Supervision
2. Lydie Gailler: Conceptualization, Formal analysis, Funding acquisition, Investigation, Methodology, Writing - Review and Editing Supervision, Project administration, Resources
3. Philippe Labazuy: Funding acquisition, Investigation, Methodology, Writing - Review and Editing, Project administration, Resources
4. Erwan Thebault: Investigation, Methodology, Writing - Review and Editing
5. Edouard Régis: Investigation, Methodology
6. Quentin Dumont: Investigation, Writing – Review

All authors have approved the final version of this manuscript.

Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

Availability of data and materials

The datasets generated and analysed during this study are available in the Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand repository, https://doi.org/10.25519/vbsj-6248

Additional file 1 - Thermal imaging

Note that, the sensor is a Forward-Looking InfraRed (FLIR) Lepton 160x120 Pixel camera. However, this is a non-radiometric thermal sensor. It gives a qualitative image of temperature variations but does not provide precise temperature values for each point of the image. We therefore analysed this area qualitatively using temperature contrast.

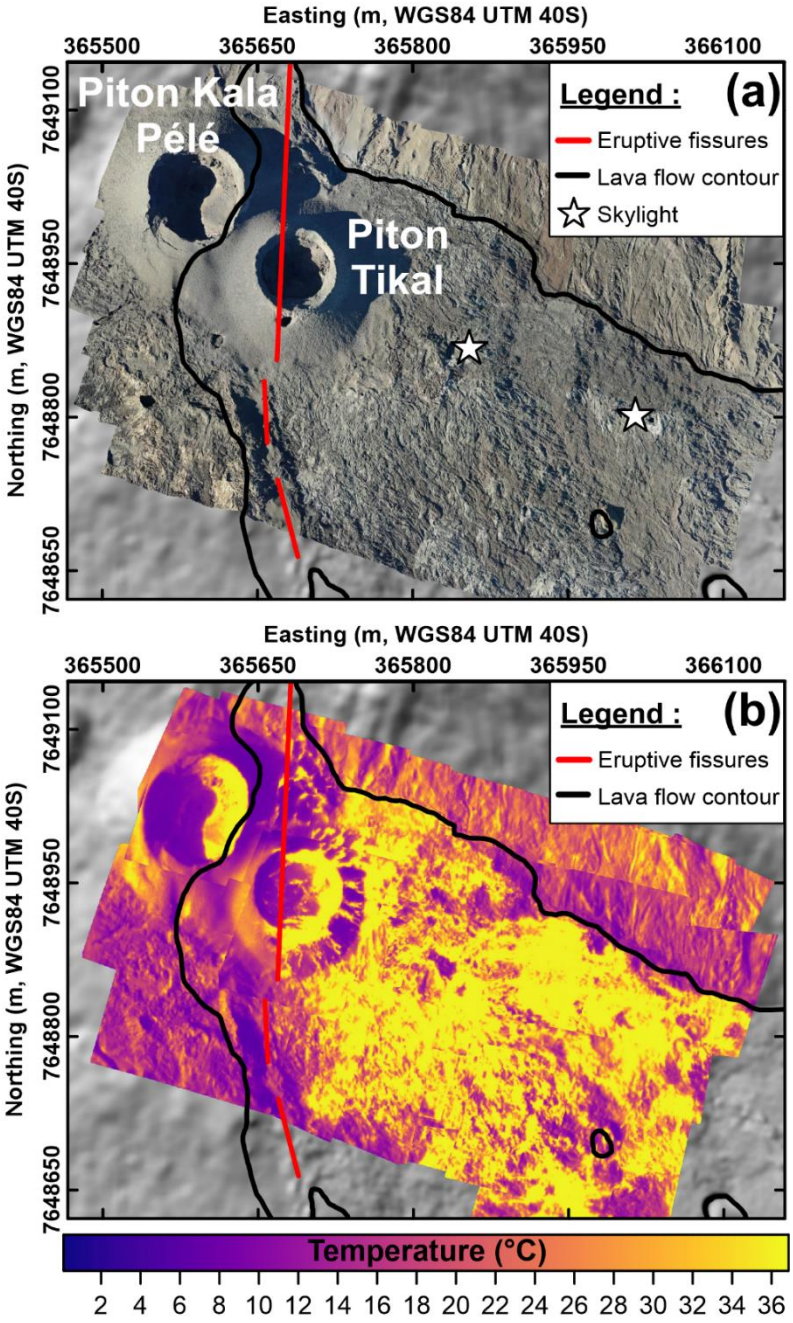
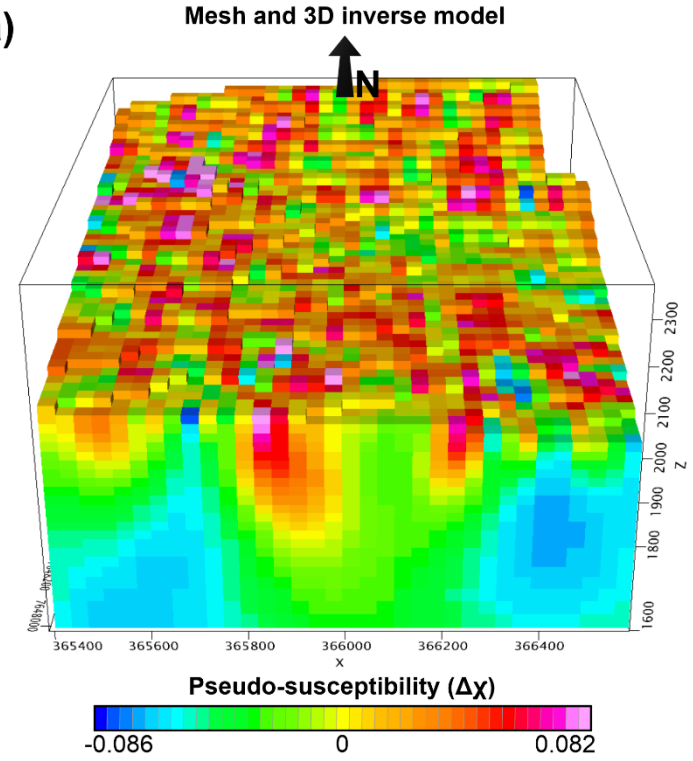


Figure S1: a) *UAV's photogrammetry of the eruptive site of September 19th 2022;* ***b)*** *Thermal infrared image of the same area taken on 25 November 2022 at 3 p.m.*

Additional file 2 - Details on 3D inversion

The aim is to reproduce the complexity of the subsurface structures producing the magnetisation contrasts observed at the surface. To do this, we define the mesh parameters of a terrestrial model discretised into a series of voxels and perform a 3D inversion of all the magnetic anomaly data to obtain a 3D magnetic pseudo-susceptibility distribution model.

(a)



(b)

Active model	X	Y	Z
Cell sizes (m)	35	35	20
Cells number	35	41	31
Minimum (m)	365389.4	7647979.9	1600
Maximum (m)	366586.9	7649388.5	2379.3

Base and Padding	Base	Horizontal Padding	Vertical Padding
Cells number	13	5	5
Cell expansion ratios	1.08	1.5	1.5

IGRF

Date	25/11/2022
Field Strength (nT)	38792
Inclination (degrees)	90
Declination (degrees)	0

Error assumed for inversion

5% of the standard deviation	21.03 nT

Figure S2: *Details on 3D inversion* ***a)*** *3D magnetic susceptibility model derived from the inversion of magnetic anomalies reduced to the pole (Fig. 4b) and composed by a three-dimensional volume discretized into a series of voxels, each characterized by a magnetic susceptibility;* ***b)*** *Summary of model parameters for 3D inversion*

Additional file 3 - Depth of magnetic sources

The method used to estimate the depth extent of magnetic sources is based on the work of Tanaka et al. (1999) and is similar to the method of examining the statistical properties of patterns of magnetic anomalies of Spector and Grant (1970). To do this, the top bound (Z_T) and centroid (Z_0) depths of a magnetic source are calculated from the power spectrum of magnetic anomalies and are used to estimate the basal depth (Z_b) of a magnetic source.

- Z_T is determined by fitting a linear regression through the high-wavelength parts ($\boldsymbol{0.05 * 2\pi < k < 0.2 * 2\pi\ km^{-1}}$) of the radially averaged power spectrum (RAPS) of $\boldsymbol{ln(\emptyset\Delta_T(|k|)^{\frac{1}{2}})/(2\pi)}$ (Fig. S3a).

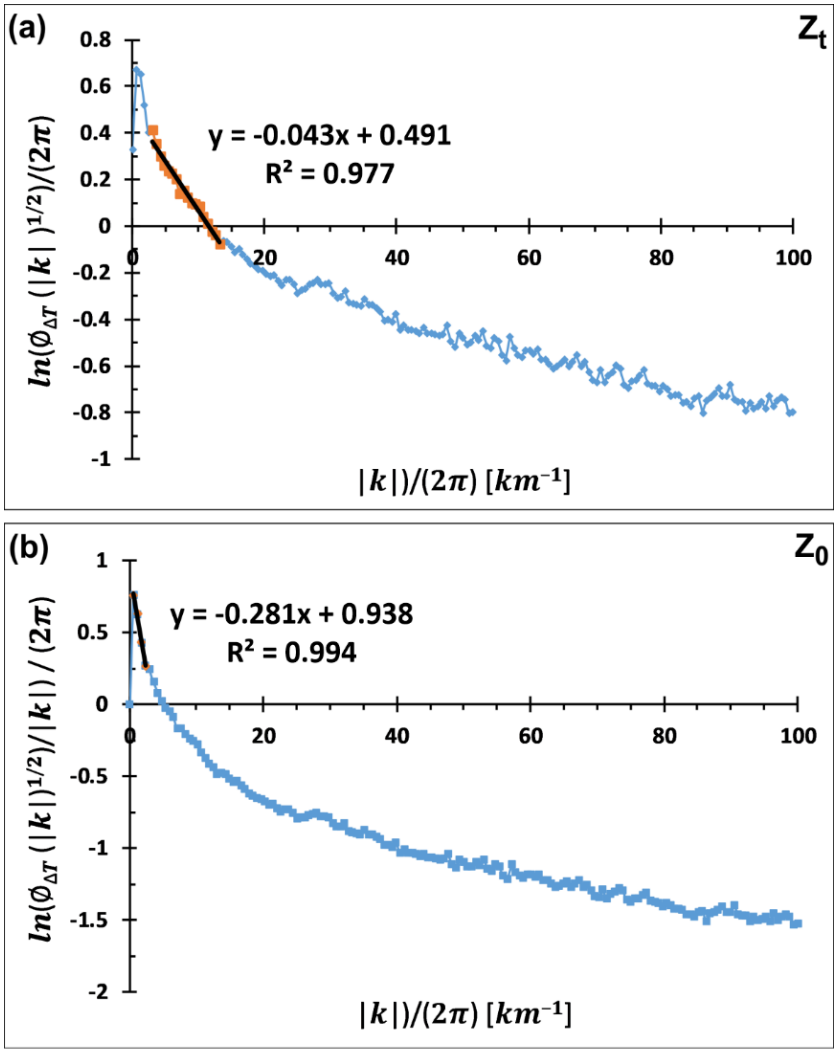
- Z_0 is determined by fitting a linear regression through the low-wavelength parts ($\boldsymbol{k < 0.1 * 2\pi\ km^{-1}}$) of the radially averaged power spectrum (RAPS) of $\boldsymbol{ln(\emptyset\Delta_T(|k|)^{\frac{1}{2}}/|k|)/(2\pi)}$ (Fig. S3b).

Finally, the basal depth (Z_b) of a magnetic source is computed by:

$$\boldsymbol{Z_b = (2 * Z_0 - Z_T) - altitude\ of\ data}$$

$$\boldsymbol{Z_b = (2 * 0.281 - 0.043) - 0.030}$$

$$\boldsymbol{Z_b = 0.490\ km}$$



Magnetic source	Depth (km)
Top bound (Z_t)	0.043
Centroid (Z_0)	0.281
Basal depth (Z_b)	**0.490**

Figure S3: *Estimation of the basal depth of a magnetic source by calculating* ***a)*** *the top bound (Z_T) and* ***b)*** *the centroid (Z_0) depths of magnetic sources from the radially averaged power spectrum of the RTP magnetic anomalies of the November 2022 dataset.*

References

Ade-Hall JM, Palmer HC, Hubbard TP (1971) The Magnetic and Opaque Petrological Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration. Geophys J Int 24, 137–174. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb02171.x

Aisengart T, Barbosa D, Pithawala T, Pereira J, Ando JL, Rechand M, Johnson A (2017) High Resolution Inversion of the Magnetization Vector in the Pontes e Lacerda Area of Southwestern Mato Grosso, Brazil.

Akimoto SI (1954) Thermo-magnetic study of ferromagnetic minerals contained in igneous rocks. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, *6*(1), 1-14. https://doi.org/10.5636/jgg.6.1

Alken P, Thébault E, Beggan CD, et al, (2021) International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. Earth Planets Space 73, 49. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x

Augier A (2011) Etude de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) à partir de données d'interférométrie RADAR et GPS, développement et application de procédures de modélisation. Dissertation, Blaise Pascal University

Bachèlery P (1981) Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude Volcanologique, Structurale et Pétrologique. Dissertation, Clermont Ferrand University

Bachèlery P, Mairine P (1990) Evolution volcano–structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp. 213–242.

Baranov V (1957) A new method for interpretation of aeromagnetic maps : pseudo-gravimetric anomalies. Geophysics 22, 359–382. https://doi.org/10.1190/1.1438369

Barde-Cabusson S, Finizola A, Peltier A, Chaput M, Taquet N, Dumont S, Duputel Z, Guy A, Mathieu L, Saumet S, Sorbadère F, Vieille M (2012) Structural control of collapse events inferred by self-potential mapping on the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Journal of Volcanology and Geothermal Research 209–210, 9–18. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.09.014

Battaglia J, Ferrazzini V, Staudacher T, Aki K, Cheminée J-L (2005) Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophysical Journal International 161, 549–558. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x

Bezaeva NS, Gattacceca J, Rochette P, Sadykov RA, Trukhin VI (2010) Demagnetization of terrestrial and extraterrestrial rocks under hydrostatic pressure up to 1.2 GPa. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 179(1-2), 7-20. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.004

Biasi J, Tivey M, Fluegel B (2022) Volcano Monitoring With Magnetic Measurements: A Simulation of Eruptions at Axial Seamount, Kīlauea, Bárðarbunga, and Mount Saint

Helens. Geophysical Research Letters 49, e2022GL100006. https://doi.org/10.1029/2022GL100006

Blakely RJ (1995) Potential Theory in Gravity and Magnetic Application. Cambridge University Press

Bonali FL, Corazzato C, Tibaldi A (2011) Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion island, Indian Ocean. Bull Volcanol 73, 347–366. https://doi.org/10.1007/s00445-010-0416-1

Calvari S, Pinkerton H (1999) Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms. Journal of Volcanology and Geothermal Research 90, 263–280. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00024-4

Cayol V, Cornet FH (1997) 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 34, 275–287. https://doi.org/10.1016/S0148-9062(96)00035-6

Chauvin A, Gillot P, Bonhommet N (1991) Paleointensity of the Earth's magnetic field recorded by two Late Quaternary volcanic sequences at the Island of La Réunion (Indian Ocean). J. Geophys. Res. 96, 1981–2006. https://doi.org/10.1029/90JB02223

Chevrel MO, Villeneuve N, Grandin R, Froger J-L, Coppola D, Massimetti F, Campus A, Hrysiewicz A, Peltier A (2023) Lava flow daily monitoring: the case of the 19 September–5 October 2022 eruption at Piton de la Fournaise. Volcanica 6, 391–404. https://doi.org/10.30909/vol.06.02.391404

Chulliat A, Vigneron P, Thébault E, Sirol O, Hulot G (2013) Swarm SCARF Dedicated Ionospheric Field Inversion chain. *Earth Planet Sp* 65, 1271-1283. https://doi.org/10.5047/eps.2013.08.006

Courtillot V, Besse J, Vandamme D, Montigny R, Jaeger J-J, Cappetta H (1986) Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? Earth and Planetary Science Letters 80, 361–374. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90118-4

Derrien A (2019) Apports des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme des structures volcaniques du Piton de la Fournaise. Dissertation, Paris Diderot University

Deplus C (2006) FOREVER cruise, RV L'Atalante, https://doi.org/10.17600/6010050

Dumont M, Peltier A, Roblin E, Reninger P-A, Barde-Cabusson S, Finizola A, Ferrazzini V (2019) Imagery of internal structure and destabilization features of active volcano by 3D high resolution airborne electromagnetism. Sci Rep 9, 18280. https://doi.org/10.1038/s41598-019-54415-4

Dumont Q, Cayol V, Froger J-L, Peltier A (2022) 22 years of satellite imagery reveal a major destabilization structure at Piton de la Fournaise. Nat Commun 13, 2649. https://doi.org/10.1038/s41467-022-30109-w

Dumont Q, Cayol V, Froger J-L (2024) Is stress modeling able to forecast intrusions and slip events at Piton de la Fournaise volcano? Earth and Planetary Science Letters 626, 118494. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118494

Dzurisin D, Denlinger RP, Rosenbaum JG (1990) Cooling rate and thermal structure determined from progressive magnetization of the Dacite Dome at Mount St. Helens, Washington. J. Geophys. Res. 95, 2763–2780. https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02763

Ellis RG, De Wet B, Macleod IN (2012) Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources. ASEG Extended Abstracts 2012, 1–4. https://doi.org/10.1071/ASEG2012ab117

Froger J-L, Famin V, Cayol V, Augier A, Michon L, Lénat J-F (2015) Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 296, 55–68. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.014

Fukushima Y, Cayol V, Durand P (2005) Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. J. Geophys. Res. 110, 2004JB003268. https://doi.org/10.1029/2004JB003268

Gailler LS, 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 31–48. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.024

Gailler L, Lénat J-F (2010) Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. Journal of Geophysical Research 115, B12105.

Gailler LS, Lénat J-F (2012) Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 221–222, 83–98. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015

Gailler L, Kauahikaua J (2017) Monitoring the cooling of the 1959 Kīlauea Iki lava lake using surface magnetic measurements. Bulletin of Volcanology, 79(6), 40. https://doi.org/10.1007/s00445-017-1119-7

Gailler L, Labazuy P, Régis E, Bontemps M, Souriot T, Bacques G, Carton B (2021) Validation of a New UAV Magnetic Prospecting Tool for Volcano Monitoring and Geohazard Assessment. Remote Sensing 13, 894. https://doi.org/10.3390/rs13050894

Gailler L, Labazuy P, Régis E, Peltier A, Ferrazzini V (2022) Active structures and thermal state of the Piton de la Fournaise summit area revealed by combined UAV magnetic and IR measurements. Volcanica, 5(1), 61–74. https://doi.org/10.30909/vol.05.01.6174

Gailler L, Labazuy P, Dumont Q, Froger J-L, Peltier A, Finizola A, et al, (2023) Volcano-magnetic signal reveals rapid evolution of the inner structure of Piton de la Fournaise. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128, e2022JB025290. https://doi.org/10.1029/2022JB025290

Gailler L, Bouligand C, Kauahikaua J, Lénat J-F, Cluzel N (2024) The subsurface structure of the Kīlauea caldera before its 2018 collapse inferred from ground magnetic, SP, and temperatures anomalies. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 129, e2023JB028005. https://doi.org/10.1029/2023JB028005

Galdéano A, Lénat J-F, Lalanne F-X (1988) Carte magnétique de l'île de la Réunion. Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris. Observatoire de Physique du Globe de Clermont.

Gerbault M, Fontaine FJ, Peltier A, Got JL, Hassani R, Ferrazzini V, Gailler L, Duputel Z, (2022) What causes the persistent seismicity below the eastern flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island) ? Elasto-plastic models of magma inflation. J.Volcanol. Geotherm. Res. 431. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107628

Gillot P-Y, Nativel P (1989) Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res., 36: 53-65.

Greeley R (1987) The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. In: Volcanism in Hawaii, pp 1589-1602

Greiner SHM, Burchardt S, Sigmundsson F, Óskarsson BV, Galland O, Geirsson H, Rhodes E (2023) Interaction between propagating basaltic dikes and pre-existing fractures: A case study in hyaloclastite from Dyrfjöll, Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research 442, 107891. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107891

Ishido T (2004) Electrokinetic mechanism for the "W"-shaped self-potential profile on volcanoes. Geophysical Research Letters, 31(15). https://doi.org/10.1029/2004GL020409

Johnston MJS (1997) Review of Electric and Magnetic Fields Accompanying Seismic and Volcanic Activity. Surveys in Geophysics, 18(5), 441-476. https://doi.org/10.1023/A:1006500408086

Johnston, M. J. (2007). Volcano-electromagnetic effects. In Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism (pp. 984-987). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_315

Jónsson G, Kristjánsson L (2000) Aeromagnetic measurements over Mýrdalsjökull and vicinity. Jök 49, 47–58. https://doi.org/10.33799/jokull2000.49.047

Koyama T, Kanda W, Utsugi M, Kaneko T, Ohminato T, Watanabe A, Tsuji H, Nishimoto T, Kuvshinov A, Honda Y (2021) Aeromagnetic survey in Kusatsu-Shirane volcano, central Japan, by using an unmanned helicopter. Earth Planets Space 73, 139. https://doi.org/10.1186/s40623-021-01466-5

Kavanagh JL (2018) Mechanisms of magma transport in the upper crust—dyking. In: Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Elsevier, pp. 55–88. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00003-0

Lanza R, Meloni A (2006) The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists, SpringerLink Bücher. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-27980-8

Le Corvec N, Menand T, Lindsay J (2013) Interaction of ascending magma with pre-existing crustal fractures in monogenetic basaltic volcanism: an experimental approach, J. Geophys. Res. Solid Earth, 118, 968–984, https://doi.org/10.1002/jgrb.50142

Lénat J-F, Aubert M (1982) Structure of piton de la fournaise volcano (La Réunion island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. Journal of Volcanology and Geothermal Research 12, 361–392. https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90035-X

Lénat J-F (1987) Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique : Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Dissertation, Blaise Pascal Clermont II University

Lénat J-F, Fitterman D, Jackson DB, Labazuy P (2000) Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). Bull Volcanol 62, 75–89. https://doi.org/10.1007/s004459900058

Lénat, J-F, Gibert-Malengreau B, Galdéano A (2001) A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). J. Geophys. Res. 106, 8645–8663. https://doi.org/10.1029/2000JB900448

López-Loera H, Espíndola JM, Sosa-Ceballos G, Macías JL, Urrutia-Fucugauchi J, Torres-Gaytan DE, García-Tenorio F (2022) Magma plumbing system below the Popocatepetl and Iztaccihuatl volcanoes, central México, as revealed by aeromagnetic data. Bull Volcanol 84, 39. https://doi.org/10.1007/s00445-022-01551-x

Malengreau B, Lénat J-F, Bonneville A (1994) Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. Bull. Soc. Géol. France, 165: 221–232.

Malengreau B (1995) Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. Dissertation, Blaise Pascal University

Malengreau B, Lenat J-F, Froger J-L (1999) Structure of Réunion Island Indian Ocean/ inferred from the interpretation of gravity anomalies.

Marquardt DW (1963) An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics 11, 431–441. https://doi.org/10.1137/0111030

Martelet G, Reninger P-A, Perrin J, Deparis J (2014) Acquisition géophysique héliportée de l'île de la Réunion. BRGM/RP-63818-FR, Rapport final, 90 p., 28 fig., 21 tab., 5 ann.

Mauri G, Saracco G, Labazuy P, Williams-Jones G (2018) Correlating hydrothermal system dynamics and eruptive activity – A case-study of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Journal of Volcanology and Geothermal Research 363, 23–39. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.08.009

Merle O, Mairine P, Michon L, Bachèlery P, Smietana M (2010) Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research 189, 131–142. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.001

Michon L, Ferrazzini V, Di Muro A, Villeneuve N, Famin V (2015) Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and

Etna? Journal of Volcanology and Geothermal Research 303, 112–129. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031

Michon L, Saint-Ange F, Bachelery P, Villeneuve N, Staudacher T (2007) Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). J. Geophys. Res. 112, 2006JB004598. https://doi.org/10.1029/2006JB004598

Parker RL (1973) The Rapid Calculation of Potential Anomalies. Geophysical Journal International 31, 447–455. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb06513.x

Peltier A, Bachèlery P, Staudacher T (2009) Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 93–108. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008

Peltier A, Famin V, Bachèlery P, Cayol V, Fukushima Y, Staudacher T (2008) Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. Earth and Planetary Science Letters 270, 180–188. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.042

Pozzi JP (1977) Effects of stresses on magnetic properties of volcanic rocks. Physics of the Earth and Planetary Interiors 14, 77–85. https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90047-4

Pozzi JP, Le Mouël J-L, Rossignol JC, Zlotnicki J (1979) Magnetic observations made on la soufriere volcano (guadeloupe) during the 1976–1977 crisis. Journal of Volcanology and Geothermal Research 5, 217–237. https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90017-9

Rossignol J-C (1982) Magnetic field anomalies associated with geodynamic phenomena. Geophysical Surveys 4, 435–454. https://doi.org/10.1007/BF01449110

Savoye B (2006) ERODER 1 cruise, RV Beautemps-Beaupré, https://doi.org/10.17600/6090020

Soengkono S, Hochstein MP (1996) Interpretation of magnetic anomalies over the Reporoa geothermal field, Taupo volcanic zone, New Zealand. Proceedings 18th NZ Geothermal Workshop 1996, pp 243-248

Soulaimani S, Chakiri S, Manar A, Soulaimani A, Miftah A, Bouiflane M (2020) Potential-field geophysical data inversion for 3D modelling and reserve estimation (Example of the Hajjar mine, Guemassa massif, Morocco): magnetic and gravity data case. Comptes Rendus. Géoscience 352, 139–155. https://doi.org/10.5802/crgeos.10

Staudacher T, Ferrazzini V, Peltier A, Kowalski P, Boissier P, Catherine P, Lauret F, Massin F (2009) The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 126–137. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.005

Talwani M, Heirtzler JR (1964) Computation of Magnetic Anomalies Caused by Two Dimensional Bodies of Arbitrary Shape. In G. A. Parks (Ed.), Computers in the Mineral Industries, Part 1 (pp. 464-480). Stanford Univ. Publ., Geological Sciences 9.

Tanguy J-C, Bachèlery P, LeGoff M (2011) Archeomagnetism of Piton de la Fournaise: Bearing on volcanic activity at La Réunion Island and geomagnetic secular variation in Southern Indian Ocean. Earth and Planetary Science Letters 303, 361–368. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.019

Tridon M, Cayol V, Froger J, Augier A, Bachèlery P (2016) Inversion of coeval shear and normal stress of Piton de la Fournaise flank displacement. JGR Solid Earth 121, 7846–7866. https://doi.org/10.1002/2016JB013330

Thebault E, Gailler L-S (2023) A Quick-Look Software for In Situ Magnetic Field Modeling from Onboard Unmanned Aircraft Vehicles (UAVs) Measurements. Remote Sensing 15, 4549. https://doi.org/10.3390/rs15184549

Valet J-P, Bassinot F, Simon Q, Savranskaia T, Thouveny N, Boules D, Villedieu A (2019) Constraining the age of the last geomagnetic reversal from geochemical and magnetic analyses of Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sediments. Earth Planet. Sci. Lett. 506, 323e331. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.012

Villeneuve N, Bachèlery P (2006) Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés. cybergeo. https://doi.org/10.4000/cybergeo.2536

Vlastélic I, Di Muro A, Bachèlery P, Gurioli L, Auclair D, Gannoun A (2018) Control of source fertility on the eruptive activity of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Sci Rep 8, 14478. https://doi.org/10.1038/s41598-018-32809-0

Webring M (1985) SAKI : A Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles. United States Department of the Interior, Geological Survey

Yang T, Chou Y-M, Ferré, EC, Dekkers MJ, Chen J, Yeh E-C, Tanikawa W (2020) Faulting processes unveiled by magnetic properties of fault rocks. Reviews of Geophysics, 58, e2019RG000690. https://doi.org/10.1029/2019RG000690

Ždanov MS (2002) Geophysical inverse theory and regularization problems, Methods in geochemistry and geophysics. Elsevier Science, Amsterdam Oxford.

Zlotnicki J, Le Mouël J-L (1990) Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise volcano. Nature 343, 633–636. https://doi.org/10.1038/343633a0

Zlotnicki J, Le Mouël J-L (1988) Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise Volcano (Réunion Island): 1985–1987. J. Geophys. Res. 93, 9157–9171. https://doi.org/10.1029/JB093iB08p09157

Zlotnicki J, Le Mouël J-L, Delmond JC, Pambrun C, Delorme H (1993) Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 56, 281–296. https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90021-I

Chapitre 6

Chapitre 6

Imagerie structurale multi-paramètres du centre volcanique du Piton de la Fournaise : interprétation couplée des modèles 3D



Objectifs :

- Élaborer des modèles multi-paramètres 3D à haute résolution spatiale.
- Proposer une analyse comparative multi-méthodes afin de remédier à la non-unicité des solutions et renforcer la robustesse et la fiabilité des interprétations.
- Accroître la connaissance des structures internes du Piton de la Fournaise, en confrontant et actualisant les hypothèses existantes, afin d'identifier de nouvelles informations en lien avec sa dynamique globale.
- Apport des nouveaux modèles de référence en imagerie 4D, pour un suivi temporel précis des volcans actifs, favorisant l'identification rapide des évolutions et l'amélioration des stratégies de surveillance.

I – Analyse qualitative des imageries 3D du centre volcanique

I.1 – Modèle de résistivité électrique 3D

Pour rappel, le modèle 3D de résistivité électrique a été obtenu en déployant une méthode de prospection 3D innovante (Fullwaver, © Iris Instruments), offrant une imagerie globale du Cône Central plus précise que celles issues des études géoélectriques précédentes (e.g. Lénat *et al.,* 2000 ; Peltier, ANR SlideVOLC 2016-2019 pers. com. ; Dumont *et al.,* 2019).

Le modèle de résistivité électrique 3D résultant couvre une zone de 4 x 4.3 km² jusqu'à 1 km de profondeur sous le sommet (Fig. 6.1a ; voir chapitre 2 et 3). Au premier ordre, il met en évidence une gamme de résistivités très étendue, de 1 à 100 000 Ω.m, ce qui constitue une distribution communément observée au Piton de la Fournaise (Lénat *et al.,* 2000 ; Gailler *et al.,* 2018 ; Dumont *et al.,* 2019), ainsi que dans des contextes volcaniques similaires, tels qu'au Kilauea (Gailler *et al.,* 2019). Une couche superficielle de forte résistivité (de 1 000 à plus de 10 000 Ω.m ; Fig. 6.1a), et d'épaisseur variable (entre 200 m et 500 m en moyenne), est associée aux produits éruptifs les plus récents observés en surface, tels que les coulées de lave massives et leur brèche de progression, ou encore les cônes stromboliens. Cette carapace résistante surmonte un corps de large volume et de faible résistivité (< 500 Ω.m ; Fig. 6.1a), identifié dans un tel contexte comme le cœur du système hydrothermal et de son enveloppe d'altération (Dumont *et al.,* 2019 ; Lénat *et al.,* 2000, 2012).

En profondeur, à environ 400 m sous la base du cône, (Fig. 6.1b), l'extension latérale de ce corps conducteur atteint plus de 2 km avec un allongement NW-SE, conforme à l'orientation de la rift zone N120° (Fig. 1.10, cf. chapitre 1). Ce corps est également marqué par des remontées conductrices subverticales, qui dissèquent les structures résistantes superficielles. L'une des remontées principales se situe à l'aplomb du pit-cratère de Soufrière (secteur N du cratère Dolomieu, Fig. 6.1a et 3.3, voir chapitre 3), où l'altération hydrothermale affleure nettement. Cette observation permet d'interpréter plus globalement ces ramifications comme des injections de fluides vers la surface. D'autres remontées majeures sont mises en évidence sous le cratère Bory, le long des failles liées à l'effondrement de 2007

du cratère Dolomieu et à l'aplomb du pit-cratère Petit Plateau (Fig. 6.1a et 3.3, voir chapitre 3). Ces résultats montrent que l'activité hydrothermale est fortement contrôlée par les structures volcano-tectoniques sommitales.

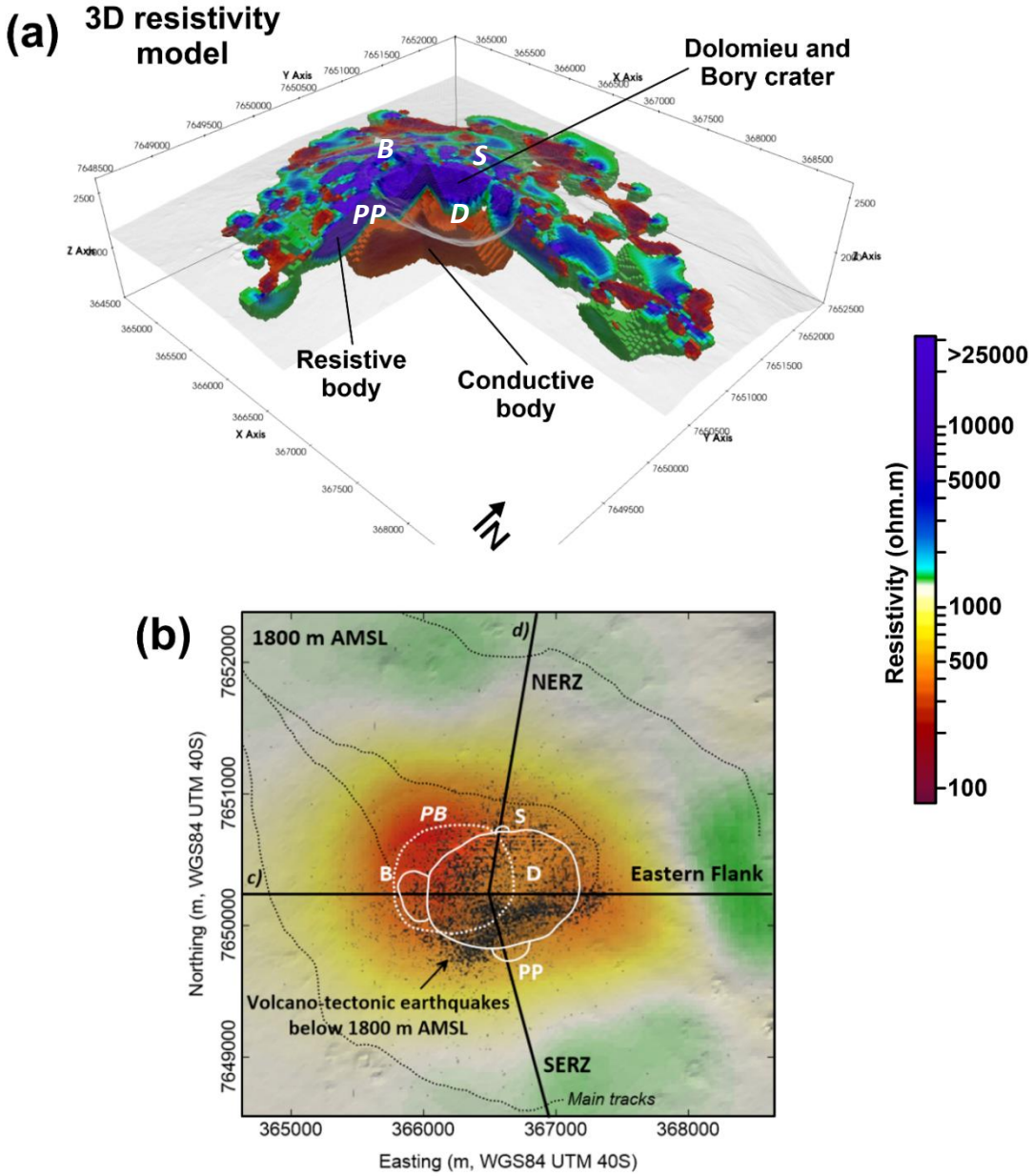


Figure 6.1 : a) *Visualisation du modèle 3D de résistivité électrique du Cône Central du Piton de la Fournaise.* ***b)*** *Coupe horizontale dans le modèle de résistivité 3D à 1800 m d'altitude AMSL. PB : Pré-Bory ; B : Bory ; S : Soufrière ; PP : Petit-Plateau ; D : Dolomieu.*

I.2 – Modèle d'aimantation 3D

En complément du modèle de résistivité électrique 3D, l'objectif de cette étude était d'élaborer un modèle d'aimantation 3D à l'échelle globale du centre volcanique du Piton de

la Fournaise. Pour ce faire, nous avons exploité et combiné différents jeux de données magnétiques à haute résolution (sol, drone, hélicoptère ; voir chapitre 4) qui a permis, après traitement l'obtention d'une carte d'anomalie magnétique réduite au pôle, à une échelle comparable à celle de la zone imagée avec la méthode électrique (Fig. 6.2a), permettant ainsi une interprétation couplée des modèles.

La modélisation 3D de premier ordre (i.e. sans a priori initial) a permis une analyse semi-quantitative approfondie, estimant la profondeur, la géométrie, le volume et les propriétés magnétiques des sources aimantées. La limite de profondeur d'investigation a été fixée à 1.5 km sous le sommet (Fig. 6.2b), basée sur l'estimation de la profondeur basale moyenne des sources magnétiques, extraites du spectre de puissance du signal magnétique (méthode de Spector et Grant, 1970 ; Annexe 5).

À l'issue de l'inversion numérique et de l'ajustement du modèle (méthode de l'annihilateur ; voir chapitre 4, section VI.4), le modèle 3D présente une gamme d'aimantation entre 0 et 9 $A.m^{-1}$, avec un pic de distribution des valeurs entre 4 et 7 $A.m^{-1}$ (Fig. 2b). La description du modèle est réalisée plus en détail à partir d'une coupe horizontale à 1800 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer (Fig. 6.2c), permettant de mettre en évidence les principales anomalies significatives en profondeur. Les volumes fortement aimantés (> 7 $A.m^{-1}$) constituent l'architecture du Cône Central (*H1)* et se concentrent en une structure circulaire autour d'un important volume faiblement aimanté (< 4 $A.m^{-1}$; *L1*) centré principalement sous le cratère Dolomieu et le Pré-Bory (Fig. 6.2b et c). Les volumes fortement aimantés sont associés à des formations récentes, telles que des coulées de lave peu fracturées et non altérées, tandis que les volumes faiblement aimantés sont associés à des formations basaltiques qui ont subi divers processus de désaimantation, tels que l'altération et la fracturation, affectant les phases minérales porteuses de l'aimantation. Comme observé à l'échelle de la carapace résistante, cette couronne *H1* est disséquée par un volume faiblement aimanté, noté *L2* (Fig. 6.2c) sur le flanc NW du Cône Central et sur la zone sommitale au niveau du Pré-Bory, selon un axe orienté N120°. D'autres zones de désaimantation apparaissent sur les flancs SW, SE et E, notés *L3, L4* et *L5* respectivement (Fig. 6.2c) selon des axes orientés N120° pour *L4*, N25-30° pour *L3* et N90° pour *L5*. Comparativement à *L2*, les volumes *L3, L4* et *L5* sont de dimensions plus modestes et présentent une aimantation plus importante, de

l'ordre de 1 à 2 A.m^{-1}. À la base SW du Cône Central, le volume faiblement aimanté noté *L6,* identifié comme une hétérogénéité mécanique d'orientation N120° (Fig.5.8, voir chapitre 5), confirme son existence à l'échelle du centre volcanique (Fig. 6.2c). Le flanc NW est également marqué par un axe désaimanté *L7*, localisé au niveau de la rift zone NW, selon la même orientation. Enfin, d'autres volumes faiblement désaimantés, notés *L8, L9* et *L10*, apparaissent à la base du Cône Central, respectivement au N, NE et sur le flanc E, ainsi qu'un axe fortement aimanté *H2*, orienté NE entre *L9* et *L10* (Fig. 6.2c).

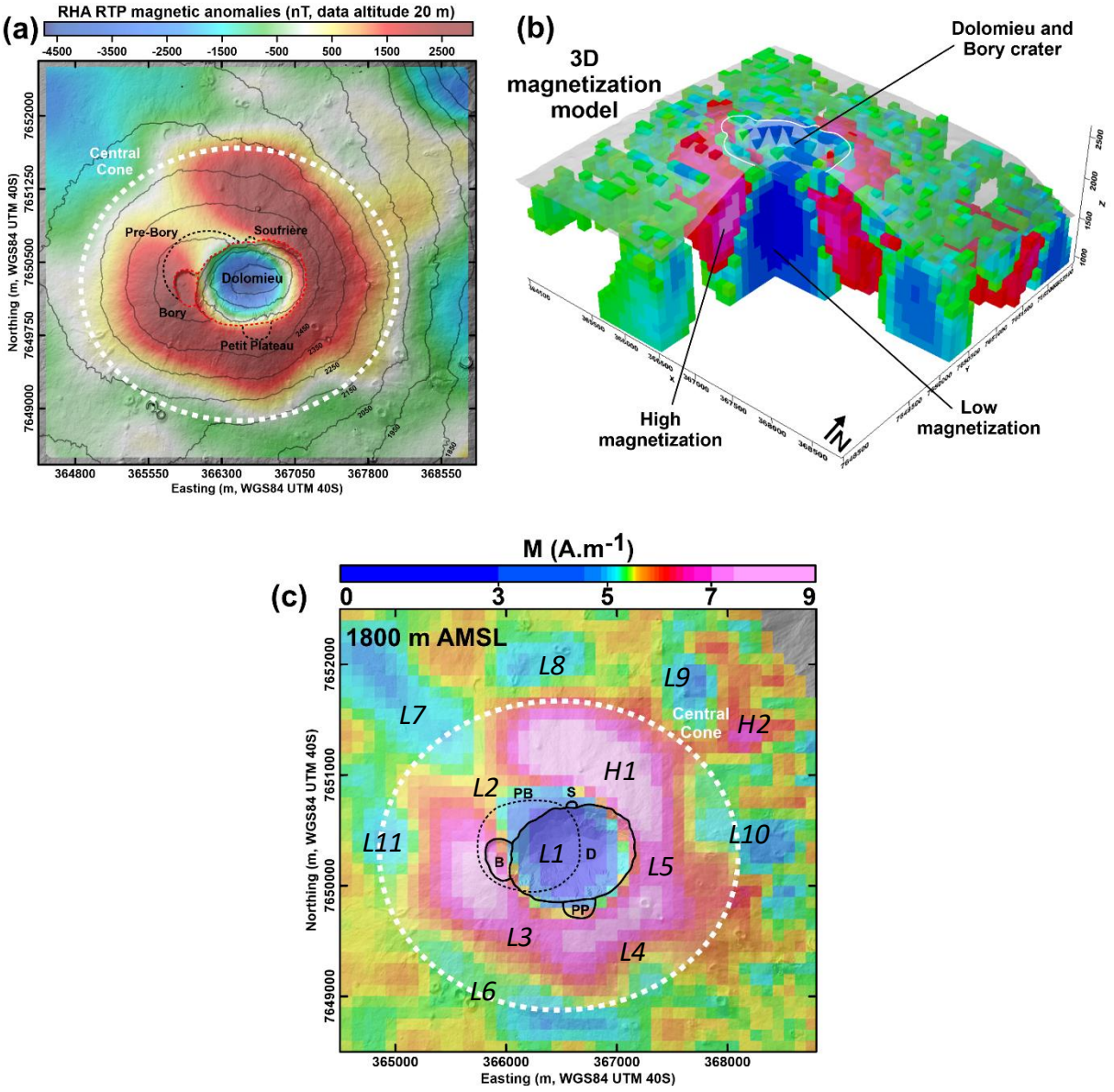


Figure 6.2 : a) *Carte d'anomalie magnétique réduite au pôle, modélisée par RHA à partir des différents levés et compilée à une altitude de 20 m au-dessus de la surface topographique.* ***b)*** *Visualisation du modèle 3D d'aimantation du Cône Central du Piton de la Fournaise.* ***c)*** *Coupe horizontale dans le modèle d'aimantation 3D à 1800 m d'altitude AMSL. PB : Pré-Bory ; B : Bory ; S : Soufrière ; PP : Petit-Plateau ; D : Dolomieu. Les volumes de forte et faible aimantation sont notés H (High) et L (Low), respectivement.*

Une caractéristique notable de ce modèle d'aimantation 3D (Fig. 6.2b), commune à l'ensemble des modèles 3D en voxels utilisés pour les méthodes de champ potentiel, est la tendance à l'étirement des structures en profondeur. Dans VOXI Earth Modelling (Ellis et al., 2012) par exemple, ces « déformations » résultent directement du rôle de la régularisation lors de l'inversion numérique. Pour produire un modèle réaliste et stable, l'algorithme introduit des contraintes destinées à limiter les variations trop brusques entre voxels, favorisant ainsi des modèles plus lisses, et des transitions spatiales progressives (Ellis et Macleod, 2013). Ce compromis mathématique conduit à des solutions où les anomalies modélisées apparaissent plus étendues et plus diffuses que leurs sources géologiques réelles. Cet effet est particulièrement évident sur les coupes 2D présentées dans la section suivante, soulignant ainsi l'importance cruciale de croiser les méthodes géophysiques afin de renforcer la fiabilité des interprétations et de mieux contraindre la modélisation des structures

II – Analyses comparatives multi-méthodes et interprétations

En raison de la non-unicité des solutions inhérente à la modélisation numérique 3D, des analyses comparatives multi-méthodes ont été menées, dans l'objectif de renforcer la fiabilité et la cohérence des interprétations des modèles électriques et magnétiques.

II.1 – Désaimantations magmatiques et données de déformation

Les intrusions magmatiques sont un facteur important de désaimantation, principalement en raison des mécanismes de circulation des fluides et des conditions thermiques élevées qu'elles génèrent (Biasi *et al.*, 2022 ; Gailler *et al.*, 2023 ; chapitre 5). Pour appréhender ces phénomènes et les relier à leur source, les données de déformation fournissent des contraintes essentielles sur la géométrie du système intrusif.

La première analyse comparative confronte le modèle d'aimantation 3D du Cône Central (Fig. 6.2a) aux modélisations 3D des intrusions magmatiques du Piton de la Fournaise issues des travaux de Dumont *et al.*, (2022), qui s'appuient sur la surveillance continue de la déformation co-intrusive par interférométrie radar (InSAR ; Fig. 6.3a). Leur étude documente

les nombreuses intrusions magmatiques survenues dans l'Enclos Fouqué sur la période 1998-2022, englobant à la fois les intrusions ayant conduit à des éruptions et celles qualifiées de « sèches », qui n'ont pas atteint la surface. Ces intrusions prennent naissance sous le cratère du Dolomieu, à une altitude comprise entre 500 et 1 500 m au-dessus du niveau de la mer, se propagent verticalement dans le conduit sommital, puis, à l'approche de la surface, elles migrent latéralement selon des axes préférentiels de propagation des fluides, les Rifts Zones (Dumont *et al.*, 2022).

Il convient de noter que cette comparaison entre la désaimantation et la géométrie du système intrusif est réalisée en trois dimensions, mais présentée sous forme d'une carte 2D afin d'offrir une vue d'ensemble claire de la distribution des intrusions magmatiques (Fig. 6.3b). Pour plus de lisibilité, les intrusions horizontales et subhorizontales ne sont pas affichées sur la figure 6.3b.

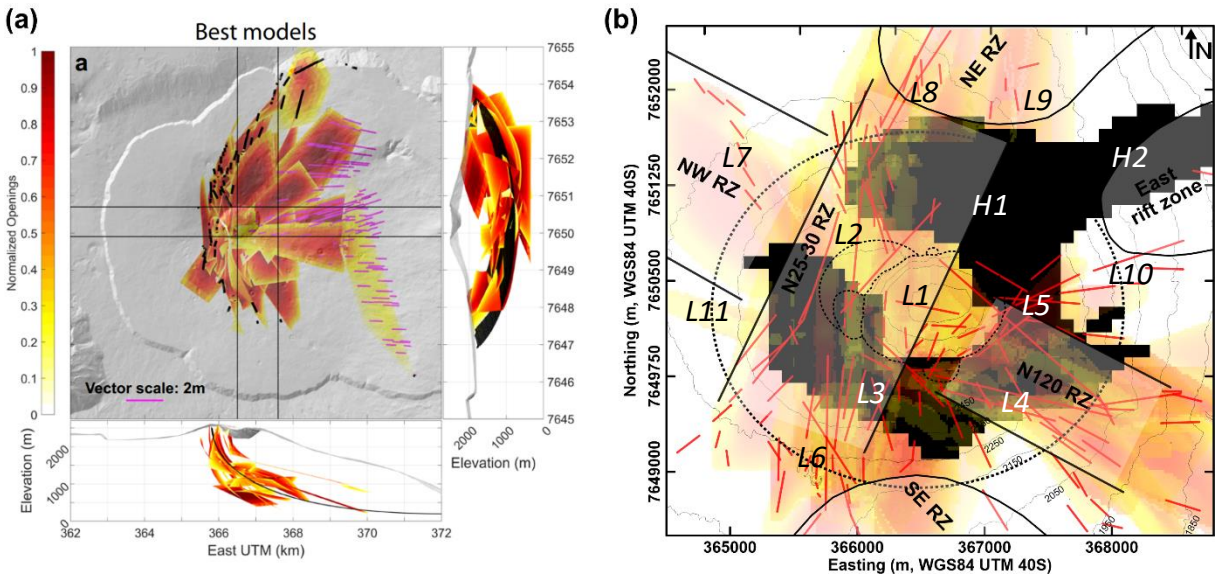


Figure 6.3 : a) *Schéma des meilleurs modèles 3D des intrusions magmatiques de la zone entre 1998 et 2022, basé sur l'inversion des données de déformation InSAR, mettant en évidence la structure d'intrusion préférentielle en forme de cuillère ouverte vers l'est (Dumont et al. 2022). L'échelle de couleurs indique l'ouverture normalisée des intrusions.* ***b)*** *Analyse comparative entre modèle d'aimantation et intrusions magmatiques présentées en a. Le volume en noir représente les volumes d'aimantation supérieure à 6 A.m^{-1}. Les intrusions magmatiques sont représentées selon leur ouverture en transparence avec la même échelle de couleur qu'en 6.3a (d'après Dumont et al., 2022). Les Rift Zones sont localisées et les traits rouges correspondent aux fissures éruptives compilées depuis 1972 (modifié d'après Michon et al., 2016b).*

Sur la figure 6.3b, le volume en noir représente la couronne *H1* fortement aimantée, supérieures 6 $A.m^{-1}$, largement plus développé à l'échelle des flancs N et NE (*H1* et *H2*), où très peu de fissures éruptives et intrusions magmatiques apparaissent. Les intrusions magmatiques modélisées dissèquent ce volume *H1* selon les axes des rift zones au sein desquelles les fissures éruptives sont beaucoup plus nombreuses, en accord avec les volumes faiblement aimantés *L2* à L9 du Cône Central (Fig. 6.2c). La désaimantation observée dans les constructions récentes du Cône Central est interprétée comme le résultat cumulatif des intrusions magmatiques, par l'effet combiné des phénomènes thermomagnétiques (Ade-Hall *et al.,* 1971), piézomagnétiques (Pozzi, 1977 ; Bezaeva *et al.,* 2010) et électrocinétiques (Ishido, 2004 ; Johnston, 2007).

II.2 – Analyse couplée résistivité électrique - aimantation

L'analyse conjointe de la distribution spatiale de la résistivité électrique et de l'aimantation contribue à réduire les ambiguïtés d'interprétation spécifiques à chaque méthode, renforçant la corrélation entre anomalies géophysiques et structures géologiques, notamment en termes de nature et d'origine.

Cette comparaison est réalisée selon six profils (notés AA', BB', CC', DD', EE' et FF' ; Fig. 6.4a et b), qui recoupent les principales zones d'intérêt du Cône Central, telles que les cratères sommitaux, les rifts zones, ainsi que le flanc est, associées aux anomalies majeures de résistivité électrique et d'aimantation. Chaque profil est présenté de la façon suivante :

- Une coupe transversale dans le modèle d'aimantation 3D du Cône Central où sont reportées les anomalies identifiées dans la figure 6.2c, selon la même notation. Des anomalies locales présentant un intérêt complémentaire seront également discutées au cours de l'analyse.
- Un modèle d'aimantation 2D obtenu par modélisation directe des données RTP réduites à 150 m d'altitude, dans l'objectif de se concentrer principalement sur les grandes structures et de s'affranchir au maximum de l'effet topographique (voir chapitre 4). Les contrastes d'aimantation sont basés sur le modèle d'aimantation 3D, tandis que les géométries des structures sont contraintes par la distribution des résistivités électriques du modèle 3D.

- Une coupe transversale dans le modèle de résistivité électrique 3D du Cône Central.
- Une coupe synthétique présentant un modèle interprétatif des principales interprétations géologiques et structurales.

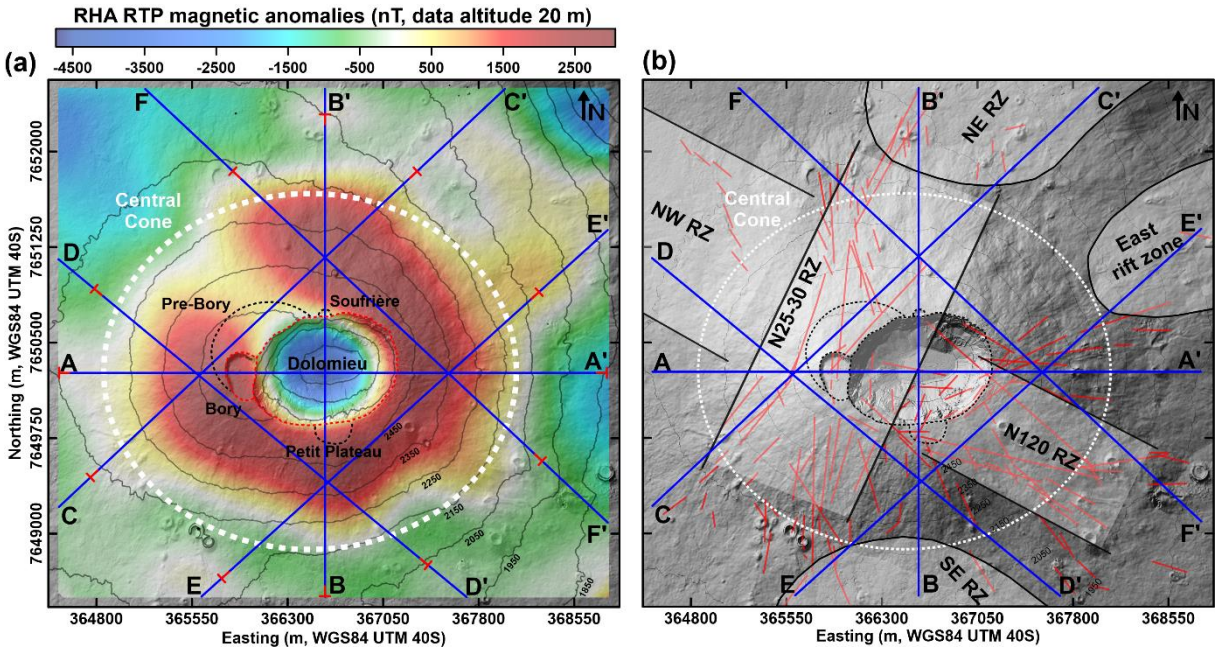


Figure 6.4 : a) *Localisation de l'ensemble des profils pour l'analyse comparative des modèles d'aimantation et de résistivité électrique. Sur chaque profil, l'extension des coupes interprétées est matérialisée par les traits rouges.* ***b)*** *Localisation des rifts zones (axes noirs) et compilation des fissures éruptives depuis 1972 (linéaments rouges ; modifié d'après Michon et al., 2016b).*

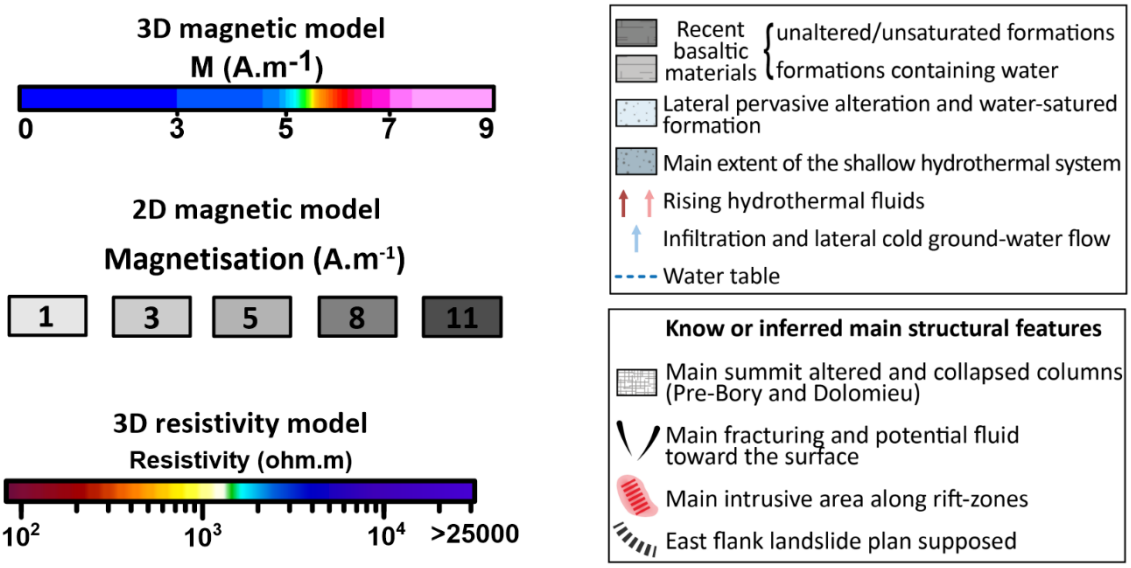
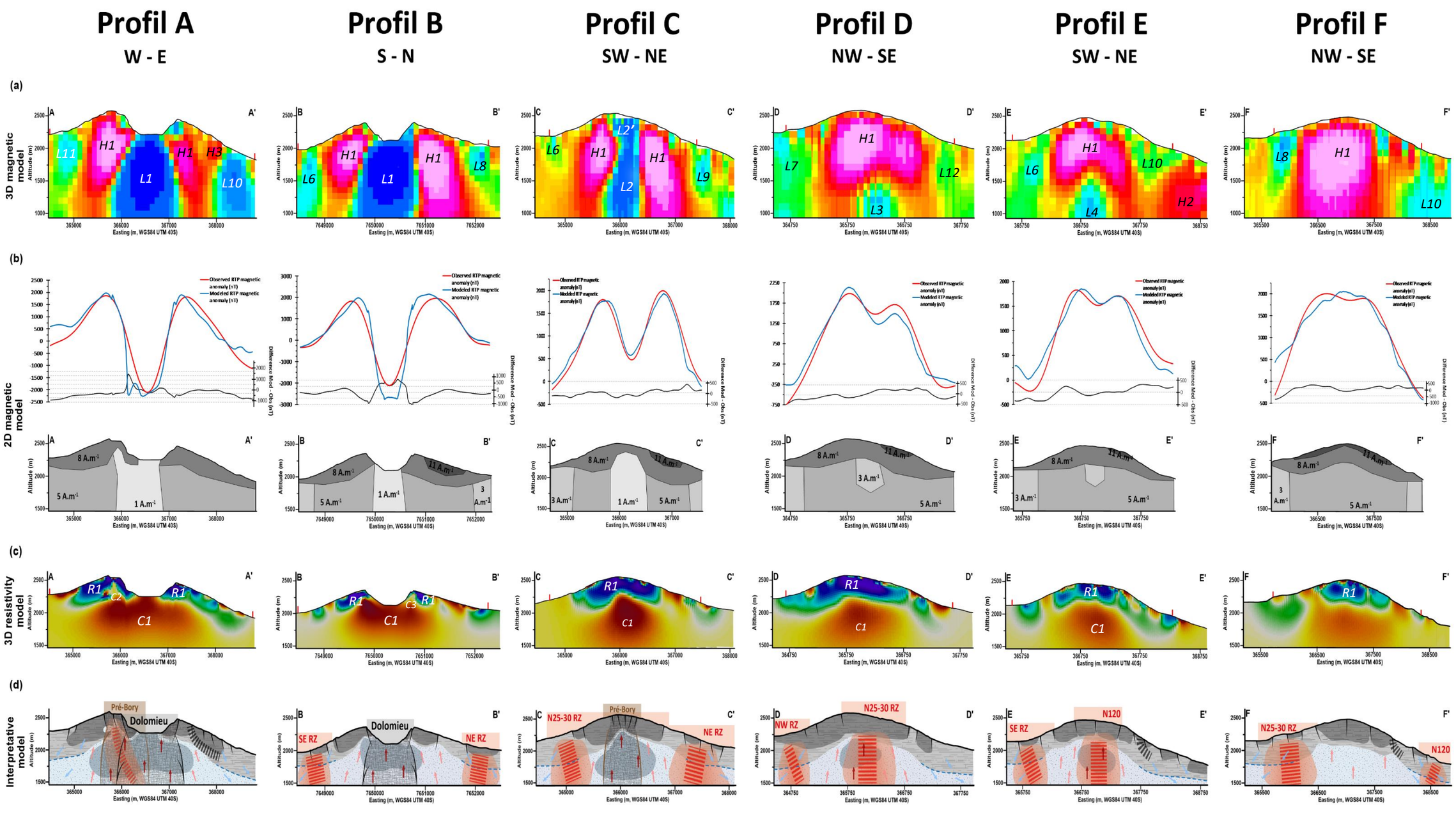


Figure 6.5 : *Analyse comparative des profils A, B, C, D, E et F entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)****. La légende ci-dessus vaut pour l'ensemble des profils. Les profils sont présentés individuellement dans l'annexe 7.*


Profil A
W - E
Profil B
S - N
Profil C
SW - NE
Profil D
NW - SE
Profil E
SW - NE
Profil F
NW - SE
(a)
3D magnetic model
(b)
2D magnetic model
(c)
3D resistivity model
(d)
Interpretative model
Altitude (m)
Easting (m, WGS84 UTM 40S)
Observed RTP magnetic anomaly (nT)
Modeled RTP magnetic anomaly (nT)
Difference Mod - Obs (nT)
H1
H2
H3
L1
L2
L2'
L3
L4
L6
L7
L8
L9
L10
L11
L12
8 A.m-1
11 A.m-1
5 A.m-1
3 A.m-1
1 A.m-1
R1
C1
C2
C3
Pré-Bory
Dolomieu
SE RZ
NE RZ
NW RZ
N25-30 RZ
N120

Différentes contraintes géologiques ont été utilisées pour guider l'interprétation conjointe des modèles géophysiques. Ces contraintes proviennent de la distribution des matériaux volcaniques récents composant l'architecture globale de l'édifice, des principales structures volcano-tectoniques (fracturation superficielle, colonnes d'effondrement sommitales, plans de fracturation majeurs) qui l'ont affecté, ainsi que de la présence d'un système hydrothermal superficiel très développé. L'objectif consiste à préciser la géométrie de ces structures en termes de circulation de fluides hydrothermaux et magmatiques, tout en évaluant les instabilités potentielles, en s'appuyant sur la corrélation entre les différents paramètres physiques.

II.2.1 – Architecture globale du Cône Central

A l'échelle de l'ensemble des profils, l'extension latérale des zones à forte aimantation (*H1*) et de résistivités élevées (*R1*) coïncide et correspond à la carapace résistante de l'édifice, en accord avec les observations de terrain et les travaux antérieurs (Lénat *et al.,* 2000 ; Fig. 6.1a). La géométrie de la structure aimantée principale *H1* semble constituer l'architecture globale du Cône Central autour des cratères sommitaux (Fig. 6.5a ; profil A à F). Elle se propage en profondeur jusqu'à 1000 m AMSL, au contraire des structures résistantes, qui sont concentrées dans les 500 premiers mètres. Cette caractéristique peut s'expliquer par la contribution possible de deux effets. Comme indiqué dans la section I.2 de ce chapitre, la tendance à l'étirement vertical des structures est en partie intrinsèque à la modélisation, mais elle reflète également le fait que les paramètres 'résistivité électrique' et 'aimantation' sont affectés par des processus différents et à des degrés variables. En effet, la résistivité électrique va être plus particulièrement affectée par la présence de fluides en profondeur. Par conséquent, la modélisation 2D de cette carapace aimantée, sous contrainte du modèle de résistivité électrique, permet d'ajuster les anomalies magnétiques de fortes intensités observées (Fig. 6.5b ; profil A à F). Elle met en évidence la présence de formations basaltiques superficielles récentes (coulées de lave, cônes de scories), très peu altérées et pauvres en fluides (essentiellement de l'eau météorique), d'une épaisseur pouvant atteindre 500 m. Leur aimantation élevée (8 à 11 $A.m^{-1}$), contraste avec celle, plus faible (3 à 5 $A.m^{-1}$) des formations sous-jacentes, marquées par l'altération en profondeur.

Comme décrit précédemment, cette carapace résistante est disséquée par des axes et zones de faible résistivité qui remontent vers la surface (Fig. 6.5c ; profil A à F). Ces dernières s'expliquent par la présence de nombreuses fissures éruptives et une importante fracturation, favorisant l'infiltration de l'eau météoritique et/ou l'ascension de fluides chauds en lien avec l'activité hydrothermale (Lénat *et al.,* 2012). Le Cône Central est en effet fortement fracturé en raison des phases successives d'inflation et déflation. Plusieurs travaux montrent que le sommet est soumis à des variations cycliques du champ de contraintes, liées aux interactions magma–édifice (Got *et al.,* 2013 ; Peltier *et al.,* 2015 ; Carrier *et al.,* 2015). Des déformations dans la zone sommitale sont en parallèle associées à des cycles de pressurisation et dépressurisation du système hydrothermal lors des périodes pré- et post-éruptives, comme décrit par Augier (2011). Au-delà des zones d'injection préférentielle des fluides (circulations hydrothermales, rifts zones), ces phénomènes induisent des variations locales de contraintes, potentiellement détectées en profondeur à la base du Cône Central.

II.2.2 – Géométrie du système hydrothermal et des structures d'altération

Au cœur de la zone sommitale, l'architecture massive de l'édifice englobe un important volume faiblement aimanté (*L1*) et conducteur (*C1*), localisé à l'aplomb des cratères sommitaux (Fig. 6.5 ; profil A et B) et interprété comme la signature du système hydrothermal. En profondeur, les plus faibles valeurs de résistivité (< 500 Ω.m) et d'aimantation (< 1 $A.m^{-1}$) se situent vers 2000 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer (soit 100 à 200 m sous le plancher de la caldeira de l'Enclos Fouqué). La cohérence entre les faibles résistivités et la présence de formations saturées en fluides justifie une comparaison avec la profondeur attendue de la nappe phréatique. La modélisation hydrogéologique proposée par Join *et al.* (2005) situe le toit de cette nappe à une altitude moyenne comprise entre 1700 et 1800 m (Fig. 6.5d ; profil A à F). La corrélation des propriétés physiques (i.e. faible aimantation et faible résistivité) nous permet donc de confirmer l'interprétation de ces zones comme des formations saturées en fluides hydrothermaux et/ou fortement altérées, et dont la géométrie peut être précisée le long des profils A et B, respectivement d'orientation W-E et S-N, et qui recoupent le Cône Central en son centre (Fig. 6.5).

Au premier ordre, l'extension latérale du système hydrothermal coïncide avec la distribution de la sismicité en profondeur comme mis en évidence dans le chapitre 3 (section II.2.1). Elle semble également corrélée aux principales zones d'effondrements successifs recensés à l'échelle de la zone sommitale, dont le dernier en date est celui du cratère Dolomieu en avril 2007. Ce dernier a permis d'imager une colonne composite de roches bréchifiées et fracturées s'étendant jusqu'au réservoir magmatique superficiel (Staudacher *et al.,* 2009 ; Gailler *et al.,* 2009 ; Lénat *et al.,* 2012). Le système hydrothermal semble affleurer au fond du cratère Dolomieu, et présente des remontées conductrices majeures le long des failles périphériques liées aux colonnes d'effondrement (Fig. 3.4, 6.5c ; profil A et B). L'extension latérale du volume désaimanté *L1* coïncide également avec les failles annulaires situées le long des parois d'effondrement mises en évidence avec les grandes anomalies thermiques et le dégazage observés après l'effondrement de 2007 (Staudacher, 2010 ; Peltier *et al.,* 2012).

De manière analogue, le cratère Pré-Bory, - pit-crater d'environ 700 m de diamètre, comblé mais désormais identifiable dans la paroi ouest du Dolomieu à environ 150 m sous la surface actuelle (Peltier *et al.,* 2012 ; Michon *et al.,* 2013) -, identifié comme un centre majeur de l'activité volcanique historique, témoigne de la présence d'une ancienne colonne d'effondrement partiellement recoupée par celle formée en 2007. Le profil C met en évidence une excroissance de la structure désaimantée *L1*, notée *L2,* disséquant la structure massive de l'édifice selon l'axe N120° au niveau de la zone la plus conductrice du corps principal *C1* (Fig. 6.5c ; profil C). La section superficielle de l'axe *L2*, notée *L2'*, pourrait correspondre au remplissage du cratère Pré-Bory (Peltier *et al.,* 2012 ; Michon *et al.,* 2013). Cette zone, qui se caractérise à la fois par une forte résistivité et une désaimantation marquée, contrastant avec les interprétations précédemment proposées, nécessite une analyse plus approfondie. De 1981 jusqu'à l'effondrement d'avril 2007, les réitérations du réseau de mesures de polarisation spontanée (PS) autour des cratères sommitaux ont permis de mettre en évidence des migrations ascendantes de fluides chauffés par le système magmatique superficiel dans le secteur Pré-Bory (Fig. 1.12c ; Lénat, 1987 ; Malengreau *et al.,* 1994 ; Michel et Zlotnicki, 1998 ; Barde-Cabusson *et al.,* 2012 ; Mauri *et al.,* 2018). Ces remontées enrichies en fluides hydrothermaux ont probablement largement contribué à la désaimantation des unités de remplissage du cratère ainsi que des roches environnantes via des processus d'altération

ayant affecté la zone au cours des trente dernières d'années. Cette désaimantation se serait conservée, tandis que les circulations de fluides ne sont vraisemblablement plus actives aujourd'hui, ce qui expliquerait la résistivité élevée observée en surface. Le modèle 2D associé propose une géométrie de la colonne bréchifiée du Pré-Bory (Fig. 6.5d ; profil C) et permet de contraindre son extension latérale, en cohérence avec les failles annulaires observées en surface (Fig. 6.5d ; profil C).

Localement, une remontée conductrice majeure apparait sous le cratère Bory (*C2,* profil A), qui n'avait jusqu'ici encore jamais été imagée lors des études géoélectriques antérieures (Fig. 6.5c ; profil A). Le modèle d'aimantation 3D met également en évidence un corps désaimanté en surface au niveau du cratère Bory. Bien que le cratère Bory soit aujourd'hui nettement moins actif que le cratère Dolomieu, il a été au XVIIIème siècle le centre principal de l'activité éruptive, avec la présence d'un lac de lave (Michon *et al.,* 2013) et a connu un grand nombre d'injections magmatiques par la suite (Dumont *et al.,* 2022 ; Fig. 6.5d ; profil A). La localisation de cette remontée *C2* concorde également avec la circulation ascendante de fluides hydrothermaux qui correspond à une anomalie PS positive mise en évidence lors des analyses de séries temporelles PS sur la période 1993–2008 (Barde-Cabusson *et al.,* 2012), ainsi que par tomographie multi-échelle par ondelettes (Saracco *et al.,* 2004 ; Mauri *et al.,* 2018). Malgré la différence de résolution entre les modèles électriques et magnétiques, la modélisation 2D de *C2* permet de bien contraindre les anomalies magnétiques observées et met en évidence une colonne d'effondrement à l'aplomb de Bory (Fig. 6.5b ; profil A).

D'autres remontées conductrices et désaimantées locales mais significatives apparaissent clairement le long du profil B recoupant les pit-craters de Soufrière et Petit Plateau (Fig. 6.6a et c; profil B). Ces structures se distinguent par une activité hydrothermale plus soutenue au sein du Cône Central, notamment le secteur de Soufrière (au nord du Dolomieu), marquée par un degré d'altération en surface particulièrement avancé (Peltier *et al.,* 2012).

L'interprétation conjointe en 2D des différents modèles géophysiques permet de préciser la géométrie globale du système hydrothermal. L'extension principale de la zone la plus hydrothermalisée, d'environ 1 km en moyenne, se situerait au niveau des colonnes

d'effondrement (Fig. 6.5d ; profils A et B). Cette analyse comparative souligne le rôle des structures volcano-tectoniques dans le contrôle des circulations de fluides et le développement de l'altération hydrothermale, système qui pourrait par ailleurs contribuer à la fragilisation de l'édifice.

II.2.3 – Caractérisation des rift zones

Bien que principalement localisé à l'aplomb de cratères sommitaux, le corps conducteur *C1* se propage latéralement au sein des flancs du Cône Central (Fig. 6.5c ; profil A à F), comme proposé par (Lénat *et al.,* 2012). Les modèles de résistivité électrique extraits le long des profils C, D et E (Fig. 6.5c) en montrent l'extension selon des axes préférentiels orientés parallèlement aux rift zones (Fig. 6.4b). Cette observation est en accord avec les données PS et l'hypothèse d'un système hydrothermal actif se propageant principalement au niveau des rift-zones (Barde-Cabusson *et al.,* 2012). Des axes désaimantés en profondeur mettent en évidence l'effet des intrusions magmatiques selon ces mêmes axes préférentiels (*L2*, *L3, L4* et *L5* ; Fig. 6.7c ; profil C, D et E et Fig. 6.2c).

Ces volumes désaimantés et conducteurs se propagent en surface. C'est notamment le cas du volume *L7*, visible sur le profil D, qui apparait au niveau de la rift zone NW, et qui est considéré comme un axe thermiquement actif (Michon *et al.,* 2016), siège d'une réactivation majeure en 2018 et 2019 et de plusieurs épisodes éruptifs récents. Les volumes *L8* et *L9* (profils F et C respectivement) sont quant à eux imagés dans le secteur de la rift zone NE, siège d'une activité récente importante, en particulier lors du cycle éruptif 1998-2010 (Peltier *et al.,* 2009). Le volume *L6* (profil C) est quant à lui associé à la zone de faiblesse N120° discutée dans le chapitre 5 (section II.5). A partir de l'analyse des profils C, E, puis B, il apparait que cette discontinuité s'enracine progressivement de l'ouest du Cône Central vers le sud-est, en direction de la rift zone SE. Enfin, les volumes *L10* et *L12* (profils E et D respectivement) semblent marquer l'axe de la rift zone N120° et les zones intrudées du flanc E.

Une autre observation ressort de l'analyse du profil F, qui recoupe le flanc NE. La partie centrale de ce secteur ne montre pas d'évidence de rift zone et n'a que très peu été affectée par des épisodes éruptifs depuis 1931 (Fig. 1.14b). D'une manière générale, les axes

désaimantés et conducteurs sont corrélés à l'existence de rift zones, comme c'est le cas au niveau des différentes rift zones recoupées par les profils C, D, E, par exemple. Ici, sur ce profil F, aucun axe désaimanté n'est identifié (Fig. 6.5a) et la carapace de l'édifice se propage en profondeur contrairement aux profils C, D et E recoupant les différentes rift zones. Les valeurs de résistivité électrique, dans la moyenne de la gamme des résistivités, pourraient correspondre à la signature de la bordure du système hydrothermal dans ce secteur (Fig. 6.5c ; profil F), entourée par les axes intrusifs des rift zones N25-30° et N120°.

II.2.4 – Caractérisation du flanc Est

Un autre fait structural marquant est l'existence d'une importante déformation de l'édifice, associée à une zone instable au niveau du flanc E qui glisse lentement vers l'est sous l'effet d'intrusions répétées (Dumont *et al.,* 2022) mais également de manière abrupte comme imagé en profondeur lors de le crise majeure d'avril 2007 (Froger *et al.,* 2015).

Ce flanc présente également plusieurs particularités géophysiques. À faible profondeur, les profils A, E et F montrent de nombreuses discontinuités de résistivité électrique et des anomalies locales d'aimantation correspondant aux principaux réseaux de fractures en surface, en accord avec les observations de surfaces de Carter *et al.* (2007). À noter également sur le profil A, un volume *H3* fortement aimanté, séparé du volume H1 par un axe moins aimanté partant de la surface et plongeant en profondeur en direction du flanc E qui pourrait être associé à un axe de faiblesse comme un plan de glissement superficiel.

Plus en profondeur la structure du flanc E diffère du nord au sud. La partie nord (profil E) est marquée par un volume fortement aimanté (*H2* > 6 $A.m^{-1}$; Fig. 6.2b et 6.5a ; profil E ; Fig. 6.6), allongé selon un axe N70° depuis le secteur NE du Cône Central en direction de la Plaine des Osmondes et du Piton de Crac (reliquat d'unités antérieures (60 ka -5000 BP) du Piton de la Fournaise mises à nues lors de la formation de la caldera Enclos Fouqué – Grand Brûlé (Michon *et al.,* 2013 ; Merle *et al.,* 2010). Cet allongement se retrouve dans l'axe de la rift zone E (Fig. 6.3b), qui, comme discuté par Michon *et al.* (2013), correspondrait davantage à une structure héritée qu'à une rift zone active au sens strict, n'ayant été que faiblement réactivée depuis la formation de l'Enclos Fouqué. Dans ce contexte, la préservation d'un

volume fortement aimanté en profondeur est cohérente, d'autant que l'orientation N70° correspond à des directions d'effondrement oblique reconnues dans cette zone (Bachèlery *et al.*, 2016). Une hypothèse pourrait donc être la présence d'un volume ancien en profondeur, dans un secteur peu réactivé et structuré par l'héritage des grands effondrements passés.

Inversement, les parties centrales et sud du flanc E apparaissent peu aimantées (*L10* sur les profils A et F) témoignant d'une désorganisation du milieu. Ces observations pourraient être reliées à l'effet de structures de glissement vers l'E-SE, localisées à environ 300 m de profondeur, à l'interface entre les volumes résistants et conducteurs (Fig. 6.5d ; profil A).

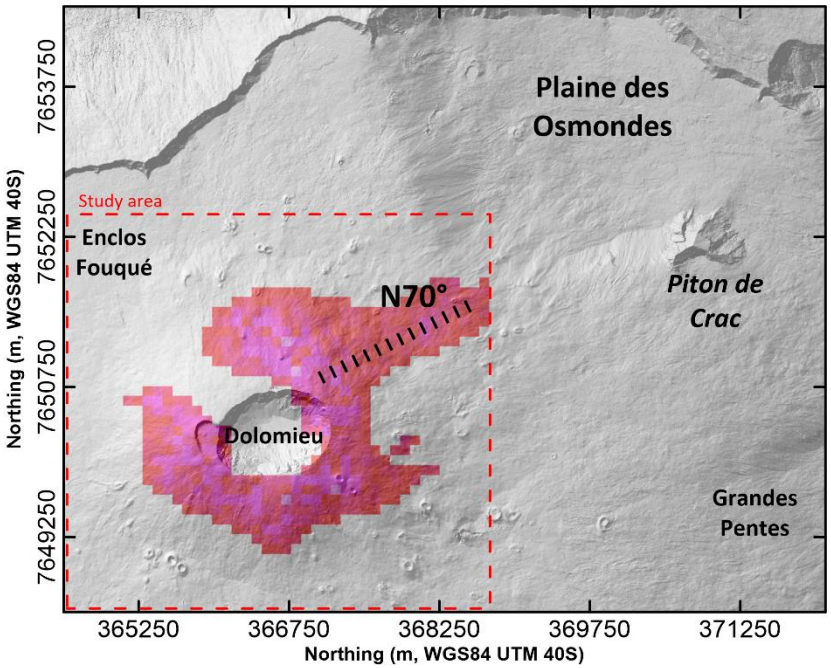


Figure 6.6 : *Mise en relation du modèle d'aimantation 3D avec les structures visibles de l'Enclos Fouqué et de la Plaine des Osmondes. Représentés en rouge/rose, les volumes les plus fortement aimantés, avec une aimantation supérieure à 6 A.m^{-1}.*

III – Synthèse

Sous contraintes géologiques, la complémentarité et la confrontation des modèles de résistivité électrique et d'aimantation permettent de préciser l'imagerie des principales structures du Cône Central du Piton de la Fournaise. Bien que les modèles géophysiques présentés ici offrent des résolutions verticale et horizontale inédites, la résolution du modèle d'aimantation reste inférieure à celle du modèle de résistivité électrique à faible profondeur.

En revanche, le modèle d'aimantation permet d'étendre les interprétations plus en profondeur. En résumé, le modèle d'aimantation contribue à l'imagerie des structures profondes liées à l'architecture globale de l'édifice, tandis que le modèle de résistivité électrique met en évidence avec plus de détail les hétérogénéités locales et les zones de circulation de fluides.

L'interprétation conjointe (Fig. 6.7) précise la géométrie de l'empilement de coulées de laves massives, qui forment une carapace résistante de 300 à 500 m d'épaisseur autour du Cône Central et fortement aimantée autour des cratères sommitaux. Cette enveloppe est profondément entaillée par des zones de faible résistivité et désaimantées, correspondant aux principaux réseaux de fractures observés en surface et aux axes d'injection préférentielle de fluides vers la surface. En profondeur, la présence d'un volume important à faible résistivité et faible aimantation témoigne d'une zone largement altérée par l'activité hydrothermale. Celle-ci se concentre principalement sous les cratères sommitaux, au niveau de colonnes de roches fracturées et bréchifiées, héritées d'une évolution volcano-tectonique longue et complexe.

Les modèles révèlent ainsi une structure fortement hétérogène liée à des processus de construction et de destruction successifs et renforcent le schéma général asymétrique de déformation associée aux injections magmatiques proposé par Letourneur *et al.* (2008), soulignant le rôle majeur de l'hétérogénéité lithologique dans le contrôle des voies d'intrusion et des axes d'altération hydrothermale.

Certaines incertitudes subsistent, notamment en subsurface (i.e. 0-100 m). Le modèle de résistivité électrique met localement en évidence des lentilles allongées de faible résistivité en surface, tandis que le modèle d'aimantation présente des valeurs très variables et peu cohérentes avec des formations de surface. Bien que les statistiques des modèles indiquent des niveaux de confiance élevé pour ces mesures, il n'est pas exclu que ces variations superficielles résultent d'artefacts liés à l'inversion numérique. Cette problématique des modèles en surface est connue et pourrait être résolue par des inversions conjointes multiparamétriques nécessitant fondamentalement l'apport de contraintes pétrophysiques comme discuté dans le chapitre suivant.

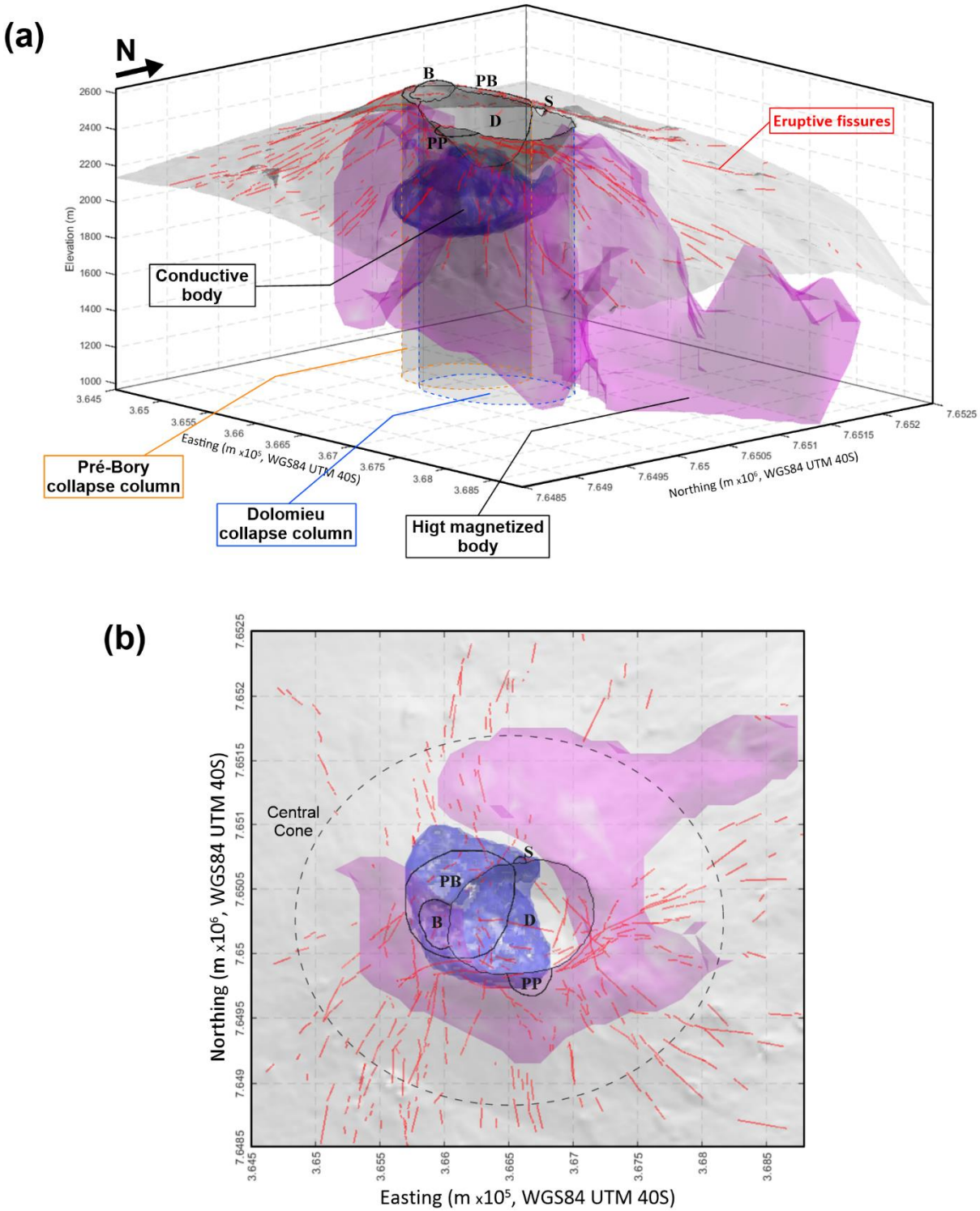


Figure 6.7 : *Schéma conceptuel synthétique permettant de visualiser ensemble les modèles 3D d'aimantation et de résistivité électrique du Cône Central du Piton de la Fournaise.* ***a)*** *Vue en 3D depuis le flanc NE.* ***b)*** *Vue aérienne des volumes 3D. Les colonnes d'effondrements du Pré-Bory et du Dolomieu sont modélisés par deux cylindres se recoupant.*

Chapitre 7

Chapitre 7

Introduction à la caractérisation pétrophysique des roches :

Contraintes pour les modèles numériques



Objectifs :

- Description des méthodes employées pour la caractérisation des paramètres de résistivité et d'aimantation des roches volcaniques.

- Présentation des roches disponibles via la base de données DynVolc et des campagnes d'échantillonnage menées au Piton de la Fournaise.

- Visualisation et description des premiers résultats en laboratoire.

- Premières implications et perspectives en terme de contraintes sur les modèles numériques.

I – Introduction

Les travaux présentés dans ce chapitre constituent une première étape vers la caractérisation conjointe de la résistivité et de l'aimantation des roches du Piton de la Fournaise. Les études antérieures les plus récentes dont nous disposons portant uniquement sur l'aimantation (Chamalaun, 1968, Chauvin *et al.* (1991) Chauvin *et al.,* 1994 com. Pers.) l'objectif est d'établir une base de données pétrophysiques multi-paramètres actualisées, appelée à s'enrichir progressivement au fil du temps.

Pour rappel, la résistivité électrique est définie comme la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique. De plus, lorsque les roches sont soumises à un champ magnétique, elles acquièrent une aimantation, caractérisée par deux types : induite et rémanente. Ces paramètres, résistivité et aimantation, sont intrinsèques au matériau, c'est-à-dire qu'ils ne dépendent ni de la forme, ni de la taille mais uniquement de leur nature. D'où l'importance de caractériser les propriétés physiques des roches en fonction de leur nature, d'autant plus que les deux paramètres considérés présentent des gammes de valeurs particulièrement étendues.

L'objectif principal de cette base de données est donc de caractériser les différentes roches du Piton de la Fournaise, afin de quantifier la distribution des gammes de valeurs réellement observables sur le volcan. Dans une optique de perspective, cette démarche vise à contraindre les modélisations numériques (cf. chapitres 3, 5 et 6) et à fournir des interprétations réalistes en accord avec les observations de terrain.

I.1 – Base de données et échantillonnage

Les échantillons sélectionnés pour la caractérisation pétrophysique proviennent principalement de la collection DynVolc, issue du Service National d'Observation Volcanologique (SNOV) soutenue par plusieurs acteurs (OPGC, LMV, Labex ClerVolc, ESF-MEMOVOLC, et IAVCEI). DynVolc fournit des ensembles de données pour les produits éruptifs provenant d'études sur le terrain (descriptions d'affleurements et d'échantillons), d'analyse

(a)

Samples	Material	Texture/Size	Note on sample or location	Weight (g)	Density (g/cm3)	Porosity (%)
PC_cy5b_1	Dunite	Dense	Altered areas	7.094		
PC_cy5b_2				7.679		
PC_cy5b_3				8.112		
1860-1-9	Dense juvenile clast	Lapilli	West of Bory crater	2.341	1.727	43.75
1860-1-23	Dense juvenile clast			6.482	2.046	33.35
1860-2-3	Vesiculated juvenile clast			4.072	1.163	62.07
1860-3-37	Vesiculated juvenile clast			3.668	1.267	58.65
1860-3-40	Vesiculated juvenile clast			1.84	1.321	56.91
1860-4-12	Altered clast			3.139	0.950	69.00
1860-5-9	Non-juvenile lava fragment			1.82	1.750	42.91
1860-5-12	Non-juvenile lava fragment			8.93	2.184	28.74
PF07-22	Lava/oceanite	Scoria		3.54		
REU140624-1	Lava	Scoria	dense and vesicular	3.28		
REU140624-8	Lava	Lava	Fluid lava	2.82		
REU141118_3_27	Pyroclast	Golden pumice	Near the main vent	7.97	1.000	65.28
REU160914-1b	Bombs	Bombs	Natural quenching	4.52		
REU160922-3b-1	Lava	Lava	Water quenching	7.207		
REU170714-2 a	Lava	Vesicular	Natural quenching	4.286		
REU170714-2 b	Scoriae	Bomb	Natural quenching	4.334		
REU190729-3-ech1	Lava		Water quenching	5.69		
REU190729-3-ech2	Lava		Water quenching	3.31		
REU210411-2b	Lava	Dense lava	Natural quenching	2.42	1.857	35.52
REU210411-6	Bombs	Vesicular	Natural quenching	6.36		
REU210411-6-py	Pyroclast	Vesicular	Natural quenching	2.46		
REU211223_1 Lave	Lava	Dense	Natural quenching	6.22	1.514	47.44
REU220104_1	Lava crust	Dense	Natural quenching	6.17	1.577	45.2431
REU220119_1	Scoria/bomb	Dense	Natural quenching	3.46		
REU220119_2	Fluidal scoria	Vesicular	Natural quenching	7.13	1.430	50.36
REU220921_1a-ech1	Lava	Dense	Water quenching	2.42	1.416	50.83
REU220921_1a-ech2	Lava	Dense	Water quenching	1.96	1.416	50.83
REU220921_2_1-ech1	Fluidal pyroclast	Black-glassy	Water quenching	1.31	0.678	76.46
REU220921_2_1-ech2	Fluidal pyroclast	Black-glassy	Water quenching	2.11	0.678	76.46

(b)

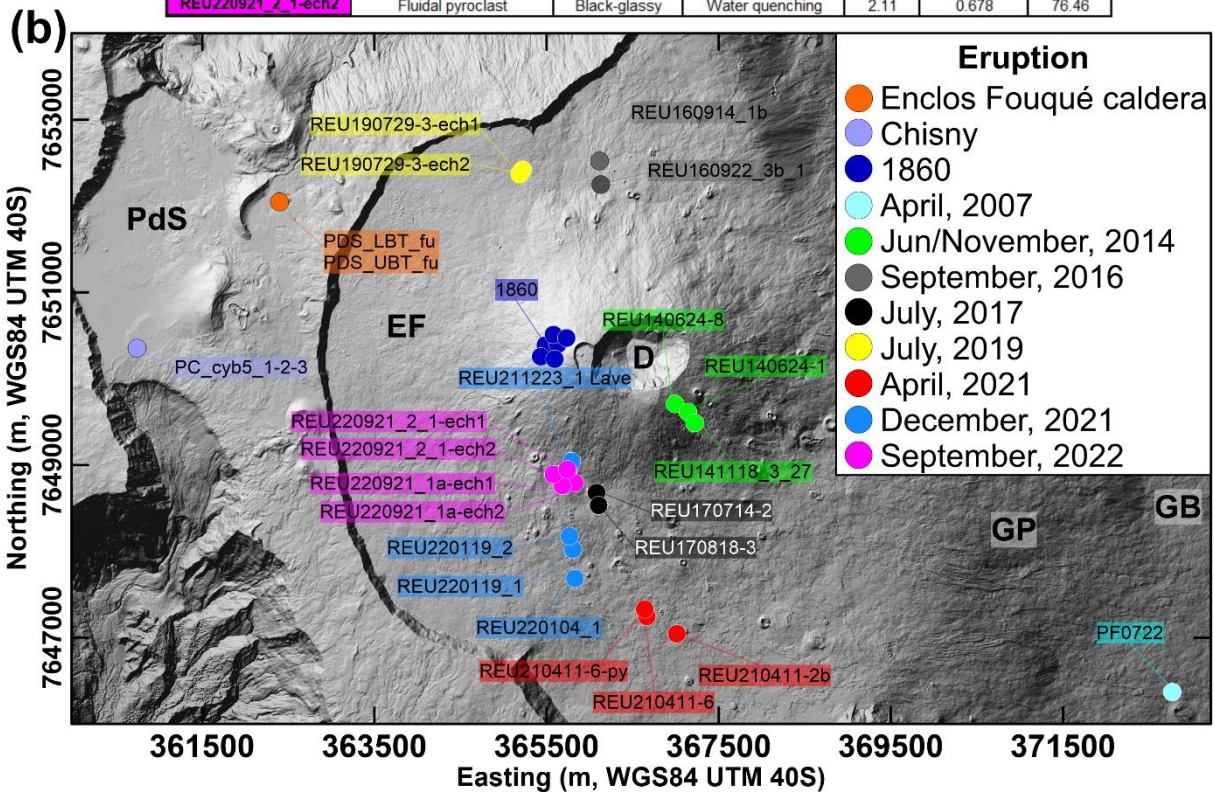


Figure 7.1 : a) *Ensemble des échantillons utilisés pour la caractérisation magnétique et électrique. Les paramètres de poids, masse volumique et porosité sont issus de la base de données DynVolc.* ***b)*** *Localisation de l'ensemble des sites d'échantillonnage. PdS : Plaine des Sables, EF : Enclos Fouqué, D : Dolomieu, GP : Grandes Pentes et GB : Grand Brûlé.*

texturale (morphologie, densité, porosité, connectivité, perméabilité, taille, distribution,

forme et orientation des vésicules et des cristaux), ainsi que des données chimiques (chimie roche totale et verre). Pour la caractérisation des paramètres pétrophysiques, un total de 32 échantillons basaltiques a été sélectionné, couvrant les éruptions de de 2007 à 2022 à l'échelle de l'ensemble du site d'étude.

En parallèle, un échantillonnage spécifique a été effectué au cours de cette étude pour caractériser des formations plus particulières (dunite du Piton Chisny et cendre, juvénile et lithique issues de la formation de la caldera, Fig. 7.1a et b).

II – Caractérisation des propriétés magnétiques

II.1 – Instrumentations et méthodes

La caractérisation des propriétés magnétiques a été effectuée à l'Institut de Physique du Globe de Paris en collaboration avec Julie Carlut.

II.1.1 – Mesure de l'aimantation induite

Le KLY-3 Kappabridge Pick-up Unit (Fig. 7.2) est un instrument de laboratoire commercial destiné à mesurer avec une grande précision la susceptibilité magnétique globale d'un matériau (χ), c'est-à-dire sa capacité à s'aimanter sous l'effet d'un champ magnétique externe H. L'appareil est constitué d'une unité de mesure, d'une unité de contrôle et d'un ordinateur. L'échantillon de roche est placé dans un porte-échantillon, puis introduit automatiquement dans une chambre où il est soumis à un champ constant. En présence de ce champ, l'échantillon acquiert une aimantation induite (M_{ind}) proportionnelle à la fois au champ appliqué et à la susceptibilité magnétique du

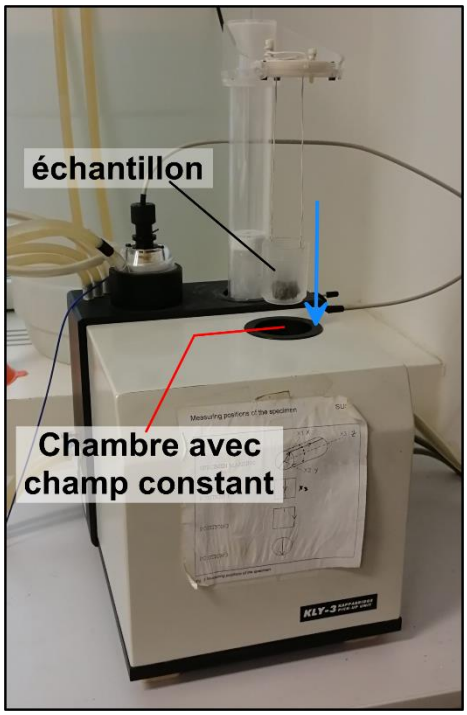


Figure 7.2 : *Susceptibilimètre KLY-3 Kappabridge (IPGP)*

matériau. Cette aimantation induite modifie légèrement le champ magnétique initial dans la chambre, et cette variation est mesurée par l'appareil. Connaissant la contribution du champ initial, il est possible d'isoler et de déterminer la valeur propre de la susceptibilité magnétique ($\chi = M_{ind}/H$) d'un échantillon statique dans 15 orientations spatiales différentes, selon un modèle de rotation normalisé. Le signal mesuré est ensuite numérisé et transmis directement à l'ordinateur, qui assure également le pilotage et le contrôle de l'ensemble de l'instrument.

II.1.2 – Mesure de l'aimantation rémanente

La mesure de l'aimantation rémanente naturelle (NRM) a été réalisée à l'aide d'un magnétomètre supraconducteur à interférence quantique (ou SQUID pour Superconducting Quantum Interference Device ; Fig. 7.3), dont la grande sensibilité permet de détecter des champs magnétiques extrêmement faibles (de l'ordre du femtotesla, i.e. 10^{-15} tesla). L'instrument est installé dans une chambre amagnétique (i.e. un environnement à faible champ magnétique ambiant) afin d'offrir un environnement de mesure stable et de minimiser le champ magnétique induit dans l'échantillon.

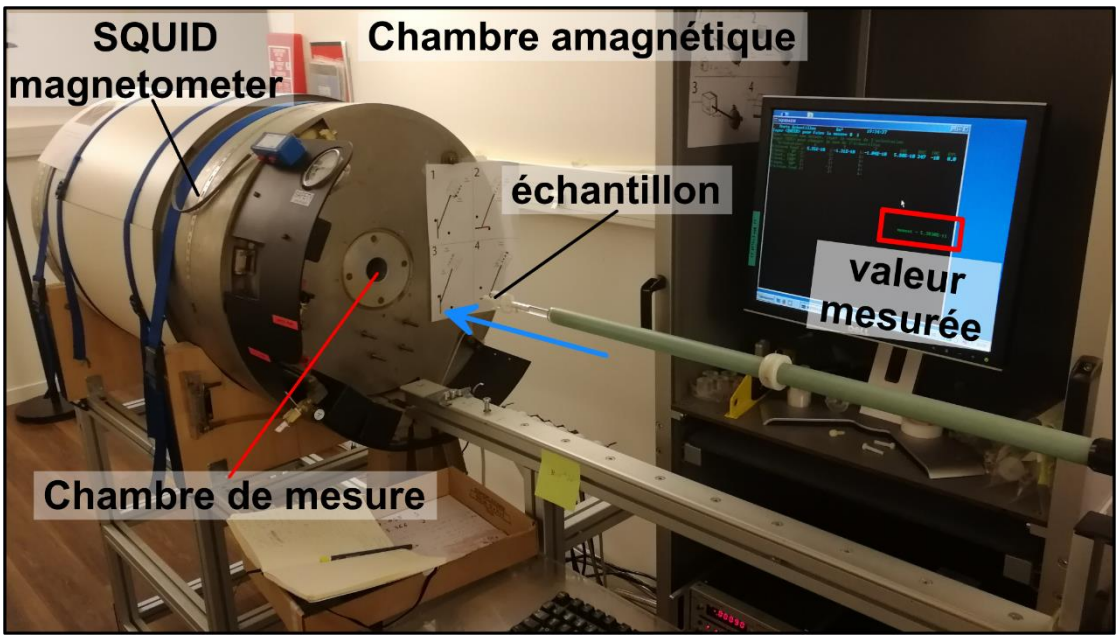


Figure 7.3 : *Magnétomètre supraconducteur SQUID (modèle 581 DC SQUID System, IPGP)*

Le fonctionnement du SQUID repose sur les propriétés des matériaux supraconducteurs et sur les effets quantiques. Les supraconducteurs, lorsqu'ils sont refroidis

à des températures très basses, proches du zéro absolu, perdent toute résistance électrique et expulsent les champs magnétiques (effet Meissner). Le cœur du SQUID est constitué d'une boucle supraconductrice comportant une ou deux jonctions Josephson, correspondant à de très fines barrières isolantes séparant deux régions supraconductrices. Lorsqu'un flux magnétique traverse la boucle, il modifie la phase quantique des électrons dans les jonctions, générant des variations du courant électrique. Ces variations, périodiques en fonction du flux, sont détectées puis amplifiées par un dispositif électronique.

II.2 – Résultats

Le tableau 4.1 présente l'ensemble des mesures de susceptibilité (χ) magnétique et d'aimantation rémanente naturelle (NRM) sur les échantillons étudiés. En géomagnétisme appliqué et en paléomagnétisme, l'étude des propriétés magnétiques des roches repose généralement sur des échantillons standardisés, de forme et de dimensions identiques (e.g. des carottes cylindriques de diamètre et de longueur normés) et orientés au moment de l'échantillonnage. Cette standardisation permet de comparer directement les mesures entre échantillons, car le volume et la masse sont contrôlés.

Dans notre cas, les échantillons disponibles n'ont pas été initialement prélevés dans la perspective de ce type d'analyse magnétique. Ils présentent donc des formes et des tailles variées, ce qui rend les valeurs brutes (χ et NRM) difficilement comparables entre elles. Cette hétérogénéité impose de normaliser les données.

Pour cela, les mesures ont été normalisées en divisant la susceptibilité et la NRM mesurées par la masse des échantillons correspondant, permettant d'obtenir la susceptibilité massique (χ_m en SI/kg) et la NRM massique (NRM_m en A.m²/kg), directement comparables entre échantillons. Cette comparaison nous permet d'observer une tendance linéaire de la distribution des caractéristiques magnétiques des roches du Piton de la Fournaise (Fig. 7.4). De plus, le rapport entre NRM_m et χ_m, rapportée au champ géomagnétique local (H), permet de calculer le rapport de Koenigsberger (Q ; Tab. 7.1). Ce paramètre renseigne sur l'importance relative de l'aimantation rémanente par rapport à l'aimantation induite, indicateur clé en géomagnétisme. Ces paramètres varient en fonction de la nature

Samples	Data		Mass normalisation		Calculation	
	Susceptibility (10^{-6})	NRM (Am^2)	Susceptibility SI/kg	NRM Am^2/kg	Koenigsberger ratio (Q)	Aimantation ($A.m^{-1}$)
PC_cy5b_1	292.250	1.25E-06	0.041	0.00018	112.6	
PC_cy5b_2	288.490	4.63E-07	0.038	0.00006	42.2	
PC_cy5b_3	303.940	1.22E-06	0.037	0.00015	105.6	
1860-1-9	1881.115	1.16E-05	0.804	0.00496	162.3	8.557
1860-1-23	5694.040	6.24E-05	0.878	0.00963	288.4	19.699
1860-2-3	2376.160	4.68E-05	0.584	0.01149	518.3	13.362
1860-3-37	2440.225	7.54E-05	0.665	0.02056	813.1	26.053
1860-3-40	670.720	1.53E-05	0.365	0.00832	600.3	10.984
1860-4-12	270.005	5.14E-06	0.086	0.00164	501.0	1.556
1860-5-9	85.945	3.14E-07	0.047	0.00017	96.1	0.302
1860-5-12	5583.920	2.01E-05	0.625	0.00225	94.7	4.917
PF07-22	598.000	1.42E-05	0.169	0.00400	622.7	
REU140624-1	99.800	2.44E-07	0.030	0.00007	64.3	
REU140624-8	49.800	2.55E-08	0.018	0.00001	13.5	
REU141118_3_27	803.700	5.50E-06	0.101	0.00069	180.1	0.690
REU160914-1b	8433.225	3.23E-05	1.866	0.00715	100.8	
REU160922-3b-1	223.010	3.83E-06	0.031	0.00053	452.0	
REU170714-2 a	233.885	2.42E-06	0.055	0.00056	272.3	
REU170714-2 b	492.640	7.55E-06	0.114	0.00174	403.3	
REU190729-3-ech1	565.600	1.00E-05	0.099	0.00176	466.2	
REU190729-3-ech2	132.800	1.89E-06	0.040	0.00057	374.5	
REU210411-2b	380.200	2.16E-06	0.157	0.00089	149.5	1.658
REU210411-6	220.900	1.71E-06	0.035	0.00027	203.7	
REU210411-6-py	66.770	9.46E-08	0.027	0.00004	37.3	
REU211223_1 Lave	4418.000	5.91E-05	0.710	0.00950	352.0	14.383
REU220104_1	3131.000	3.02E-05	0.507	0.00489	253.8	7.719
REU220119_1	395.500	3.59E-06	0.114	0.00104	238.9	
REU220119_2	398.200	5.49E-06	0.056	0.00077	362.8	1.101
REU220921_1a-ech1	82.410	1.19E-06	0.034	0.00049	380.0	0.696
REU220921_1a-ech2	77.310	1.21E-06	0.039	0.00062	411.9	0.874
REU220921_2_1-ech1	29.260	2.94E-08	0.022	0.00002	26.4	0.015
REU220921_2_1-ech2	52.490	6.94E-08	0.025	0.00003	34.8	0.022

Tableau 7.1 : *Synthèse des valeurs de susceptibilité et de NRM des échantillons, aimantation et rapport de Koenigsberger calculés à partir des données disponibles.*

minéralogique de l'échantillon, de sa concentration en minéraux ferromagnétiques et de son état général (oxydation, altération ; cf. chapitre 4). Les valeurs Q obtenues étant toutes très largement supérieures à 1 (Tab. 7.1), l'aimantation rémanente domine donc l'aimantation globale, en accord avec les travaux de Chauvin *et al.* (1991).

Enfin, lorsque la masse volumique d'un échantillon est disponible dans la base de données DynVolc, il est possible de calculer l'aimantation rémanente volumique ($A.m^{-1}$, Tab. 7.1) en multipliant la NRM massique ($A.m^2/kg$) par la masse volumique de la roche (kg/m^3). Cette grandeur de référence permet de comparer directement des échantillons de tailles, masses et natures différentes, et d'évaluer de manière objective et quantitative les contrastes magnétiques entre différentes roches. Elle peut également être comparée directement aux

valeurs de la littérature. Dans notre cas, la gamme de valeur est comprise entre 0.02 et 26 $A.m^{-1}$. À noter que certaines valeurs sont particulièrement faibles autour ou inférieures à 1 $A.m^{-1}$. Pour les échantillons 1860-4-12 et 1860-5-9, ces valeurs s'expliquent par la présence de phases d'altération. Pour REU141118-3-27, il s'agit d'une golden pumice constituée essentiellement de vide et de verre avec donc très peu de minéraux porteurs de l'aimantation. Pour REU210411-2b et REU220119-2, une forte vésicularité pourrait expliquer ces valeurs faibles mais il faudrait également vérifier la quantité de minéraux et phases porteuses de l'aimantation. Enfin, l'ensemble des échantillons REU220921 ont subi une trempe stoppant prématurément la croissance des cristaux. Au Piton de la Fournaise, Chauvin *et al.* (1991) ont déterminé une gamme d'aimantation comprise entre 1 et 40 $A.m^{-1}$ avec un maximum de distribution autour de 7 $A.m^{-1}$. Nos données, bien que couvrant une gamme plus restreinte, sont en accord avec la littérature. Ces valeurs d'aimantation constituent des paramètres importants permettant de réduire les ambiguïtés, en alimentant les modèles géophysiques

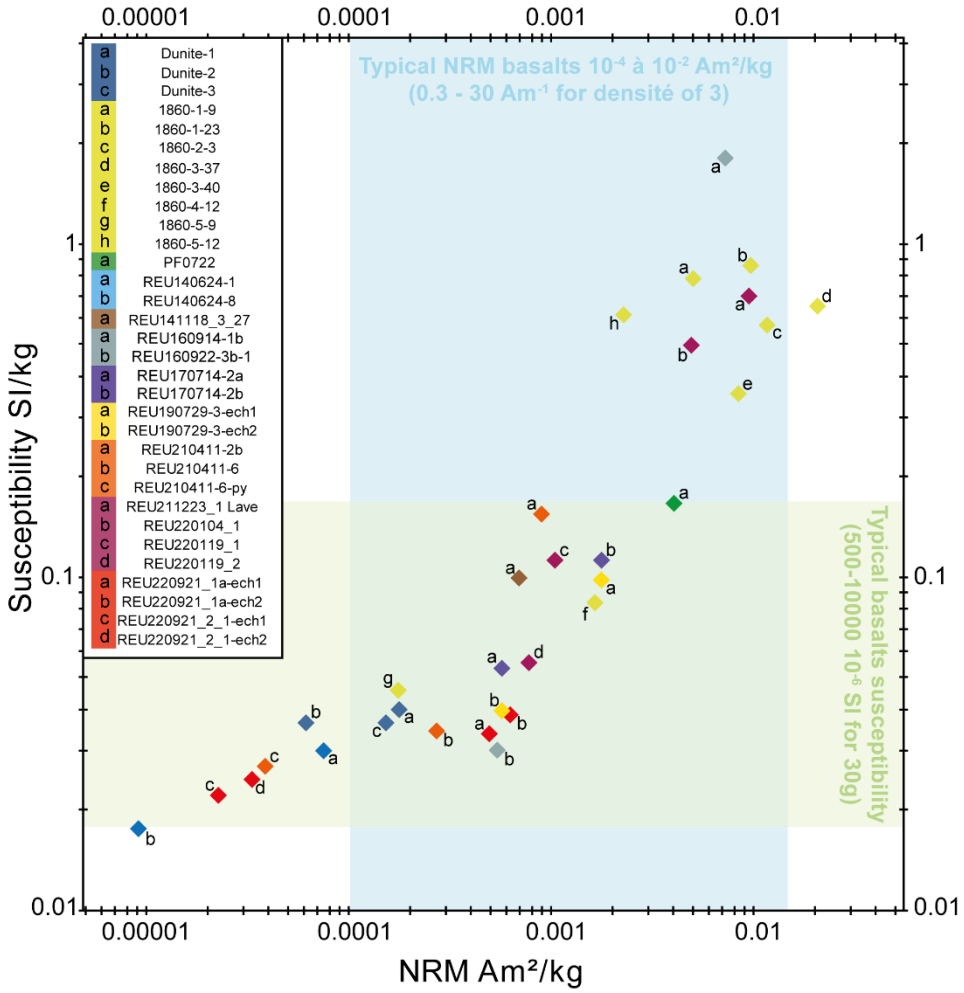


Figure 7.4 : *Susceptibilité magnétique des échantillons en fonction de leur aimantation rémanente naturelle, normalisées par la masse des échantillons (échelle logarithmique).*

par l'apport de contraintes quantitatives et jouent un rôle crucial dans la caractérisation des différentes unités volcaniques.

III – Caractérisation des propriétés électriques

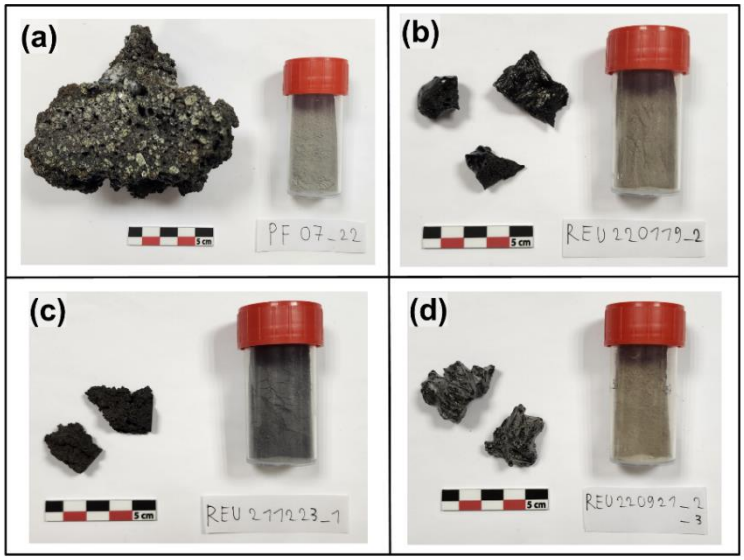
III.1 – Instrumentation et préparation des échantillons

La méthode utilisée pour caractériser la conductivité électrique de nos échantillons a été développée par Manthilake (2024), et utilise l'instrument national du Laboratoire Magmas et Volcans : la presse multi-enclume.

Quatre échantillons ont été sélectionnés pour les expériences de conductivité. Le premier, PF07-22 (Fig. 7.5a), est une océanite issue de la vidange d'un réservoir superficiel lors de l'éruption d'avril 2007. Elle constitue donc une roche caractéristique de l'édifice qu'il est intéressant de caractériser. Les échantillons REU211223-1 et REU220119-2 (Fig. 7.5b et c) sont issus de la même éruption, il est donc intéressant de caractériser la variabilité de la conductivé au sein d'une même unité. Enfin, l'échantillon REU220921-2-3 (Fig. 7.5d) provient de l'éruption du Piton Tikal, éruption amplement détaillée dans le chapitre 5.

Les échantillons initialement sélectionnés sont de tailles centimétriques à décimétriques, alors que la technique de mesure de conductivité électrique en presse multi-enclume ne nécessite que des échantillons de taille millimétrique. La première étape consiste donc en une phase de préparation pour fournir des échantillons homogènes et adaptés à cette technique.

Dans un premier temps, les échantillons bruts sont réduits à l'aide d'une scie à disque diamanté, puis les fragments sont broyés mécaniquement en granulométrie fine pour obtenir une poudre que l'on considère homogène et représentative de l'échantillon (étape 1, Fig. 7.5f).



(e)

	Code	Occured	Collected	Material	Texture/Size	Note on sample	Density	Porosity
(a)	PF07_22	04/02/2007		lava/oceanite	scoria			
(b)	REU220119_2	15/01/2022	19/01/2022	fluidal scoria	vesicular	southern flank of the main cone	1.27	55.74
(c)	REU211223_1	22/12/2021	23/12/2021	lava	dense	near main vent	1.51	47.44
(d)	REU220921_2 et 3	21/09/2022	21/09/2022	fluidal pyroclast	black-glassy (3-10 cm)	collected by hands on cone surface	0.68	76.46



Figure 7.5 : *Photo des quatre échantillons (**a, b, c, d**) utilisés pour les mesures de conductivité.* ***e)*** *Tableau récapitulatif des paramètres physiques disponibles dans la base de données DynVolc.* ***f)*** *Présentation de l'ensemble des étapes de préparation pour chaque échantillon pour l'expérience en presse multi-enclume.*

III.1.1 – Homogénéisation par fusion

L'étape 2 (Fig. 7.5f) consiste à transformer les poudres d'échantillons en verre homogène. Pour cela, chaque poudre est placée dans un creuset en platine préalablement nettoyé avec de l'acide fluorhydrique (HF), afin d'éliminer toute source de contamination qui pourrait altérer la composition chimique des échantillons. Le creuset est rempli au maximum

afin d'obtenir suffisamment de verre pour la suite, car la fusion engendre une perte de volume (Fig. 7.6).

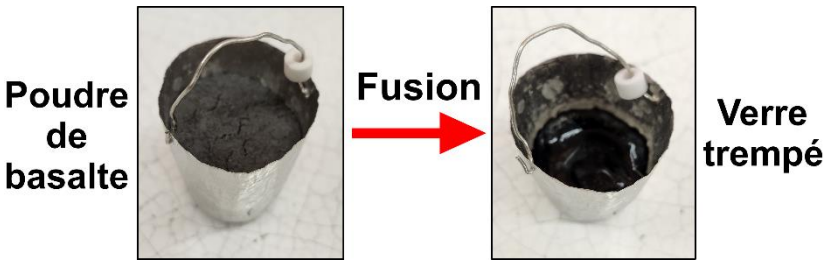


Figure 7.6 : *Photo d'un échantillon de basalte dans un sceau en platine avant et après fusion.*

Le creuset en platine est ensuite suspendu à une canne en alumine réfractaire (Fig. 7.7c). La fixation est assurée par un fil de platine, accroché à la hanse du creuset et isolé grâce à une bague en alumine. La canne comporte quatre branchements distincts : deux sont utilisés pour raccorder le thermocouple platine/platine-rhodié, qui mesure avec précision la température au niveau de l'échantillon. Les deux autres ont pour rôle de provoquer la trempe de l'échantillon lorsque l'expérience de fusion est terminée. Ils alimentent le fil de platine avec un fort courant électrique faisant monter sa température à environ 1300°C. Le fil entre en fusion, ce qui déclenche la chute du creuset et la trempe du matériel en fusion dans un réservoir d'eau. Ce refroidissement instantané permet de figer la structure amorphe du verre.

L'expérience de chauffe est réalisée dans un four vertical constitué d'un tube en alumine entouré de six résistances chauffantes permettant d'atteindre 1700°C (Fig.7.7b). Pour la fusion des échantillons, la température des résistances est portée à 1300°C, ce qui correspond à une température effective de 1260°C au niveau de l'échantillon. Cette différence s'explique par les pertes énergétiques dues à la traversée de l'alumine et du flux de gaz constituant l'atmosphère contrôlée. De plus, la zone de chauffe optimale du four ne s'étend que sur 3 à 5 cm, il est donc nécessaire d'ajuster au mieux la hauteur de la canne pour placer l'échantillon dans la zone de température maximale.

Pour éviter l'oxydation du magma et la cristallisation de phase indésirable comme la magnétite, le four est alimenté en continu par un mélange gazeux contrôlé (Fig. 7.7a). Un flux régulier de 500 cc/min est injecté, composé de 93 % de CO_2 (465 cc) et de 7 % d'H_2 (35 cc). Ce mélange permet de tamponner la fugacité d'oxygène et de créer une atmosphère réduite.

L'atmosphère obtenue avec ce mélange est contrôlée par le tampon QFM (Quartz-Fayalite-Magnétite).

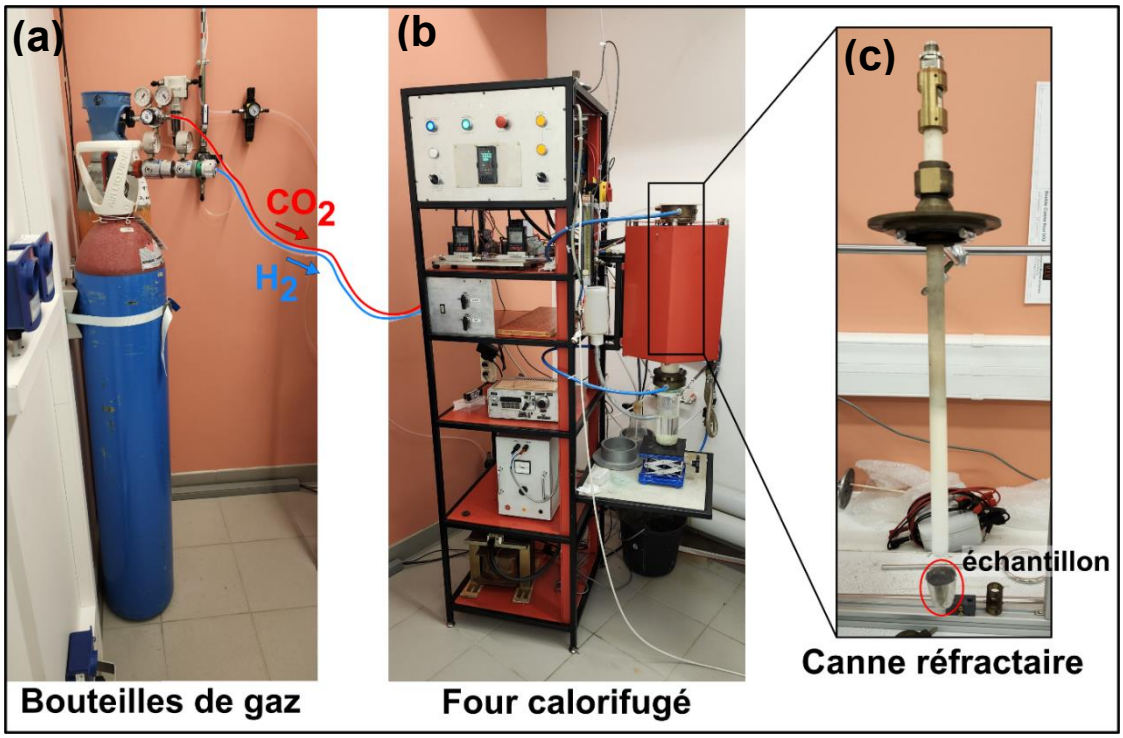


Figure 7.7 : *Photos des équipements utilisés pour la chauffe des échantillons (**a** : bouteilles de gaz, **b** : four et **c** : canne réfractaire).*

Les étapes de chauffe sont programmées en amont via un logiciel dédié. La température est augmentée avec un pas régulier pendant une heure jusqu'à atteindre 1300°C. L'échantillon est ensuite laissé pendant 2h sur ce palier de température, l'ensemble du protocole permettant d'obtenir des verres homogènes.

III.1.2 – Micro-drill

Après refroidissement, un double polissage est ensuite effectué sur le bloc de verre homogène (étape 3, Fig. 7.5f) afin d'obtenir des surfaces planes qui faciliteront grandement l'étape de micro-forage (étape 4, Fig. 7.5f). En effet, les mesures de conductivité électrique nécessitent de prélever un échantillon standardisé sous la forme d'un petit cylindre de quelques millimètres de diamètre et de hauteur (Fig. 7.8b). Cette opération se fait par une technique de carottage de haute précision, adaptée aux matériaux vitreux fragiles (Fig. 7.8a).

On utilise un procédé de micro-drill, qui consiste à percer le verre en s'appuyant sur un mouvement vibratoire de très haute fréquence. Ce mouvement est transmis à une poudre abrasive extrêmement fine, composée de carbure de silicium. Une fois le cylindre extrait, il peut être découpé avec un fil diamanté aux dimensions requises pour le transmetteur de pression, soit 1.6 mm de longueur pour 1.9 mm de largeur. Cette découpe permet d'obtenir des surfaces planes et parallèles, optimisant ainsi le contact avec les électrodes au sein du transmetteur de pression.

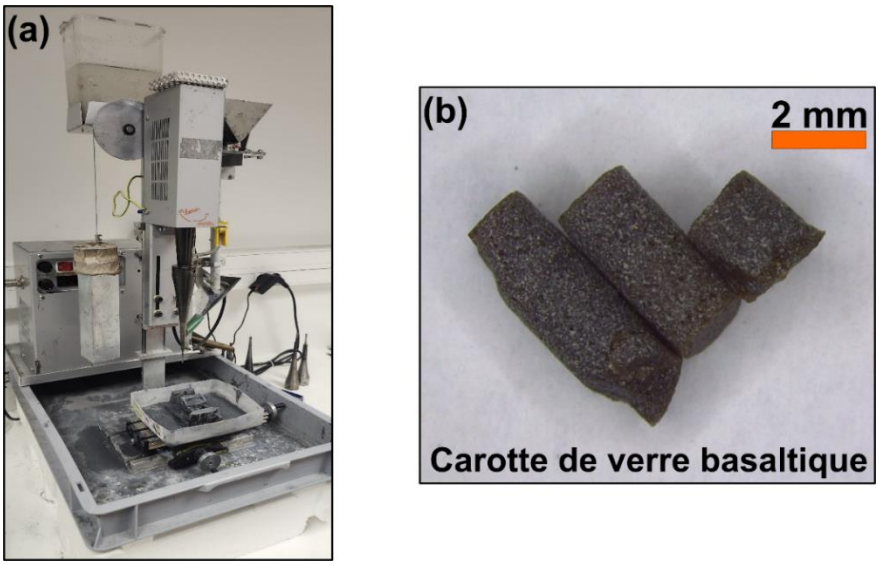


Figure 7.8 : a) *Photo de la micro-carotteuse et* ***b)*** *des carottes de verre basaltique d'échelle millimétrique*

III.2 – Mesure de la conductivité électrique

L'échantillon cylindrique est placé dans un assemblage 18/11 (18 mm de longueur d'arête avant compression puis une longueur de troncature de l'enclume de 11 mm après compression). Le transmetteur de pression octaédrique contient l'échantillon, deux électrodes apposées sur chaque face et trois fils (E1, E2, E3). Ces fils permettent d'effectuer la mesure et de contrôler la température pendant les expériences à l'aide d'un thermocouple Rhénium (Re) – Tungstène (W), W95Re5–W74Re26, ce qui permet d'obtenir une incertitude sur les mesures de température inférieure à ± 10 °C. Le transmetteur de pression est ensuite entouré d'un assemblage de 8 cubes en carbure de tungstène et le tout est placé dans la presse multi-enclume (Fig. 7.9a).

La conductivité électrique a été mesurée par spectroscopie d'impédance dans la gamme 10^1–10^6 Hz. La résistance d'isolement de l'assemblage (limite de détection), déterminée au préalable dans des conditions de pression et de température similaires, s'est révélée inférieure de plusieurs ordres de grandeur à celle de l'échantillon. Avant la fusion du verre, les mesures ont été répétées au cours de plusieurs cycles de chauffage et de refroidissement, avec des paliers de 50 à 100 K (e.g. H1, C1, H2, Fig. 7.9b). Cette procédure permet à la fois de réduire l'incertitude et de vérifier la reproductibilité des résultats. L'analyse des spectres d'impédance a ensuite été effectuée à l'aide de circuits équivalents combinant résistance-condensateur (R-C) et éléments à phase constante (CPE). L'ajustement à ces modèles permet d'extraire la résistance propre de l'échantillon tout en séparant les contributions parasites liées aux contacts et aux électrodes. Une fois la résistance de

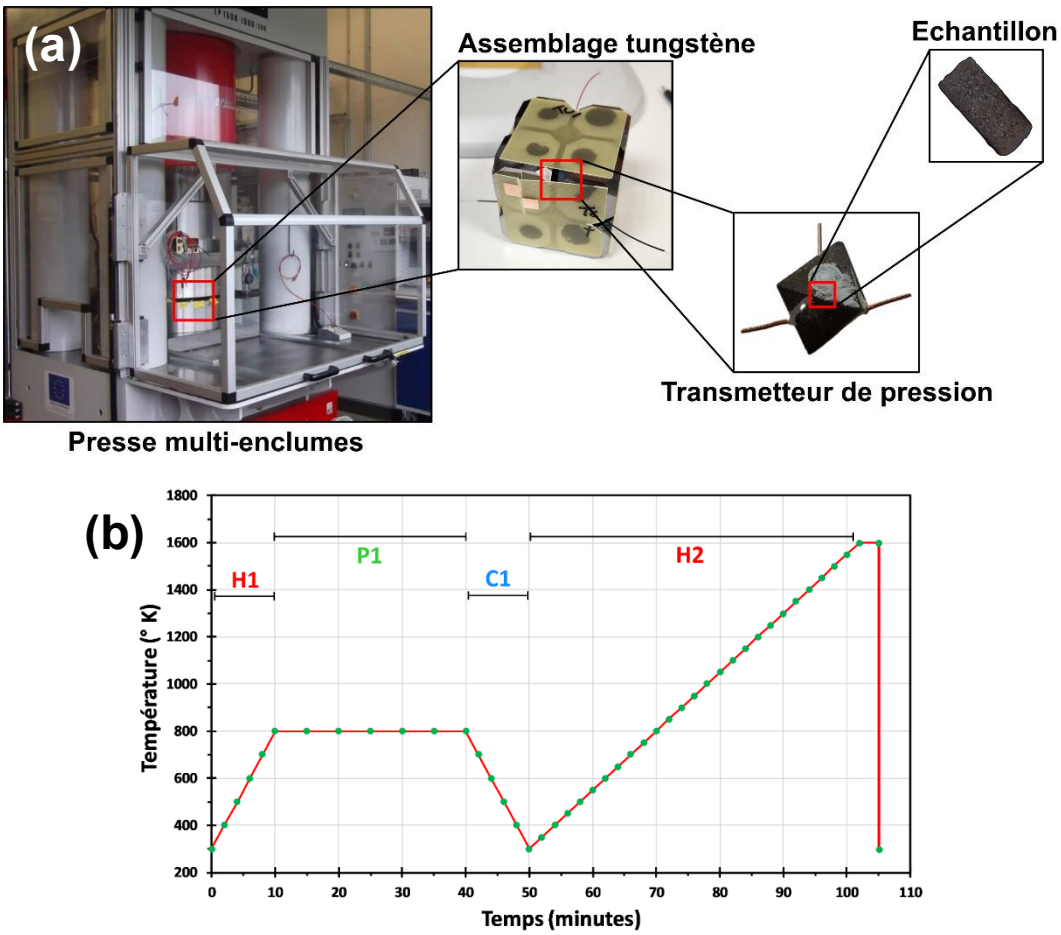


Figure 7.9 : a) *Photo de la presse multi-enclume, de l'assemblage et des éléments qui le compose.* ***b)*** *Courbe de chauffe de la presse multi-enclumes à pression constante (0.5 GPa) en fonction du temps, utilisée pour l'ensemble des expériences. Chaque point vert correspond au moment où l'impédance électrique est mesurée.*

l'échantillon déterminée, la conductivité peut être calculée à partir du diamètre et de la longueur de l'échantillon mesurés avant et après chaque expérience, en supposant que la géométrie de l'échantillon est restée inchangée pendant l'expérience :

$$\sigma = \frac{L}{R \times A} \quad \textbf{(7.1)}$$

Où L est la longueur de l'échantillon, A sa section et R la résistance extraite des spectres.

Les incertitudes dans l'estimation de la conductivité électrique résultent des estimations de la température, des dimensions de l'échantillon et des erreurs d'ajustement des données. L'ensemble de ces incertitudes reste inférieur à 5 %, ce qui assure une bonne fiabilité des données.

III.3 – Résultats

Seules trois des quatre expériences en presse multi-enclume ont été concluantes (PF07-22 ; REU220119-2 et REU220921-2-3). Pour l'échantillon REU211223-1, une perte de contact entre une des électrodes et l'échantillon ne nous a pas permis de finaliser les mesures. Toutefois, plusieurs observations majeures peuvent être extraites de ces données.

L'expérience PF07-22 (Fig. 7.10a) montre des conductivités bien plus faibles que les autres expériences à basse température avant la première phase de chauffe H1. Une fois les premieres phases de chauffe H1 et de refroidissement C1 terminées, la conductivité mesurée de l'échantillon reste très faible mais est maintenant du même ordre de grandeur que les autres expériences, autour de -2.5 S/m en échelle logarithmique (logarithme décimale, base 10). Contrairement à PF07-22, après la phase H1, la phase C1 des expériences REU220119-2 (Fig. 7.10b) et REU220919-2-3 (Fig. 7.10c) revient aux valeurs de conductivité de départ, ce qui est normalement attendu. On pourrait donc supposer que l'échantillon PF07-22 possède une teneur en eau plus élevée, ce qui ferait augmenter plus rapidement la conductivité.

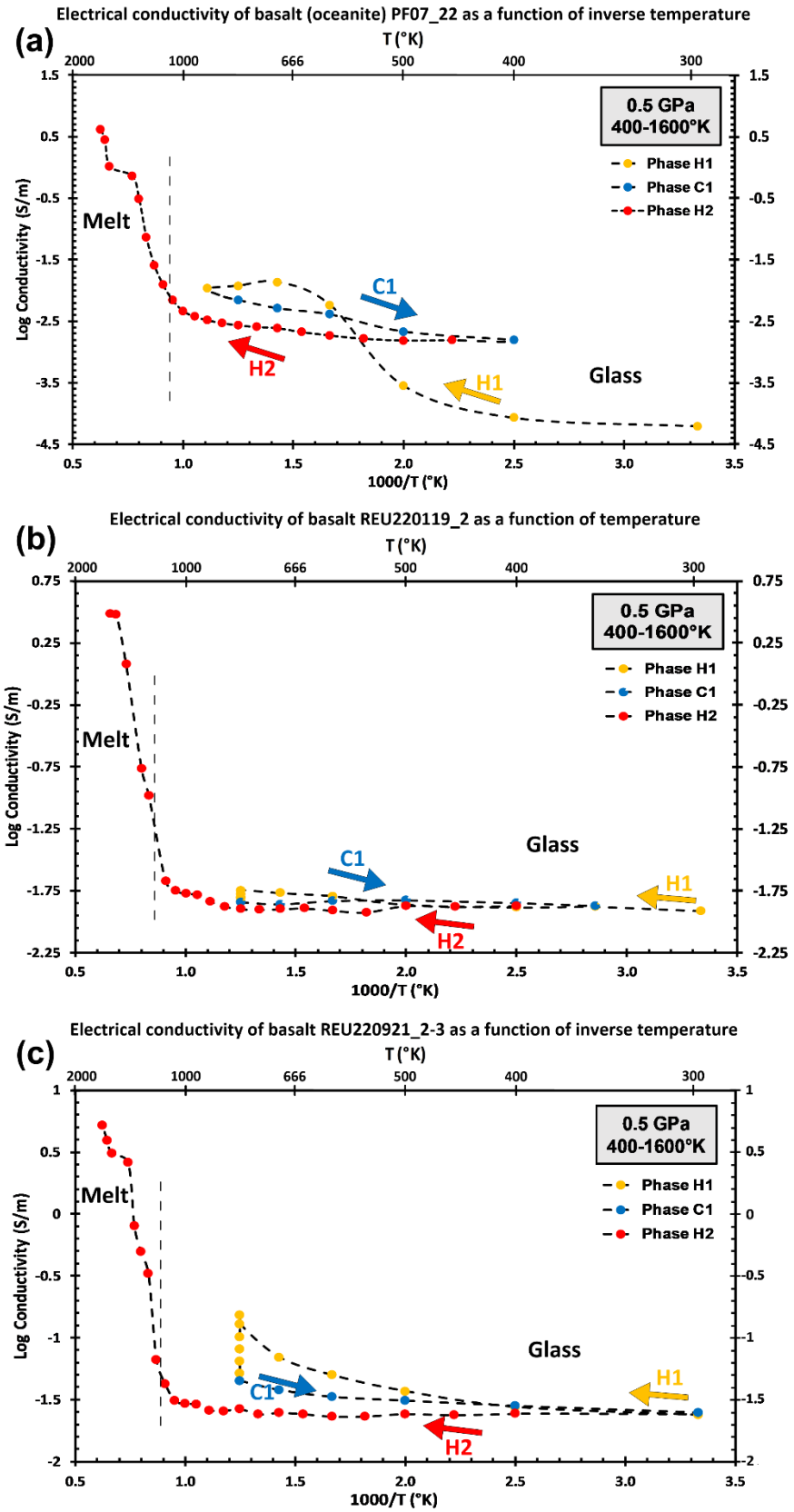


Figure 7.10 : *Données expérimentales illustrant la variation de la conductivité électrique des roches basaltiques du Piton de la Fournaise en fonction de l'augmentation de la température. Les expériences sont effectuées à pression constante : 0.5 GPa. H1 et H2 sont les phases de chauffe, tandis que C1 est la phase de refroidissement.*

Pour l'ensemble des expériences, lors de la phase H2, on observe un changement de comportement avec une augmentation très nette de la conductivité autour des 1300 ± 50 K. Cette transition marque le passage du solidus au liquidus avec l'apparition des premières gouttes de liquide magmatique conductrices. Dès 1500 K, les motifs de spectres d'impédance nous informent que les échantillons sont entièrement fondus et les valeurs de conductivité y sont les plus élevées (Fig. 7.10).

De manière générale, les expériences montrent une faible conductivité dans le verre, une transition progressive de la conductivité pouvant être induite par plusieurs mécanismes de conduction (Manthilake, 2024), puis une forte augmentation lors de la fusion des échantillons. Les différences notables entre les courbes de conductivité (Fig. 7.10) pourraient être dues à la teneur en eau, à la composition chimique des roches ou encore aux propriétés structurales du verre, ce qui appuie le caractère hétérogène de la résistivité dans des milieux volcaniques complexes.

Ces quelques expériences confirment le caractère électriquement très résistant des roches basaltiques de surface du Piton de la Fournaise à température ambiante, ce qui est en accord avec les observations du modèle de résistivité électrique (cf. chapitre 3). Les expériences sont menées à une pression constante de 0.5 GPa, soit l'équivalent en termes de profondeur à 15 km maximum. De ce fait, ces courbes peuvent être utilisées pour contraindre des modèles de conductivité électrique profonde en identifiant plus précisément les transitions entre les phases résistantes, plus caractéristiques de la roche encaissante, des phases conductrices interprétables en terme de zones fortement hydrothermalisées, altératées, ou d'éventuel réservoir magmatique.

IV – Conclusions et perspectives

Ce chapitre souligne le rôle essentiel des contraintes pétrophysiques dans l'interprétation quantitative des modèles magnétiques et électriques. Les modèles géophysiques fondés sur des données de surface sont souvent mal contraints en raison du bruit, de la topographie ou de la non-unicité des solutions. Les mesures pétrophysiques

apportent alors des valeurs de référence renforçant la fiabilité des modèles et réduisant les ambiguïtés d'interprétation. Toutefois, les contraintes en profondeur sont rares et demeurent un enjeu majeur : si les données de surface définissent des tendances générales, elles restent insuffisantes pour caractériser la structure interne d'un système volcanique et la variabilité des différentes formations.

Les 32 échantillons disponibles constituent une première base pour contraindre les propriétés des roches superficielles mais cet ensemble est encore insuffisant pour garantir une représentativité statistiquement robuste des variations possibles au sein de l'édifice volcanique. Il reste nécessaire de multiplier les mesures de manière homogène dans la zone (i.e. centre volcanique du Piton de la Fournaise) et d'élargir l'échantillonnage à un plus grand nombre de formations (coulées de lave, cône de scories, roches altérées représentatives d'un système hydrothermal, etc.).

Néanmoins, la démarche proposée ici propose une perspective visant à contraindre et valider les modèles géophysiques à partir d'observations et de mesures de terrain. L'intégration de données issues de différentes méthodes géophysiques, complétées par des mesures pétrophysiques, montre que des analyses couplées voire des modèles inversés de manière conjointe permettraient de réduire les ambiguïtés d'interprétation et de mieux appréhender la complexité des systèmes volcaniques en général.

Conclusion

Conclusion et perspectives

Cette étude géophysique multi-méthodes, basée sur la modélisation de jeux de données de haute résolution issus de campagnes récentes et innovantes en tomographie de résistivité électrique et magnétométrie, a permis de fournir de nouvelles contraintes sur la structure interne du centre volcanique du Piton de la Fournaise.

Les résultats présentés dans ce manuscrit mettent en évidence l'architecture globale du Cône Central, ainsi que la nature et la géométrie des structures actives (i.e. systèmes magmatiques et hydrothermaux). Les modèles 3D et leur interprétation couplée, sous contraintes diverses, révèlent ainsi une importante hétérogénéité structurale liée à des processus de construction et de destruction successifs, un système hydrothermal complexe et des voies préférentielles d'injection de fluides latéralement et verticalement. Ils renforcent le schéma général de déformation asymétrique de l'édifice, soulignant le rôle majeur de l'hétérogénéité lithologique dans le contrôle des voies d'injections magmatiques et des axes d'altération hydrothermale. L'analyse détaillée menée localement à l'échelle d'un site éruptif particulier met en lumière les apports de la magnétométrie aéroportée par drone dans le suivi spatio-temporel de ces structures.

L'ensemble de cette étude permet d'identifier différents axes de recherche complémentaires et perspectives à plus ou moins long terme. À court terme, différentes méthodes d'analyse complémentaire permettraient d'améliorer l'identification des structures clés de l'édifice. Citons l'exemple des techniques déterministes de détection de sources (« Source Edge Detection » ou SED) basées sur l'analyse spatiale des gradients géophysiques (Canny, 1986). Des études récentes ont en effet démontré son efficacité, notamment pour délimiter les frontières lithologiques et les structures liées à la fracturation de surface (Eshaghzadeh et Kalantari, 2017). Cette approche offre un cadre plus robuste et exempte du biais interprétatif quant à la localisation de ces limites. L'application de cette méthode à nos modèles 3D de résistivité électrique et d'aimantation permettrait donc de renforcer la cohérence de l'analyse comparative, ainsi que les interprétations en mettant en évidence les contrastes structuraux majeurs et leur continuité spatiale dans les trois dimensions de l'espace.

En complément de ces analyses complémentaires plus avancées sur nos modèles 3D, plusieurs voies d'amélioration peuvent être identifiées pour préciser les interprétations. Tout d'abord, bien que le modèle d'aimantation présente déjà une très bonne résolution dans cette étude, il demeure perfectible. Pour rappel, l'inversion numérique a été réalisée à partir de plusieurs jeux de données dont la résolution varie selon la méthode de prospection employée (i.e. sol, drone, hélicoptère). Parmi celles-ci, la prospection aéroportée par drone offre la résolution la plus élevée, mais ne couvre pas l'ensemble de la zone modélisée. À moyen ou long terme, compléter cette couverture serait donc pertinent afin d'améliorer encore plus la résolution spatiale de la modélisation. Par ailleurs, les processus dynamiques qui affectent les environnements volcaniques perturbent fortement les signaux magnétiques. Dans le cadre d'une étude structurale, il est recommandé d'effectuer cette prospection sur un laps de temps le plus court possible, c'est-à-dire centrée sur une petite période pour s'affranchir au maximum de ces perturbations.

Certaines incertitudes persistent, en particulier en subsurface des modèles 3D, où les valeurs de paramètres géophysiques présentent une variabilité marquée et peu cohérente avec les formations géologiques de surface. Cette problématique, bien connue en modélisation numérique, peut s'expliquer par des limitations inhérentes aux données elles-mêmes (distribution des mesures de résistivité électrique, forte aimantation de surface dans de tels contextes…) ainsi qu'aux processus d'inversion. Le dernier chapitre, consacré à l'introduction de la caractérisation des propriétés magnétiques et électriques des roches du Piton de la Fournaise, constitue un début de réponse à cette problématique par l'intermédiaire de mesures pétrophysiques en laboratoire. Par ailleurs, la réalisation de cartographies de surface, notamment de mesures de susceptibilité magnétique, pourrait permettre de mieux contraindre l'inversion dans les zones superficielles. L'objectif à long terme est donc de construire progressivement une nouvelle base de données pétrophysiques en vue d'apporter des contraintes aux modélisations 3D et à leurs interprétations.

Au-delà de l'analyse comparative, suivant un certain nombre de développements méthodologiques et mathématiques, la finalité est d'évoluer vers une inversion conjointe des modèles 3D de résistivité électrique et d'aimantation. Combiner plusieurs types de données

dans un même processus d'inversion permettrait en effet d'obtenir un modèle multiparamétrique global cohérent et mieux contraint, en imposant des relations entre les propriétés physiques étudiées (e.g. Gallardo et Meju, 2011 ; Varfinezhad *et al.*, 2020).

Pour conclure, l'ensemble de ces résultats ainsi que les perspectives d'analyses futures, proposent un nouveau cadre pour l'imagerie et l'interprétation de la structure interne du Piton de la Fournaise, permettant de mieux appréhender son évolution à différentes échelles spatio-temporelles. Bien que le modèle ERT 3D offre une image détaillée des structures internes du Cône Central, la campagne de mesures demeure difficilement reproductible en raison de sa durée, de sa complexité et des contraintes importante liées à sa mise en œuvre. Le modèle d'aimantation semble quant à lui plus facilement reproductible, ouvrant la perspective d'un suivi spatio-temporel (i.e. 4D) de l'édifice. Ces modèles, associés aux observations en temps réel de l'OVPF-IPGP (e.g. sismicité, déformation, gaz, …, Fig. C1a) et à des mesures complémentaires telles que la polarisation spontanée (caractérisation des circulations de fluides en surface) ou encore la gravimétrie et la magnétotellurie (Fig. C1b, imagerie de la densité des roches et des résistivités électriques à très grande profondeur), offrent un potentiel considérable pour une surveillance intégrée de la dynamique du Piton de la Fournaise. Cette étude ouvre également de nouvelles perspectives pour la connaissance d'autres édifices volcaniques à l'échelle du globe.

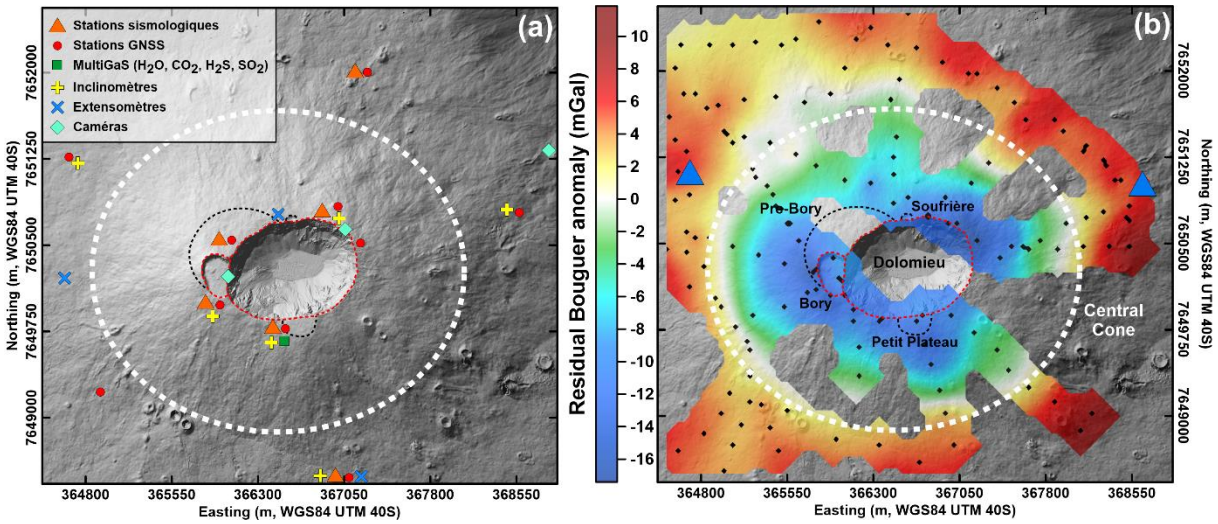


Figure C1 : a) *Réseaux de surveillance instrumentale de l'OVPF-IPGP dans le secteur du Cône Central.* ***b)*** *Carte des anomalies résiduelles de Bouguer (Gailler et al., 2009). Point noir : localisation des mesures gravimétriques. Triangle bleu : localisation des mesures magnétotelluriques (Gailler com. Pers).*

Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

Ade-Hall, J., M. Palmer, H.C., & Hubbard, T.P. (1971). The Magnetic and Opaque Petrological Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration. *Geophysical Journal International* 24(2):137-74. doi:10.1111/j.1365-246X.1971.tb02171.x.

Al-Chalabi, M. (1992). When least-square square least. Geophysical Prospecting 40(3):359-78. doi:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00380.x.

Akimoto, S.I. (1954). Thermo-magnetic study of ferromagnetic minerals contained in igneous rocks. Journal of geomagnetism and geoelectricity, 6(1), 1-14.

Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., ... & Zhou, B. (2021). International geomagnetic reference field: The thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, *73*(1), 49. doi:10.1186/s40623-020-01288-x.

Archie, G.E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. Transactions of the AIME 146(01):54-62. doi:10.2118/942054-G.

Árnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinsson, H., Flóvenz, Ó.G., Thor, S. (2000). The Resistivity Structure of High-Temperature Geothermal Systems in Iceland. Proc. World Geotherm. Congr. 2000 923–928

Arnaud, N. (2005). Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: le Piton des Neiges, Île de la Réunion (Doctoral dissertation, Université de La Réunion).

Augier, A. (2011). Etude de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) à partir de données d'interférométrie RADAR et GPS, développement et application de procédures de modélisation (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II).

B

Bachèlery, P. (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique (Doctoral dissertation, Université de Clermont-Ferrand).

Bachèlery, P. & Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0, 53 Ma. In Le volcanisme de la Réunion-Monographie (pp. 213-242).

Bachèlery, P., Labazuy, P & Lénat, J-F. (1996). Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, 323(6), 475-482.

Bachèlery, P., Lenat, J. F., Di Muro, A & Michon, L. (2016). Active volcanoes of the southwest Indian Ocean. Berlin: Springer-Verlag.

Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359–383. doi:10.1190/1.1438369.

Baranov, V. & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: Geophysics, 29, 67–79.

Barde-Cabusson, S., A. Finizola, A. Peltier, M. Chaput, N. Taquet, S. Dumont, Z. Duputel, A. Guy, L. Mathieu, S. Saumet, F. Sorbadère, et M. Vieille. (2012). Structural Control of Collapse Events Inferred by Self-Potential Mapping on the Piton de La Fournaise Volcano (La Réunion Island). Journal of Volcanology and Geothermal Research 209-210:9-18. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.09.014.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., & Cheminée, J. L. (2005). Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophysical Journal International, 161(2), 549-558. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x.

Benderitter, Y., & Gérard, A. (1984). Geothermal Study of Reunion Island: Audiomagnetotelluric Survey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 20(3-4):311-32. doi:10.1016/0377-0273(84)90046-5.

Benderitter, Y. (1990). Études géoélectrique et électromagnétiques à la Réunion. Dans: J.F. Lénat (Ed), Le volcanisme de la Réunion, monographie. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 29–42

Bernard, A. & Munschy, M. (2000). Le Bassin Des Mascareignes et Le Bassin de Laxmi (Océan Indien Occidental) Se Sont-Ils Formés à l'axe d'un Même Centre d'expansion ? Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 330(11):777-83. doi:10.1016/S1251-8050(00)00221-4.

Bezaeva, N.S., Gattacceca, J., Rochette, P., Sadykov, R.A. & Trukhin, V.I. (2010). Demagnetization of Terrestrial and Extraterrestrial Rocks under Hydrostatic Pressure up to 1.2GPa. Physics of the Earth and Planetary Interiors 179(1-2):7-20. doi:10.1016/j.pepi.2010.01.004.

Bhattacharyya, B. K. (1965). Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. Geophysics 30(5):829-57. doi:10.1190/1.1439658.

Bhattacharyya, B. K. (1969). Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. Geophysics 34(3):402-23. doi:10.1190/1.1440019.

Biasi, J., Tivey, M., Fluegel, B. (2022). Volcano monitoring with magnetic measurements: a simulation of eruptions at Axial Seamount, Kīlauea, Bárðarbunga, and Mount Saint Helens. Geophys Res Lett 49:e2022GL100006. https://doi.org/10.1029/2022GL100006

Blakely, R.J. (1995). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press.

Bonali, F.L., Corazzato, C., & Tibaldi, A. (2011). Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion Island, Indian Ocean. Bulletin of volcanology, 73(3), 347-366. doi:10.1007/s00445-010-0416-1.

Bonneville, A., Barriot, J.P., & Bayer, R. (1988). Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B5), 4199-4212. doi:10.1029/JB093iB05p04199.

Bonneville, A. (1990). Structure de la lithosphere. In Le volcanisme de La Réunion-Monographie (pp. 1-18).

Bonneville, A., Von Herzen, R. P., & Lucazeau, F. (1997). Heat flow over Reunion hot spot track: Additional evidence for thermal rejuvenation of oceanic lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B10), 22731-22747. doi:10.1029/97JB00952.

Boudoire, G., Rizzo, A.L., Arienzo, L. & Di Muro, A. (2020). Paroxysmal Eruptions Tracked by Variations of Helium Isotopes: Inferences from Piton de La Fournaise (La Réunion Island). Scientific Reports 10(1):9809. doi:10.1038/s41598-020-66260-x.

Boudoire, G. (2017). Architecture et dynamique des systèmes magmatiques associés aux volcans basaltiques: exemple du Piton de la Fournaise. (Doctoral dissertation, Université de La Réunion).

Bouligand, C., Glen, J. M., & Blakely, R. J. (2014). Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(4), 2595-2630. doi.org/10.1002/2013JB010802

Briggs, I.C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. Geophysics, 39(1), 39-48. doi:10.1190/1.1440410.

Brothelande, E., Finizola, A. Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C. & Legendre, Y. (2014). Fluid Circulation Pattern inside La Soufrière Volcano (Guadeloupe) Inferred from Combined Electrical Resistivity Tomography, Self-Potential, Soil Temperature and Diffuse Degassing Measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research 288:105-22. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007.

Brunhes, B. & David, P. (1903). Sur la direction de l'aimantation permanente dans diverses roches volcaniques. CR Hebd. Seances Acad. Sci, 137, 975-977.

Bullard, E.C. (1950). The origin of the earth's magnetic field. The Observatory, Vol. 70, p. 139-143 (1950), 70, 139-143.

Burchardt, S., Walter, T.R. & Tuffen, H. (2018). Growth of a volcanic edifice through plumbing system processes—Volcanic rift zones, magmatic sheet-intrusion swarms and long-lived conduits. In Volcanic and igneous plumbing systems (pp. 89-112). Elsevier. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/B978-0-12-809749-6.00004-2

Byerly, P. E., 1965, Convolution filtering of gravity and magnetic maps: Geophysics, 30, 281–283.

Byrdina, S., Friedel, S., Vandemeulebrouck, J., Budi-Santoso, A., Suryanto, W., Rizal, M. H., & Winata, E. (2017). Geophysical image of the hydrothermal system of Merapi volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 329, 30-40. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/j.jvolgeores.2016.11.011

C

Canny, J. (1986). Collision detection for moving polyhedra. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, (2), 200-209.

Carracedo, J.C. (1996). A Simple Model for the Genesis of Large Gravitational Landslide Hazards in the Canary Islands. Geological Society, London, Special Publications 110(1):125-35. doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.10.

Carrier, A., Got, J.L., Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Kowalski, P. & Boissier, P. (2015). A damage model for volcanic edifices: Implications for edifice strength, magma pressure, and eruptive processes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(1), 567-583. https://doi.org/10.1002/2014JB011485

Carter, A., Van Wyk De Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P. & Briole, P. (2007). Pits, Rifts and Slumps: The Summit Structure of Piton de La Fournaise. Bulletin of Volcanology 69(7):741-56. doi:10.1007/s00445-006-0103-4.

Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J. C., De Voogd, B., ... & Pontoise, B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B2), 2875-2893. doi:10.1029/98JB02841.

Catry, T. (2011). Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes: A numerical study: Application to La Reunion (Indian Ocean, France) and Stromboli (Tyrrhenian sea, Italy) (Doctoral dissertation, Université de la Réunion; Università degli studi (Bologne, Italie). Dipartimento di scienze della terra e geologico-ambientali).

Chamalaun, F.H. (1968). Paleomagnetism of Reunion Island and its bearing on secular variation. Journal of Geophysical Research, 73(14), 4647-4659.

Chauvin, A., Gillot, P. Y., & Bonhommet, N. (1991). Paleointensity of the earth's magnetic late quaternary volcanic sequences at (Indian ocean) field recorded by the island of La Réunion. Journal of Geophysical Research, 96(B2), 1981-2006. doi:10.1029/90JB02223.

Chen, T.T., Hung, Y.C., Hsueh, M.W., Yeh, Y.H. & Weng, K.W. (2018). Evaluating the application of electrical resistivity tomography for investigating seawater intrusion. Electronics, 7(7), 107. doi:10.3390/electronics7070107.

Chen, Y., Remy, D., Froger, J.L., Peltier, A., Villeneuve, N., Darrozes, J., … & Bonvalot, S. (2017). Long-term ground displacement observations using InSAR and GNSS at Piton de la Fournaise volcano between 2009 and 2014. Remote Sensing of Environment, 194, 230-247. doi:10.1016/j.rse.2017.03.038.

Chevrel, O., Villeneuve, N., Grandin, R., Froger, J.L., Coppola, D., Massimetti, F., ... & Peltier, A. (2023). Lava flow daily monitoring: The case of the 19 September–5 October 2022 eruption at Piton de la Fournaise. Volcanica, 6(2), 391-404. doi:10.30909/vol.06.02.391404.

Cimpoiasu, M.O., Kuras, O., Harrison, H., Wilkinson, P. B., Meldrum, P., Chambers, J. E., ... & Bradley, J.A. (2024). High-resolution 4D ERT monitoring of recently deglaciated sediments undergoing freeze-thaw transitions in the High Arctic. EGUsphere, 2024, 1-21. doi.org/10.5194/egusphere-2024-350

Coppola, D., Di Muro, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Favalli, M., ... & Aiuppa, A. (2017). Shallow system rejuvenation and magma discharge trends at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Earth and Planetary Science Letters, 463, 13-24. doi:10.1016/j.epsl.2017.01.024.

Courteaud, M. (1996). Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du Massif de la Fournaise par la méthode audiomagnétotellurique (Doctoral dissertation, Université de la Réunion, 212 pp.)

Courteaud, M., Ritz, M., Robineau, B., Join, J. L., & Coudray, J. (1997). New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion Island). Journal of Hydrology, 203(1-4), 93-100. doi:10.1016/S0022-1694(97)00090-5.

Courtillot, V. & Le Mouël, J.L. (1976). On the long-period variations of the Earth's magnetic field from 2 months to 20 years. Journal of Geophysical Research, 81(17), 2941-2950.

Courtillot, V. & Le Mouel, J. L. (1984). Geomagnetic secular variation impulses. Nature, 311(5988), 709-716.

Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J. & Cappetta, H. (1986). Deccan Flood Basalts at the Cretaceous/Tertiary Boundary? Earth and Planetary Science Letters 80(3-4):361-74. doi:10.1016/0012-821X(86)90118-4.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 205(3-4), 295-308. doi:10.1016/S0012-821X(02)01048-8.

D

Dahlin, T., & Zhou, B. (2004). A Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with 10 Electrode Arrays. Geophysical Prospecting 52(5):379-98. doi:10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x.

Delcamp, A., Poppe, S., Detienne, M., & Paguican, E. M. R. (2018). Destroying a volcanic edifice—interactions between edifice instabilities and the volcanic plumbing system. In Volcanic and igneous plumbing systems (pp. 231-257). Elsevier.

Derrien, A. (2019). Apports des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme des structures volcaniques du piton de la fournaise (Doctoral dissertation, Université Paris Cité).

De Voogd, B., Palomé, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., ... & Perroud, H. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B2), 2855-2874. doi:10.1029/98JB02842.

Dean, W.C. (1958). Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. Geophysics 23(1):97-127. doi:10.1190/1.1438457. doi:10.1190/1.1438457.

Derrien, A., Peltier, A., Villeneuve, N., & Staudacher, T. (2020). The 2007 caldera collapse at Piton de la Fournaise: new insights from multi-temporal structure-from-motion. Volcanica, 3(1), 55-65. doi:10.30909/vol.03.01.5565.

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., & Courteaud, M. (1997). Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest for groundwater. Water Resources Research, 33(1), 13-19. doi:10.1029/96WR02673.

Di Giuseppe, M. G., & Troiano, A. (2019). Monitoring active fumaroles through time-lapse electrical resistivity tomograms: An application to the Pisciarelli fumarolic field (Campi Flegrei, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 375, 32-42. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.03.009.

Duffield, W. A., Stieltjes, L., & Varet, J. (1982). Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea Volcano, Hawaii. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 12(1-2), 147-160. doi:10.1016/0377-0273(82)90009-9.

Dumont, M., Peltier, A., Roblin, E., Reninger, P. A., Barde-Cabusson, S., Finizola, A., & Ferrazzini, V. (2019). Imagery of internal structure and destabilization features of active volcano by 3D high-resolution airborne electromagnetism. Scientific Reports, 9(1), 18280. doi:10.1038/s41598-019-54415-4.

Dumont, Q., Cayol, V., & Froger, J. L. (2024). Is stress modeling able to forecast intrusions and slip events at Piton de la Fournaise volcano?. Earth and Planetary Science Letters, 626, 118494. doi:10.1016/j.epsl.2023.118494.

Dumont, Q., Cayol, V., Froger, J. L., & Peltier, A. (2022). 22 years of satellite imagery reveal a major destabilization structure at Piton de la Fournaise. Nature Communications, 13(1), 2649. doi:10.1038/s41467-022-30109-w.

Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L., & Party, T. S. S. (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the ocean drilling program, leg 115. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 36(1-3), 193-198.

Dunlop, D. J. (1995). Magnetism in rocks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B2), 2161-2174.

Duputel, Z., Lengliné, O. & Ferrazzini, V (2019). Constraining Spatiotemporal Characteristics of Magma Migration at Piton De La Fournaise Volcano From Pre-eruptive Seismicity. Geophysical Research Letters 46(1):119-27. doi:10.1029/2018GL080895.

Duputel, Z., Ferrazzini, V., Lengliné, O., Michon, L., Fontaine, F.R. & Massin, F. (2022). Seismicity of La Réunion Island. Comptes Rendus. Géoscience 353(S1):237-55. doi:10.5802/crgeos.77.

Dyment, J. (1991). Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: apport des anomalies magnétiques. (Doctoral dissertation, IPGS, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, 374 pp)

E

Ellis, R.G. & Oldenburg, D.W. (1994). The pole-pole 3-D Dc-resistivity inverse problem: a conjugate gradient approach. Geophysical journal international, 119(1), 187-194. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00921.x

Ellis, R.G., De Wet, B. & Macleod, I.N. (2012). Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources. ASEG Extended Abstracts 2012(1):1-4. doi:10.1071/ASEG2012ab117.

Ellis R.G. & MacLeod, I.N. (2013). Constrained voxel inversion using the Cartesian cut cell method, ASEG Extended Abstracts, 2013:1, 1-4, DOI: 10.1071/ ASEG2013ab222

Elsasser, W.M. (1939). On the Origin of the Earth's Magnetic Field. Physical Review 55(5):489-98. doi:10.1103/PhysRev.55.489.

Elsasser, W.M. (1946). Induction Effects in Terrestrial Magnetism Part I. Theory. Physical Review 69(3-4):106-16. doi:10.1103/PhysRev.69.106.

Eshaghzadeh, A. & Kalantari, R.S. (2017). Canny Edge Detection Algorithm Application for Analysis of the Potential Field Map. Earth Science India, 10(3). https://doi.org/10.31870/ESI.10.3.2017.5

Everett, M. E. (2013). Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press.

F

Fèvre, Y. (2005). Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé–La Réunion (Océan Indien).

Finizola, A., Ricci, T., Deiana, R., Cabusson, S. B., Rossi, M., Praticelli, N., ... & 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 196(1-2), 111-119. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.022

Finlay, C. C., Kloss, C., Olsen, N., Hammer, M. D., Tøffner-Clausen, L., Grayver, A., & Kuvshinov, A. (2020). The CHAOS-7 geomagnetic field model and observed changes in the South Atlantic Anomaly. Earth, Planets and Space, 72(1), 156. doi:10.1186/s40623-020-01252-9.

Fischanger, F., Catanzariti, G., Comina, C., Sambuelli, L., Morelli, G., Barsuglia, F., ... & Porcelli, F. (2019). Geophysical anomalies detected by electrical resistivity tomography in the area surrounding Tutankhamun's tomb. Journal of Cultural Heritage, 36, 63-71.doi:10.1016/j.culher.2018.07.011.

Fisher, R.L., Sclater, J.G. & McKenzie, D.P. (1971). Evolution of the central Indian ridge, western Indian Ocean. Geological Society of America Bulletin, 82(3), 553-562. doi:10.1130/0016-7606(1971)82[553:EOTCIR]2.0.CO;2.

Folio, J.L. (2001). Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise: Apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan bouclier, (Doctoral dissertation, Université Louis-Pasteur Réunion).

Fontaine, F. R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölbern, I., Rümpker, G., Bodin, T. & Haugmard, M. (2015). Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. Geophysical Journal International, 203(1), 107-126. doi:10.1093/gji/ggv279.

Froger, J. L., Famin, V., Cayol, V., Augier, A., Michon, L. & Lénat, J. F. (2015). Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 296, 55-68. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.02.014.

G

Gallardo, L.A. & Meju, M.A. (2011). Structure-coupled multiphysics imaging in geophysical sciences. Reviews of Geophysics, 49(1). doi.org/10.1029/2010RG000330

Galdéano, A., Lénat J.-F., Lalanne F.-X. (1988). Carte magnétique de l'île de la Réunion. Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris. Observatoire de Physique du Globe de Clermont.

Gailler, L., Labazuy, P., Dumont, Q., Froger, J. L., Peltier, A., Finizola, A. & SlideVolc ERT Team. (2023). Volcano-magnetic signal reveals rapid evolution of the inner structure of Piton de la Fournaise. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128(1), e2022JB025290. doi.org/10.1029/2022JB025290

Gailler, L., Labazuy, P., Régis, E., Peltier, A. & Ferrazzini, V. (2022). Active structures and thermal state of the Piton de la Fournaise summit revealed by combined UAV magnetic and thermal infrared measurements. Volcanica, 5(1), 61-74. doi.org/10.30909/vol.05.01.6174

Gailler, L., Labazuy, P., Régis, E., Bontemps, M., Souriot, T., Bacques, G. & Carton, B. (2021). Validation of a new UAV magnetic prospecting tool for volcano monitoring and geohazard assessment. Remote Sensing, 13(5), 894. doi:10.3390/rs13050894.

Gailler, L. & Kauahikaua, J. (2017). Monitoring the cooling of the 1959 Kīlauea Iki lava lake using surface magnetic measurements. Bulletin of Volcanology, 79(6), 40. doi.org/10.1007/s00445-017-1119-7

Gailler, L. S., & Lénat, J. F. (2012). Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 221, 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 31-48. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.024.

Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., ... & Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B2), 2895-2908. doi:10.1029/98JB02840.

Gance, J., Leite, O., Texier, B., Bernard, J., & Truffert, C. (2018, April). The Fullwaver systems: distributed network of autonomous devices for deep 3D electrical resistivity and induced polarization survey. In Geophysical Research Abstracts (Vol. 20, No. EGU2018–12569).

Gillot, P. Y., Nativel, P., & Condomines, M. (1990). Géochronologie du Piton de la Fournaise. In Le volcanisme de La Réunion-Monographie (pp. 243-256).

Gillot, P.Y., Lefèvre, J.C. & Nativel, P.E. (1994). Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. Earth and Planetary Science Letters, 122(3-4), 291-302.

Goslin, J. & Philippe, P. (1984). Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. Tectonophysics, 101(3-4), 221-244.

Got, J.L., Peltier, A., Staudacher, T., Kowalski, P. & Boissier, P. (2013). Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(9), 5040-5057. doi.org/10.1002/jgrb.50350

Graham, D., Lupton, J., Albarède, F. & Condomines, M. (1990). Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. Nature, 347(6293), 545-548. doi.org/10.1038/347545a0

Gouhier, M.. & Coppola, D. (2011). Satellite-based evidence for a large hydrothermal system at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Geophysical Research Letters, 38(2). doi.org/10.1029/2010GL046183

H

Hadamard, J. (1902). Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique. Princeton university bulletin, 49-52.

Haurie, J. L. (1987). Géodynamique des cirques de la Réunion: Implications géotechniques et stabilité des versants (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).

Henderson, R G. (1960). A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. Geophysics, 25(3), 569-585. doi:10.1190/1.1438736.

Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. Earth-science reviews, 19(1), 1-50. doi:10.1016/0012-8252(83)90075-2.

Hinze, W. J., Von Frese, R., & Saad, A. H. (2013). Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press.

Huber, P.J. (1992). Robust estimation of a location parameter. In Breakthroughs in statistics: Methodology and distribution (pp. 492-518). New York, NY: Springer New York.

Huber, P. J. (1973). Robust regression: asymptotics, conjectures and Monte Carlo. The annals of statistics, 799-821.

Hulot, G., Finlay, C. C., Constable, C. G., Olsen, N., & Mandea, M. (2010). The magnetic field of planet Earth. Space science reviews, 152(1), 159-222. doi.org/10.1007/s11214-010-9644-0

I

Ishido, T. (2004). Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. Geophysical Research Letters, 31(15). doi.org/10.1029/2004GL020409

J

Johnston, M.J. (2007). Volcano-electromagnetic effects. In Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism (pp. 984-987). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_315

Join, J.L., Folio, J.L. & Robineau, B. (2005). Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147(1-2), 187-201. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.03.013.

K

Kaneoka, I., Takaoka, N. & Upton, B.G.J. (1986). Noble gas systematics in basalts and a dunite nodule from Reunion and Grand Comore Islands, Indian Ocean. Chemical Geology: Isotope Geoscience section, 59, 35-42. doi:10.1016/0168-9622(86)90055-2.

Kaouane, C., Saussaye, L., Fargier, Y. & Lopes, S.P. (2018). Induced Polarization for monitoring cut-off walls: a first approach. In JNGG 2018 (Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur).

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). An introduction to geophysical exploration (Vol. 4). John Wiley & Sons.

Kelfoun, K., Giachetti, T., & Labazuy, P. (2010). Landslide-generated tsunamis at Réunion Island. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 115(F4). doi.org/10.1029/2009JF001381

Keller, G.V., Frischknecht, F.C. & Cullen, A.L. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting (Vol. 8, No. 9). Oxford: Pergamon press.

Kellogg, O.D. (1953). Foundations of Potential Theory Dover Publications. *New York*.

L

Labazuy, P. (1991). Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Unpublished Ph. D. thesis, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 260.

Labazuy, P. (1996). Recurrent Landslides Events on the Submarine Flank of Piton de La Fournaise Volcano (Reunion Island). Geological Society, London, Special Publications 110(1):295-306. doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.23.

Lacroix, A. (1936). Le volcan actif de l'île de La Réunion et ses produits. Gauthier Villars (ed) Paris, 297 p.

Lacroix, A. (1938). Le volcan actif de l'île de La Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore. Gauthier Villars (ed) Paris, 57 p.

Lambert, M. (2003). Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques, (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

Lanczos, C. (1996). Linear differential operators. Society for Industrial and Applied Mathematics.

Lanza, R., & Meloni, A. (2006). The Earth's magnetism: An introduction for geologists. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Larmor, J. (1979). How could a rotating body such as the Sun become a magnet?. In A Source Book in Astronomy and Astrophysics, 1900–1975 (pp. 106-107). Harvard University Press.

Larmor, J. & Joseph, S. (1919). Possible rotational origin of magnetic fields of Sun and Earth. Elec. Rev, 85, 412.

Lenat, 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 12(3-4), 361-392. doi:10.1016/0377-0273(82)90035-X.

Lénat, J.F. (1987). Structure et Dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) (Doctoral dissertation, Clermont-Ferrand 2).

Lénat, J.F. & Bachèlery, P. (1990). Structure profonde de l'Ile de La Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. In Le volcanisme de La Réunion-Monographie (pp. 257-296).

Lénat, J. F. & Labazuy, P. (1990). Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. In *Le volcanisme de la Réunion-Monographie* (pp. 43-74).

Lénat, J.F., Fitterman, D., Jackson, D.B. & Labazuy, P. (2000). Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). Bulletin of volcanology, 62(2), 75-89. doi:10.1007/s004459900058.

Lénat, J.F., Gibert-Malengreau, B. & Galdéano, A. (2001a). A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B5), 8645-8663. doi:10.1029/2000JB900448.

Lenat, J. F., Bachelery, P., & Desmulier, F. (2001). Genese du champ de lave de l'Enclos Fouque; une eruption d'envergure exceptionnelle du Piton de la Fournaise (Réunion) au 18 e siecle. Bulletin de la Société Géologique de France, 172(2), 177-188. doi.org/10.2113/172.2.177

Lénat, J.F., Merle, O. & Lespagnol, L. (2009). La Réunion: An example of channeled hot spot plume. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 1-13. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.001.

Lénat, J.-F., Bachèlery, P. & Merle, O. (2012). Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). Bulletin of volcanology, 74(9), 1945-1961. doi:10.1007/s00445-012-0640-y.

Lénat, J.-F. (2015). Construction of La Réunion. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala (pp. 31-44). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_3

Lengline, O., Duputel, Z. & Ferrazzini, V. (2016). Uncovering the hidden signature of a magmatic recharge at Piton de la Fournaise volcano using small earthquakes. Geophysical Research Letters, 43(9), 4255-4262. doi:10.1002/2016GL068383.

Lesparre, N., Grychtol, B., Gibert, D., Komorowski, J. C., & Adler, A. (2014). Cross-section electrical resistance tomography of La Soufrière of Guadeloupe lava dome. Geophysical Journal International, 197(3), 1516-1526. doi:10.1093/gji/ggu104.

Lesquer, A. (1990). Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. In Le volcanisme de la Réunion-Monographie (pp. 43-74).

Letourneur, L., Peltier, A., Staudacher, T. & Gudmundsson, A. (2008). The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: The example of Piton de la Fournaise (Réunion Island). J. Volcanol. Geotherm. Res. 173, 289–302. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.018

Levenberg, K. (1944). A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares. Quarterly of Applied Mathematics 2(2):164-68. doi:10.1090/qam/10666.

Levieux, G. (2004). Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 65 pp.

Lindgren, W. (1933). Mineral Deposits, 4th edn. McGraw-Hill, New York, USA, 930 pp.

Li, X. (2006). Understanding 3D Analytic Signal Amplitude. Geophysics 71(2):L13-16. doi:10.1190/1.2184367.

Loke, M.H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.

Loke, M.H., & Barker, R.D. (1996). Rapid Least-squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections by a quasi-Newton Method. Geophysical Prospecting 44(1):131-52. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.

Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion1. Geophysical prospecting, 44(3), 499-523.

Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. 2nd ed. Cambridge ; New York: Cambridge University Press.

M

MacDonald, G.A. (1972). Volcanoes. A discussion of volcanoes, volcanic products, and volcanic phenomena. Prentice-Hall Inc Englewood Cliffs, New Jersey, 510 pp. Geological Magazine.

Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Khan, W., Gnos, E. & McCormick, G.R. (2002). Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters*, *203*(1), 295-310. doi:10.1016/S0012-821X(02)00840-3.

Malengreau, B., Lénat, J.-F. & Bonneville, A. (1994). Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. Bull. Soc. Géol. Fr, 165(3), 221-232.

Malengreau, B. (1995). Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand)

Malengreau, B., Lénat, J. F., & Froger, J. L. (1999). Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88(3), 131-146. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/S0377-0273(98)00114-0

Manthilake, G. (2024). Mesures en Laboratoire de la conductivité électrique et applications aux intérieurs planétaires. Structure et dynamique de l'intérieur de la Terre 2 composition et structure du manteau terrestre. Iste editions. p. 269-298.

Marquardt, D.W. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics 11(2):431-41. doi:10.1137/0111030.

Marshall, D.J. & Madden, T.R. (1959). Induced polarization, a study of its causes. Geophysics 24(4):790-816. doi:10.1190/1.1438659.

Martelet, G., Reninger, P.-A., Perrin J. & Deparis, J. (2014). Acquisition géophysique héliportée de l'île de la Réunion. BRGM/RP-63818-FR, Rapport final, 90 p., 28 fig., 21 tab., 5 ann.

Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. & Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. Earth-Science Reviews, 57(1-2), 1-35. doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.

Mauri, G., Saracco, G., Labazuy, P. & Williams-Jones, G. (2018). Correlating hydrothermal system dynamics and eruptive activity–A case-study of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 363, 23-39.doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.08.009.

Mazzini, A., Carrier, A., Sciarra, A., Fischanger, F., Winarto-Putro, A., & Lupi, M. (2021). 3D deep electrical resistivity tomography of the Lusi eruption site in East Java. Geophysical Research Letters, 48(18), e2021GL092632. doi:10.1029/2021GL092632.

McDougall, I. (1971). The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 35(3), 261-288.

Meng, H., Ye, Y., Yang, C. & Dong, D. (2023). Study on Rock-Electric Characteristics of Cracked Porous Rocks by the Novel Multifactor Conductivity Model. ACS omega, 8(36), 32615-32622.doi:10.1021/acsomega.3c03193.

Merle, O. & Lénat, J. F. (2003). Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B3). doi:10.1029/2002JB002014.

Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. & Smietana, M. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(1-2), 131-142. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.11.001.

Meskó, A. (1965). Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. Geophysical Prospecting 13(3):475-88. doi:10.1111/j.1365-2478.1965.tb01944.x.

Michel, S. & Zlotnicki, J. (1998). Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B8), 17845-17857. doi.org/10.1029/98JB00607

Michon, L., Di Muro, A., Villeneuve, N., Saint-Marc, C., Fadda, P. & Manta, F. (2013). Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island): A historical and geological review. Journal of volcanology and geothermal research, 264, 117-133. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.06.012.

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N. & Famin, V. (2015). Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna?. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303, 112-129. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031.

Michon, L., Ferrazzini, V. & Di Muro, A. (2015). Magma paths at Piton de la Fournaise volcano. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala (pp. 91-106). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_7

Michon, L., Lénat, J. F., Bachèlery, P. & Di Muro, A. (2015). Geology and morphostructural evolution of Piton de la Fournaise. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala (pp. 45-59). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_4

Michon, L. & Saint-Ange, F. (2008). Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B3). doi:10.1029/2005JB004118.

Michon, L., Saint-Ange, F., Bachelery, P., Villeneuve, N. & Staudacher, T. (2007). Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B4). doi:10.1029/2006JB004598.

Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P. & Marti, J. (2007). April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. Geophysical Research Letters, 34(21). doi:10.1029/2007GL031248.

Mitchell, N.C. (2001). Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B2), 1987-2003. doi:10.1029/2000JB900263.

Morandi, A., Di Muro, A., Principe, C., Michon, L., Leroi, G., Norelli, F., & Bachèlery, P. (2015). Pre-historic (< 5 kiloyear) explosive activity at Piton de la Fournaise volcano. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala (pp. 107-138). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_8

Morelli, G. & LaBrecque, D.J. (1996). Advances in ERT inverse modelling. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 1(2), 171-186.

Morgan, W.J. (1981). 13. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. The oceanic lithosphere, 7, 443.

Mouginis-Mark, P.J., Crisp, J.A. & Fink, J.H. (2000). Remote sensing of active volcanism. Geophysical Monograph Series, 116. pp. 223-247, AGU, Washington, D. C.

N

Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., ... & Ruder, M.E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70(6), 33ND-61ND. doi:10.1190/1.2133784.

Nabighian, M.N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37(3), 507-517. doi:10.1190/1.1440276.

Nabighian, M.N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics, 39(1), 85-92. doi:10.1190/1.1440416.

Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.C. & Sapin, M. (1996). Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70(3-4), 123-143. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/0377-0273(95)00042-9

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 and Planetary Science Letters, 244(3-4), 709-724. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.020.

Nono, F., Gibert, B., Parat, F., Loggia, D., Cichy, S.B. & Violay, M. (2020). Electrical conductivity of Icelandic deep geothermal reservoirs up to supercritical conditions: Insight from laboratory experiments. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 391, 106364. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.04.021.

O

Oehler, J.F. (2005). Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Ile de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II).

Oehler, J. F., Lénat, J. F. & Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. Bulletin of Volcanology, 70(6), 717-742. doi:10.1007/s00445-007-0163-0.

Oldenburg, D.W. & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, 64(2), 403-416. doi:10.1190/1.1444545.

Olsen, N., Lühr, H., Sabaka, T.J., Mandea, M., Rother, M., Tøffner-Clausen, L. & Choi, S. (2006). CHAOS—a model of the Earth's magnetic field derived from CHAMP, Ørsted, and SAC-C magnetic satellite data. Geophysical Journal International, 166(1), 67-75.

Ort, M.H., Di Muro, A., Michon, L. & Bachèlery, P. (2016). Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe Tephra of Piton de La Fournaise (La Réunion Island). Bulletin of Volcanology, 78(1), 5. doi:10.1007/s00445-015-0998-8.

P

Pánek, T., Šilhán, K., Tábořík, P., Hradecký, J., Smolková, V., Lenart, J., ... & Pazdur, A. (2011). Catastrophic slope failure and its origins: Case of the May 2010 Girová Mountain long-runout

rockslide (Czech Republic). Geomorphology, 130(3-4), 352-364. doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.020.

Peltier, A. (2007). Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion) à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales (Doctoral dissertation, Université de la Réunion).

Peltier, A., Bachèlery, P., & Staudacher, T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 93-108. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008.

Peltier, A., Staudacher, T., & Bachèlery, P. (2010). New behaviour of the Piton de La Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island) deduced from GPS data: Influence of the 2007 Dolomieu caldera collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192(1-2), 48-56. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.02.007.

Peltier, A., Massin, F., Bachèlery, P., & Finizola, A. (2012). Internal structure and building of basaltic shield volcanoes: the example of the Piton de La Fournaise terminal cone (La Réunion). Bulletin of volcanology, 74(8), 1881-1897. doi:10.1007/s00445-012-0636-7.

Peltier, A., Got, J.L., Villeneuve, N., Boissier, P., Staudacher, T., Ferrazzini, V. & Walpersdorf, A. (2015). Long-term mass transfer at Piton de la Fournaise volcano evidenced by strain distribution derived from GNSS network. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(3), 1874-1889. doi.org/10.1002/2014JB011738

Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Testud, S., Hassen Ali, T., Boissier, P., & Catherine, P. (2018). Changes in the long-term geophysical eruptive precursors at Piton de la Fournaise: Implications for the response management. Frontiers in Earth Science, 6, 104. doi:10.3389/feart.2018.00104.

Peters, L.J. (1949). The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. Geophysics 14(3):290-320. doi:10.1190/1.1437537.

Peterson, D.W. & Moore, R.B. (1987). Geologic history and evolution of geologic concepts. Island of Hawaii, 1350, 149-89.

Pirajno, F. (2009). Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science & Business Media.

Portal, A., Labazuy, P., Lénat, J.F., Béné, S., Boivin, P., Busato, E., ... & Vulpescu, B. (2013). Inner structure of the puy de dôme volcano: cross-comparison of geophysical models (ert, gravimetry, muon imaging). Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems, 2(1), 47-54. doi.org/10.5194/gi-2-47-2013

Portal, A., Fargier, Y., Labazuy, P., Lénat, J. F., Boivin, P., & Miallier, D. (2019). 3D electrical imaging of the inner structure of a complex lava dome, Puy de Dôme volcano (French Massif Central, France). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 373, 97-107. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.019

Pozzi, J. P., Le Mouël, J. L., Rossignol, J. C., & Zlotnicki, J. (1979). Magnetic observations made on La Soufrière Volcano (Guadeloupe) during the 1976–1977 crisis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5(3-4), 217-237. doi:10.1016/0377-0273(79)90017-9.

Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J. L., & Ferrazzini, V. (2009). P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 49-62. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.009.

Q

Quidelleur, X., Holt, J. W., Salvany, T., & Bouquerel, H. (2010). New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma. Geophysical Journal International, 182(2), 699-710. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.

R

Rançon, J.P., Lerebour, P. & Augé, T. (1989). The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and

volcanostructural implications. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 36(1-3), 113-127. https://doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/0377-0273(89)90008-5

Razafindratsima, S., & Lataste, J. F. (2014). Estimation of the error made in Pole–Dipole Electrical Resistivity Tomography depending on the location of the remote electrode: Modeling and field study. Journal of Applied Geophysics, 100, 44-57. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.10.008.

Reid, S. (1996). Operational use of the Pioneer unmanned aerial vehicle (UAV) system. In Airborne Reconnaissance XX (Vol. 2829, pp. 123-130). SPIE.

Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., Saint Sauveur, M.D.R., Coltice, N. & Leroy, S. (2021). Éléments de géologie-17e éd. Dunod.

Revil, A., Finizola, A., Sortino, F. & Ripepe, M. (2004). Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy: implications for ground water flow and paroxysmal activity. Geophysical Journal International, 157(1), 426-440. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02181.x.

Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., ... & 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. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B7). doi.org/10.1029/2007JB005394

Revil, A., Johnson, T.C. & Finizola, A. (2010). Three-dimensional resistivity tomography of Vulcan's forge, Vulcano Island, southern Italy. Geophysical Research Letters, 37(15). doi.org/10.1029/2010GL043983

Reynolds, J.M. (2011). An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons.

Robain, H., Albouy, Y., Dabas, M., Descloitres, M., Camerlynck, C., Mechler, P. & Tabbagh, A. (1999). The location of infinite electrodes in pole–pole electrical surveys: consequences for 2D imaging. Journal of Applied Geophysics, 41(4), 313-333. doi:10.1016/S0926-9851(99)00010-5.

Robineau, B., Ritz, M., Courteaud, M. & Descloitres, M. (1997). Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brulé coastal area of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. Groundwater, 35(4), 585-592. doi:10.1111/j.1745-6584.1997.tb00123.x.

Roche, A. (1976). Paléomagnétisme. Dans: Coulomb et Jobert, Masson (Ed), Traité de géophysique interne. Tome 2-Magnétisme et géodynamique, pp. 107-128.

Roest, W. R., Verhoef, J., & Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, *57*(1), 116-125. doi:10.1190/1.1443174.

Rothé, E. (1904). Sur la polarisation des électrodes. Journal de Physique Théorique et Appliquée 3(1):661-95. doi:10.1051/jphystap:019040030066100.

Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V., & Di Muro, A. (2012). A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 241-242:78-104. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012.

Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., & Lénat, J. F. (1989). Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), 37-52. doi:10.1016/0377-0273(89)90004-8.

Roy, A. & Apparao, A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. Geophysics, *36*(5), 943-959.

S

Saracco, G., Labazuy, P. & Moreau, F. (2004). Localization of self-potential sources in volcano-electric effect with complex continuous wavelet transform and electrical tomography methods for an active volcano. Geophysical Research Letters, 31(12). doi.org/10.1029/2004GL019554

Schlich, R. (1982). The Indian Ocean: Aseismic Ridges, Spreading Centers, and Oceanic Basins. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (eds) The Ocean Basins and Margins. Springer, Boston, MA. doi.org/10.1007/978-1-4615-8038-6_2

Schnegg, P.A. (1997). Electrical structure of Plaine des Sables caldera, Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Annals of Geophysics, 40(2).

Seigel, H., Nabighian, M., Parasnis, D. S., & Vozoff, K. (2007). The early history of the induced polarization method. The Leading Edge, 26(3), 312-321. doi:10.1190/1.2715054.

Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, *35*(2), 293-302. doi:10.1190/1.1440092.

Spitzer, K. (1995). A 3-D Finite-Difference Algorithm for DC Resistivity Modelling Using Conjugate Gradient Methods. Geophysical Journal International 123(3):903-14. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb06897.x.

Staudacher, T. & Allègre, C.J. (1993). Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced3He and21Ne. Earth and Planetary Science Letters, 119(3), 395-404. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/0012-821X(93)90147-2

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., ... & Massin, F. (2009). The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 126-137. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.005.

Staudacher, T. (2010). Field observations of the 2008 summit eruption at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) and implications for the 2007 Dolomieu collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 191(1-2), 60-68.

Swain, C.J. (1976). A FORTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. Computers & Geosciences, 1(4), 231-240. doi-org.ezproxy.uca.fr/10.1016/0098-3004(76)90071-6

T

Talwani, M. & Heirtzler, J. R. (1964). Computation of Magnetic Anomalies Caused by Two Dimensional Bodies of Arbitrary Shape. In G. A. Parks (Ed.), Computers in the Mineral Industries, Part 1 (pp. 464-480). Stanford Univ. Publ., Geological Sciences 9.

Tanaka, A., Okubo, Y. & Matsubayashi, O. (1999). Curie Point Depth Based on Spectrum Analysis of the Magnetic Anomaly Data in East and Southeast Asia. Tectonophysics 306(3-4):461-70. doi:10.1016/S0040-1951(99)00072-4.

Telford, W.M., Geldart, L P. & Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics. Cambridge university press.

Thebault, E. & Gailler, L.S. (2023). A Quick-Look Software for In Situ Magnetic Field Modeling from Onboard Unmanned Aircraft Vehicles (UAVs) Measurements. Remote Sensing 15(18):4549. doi:10.3390/rs15184549.

Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K.A., Langlais, B. & Sabaka, T.J. (2010). The magnetic field of the Earth's lithosphere. Space science reviews, *155*(1), 95-127.

Thébault, E., Gailler, L. S., Oehler, J. F., & Rouxel, D. (2023). Modélisation du champ MAGnétique principal par Inversion de données d'OBServatoires (MAGIOBS): Etat de l'art (Doctoral dissertation, Laboratoire Magmas et Volcans, Campus universitaire des Cézeaux, 6 avenue Blaise Pascal, 63170 Aubière).

Tibaldi, A. (2015). Structure of Volcano Plumbing Systems: A Review of Multi-Parametric Effects. Journal of Volcanology and Geothermal Research 298:85-135. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.023.

Tikhonov, A.N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Sov Dok*, *4*, 1035-1038.

Tikhonov, A N. & Arsenin, V.Y. (1977). Solutions of ill-posed problems. New York (N.Y.): Wiley (V. H. Winston & Sons), Scripta Series in Mathematics, xiii + 258 p.

Tridon, M., Cayol, V., Froger, J. L., Augier, A., & Bachèlery, P. (2016). Inversion of coeval shear and normal stress of Piton de la Fournaise flank displacement. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *121*(11), 7846-7866. doi:10.1002/2016JB013330.

Tsekhmistrenko, M., Sigloch, K., Hosseini, K. & Barruol, G. (2021). A tree of Indo-African mantle plumes imaged by seismic tomography. *Nature Geoscience*, *14*(8), 612-619. doi:10.1038/s41561-021-00762-9.

U

Urai, M., Geshi, N. & Staudacher, T. (2007). Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. Geophysical Research Letters, 34(22). doi:10.1029/2007GL031551.

V

Valet, J. P., Bassinot, F., Simon, Q., Savranskaia, T., Thouveny, N., Bourlés, D. L. & Villedieu, A. (2019). Constraining the age of the last geomagnetic reversal from geochemical and magnetic analyses of Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sediments. Earth and Planetary Science Letters, 506, 323-331. doi:10.1016/j.epsl.2018.11.012.

Varfinezhad, R., Oskooi, B. & Fedi, M. (2020). Joint inversion of DC resistivity and magnetic data, constrained by cross gradients, compactness and depth weighting. Pure and Applied Geophysics, 177(9), 4325-4343. doi.org/10.1007/s00024-020-02457-5

Ville, J. (1948). Theorie et application dela notion de signal analysis. Câbles et transmissions, *2*(1), 61-74.

Villeneuve, N. & Bachèlery, P. (2006). Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés. Cybergeo. doi:10.4000/cybergeo.2536.

Vlastélic, I., Di Muro, A., Bachèlery, P., Gurioli, L., Auclair, D. & Gannoun, A. (2018). Control of source fertility on the eruptive activity of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Scientific reports, 8(1), 14478. doi:10.1038/s41598-018-32809-0.

W

Walker, G.P.L. (1986). Koolau Dike Complex, Oahu: Intensity and Origin of a Sheeted-Dike Complex High in a Hawaiian Volcanic Edifice. *Geology* 14(4):310. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<310:KDCOIA>2.0.CO;2.

Walter, T.R. & Troll, V.R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 127(1-2), 107-120.doi:10.1016/S0377-0273(03)00181-1.

X

Xie, T., Ye, Q. & Lu, J. (2020). Electrical resistivity of three-phase cracked rock-soil medium and its anisotropic changes caused by crack changes. Geomatics, Natural Hazards and Risk, 11(1), 1599-1618. doi:10.1080/19475705.2020.1801527.

Z

Zhdanov, M.S. & Keller, G.V. (1994). The geoelectrical methods in geophysical exploration. Methods in geochemistry and geophysics, 31, I-IX.

Zhdanov, M.S. (2002). Geophysical inverse theory and regularization problems (Vol. 36). Elsevier.

Zhang, J., Mackie, R. L. & Madden, T. R. (1995). 3-D resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients. Geophysics, 60(5), 1313-1325. doi:10.1190/1.1443868.

Zlotnicki, J. & Le Mouel, J.L. (1988). Volcanomagnetic Effects Observed on Piton de La Fournaise Volcano (Réunion Island): 1985–1987. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 93(B8):9157-71. doi:10.1029/JB093iB08p09157.

Zlotnicki, J. & Le Mouél, J.L. (1990). Possible Electrokinetic Origin of Large Magnetic Variations at La Fournaise Volcano. Nature 343(6259):633-36. doi:10.1038/343633a0.

Zlotnicki, J., Le Mouel, J. L., Delmond, J. C., Pambrun, C. & Delorme, H. (1993). Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions. Journal of volcanology and geothermal research, 56(3), 281-296. doi:10.1016/0377-0273(93)90021-I.

Annexes

Annexes 1 : Listes des éruptions volcaniques au Piton de la Fournaise

Manifestations éruptives connues de la période actuelle (<5500 ans) du Piton de La Fournaise, mis à jour et modifié d'après Lacroix, 1936 ; Villeneuve, 2006 ; Peltier et al., 2009 ; Roult, 2012 ; Michon, 2016 ; Peltier, 2018 ; OVPF-IPGP

Lacroix, A., 1936. Le volcan actif de la Réunion et ses produits, Paris, 295 pp.

Villeneuve, Nicolas, et Patrick Bachèlery. 2006. « Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés ». Cybergeo. doi: 10.4000/cybergeo.2536.

Peltier A, Bachèlery P, Staudacher T (2009) Magma transport and storage at Piton de la Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. J Volcanol Geoth Res 184(1–2):93–108. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008. 12.008

Roult G, Peltier A, Taisne B, Staudacher T, Ferrazzini V, Di Muro A, team TO, (2012) A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. J Volcanol Geoth Res 241–242: 78–104. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012

Peltier, Aline, Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Testud, S., Hassen Ali, T., Boissier, P., & Catherine, P. (2018). Changes in the Long-Term Geophysical Eruptive Precursors at Piton de la Fournaise: Implications for the Response Management. Frontiers in Earth Science, 6. https://doi.org/10.3389/feart.2018.00104

Michon, Laurent, Valérie Ferrazzini, et Andrea Di Muro. 2016. « Magma Paths at Piton de La Fournaise Volcano ». P. 91-106 in Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean, Active Volcanoes of the World, édité par P. Bachelery, J.-F. Lenat, A. Di Muro, et L. Michon. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Durée de l'éruption		Type d'éruption	Localisation	Volume	Elévation (m)	Fissures éruptives		Manifestation de surface
Début	Fin			(10^6 m^3)		Latitude	Longitude	
5 465 BP	2 971 BP	Distale	Plaine des Sables, Enclos Fouqué W	-	-	-	-	Explosion phréatique
381		Distale	Plaine des Sables, Piton Chisny	-	2318	-21.230750	55.662500	Fontaine de lave
1708		Distale	Hors Enclos, RZNE	-	-	-	-	effusive
1759		Sommitale	Cône Central	-	-	-	-	Explosion phréatique
1774		Distale	Hors Enclos, RZSE	-	-	-	-	effusive
1776		Distale	Hors Enclos, RZSE	-	-	-	-	effusive
1791		Sommitale	Cône Central	-	-	-	-	Explosion phréatique
1800		Distale	Hors Enclos, RZSE	-	-	-	-	effusive
1812		Sommitale	Cône Central	-	-	-	-	Explosion phréatique
01/01/1860	31/03/1860	Sommitale	Cône Central	-	2592	-21.243406	55.706064	Explosion phréatique
pre-1874		Sommitale	Bory	-	2585	-21.244136	55.708006	Activité strombolienne
1931		-	-	130	-	-	-	explosive / effusive
09/06/1972	11/06/1972	Sommitale	Hors Enclos	0.27	2540 - 2200	-	-	explosive / effusive
25/07/1972	17/08/1972	Distale	Flanc ENE	2.9	2200 - 1760	-	-	explosive / effusive
07/09/1972	26/09/1972	Sommitale	Flanc N	4	2150 - 2100	-	-	explosive / effusive
10/10/1972	10/12/1972	Distale	Flanc SSE	9.3	1800	-	-	explosive / effusive
10/05/1973	28/05/1973	Sommitale	Dolomieu W	1.6	2380	-	-	explosive / effusive
01/01/1874	31/12/1874	Sommitale	Bory	-	2585	-21.244136	55.708006	Activitée strombolienne
04/11/1975	18/11/1975	Sommitale	Dolomieu	1.4	2380	-	-	explosive / effusive
18/12/1975	25/01/1976	Sommitale	Dolomieu + Flanc ESE	0.03	2350 - 2220	-	-	explosive / effusive
12/01/1976	06/04/1976	Distale	Flanc SSE	11.6	1490	-	-	explosive / effusive
02/11/1976	03/11/1976	Sommitale	Flanc N	0.46	2250	-	-	explosive / effusive
24/03/1977	24/03/1977	Distale	Flanc SSE	0.06	2500 - 2000	-	-	explosive / effusive
05/04/1977	16/04/1977	Distale	Dolomieu + Flanc N + hors Enclos RZNE	20	1900 - 500	-	-	explosive / effusive
24/10/1977	17/11/1977	Sommitale	Flanc Est	23	2180 - 1920	-	-	explosive / effusive
28/05/1979	29/05/1979	Sommitale	Flanc SSE	0.2	2100	-	-	explosive / effusive
13/07/1979	14/07/1979	Sommitale	Flanc N et S	0.3	-	-	-	explosive / effusive
03/02/1981	24/02/1981	Sommitale	Bory + Flanc N	3	2540	-	-	explosive / effusive
24/02/1981	31/03/1981	Sommitale	Flanc SW	4	2400	-	-	explosive / effusive
01/04/1981	05/05/1981	Distale	Flanc NE	5	1900	-	-	explosive / effusive
04/12/1983	18/01/1984	Sommitale	Flanc SW	8	2220 - 2050	-	-	explosive / effusive
18/01/1984	18/02/1984	Sommitale	Flanc SW	9	2280	-	-	explosive / effusive
14/06/1985	15/06/1985	Sommitale	Flanc W	1	2520	-	-	explosive / effusive
05/08/1985	01/09/1985	Sommitale	Flanc N	7	2100	-	-	explosive / effusive
06/09/1985	10/10/1985	Sommitale	Dolomieu + Flanc NE	14	2500 - 2250	-	-	explosive / effusive
01/12/1985	03/12/1985	Sommitale	Flanc S	0.7	2520 - 2400	-	-	explosive / effusive
29/12/1985	07/02/1986	Sommitale	Dolomieu SW	7	2550	-	-	explosive / effusive
19/03/1986	05/04/1986	Distale	Flanc SSE + hors Enclos	13.5	2500 - 30	-	-	explosive / effusive

Durée de l'éruption		Type d'éruption	Localisation	Volume (10^6 m^3)	Elévation (m)	Fissures éruptives		Manifestation de surface
Début	Fin					Latitude	Longitude	
13/07/1986	13/07/1986	Sommitale	Dolomieu E	0.28	2500	-	-	explosive / effusive
12/11/1986	13/11/1986	Sommitale	Dolomieu E	0.27	2500	-	-	explosive / effusive
26/11/1986	27/11/1986	Sommitale	Dolomieu E	0.24	2500	-	-	explosive / effusive
06/12/1986	07/01/1987	Sommitale	Dolomieu W et E	2	2500	-	-	explosive / effusive
07/01/1987	10/02/1987	Distale	Flanc NE	10	-	-	-	explosive / effusive
10/06/1987	29/06/1987	Sommitale	Dolomieu E	1	2500 - 2420	-	-	explosive / effusive
19/07/1987	20/07/1987	Distale	Flanc N et S	1	2050	-	-	explosive / effusive
06/11/1987	08/11/1987	Sommitale	Flanc N	1.6	2280 - 2150	-	-	explosive / effusive
30/11/1987	01/01/1988	Distale	Flanc S	10	2240 - 1900	-	-	explosive / effusive
07/02/1988	02/04/1988	Distale	Flanc S	8	2050	-	-	explosive / effusive
18/05/1988	01/08/1988	Sommitale	Flanc N	7	2300 - 2200	-	-	explosive / effusive
31/08/1988	12/09/1988	Sommitale	Flanc SSW	4	2250	-	-	explosive / effusive
14/12/1988	29/12/1988	Distale	Flanc N	4	2250 - 2100	-	-	explosive / effusive
18/01/1990	19/01/1990	Sommitale	Dolomieu SE + Flanc SE	0.97	2510 - 2450	-	-	explosive / effusive
18/04/1990	08/05/1990	Distale	Flanc SSE	8	1800	-	-	explosive / effusive
19/07/1991	20/07/1991	Sommitale	Dolomieu E	5	2510	-	-	explosive / effusive
27/08/1992	23/09/1992	Sommitale	Dolomieu W + Flanc S	5.5	2530 - 2050	-	-	explosive / effusive
09/03/1998	21/09/1998	Sommitale	Flanc N, Kapor	60	2450 - 2050	-21.228574	55.710158	explosive / effusive
11/03/1998	01/04/1998	Distale	Flanc W, Hudson	1	2200	-	-	explosive / effusive
08/08/1998	15/09/1998	Hors Enclos	Rift zone NE	0.9	1700	-21.190972	55.740047	explosive / effusive
14/08/1998	15/09/1998	Hors Enclos	Rift zone NE	0.75	1590	-21.186634	55.745622	explosive / effusive
19/07/1999	31/07/1999	Sommitale	Dolomieu + Flanc E	1.3	2500 - 2100	-21.232993	55.715361	explosive / effusive
28/09/1999	23/10/1999	Sommitale	Dolomieu + Flanc S, Dupavillon	1.4	2500 - 1850	-21.238318	55.711422	explosive / effusive
13/02/2000	03/03/2000	Sommitale	Flanc N, Piton Célimène	8.2	2450 - 2250	-21.229843	55.708422	explosive / effusive
23/06/2000	30/07/2000	Distale	Flanc ESE, Piton Parvédi	10	2100 - 1820	-21.247064	55.72396	explosive / effusive
12/10/2000	13/11/2000	Sommitale	Flanc SE, Piton Morgabim	9	2260 - 2000	-21.24309	55.720294	explosive / effusive
27/03/2001	04/04/2001	Sommitale	Flanc SSE, Piton Tourkal	4.8	2450 - 1940	-21.239672	55.711324	explosive / effusive
11/06/2001	09/07/2001	Sommitale	Flanc SE, Piton Madoré	9.5	2450 - 1800	-21.240938	55.711621	explosive / effusive
05/01/2002	16/01/2002	Distale	Flanc NE + Plaine des Osmondes	13	1910 - 1070	-21.2049	55.726008	explosive / effusive
16/11/2002	03/12/2002	Sommitale	Flanc E, Piton Guanyin	8	1850 - 1500	-21.253729	55.731294	explosive / effusive
30/05/2003	30/05/2003	Sommitale	Dolomieu WSW, Piton Kaf	0.16	2490	-21.238591	55.711709	explosive / effusive
04/06/2003	09/06/2003	Sommitale	Dolomieu WSW	0.72	2490	-	-	explosive / effusive
12/06/2003	15/06/2003	Sommitale	Dolomieu WSW	0.59	2490	-	-	explosive / effusive
22/06/2003	07/07/2003	Sommitale	Dolomieu WSW	0.69	2490	-	-	explosive / effusive
22/08/2003	27/08/2003	Sommitale	Bory + Flanc N, Piton Payankë	6.2	2590 - 2140	-21.237977	55.708207	explosive / effusive
30/09/2003	01/10/2003	Sommitale	Flanc S	1	2330 - 2195	-21.244465	55.707582	explosive / effusive
07/12/2003	25/12/2003	Sommitale	Dolomieu ESE	1.2	2475	-21.239398	55.715758	explosive / effusive
08/01/2004	08/01/2004	Distale	Plaine des Osmondes	1.9	1500	-21.206064	55.731923	explosive / effusive

Durée de l'éruption		Type d'éruption	Localisation	Volume (10^6 m^3)	Elévation (m)	Fissures éruptives		Manifestation de surface
Début	Fin					Latitude	Longitude	
02/05/2004	18/05/2004	Sommitale	Flanc S	16.9	2525 - 2000	-21.240134	55.708005	explosive / effusive
12/08/2004	16/10/2004	Sommitale	Dolomieu + Flanc E, Piton Kala	20	2540 - 1900	-21.237224	55.719593	explosive / effusive
17/02/2005	26/02/2005	Distale	Plaine des Osmondes	19	1650 - 500	-21.210674	55.728907	explosive / effusive
04/10/2005	17/10/2005	Sommitale	Dolomieu WSW, Piton Kafrine	2	2490	-21.238632	55.712287	explosive / effusive
29/11/2005	29/11/2005	Sommitale	Dolomieu + Flanc N	1	2490 - 2350	-21.23182	55.711893	explosive / effusive
26/12/2005	18/01/2006	Distale	Flanc N + Plaine des Osmondes	20	2025 - 1600	-21.215106	55.719187	explosive / effusive
20/07/2006	14/08/2006	Sommitale	Flanc S, Piton La Paix	2	2300 - 2150	-21.241937	55.705282	explosive / effusive
30/08/2006	01/01/2007	Sommitale	Dolomieu ESE + Flanc E	20	2500	-21.237681	55.717922	explosive / effusive
18/02/2007	19/02/2007	Sommitale	Dolomieu	1	2500	-21.236683	55.719627	explosive / effusive
30/03/2007	31/03/2007	Distale	Flanc SSE	0.6	1950 - 1810	-21.256719	55.727731	explosive / effusive
02/04/2007	01/05/2007	Distale	Flanc SSE, Piton Tremblet	240	700 - 550	-21.268296	55.770433	explosive / effusive
21/09/2008	02/10/2008	Sommitale	Dolomieu	1	2381	-21.235519	55.711418	explosive / effusive
27/11/2008	28/11/2008	Sommitale	Dolomieu	0.1	2381	-21.235519	55.711418	explosive / effusive
14/12/2008	04/02/2009	Sommitale	Dolomieu	1.5	2351	-21.232356	55.715906	explosive / effusive
05/11/2009	06/11/2009	Sommitale	Cône central Flanc SE	0.1	2508	-21.239677	55.716739	explosive / effusive
14/12/2009	15/12/2009	Sommitale	Cône central Flanc Sud	0.16	2512	-21.240592	55.713628	explosive / effusive
02/01/2010	12/01/2010	Sommitale	Dolomieu	1.2	2503	-21.237877	55.709210	explosive / effusive
14/10/2010	31/10/2010	Distale	Flanc Sud	2.7	2013	-21.255103	55.717145	explosive / effusive
09/12/2010	10/12/2010	Sommitale	Cône central Flanc Nord	0.53	2522	-21.230993	55.706524	explosive / effusive
21/06/2014	22/06/2014	Sommitale	Cône central Flanc SE	0.4	2524	-21.249499	55.713684	explosive / effusive
04/02/2015	16/02/2015	Sommitale	Cône central Flanc Est	1.5	2603	-21.244924	55.706128	explosive / effusive
17/05/2015	30/05/2015	Distale	Flanc SE, Piton Kei Aki	3.8	2019	-21.257222	55.725556	explosive / effusive
31/07/2015	02/08/2015	Distale	Flanc Nord	3.2	2144	-21.224972	55.715417	explosive / effusive
24/08/2015	31/10/2015	Distale	Flanc Sud, Piton Kalla et Pélé	35.5	2240	-21.254972	55.704444	explosive / effusive
26/05/2016	27/05/2016	Distale	Flanc SE	0.5	2206	-21.256278	55.703250	explosive / effusive
11/09/2016	18/09/2016	Distale	Flanc Nord, Piton Jacob	5.94	2034	-21.256278	55.703306	explosive / effusive
31/01/2017	27/02/2017	Distale	Flanc SE, PitonTimize	6.3	1883	-21.268722	55.724944	explosive / effusive
13/07/2017	29/08/2017	Distale	Flanc Sud, Piton Delmond	< 10	2305	-21.224271	55.708442	explosive / effusive
03/04/2018	04/04/2018	Distale	Flanc NE	-	1915	-21.268820	55.717880	explosive / effusive
27/04/2018	01/06/2018	Distale	Flanc Sud, Piton Jasmin	-	2151	-21.258600	55.709200	explosive / effusive
13/07/2018	14/07/2018	Distale	Flanc Nord	-	1920	-21.212253	55.723714	explosive / effusive
15/09/2018	01/11/2018	Distale	Flanc Sud, Piton Daniel Honoré	-	2229	-21.253583	55.700833	explosive / effusive
18/02/2019	10/03/2019	Distale	Flanc Est, Piton LO Rwa Kaf et Anne Mousse	-	2330	-21.236960	55.700820	explosive / effusive
11/06/2019	13/06/2019	Sommitale	Cône central Flanc Est	-	2137	-21.261214	55.701658	explosive / effusive
29/07/2019	30/07/2019	Distale	Flanc NO	-	2478	-21.247017	55.718543	explosive / effusive
11/08/2019	15/08/2019	Distale	Flanc S-SE, Piton Louise et Henri Cornu	-	1470	-21.276506	55.749025	explosive / effusive
25/10/2019	27/10/2019	Distale	Flanc S-SE, Piton Fréri	-	1020	-21.282928	55.759815	explosive / effusive
10/02/2020	16/02/2020	Sommitale	Cône central Flanc E-SE, Piton Jacques Picard	-	2313	-21.244677	55.724414	explosive / effusive

Durée de l'éruption		Type d'éruption	Localisation	Volume (10^6 m^3)	Elévation (m)	Fissures éruptives		Manifestation de surface
Début	Fin					Latitude	Longitude	
02/04/2020	06/04/2020	Distale	Flanc Est, Piton Voulvoul	-	1980	-21.241679	55.733015	explosive / effusive
07/12/2020	08/12/2020	Distale	Flanc Ouest	-	2240	-21.252219	55.698302	explosive / effusive
09/04/2021	24/05/2021	Distale	Flanc Sud, Piton Guy Valcourt Picard	-	1960	-21.269386	55.715229	explosive / effusive
21/12/2021	17/01/2022	Distale	Flanc Sud, Piton Karay	-	2135	-21.261515	55.707742	explosive / effusive
19/09/2022	05/10/2022	Distale	Flanc Sud, Piton Tikal	11.6	2221	-21.2562778	55.704861	explosive / effusive
02/07/2023	10/08/2023	Distale	Flanc Est et SE	-	1722	-21.27147	55.737483	explosive / effusive
18/01/2026	20/01/2026	Distale	Flanc N	< 1	2216	-21.228702	55.708795	explosive / effusive

Manifestations éruptives connues de la période actuelle (<5500 ans) du Piton de La Fournaise, mis à jour et modifié d'après Lacroix, 1936 ; Villeneuve, 2006 ; Peltier et al., 2009 ; Roult, 2012 ; Michon, 2016 ; Peltier, 2018 ; OVPF-IPGP

Annexes 2 : Localisation des électrodes d'injections et de réceptions

Nom	Type	Localisation		
		X	Y	Z
I-Fixe	injection	360656.5	7653160.3	2252.9
I-1	injection	364768.3	7651442.3	2246.4
I-2	injection	364812.9	7651324.3	2256.5
I-3	injection	364841.1	7650874.9	2282.3
I-4	injection	364815.8	7650421.7	2300.0
I-6	injection	364962.8	7649975.5	2319.7
I-7	injection	365216.0	7649625.9	2332.6
I-8	injection	365284.0	7649211.5	2235.2
I-9	injection	365736.2	7649083.2	2242.2
I-10	injection	366119.1	7648852.7	2172.9
I-11	injection	366542.9	7648750.6	2129.6
I-12	injection	367005.2	7648735.4	2087.5
I-13	injection	367390.2	7648837.7	2062.2
I-14	injection	367770.8	7649034.2	2055.5
I-23	injection	368125.4	7649275.3	1988.0
I-20	injection	365105.9	7651637.7	2254.8
I-21 (x2)	injection	365548.7	7651833.3	2275.4
I-23	injection	366266.2	7652195.0	2175.9
I-24b	injection	366685.9	7652034.9	2169.8
I-25	injection	367111.0	7652041.1	2117.9
I-26	injection	367499.0	7651770.0	2086.5
I-27	injection	367901.7	7651510.5	2039.1
I-28	injection	368243.6	7651254.5	1994.7
I-29	injection	368502.9	7650935.5	1965.2
I-30	injection	368518.4	7650762.6	1951.7
I-31	injection	368544.3	7650206.8	1917.4
I-32 et 320	injection	368493.3	7649884.1	1944.5
I-33	injection	368122.3	7649978.2	2090.5
I-34	injection	368139.3	7650832.3	2069.0
I-35	injection	366885.7	7651727.3	2236.5
I-36 et 360	injection	365940.9	7652041.0	2216.9
I-37	injection	365286.5	7650108.9	2436.5
I-38	injection	365499.1	7649504.5	2363.5
I-39	injection	366939.9	7648995.5	2171.3
I-40	injection	366905.0	7649077.5	2217.3
I-101	injection	364882.0	7651364.1	2257.7
I-102	injection	365248.5	7651096.2	2337.3
I-103 (x2)	injection	365463.0	7650956.6	2409.4
I-104 (x2)	injection	365637.1	7650813.1	2491.4
I-105	injection	365816.2	7650644.0	2564.8
I-106	injection	365979.0	7650526.4	2597.0
I-107	injection	365976.0	7650525.1	2597.0
I-108	injection	365786.6	7650100.1	2580.8
I-109	injection	365958.9	7650185.0	2583.4
I-110	injection	365795.4	7649903.3	2545.2
I-111	injection	366098.4	7649944.5	2573.8
I-112	injection	366002.1	7649786.4	2517.1
I-113 (x2)	injection	366242.1	7649703.9	2422.2
I-115	injection	366398.5	7649802.4	2522.6
I-116	injection	366592.2	7649765.5	2524.0
I-117	injection	366579.6	7649561.5	2459.7
I-118	injection	366841.9	7649847.9	2518.6
I-120 (x2)	injection	366232.7	7650623.3	2577.0
I-121	injection	366391.3	7650769.4	2548.8
I-122 (x2)	injection	366632.4	7650811.7	2512.0
I-123	injection	366798.8	7650778.6	2514.8
I-124	injection	367050.9	7650659.4	2515.0
I-125	injection	367171.6	7650468.0	2499.9
I-126	injection	367185.5	7650238.3	2478.9
I-127b	injection	367092.0	7649996.6	2472.9
I-129	injection	367379.6	7650506.7	2425.0
I-130	injection	367127.2	7650901.8	2422.8
I-131	injection	366646.1	7651024.0	2452.8
I-132	injection	366160.7	7650835.8	2533.1
I-213	injection	368399.7	7649447.4	1971.1

Tableau Annexe 2.1 : *Localisations des électrodes d'injection lors de la tomographie de résistivité électrique 3D sur le Cône Central.*

Nom		Type	Localisation		
			X	Y	Z
	F546-P1	réception	366840.3	7648914.0	2153.3
546	F546-P2	réception	366847.4	7648860.7	2133.0
	F546-P3	réception	366898.2	7648864.5	2124.1
	F547-P1	réception	366152.2	7649289.5	2339.5
547	F547-P2	réception	366158.2	7649242.6	2320.3
	F547-P3	réception	366207.2	7649246.7	2323.1
	F548-P1	réception	367455.0	7650382.5	2402.4
548	F548-P2	réception	367450.8	7650324.9	2401.4
	F548-P3	réception	367488.4	7650327.3	2388.1
	F549-P1	réception	368020.4	7650199.2	2144.9
549	F549-P2	réception	368037.7	7650148.5	2140.8
	F549-P3	réception	368086.3	7650147.5	2115.2
	F550-P1	réception	368291.2	7650953.3	2020.6
550	F550-P2	réception	368282.5	7650917.8	2020.2
	F550-P3	réception	368331.8	7650917.7	2008.3
	F551-P1	réception	367835.4	7650642.4	2199.3
551	F551-P2	réception	367852.2	7650587.1	2208.4
	F551-P3	réception	367903.2	7650588.6	2178.3
	F552-P1	réception	367595.3	7649810.0	2299.3
552	F552-P2	réception	367589.4	7649764.5	2300.7
	F552-P3	réception	367638.9	7649768.7	2275.8
	F553-P1	réception	368020.8	7649493.1	2086.9
553	F553-P2	réception	368023.3	7649466.4	2072.7
	F553-P3	réception	368084.2	7649457.2	2055.8
	F554-P1	réception	367404.4	7649353.9	2218.8
554	F554-P2	réception	367399.6	7649305.3	2205.8
	F554-P3	réception	367432.7	7649307.7	2211.8
	F591-P1	réception	365581.8	7651602.4	2318.1
591	F591-P2	réception	365583.2	7651545.0	2326.3
	F591-P3	réception	365631.6	7651547.9	2327.3
	F592-P1	réception	365949.9	7651204.4	2409.6
592	F592-P2	réception	365934.6	7651158.1	2427.9
	F592-P3	réception	365984.9	7651160.7	2428.2
	F593-P1	réception	365891.6	7650298.7	2588.9
593	F593-P2	réception	365891.5	7650241.2	2587.4
	F593-P3	réception	365938.9	7650246.0	2584.4
	F594-P1	réception	366138.7	7650652.2	2571.6
594	F594-P2	réception	366138.2	7650595.0	2585.6
	F594-P3	réception	366187.2	7650598.3	2581.7
	F595-P1	réception	366634.6	7650837.7	2504.3
595	F595-P2	réception	366634.8	7650789.1	2519.0
	F595-P3	réception	366692.6	7650791.8	2514.0
	F596-P1	réception	367137.3	7650603.1	2501.6
596	F596-P2	réception	367142.4	7650552.7	2504.6
	F596-P3	réception	367197.8	7650548.6	2487.1
	F597-P1	réception	366628.1	7651757.9	2249.0
597	F597-P2	réception	366651.4	7651708.6	2258.6
	F597-P3	réception	366700.2	7651713.2	2255.8
	F598-P1	réception	366631.9	7651253.6	2401.8
598	F598-P2	réception	366631.5	7651202.2	2417.8
	F598-P3	réception	366681.3	7651199.6	2418.8
	F599-P1	réception	367334.7	7651059.5	2295.2
599	F599-P2	réception	367333.9	7651012.7	2317.2
	F599-P3	réception	367381.3	7651018.3	2301.5
	F600-P1	réception	367555.6	7651450.3	2126.3
600	F600-P2	réception	367562.7	7651402.4	2131.8
	F600-P3	réception	367616.5	7651403.3	2120.2
	F601-P1	réception	364978.2	7650786.1	2316.7
601	F601-P2	réception	364984.1	7650737.6	2324.4
	F601-P3	réception	365035.9	7650738.5	2332.0
	F602-P1	réception	365085.6	7650106.7	2367.0
602	F602-P2	réception	365101.6	7650060.5	2366.4
	F602-P3	réception	365148.7	7650086.2	2387.4
	F603-P1	réception	365631.6	7650746.5	2501.1
603	F603-P2	réception	365637.2	7650693.3	2512.0
	F603-P3	réception	365686.0	7650697.3	2527.0
	F604-P1	réception	366244.5	7649850.5	2538.1
604	F604-P2	réception	366242.8	7649803.0	2529.2
	F604-P3	réception	366293.5	7649800.3	2524.5
	F605-P1	réception	365709.0	7649801.5	2514.7
605	F605-P2	réception	365716.4	7649753.1	2489.6
	F605-P3	réception	365755.0	7649768.1	2499.1
	F606-P1	réception	365433.2	7649381.7	2304.0
606	F606-P2	réception	365437.4	7649331.6	2291.6
	F606-P3	réception	365479.9	7649328.9	2292.4
	F607-P1	réception	366693.5	7649827.3	2524.4
607	F607-P2	réception	366688.3	7649769.1	2527.9
	F607-P3	réception	366745.4	7649778.4	2522.3
	F608-P1	réception	366798.5	7649358.6	2363.0
608	F608-P2	réception	366797.1	7649308.1	2342.9
	F608-P3	réception	366841.1	7649302.6	2334.6
	F609-P1	réception	367097.8	7650027.5	2477.5
609	F609-P2	réception	367102.1	7649978.0	2469.1
	F609-P3	réception	367159.2	7649983.5	2457.2

Tableau Annexe 2.2 : *Localisations des électrodes de réception lors de la tomographie de résistivité électrique 3D sur le Cône Central.*

Annexes 3 : Distribution 3D des mesures électriques

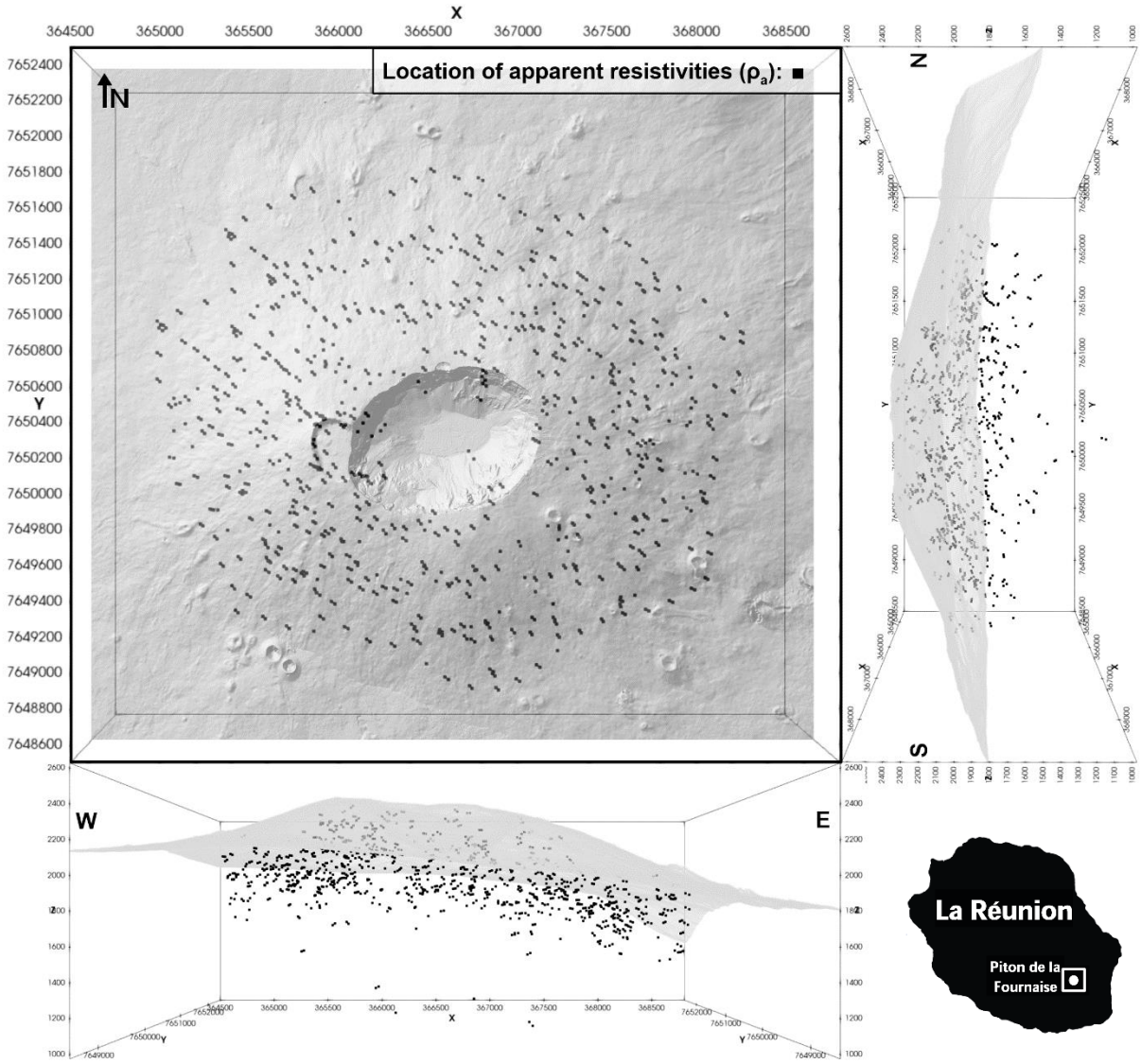


Figure Annexe 3.1 : *Visualisation de la distribution globale des mesures 3D (résistivité apparente, points noirs) dans la zone d'intérêt (i.e. Cône Central).*

Annexes 4 : Cartes magnétiques des zones prospectées par drone

Type of measurements	Area	File
		drone_sensor_dd_mm_yyyy.xls
Mapping	Base Enclos, eruptive fissure july 2019	mavic_2D_quspin_gen1_20_11_2020
	Base Enclos, euptive fissure june 2018	mavic_2D_quspin_gen1_22_11_2020
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_23_11_2020
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_25_11_2020
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_27_11_2020
	Formica	mavic_2D_quspin_gen1_29_11_2020
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_02_12_2020
	Eastern flank, eruptive fissure april 2020	mavic_2D_quspin_gen1_03_12_2020
	Base Enclos	mavic_2D_quspin_gen1_13_11_2021
	Eastern flank, eruptive fissure april 2020	mavic_2D_quspin_gen1_23_11_2021
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_24_11_2021
	Base Enclos, eruptive fissure july 2019	mavic_2D_quspin_gen1_26_11_2021
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_29_11_2021
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_30_11_2021
	Eastern flank, eruptive fissure april 2020	mavic_2D_quspin_gen1_29_04_2022
	Eruptive fissures april 2021, january 2022	mavic_2D_quspin_gen1_01_05_2022
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_04_05_2022
	Eruptive fissure september 2022	mavic_2D_quspin_gen1_25_11_2022
	Dolomieu, AMSL	mavic_2D_quspin_gen1_28_11_2022
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_05_05_2024
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_08_05_2024
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_11_05_2024
	Summit	mavic_2D_quspin_gen1_13_05_2024
Reiterations	Eruptive fissure september 2022	mavic_2D_quspin_gen1_14_05_2024

Tableau Annexe 4.1 : *Compilation de l'ensemble des prospections magnétiques aéroportées par drone effectuées localisées dans la zone d'étude au Piton de la Fournaise.*

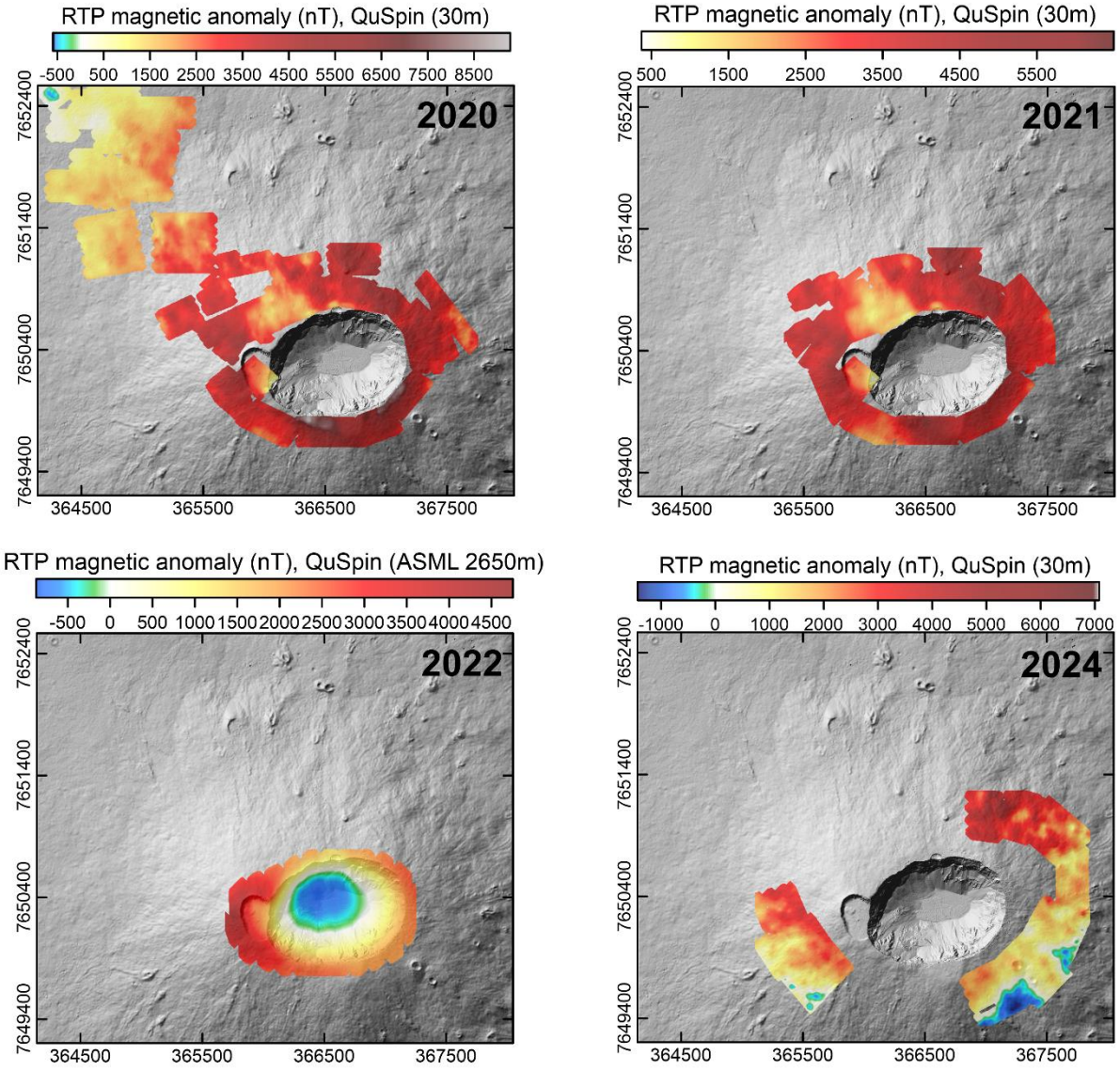


Figure Annexe 4.1 : *Cartes d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Cône Central sur les périodes 2020, 2021, 2022 et 2024*

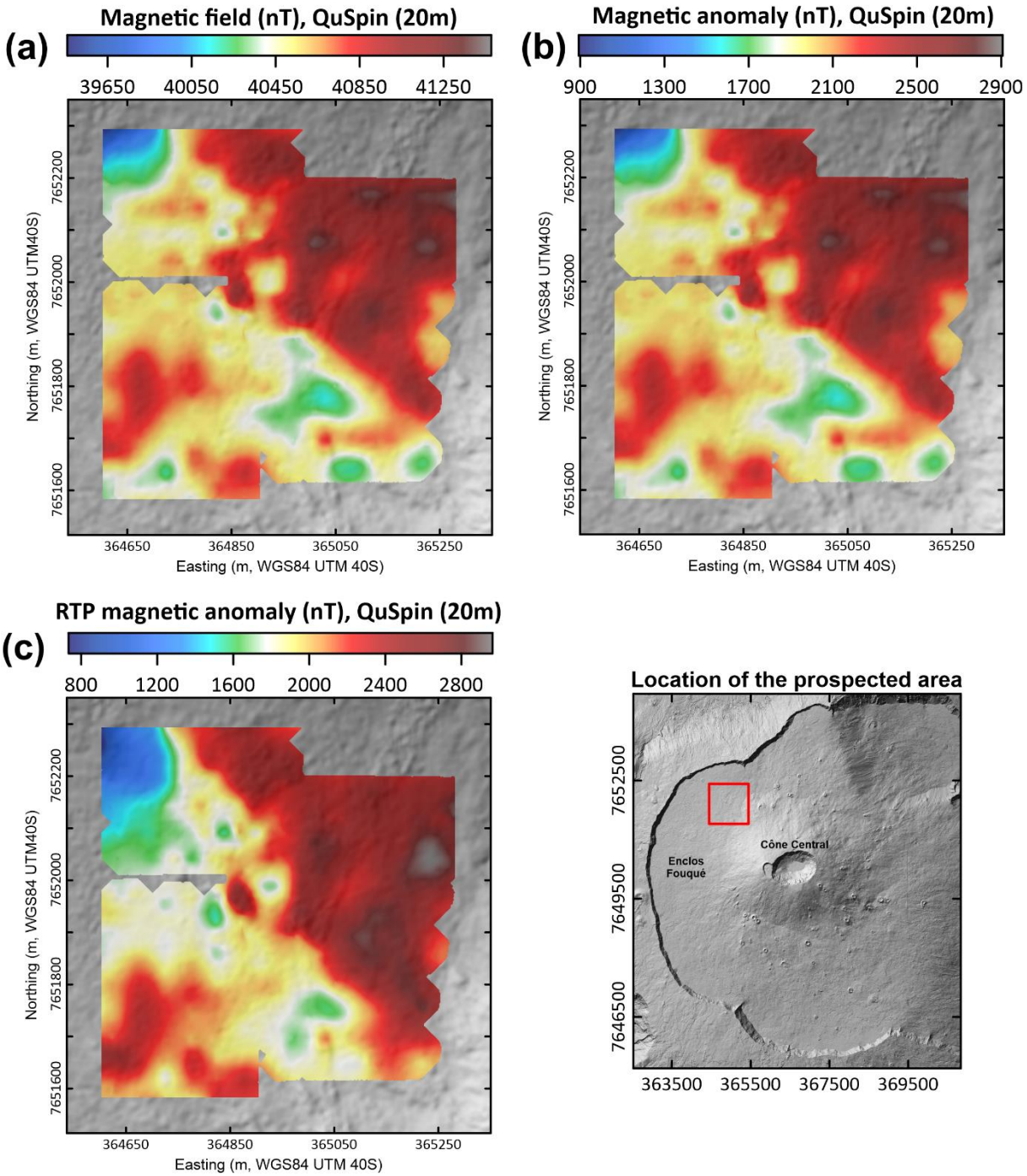


Figure Annexe 4.2 : *Site éruptif de juillet 2019 prospecté en 2020.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

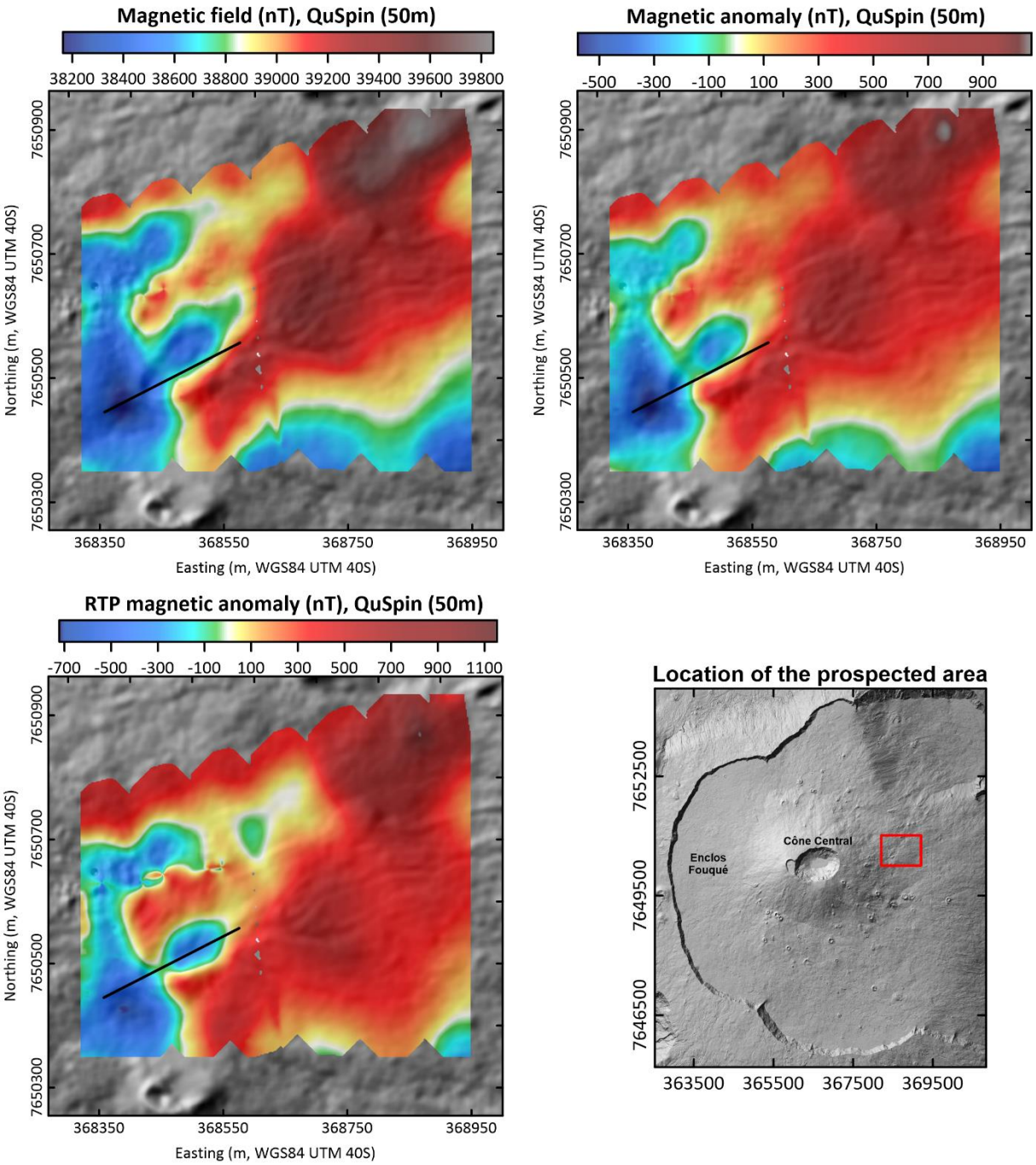


Figure Annexe 4.3 : *Site éruptif d'avril 2020 prospecté en 2022.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

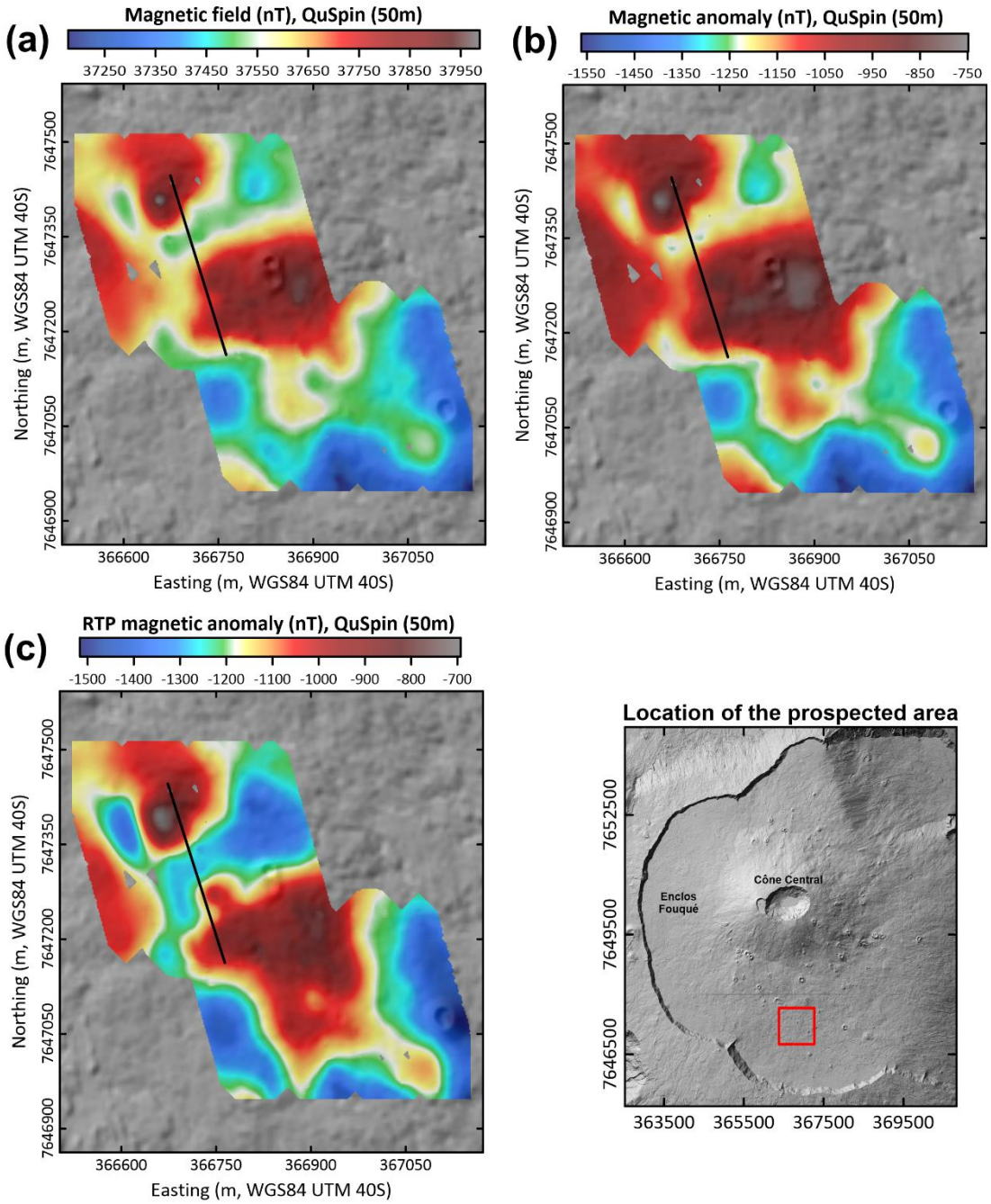


Figure Annexe 4.4 : *Site éruptif d'avril 2021 prospecté en 2022.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

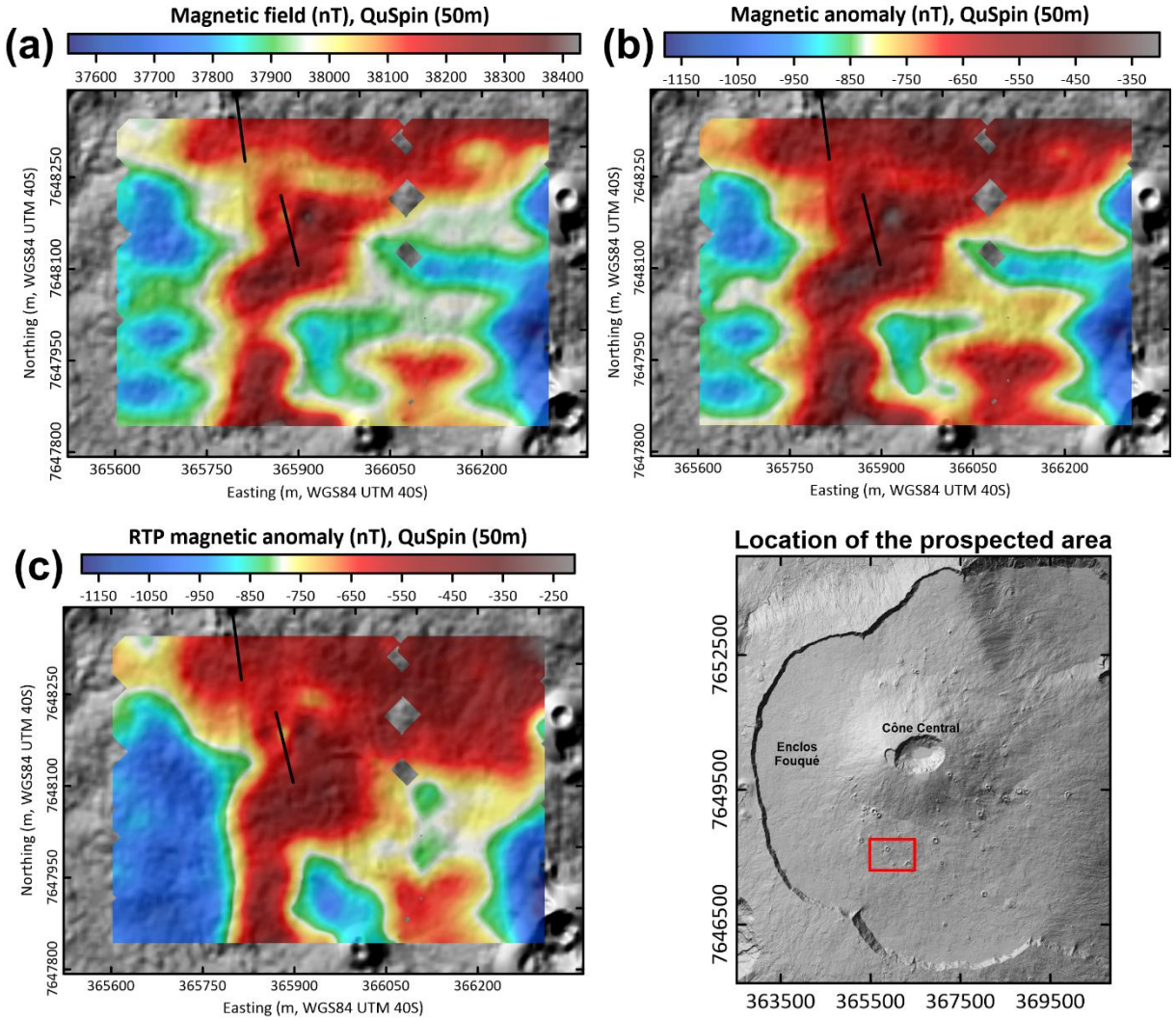


Figure Annexe 4.5 : *Site éruptif de décembre 2021 prospecté en 2022.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

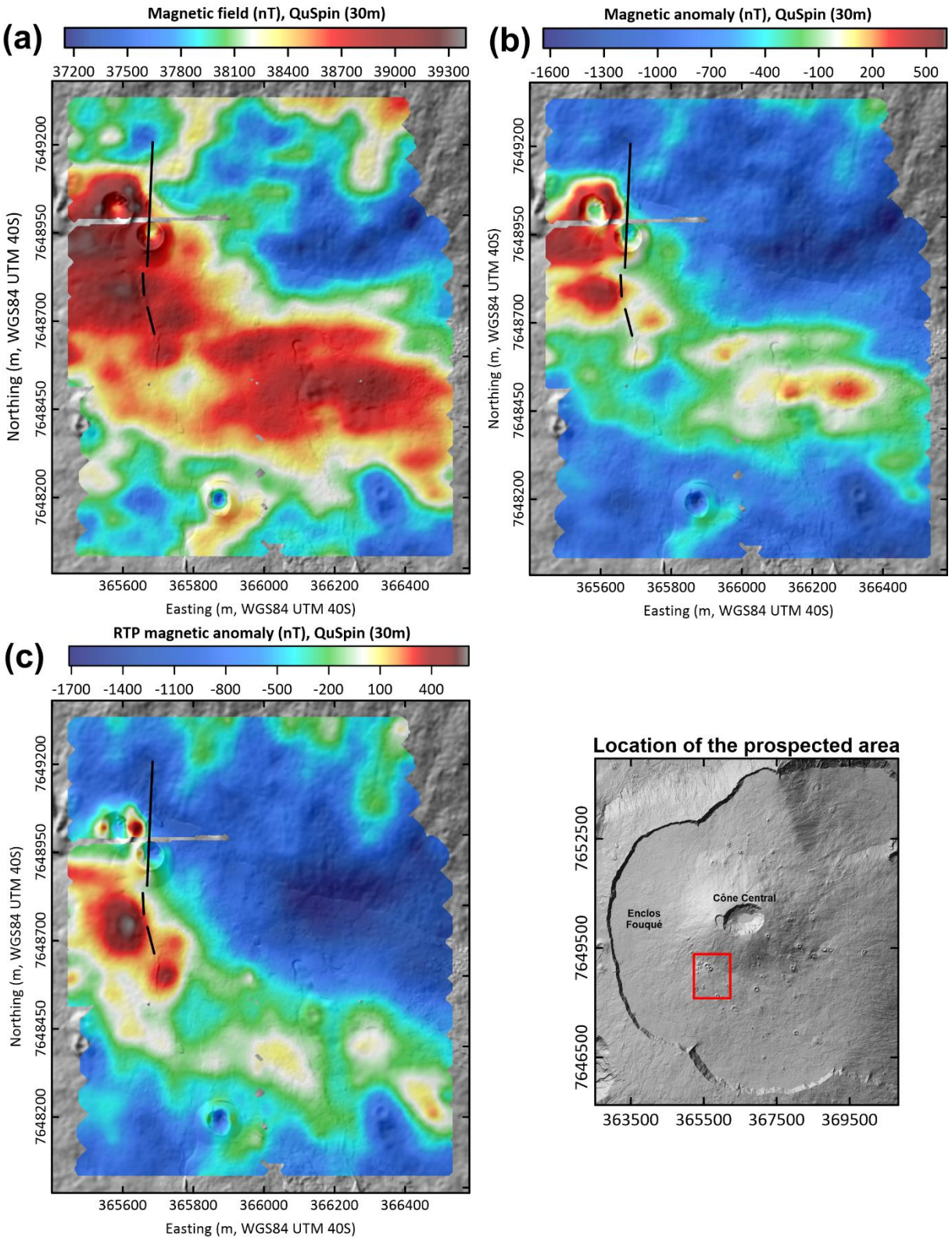


Figure Annexe 4.6 : *Site éruptif de septembre 2022 prospecté en 2022.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

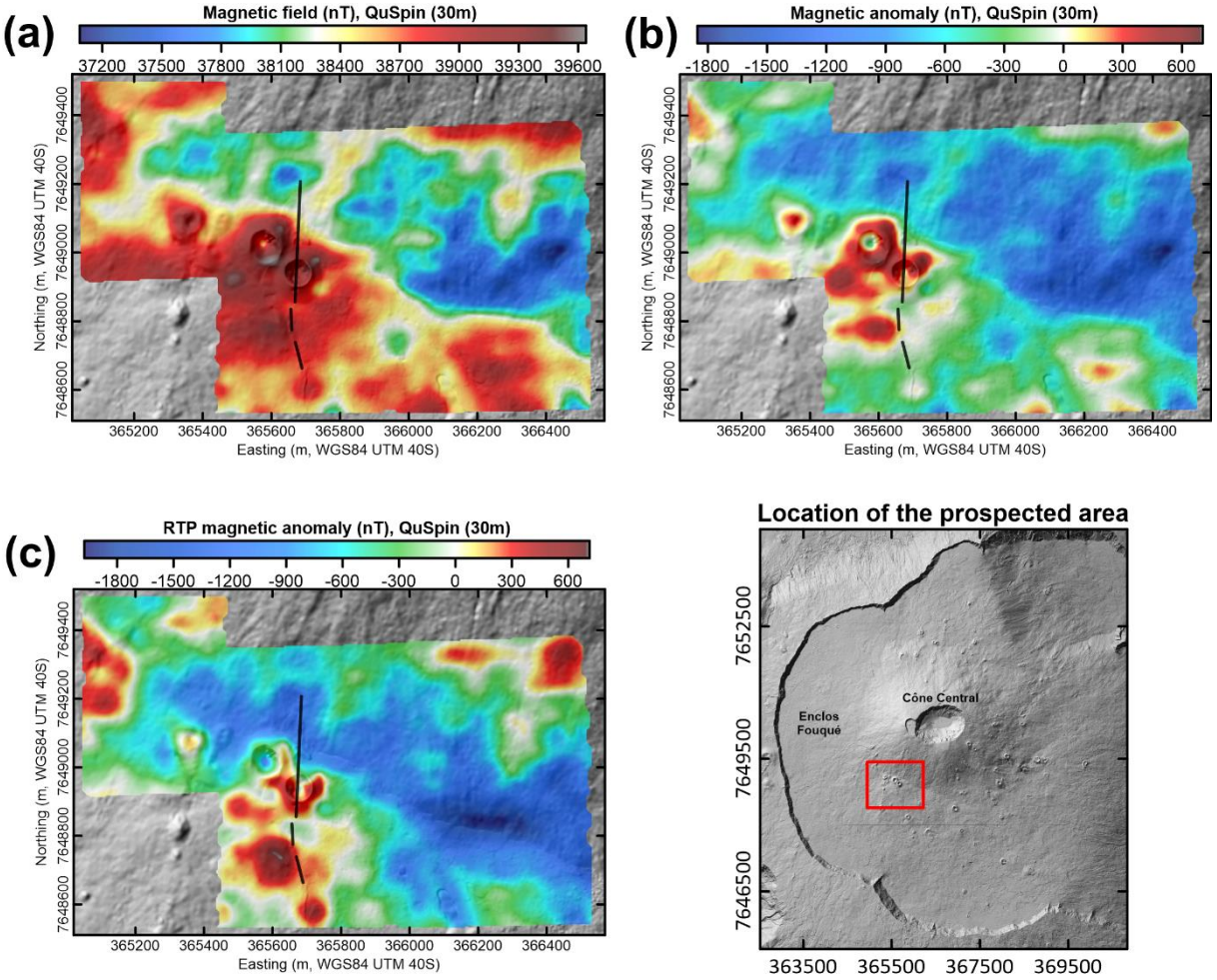


Figure Annexe 4.6 : *Site éruptif de septembre 2022 prospecté en 2024.* ***a)*** *Carte du champ magnétique, total,* ***b)*** *des anomalies magnétiques et* ***c)*** *des anomalies magnétiques réduites au pôle (RTP).*

Annexes 5 : Profondeur des sources pour le modèle d'aimantation 3D

Le spectre de puissance est obtenu à partir du calcul de la transformée de Fourier 2D d'une carte d'anomalie magnétique. Il représente ainsi la distribution d'énergie du signal en fonction des fréquences spatiales (e.g. Fig. 4.3). La méthode peut être utilisée pour estimer la profondeur des sources magnétiques (Spector et Grant, 1970 ; Tanaka *et al.,* 1999). Pour ce faire, les profondeurs limites supérieure (Z_T) et centroïde (Z_0) d'une source magnétique sont calculées à partir du spectre de puissance des anomalies magnétiques et sont utilisées pour estimer la profondeur basale (Z_b) d'une source magnétique.

Z_T est déterminé en ajustant une régression linéaire sur les parties à longueurs d'onde élevées $(0.05 * 2\pi < k < 0.2 * 2\pi\ km^{-1})$ du spectre de puissance moyen radial de $ln(\emptyset\Delta_T(|k|)^{1/2})/(2\pi)$ (Fig. 4.14a).

Z_0 est déterminé en ajustant une régression linéaire sur les parties à faible longueur d'onde ($k < 0.1 * 2\pi\ km^{-1}$) du spectre de puissance moyen radial de $ln(\emptyset\Delta_T(|k|)^{1/2}/|k|)/(2\pi)$ (Fig. 4.14b).

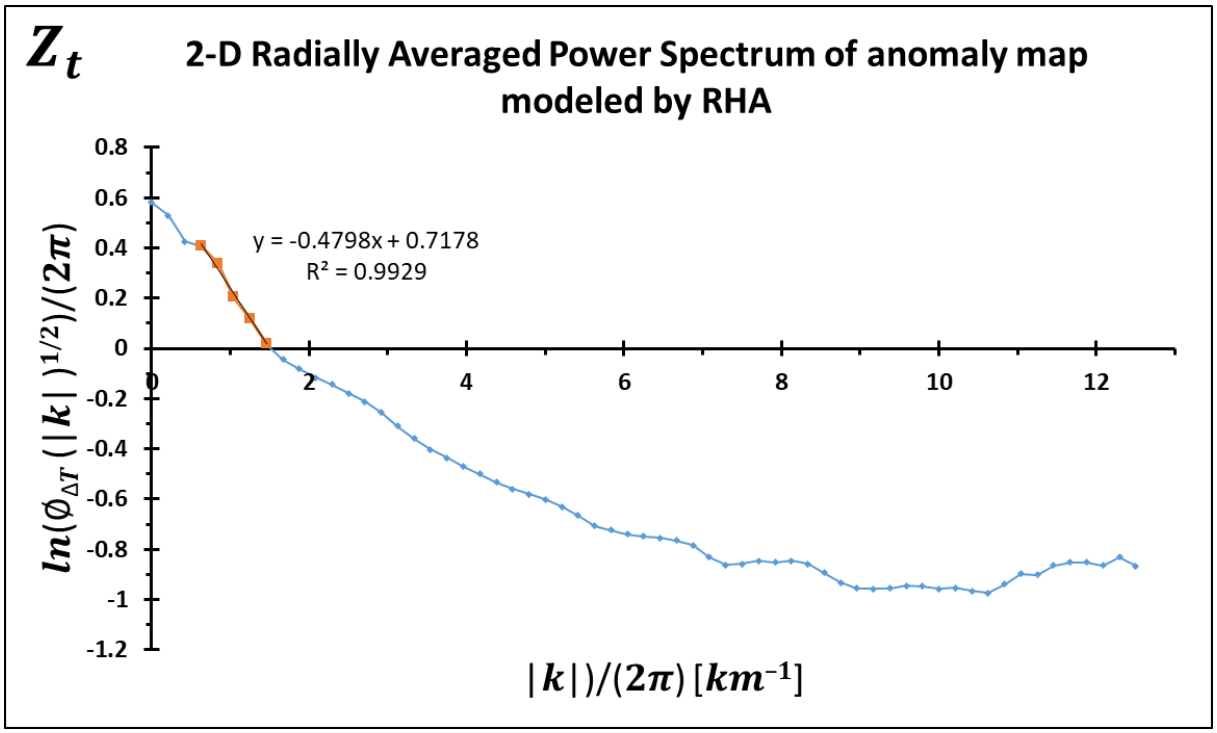
La profondeur basale (Z_b) d'une source magnétique est calculée par : $Z_b = (2 * Z_0 - Z_T) - altitude\ des\ données.$

$$\boldsymbol{Z_b = (2 * Z_0 - Z_T) - altitude\ of\ data}$$

$$\boldsymbol{Z_b = (2 * 1.018 - 0.0480) - 0.020}$$

$$\boldsymbol{Z_b = 1.535\ km}$$

(a)



(b)

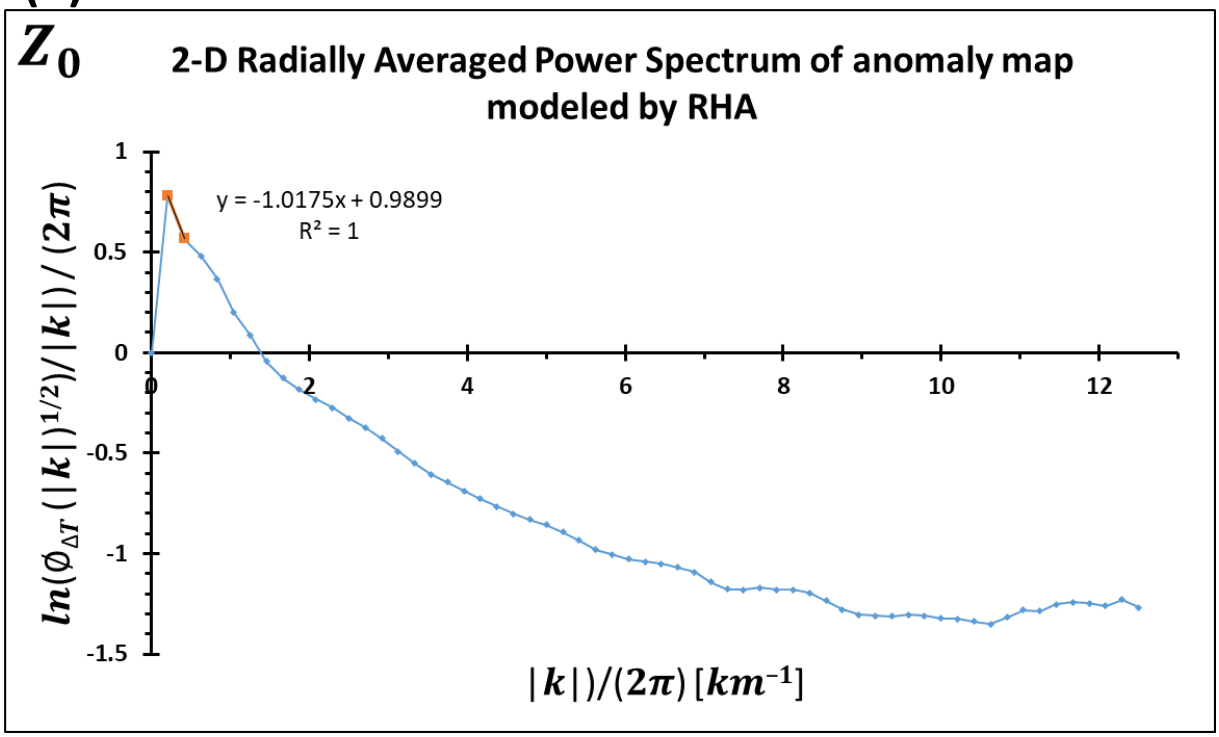


Figure Annexe 5.1 : *Estimation de la profondeur basale moyenne des sources magnétique en calculant* ***a)*** *la limite supérieure (Z_T) et* ***b)*** *la profondeur du centre de gravité (Z_0) des sources magnétiques à partir du spectre de puissance des anomalies magnétiques de la carte d'anomalies magnétiques RHA couvrant le Cône Central (4.3 x 4 km) du Piton de la Fournaise.*

Annexes 6 : Algorithme des logiciels d'inversion

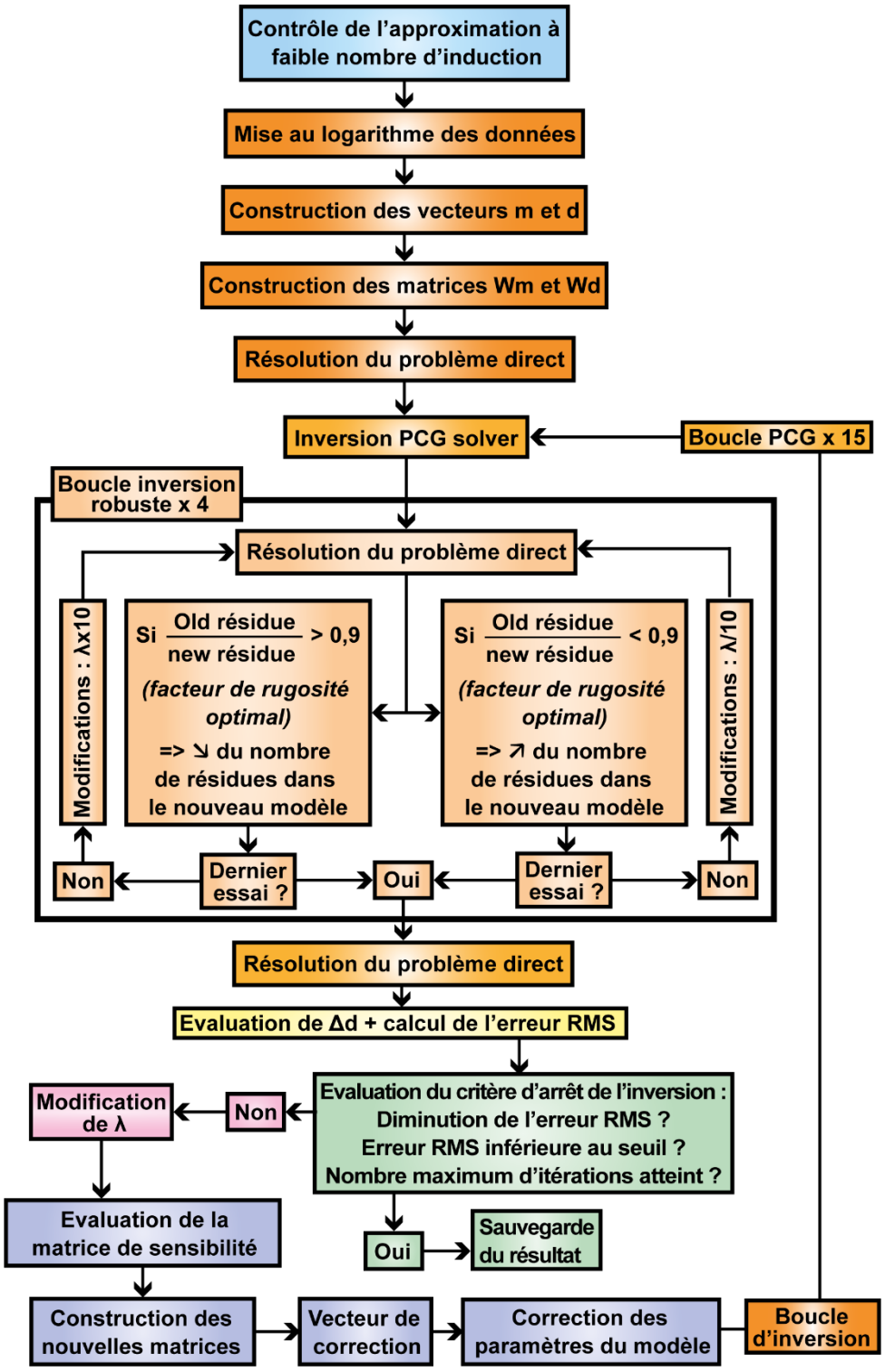


Figure Annexe 6.1 : *Organigramme général des grandes étapes de l'inversion numérique effectué par le logiciel ERTLab pour la modélisation du modèle de résistivité électrique 3D.*

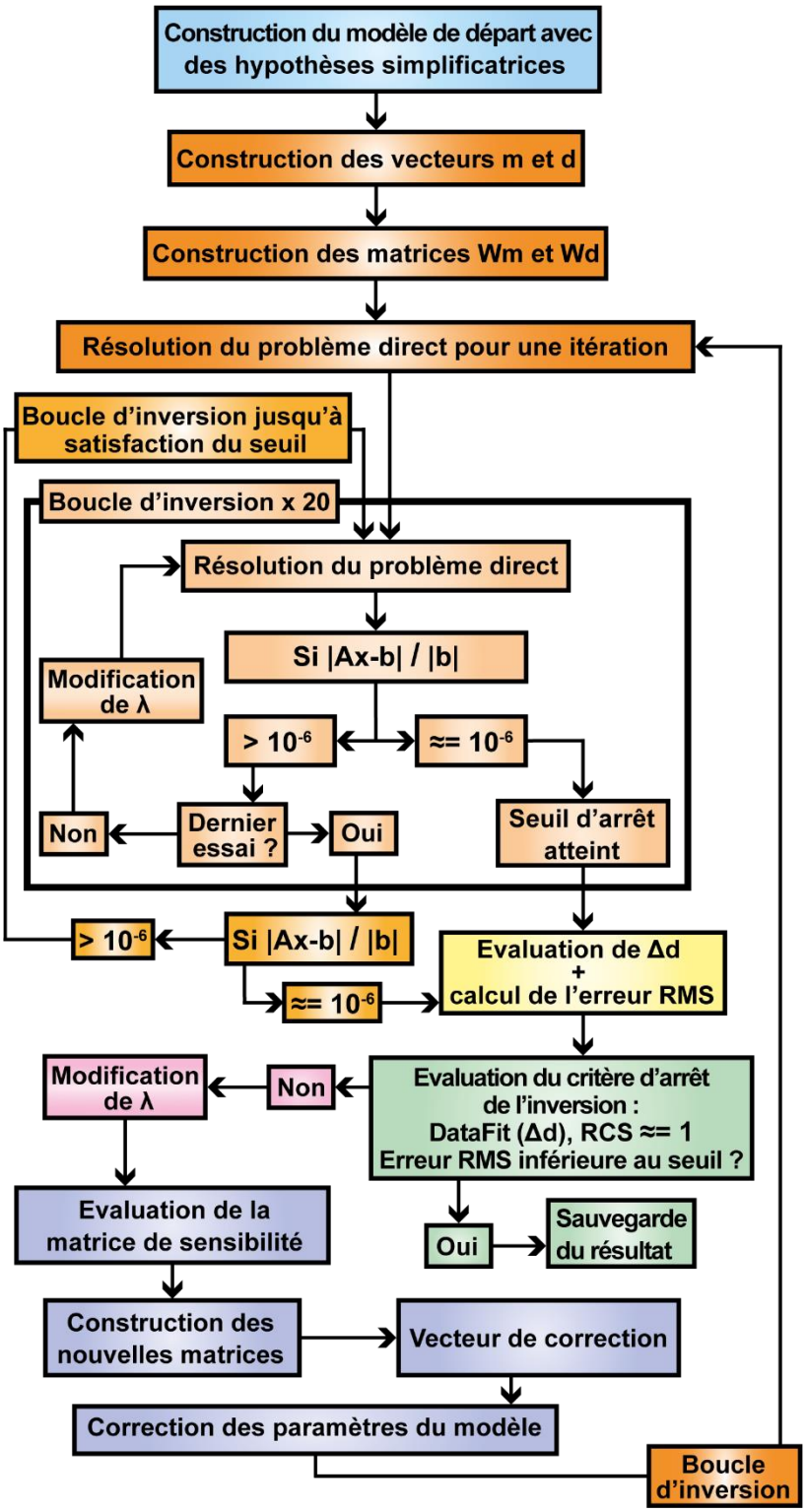


Figure Annexe 6.2 : *Organigramme général des grandes étapes de l'inversion numérique effectué par le module Voxi Earth Modelling de Geosoft pour la modélisation du modèle d'aimantation 3D.*

Annexes 7 : Profil de l'analyse comparative

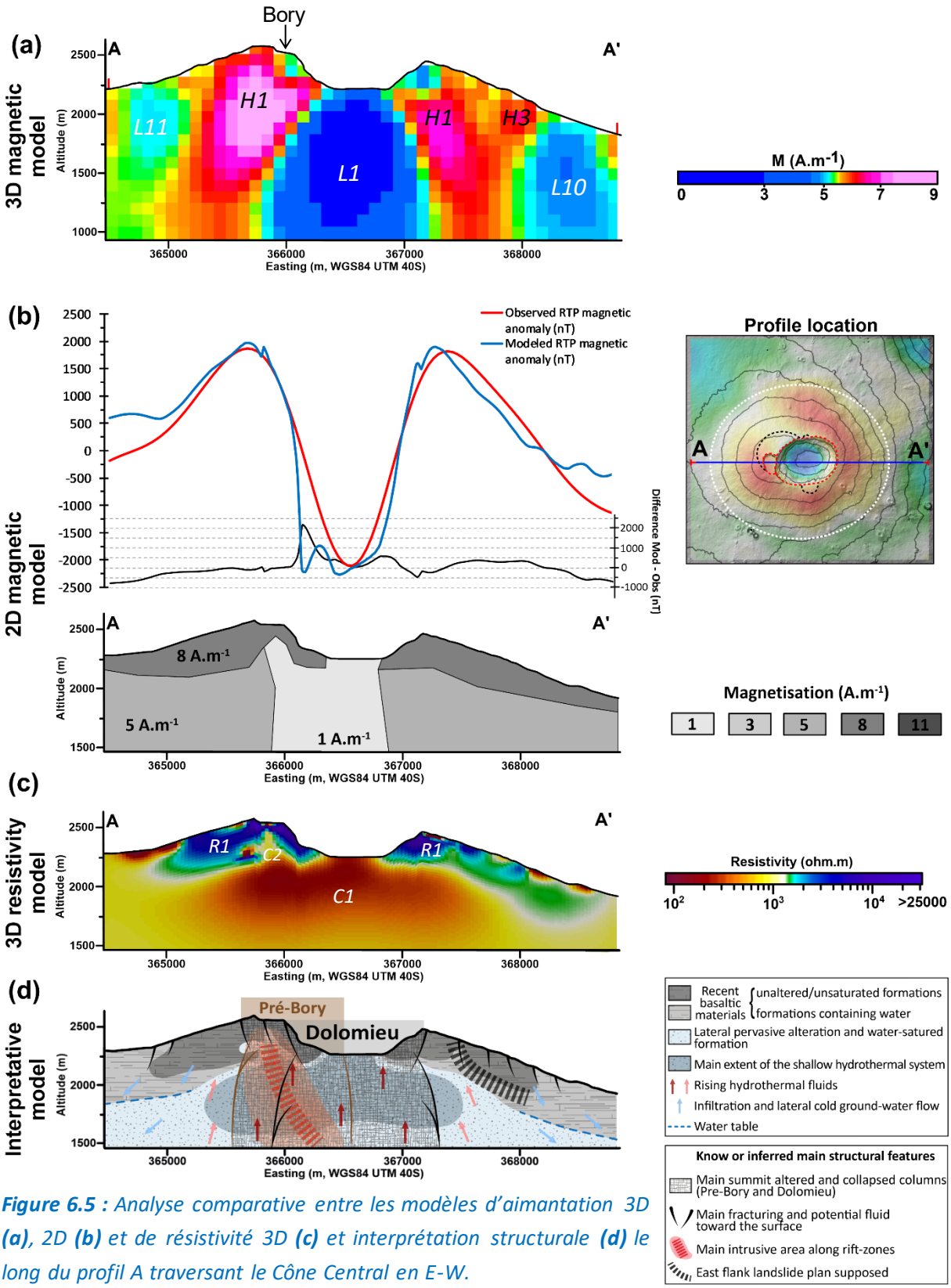


Figure 6.5 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil A traversant le Cône Central en E-W.*

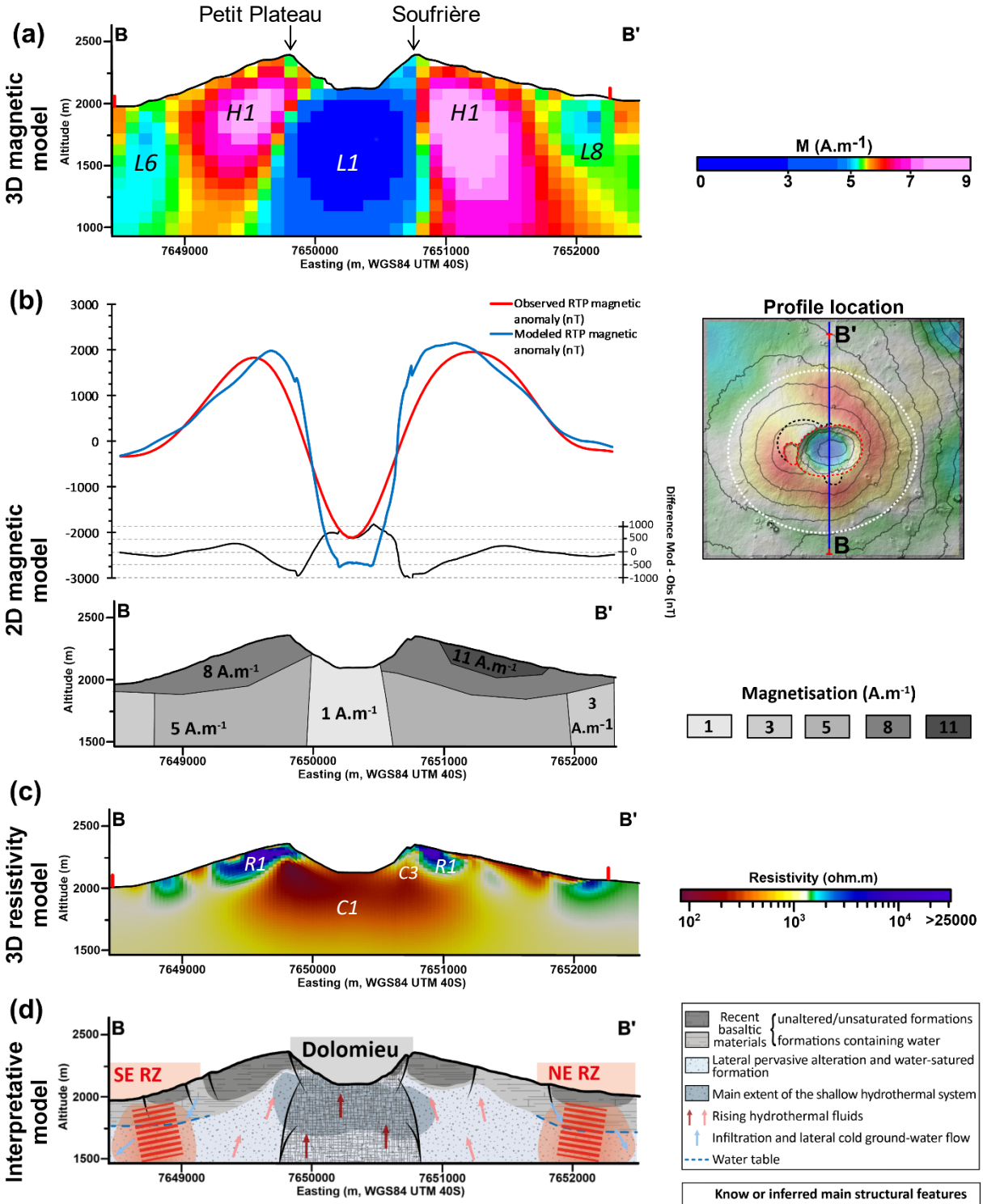


Figure 6.6 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil B traversant le Cône Central en N-S.*

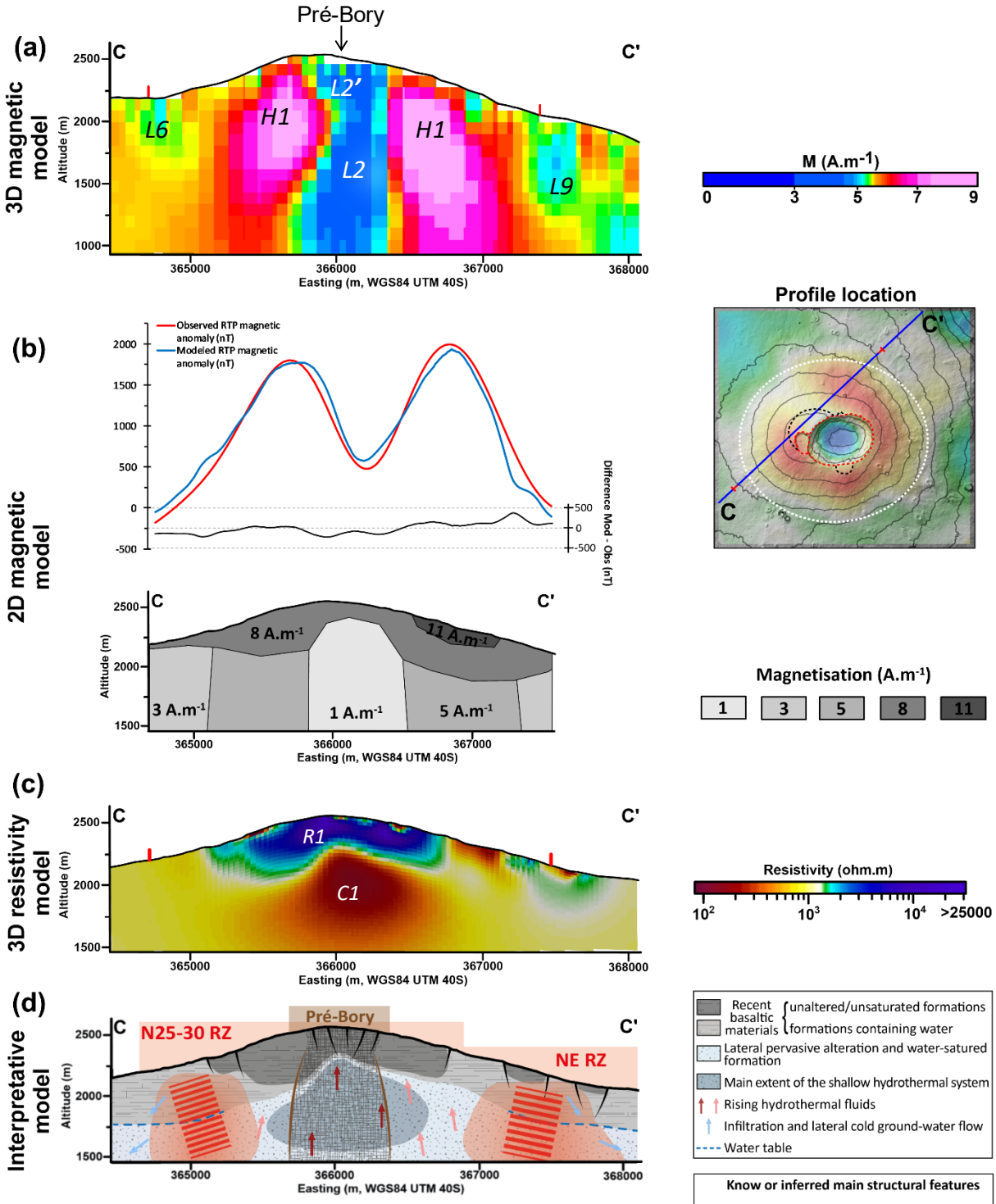


Figure 6.7 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil C traversant le flanc NW du Cône Central en SW-NE.*

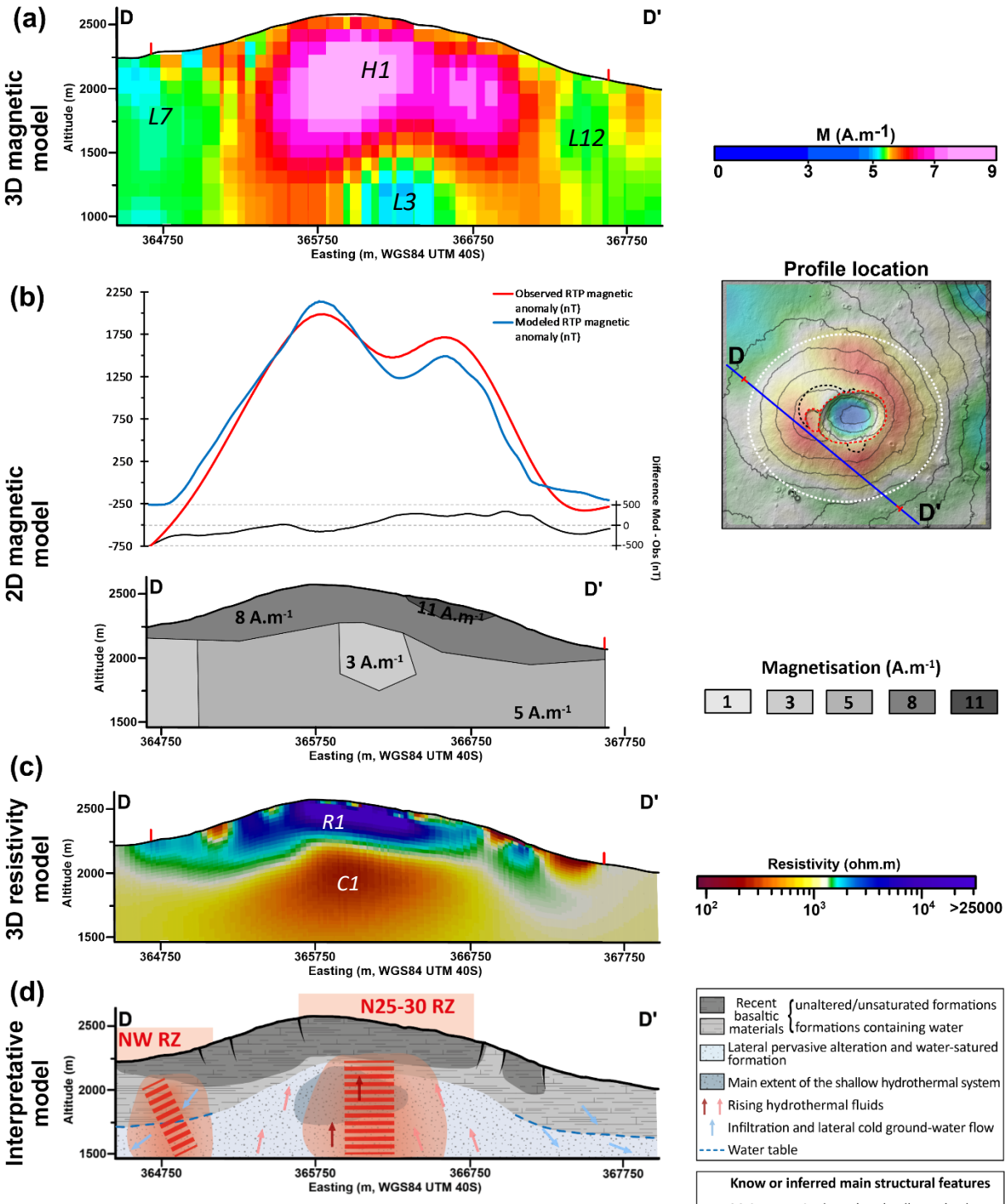


Figure 6.8 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil D traversant le flanc SW du Cône Central en NW-SE.*

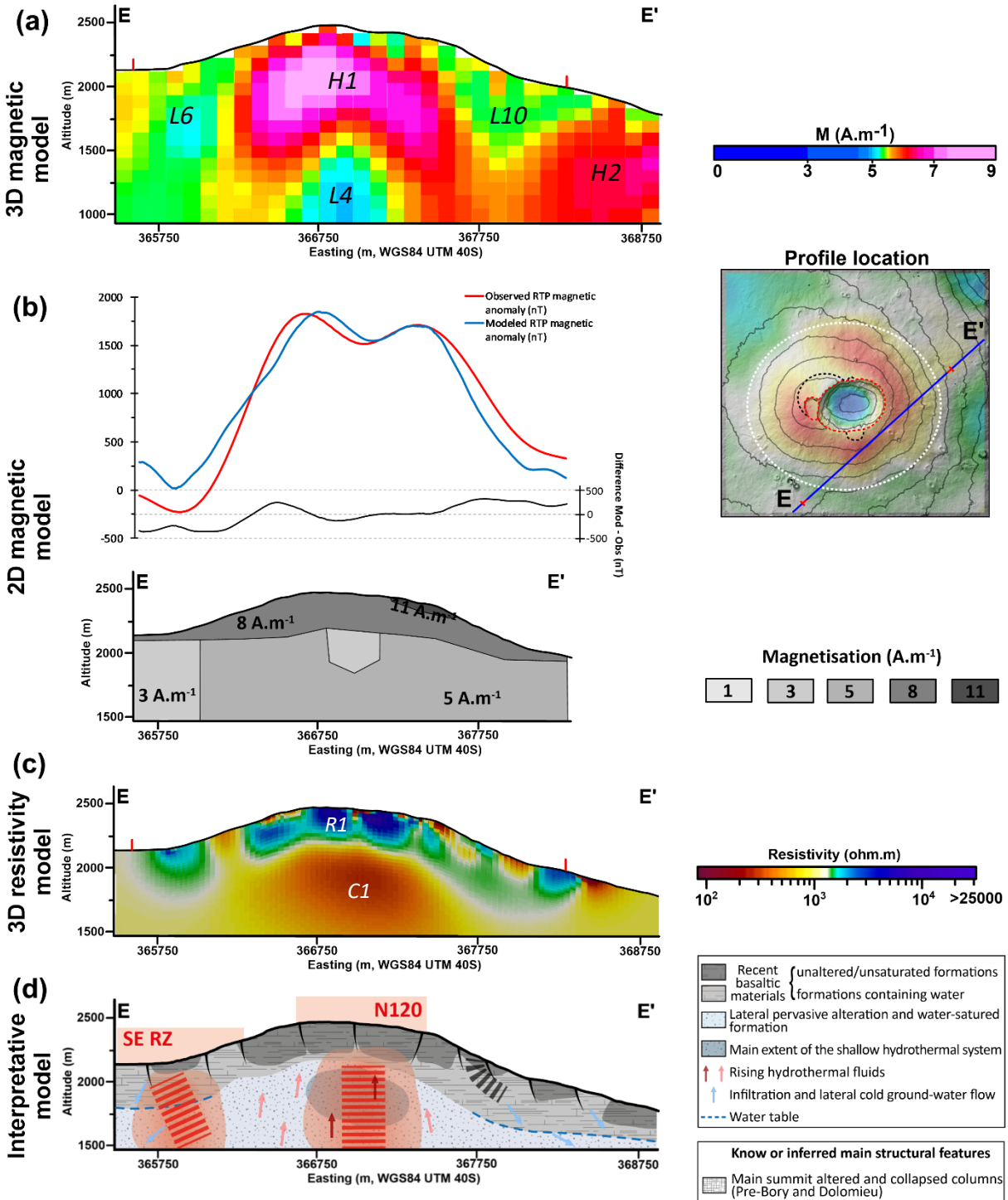


Figure 6.9 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil E traversant le flanc SE du Cône Central en SW-NE.*

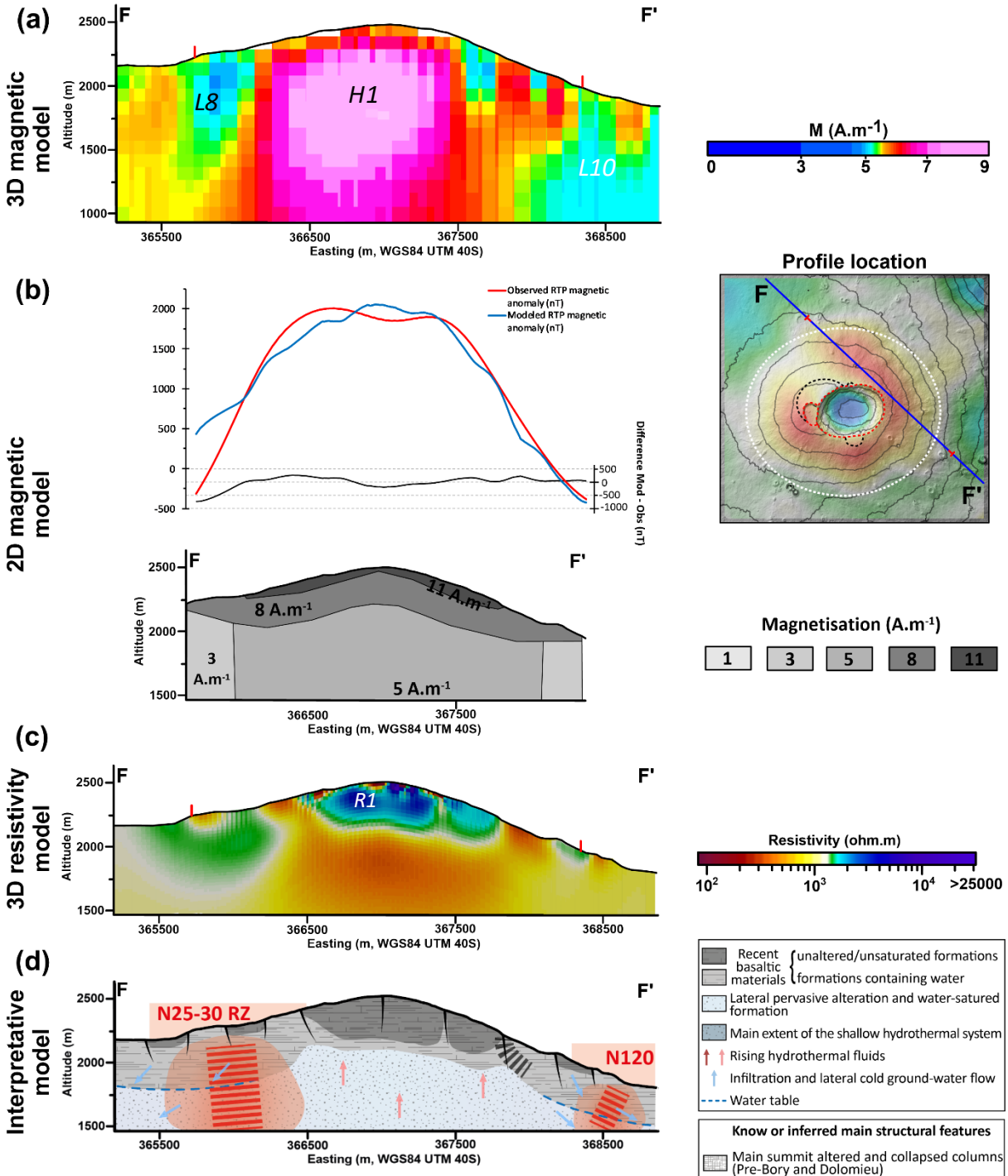


Figure 6.10 : *Analyse comparative entre les modèles d'aimantation 3D* ***(a)****, 2D* ***(b)*** *et de résistivité 3D* ***(c)*** *et interprétation structurale* ***(d)*** *le long du profil C traversant le flanc NE du Cône Central en NW-SE.*

Abstract

Imaging the internal structure of volcanic edifices is essential to better understand the past and current functioning of active systems, as well as their future dynamics, which are both major scientific and societal issues. This study focuses on the Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island) and more specifically on its Central Cone, the main center of eruptive activity, complex and intensely fractured, hosting superficial magmatic and hydrothermal systems. The characterization of its internal structure is addressed using a multi-method (electrical and magnetic) and multi-scale geophysical approach, both spatial and temporal. The objective is to produce high-resolution 3D imaging of the distribution of electrical resistivity and magnetization within the Central Cone, in order to precisely identify the geometry and dynamics of internal structures thanks to recent methodological and numerical developments. A high-resolution 3D electrical resistivity tomography was thus carried out for the first time in such a volcanic context. This method, based on an innovative approach of decoupling the current injection and reception systems, made it possible to image up to 1 km deep a vast area previously difficult to access due to rugged topography. At the same time, an innovative approach of airborne magnetometry by unmanned aerial vehicle (UAV), the development of which continued during this study, made it possible to acquire high-quality datasets for the characterization of deep magnetization contrasts. At the scale of the Central Cone, these new acquisitions were integrated with a set of previous datasets, collected at different spatial and temporal scales, in order to carry out a 3D numerical inversion of the same magnitude as the electrical model. The comparative analysis of electrical resistivity and magnetization models (in terms of anomalies and contrasts) highlights the nature and geometry of the active structures within the volcanic edifice. These models specify the geometry of the stacking of massive lava flows, forming a resistant shell 300 to 500 m thick around the Central Cone and strongly magnetized around the summit craters. This envelope is deeply incised by low resistivity and demagnetized zones, corresponding to the axes of the rift zones of the edifice and the main surface fracture networks. At depth, the presence of a large volume with low resistivity and low magnetization testifies to an area largely altered by hydrothermal activity. This activity develops mainly under the summit craters, at the level of fractured and brecciated rock columns, inherited from a long and complex volcano-tectonic evolution. At a more local scale, on a recent eruptive site, the reiteration of airborne surveys made it possible to study the temporal evolution of magnetic anomalies in relation to the associated volcano-tectonic structures and processes, confirming the relevance of a spatio-temporal (4D) imaging approach. Finally, the laboratory characterization of the electrical resistivity and magnetization properties of lava samples made it possible to validate the models obtained, and to enrich a petrophysical database of the rocks of Piton de la Fournaise. This study thus proposes a new framework for the imaging and interpretation of the internal structure of Piton de la Fournaise, allowing a better understanding of its evolution at different spatio-temporal scales. It also opens new perspectives for the study of other volcanic edifices on a global scale.

Keywords: *Piton de la Fournaise; Internal structures and dynamics; 3D Electrical Resistivity Tomography; UAV magnetic surveys; 2D / 3D numerical modeling; Petrophysical characterization.*

Résumé

L'imagerie de la structure interne des édifices volcaniques est essentielle pour mieux comprendre le fonctionnement passé et actuel des systèmes actifs, ainsi que leur dynamique future, enjeux à la fois scientifiques et sociétaux majeurs. Cette étude porte sur le volcan bouclier du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) et plus particulièrement sur son Cône Central, principal centre de l'activité éruptive, complexe et intensément fracturé, abritant des systèmes magmatiques et hydrothermaux superficiels. La caractérisation de sa structure interne est abordée au moyen d'une approche géophysique multi-méthodes (électrique et magnétique) et multi-échelles, tant spatiales que temporelles. L'objectif est de produire une imagerie 3D haute résolution de la distribution de la résistivité électrique et de l'aimantation au sein du Cône Central, afin d'identifier précisément la géométrie et la dynamique des structures internes grâce à des développements méthodologiques et numériques récents. Une tomographie de résistivité électrique 3D haute résolution a ainsi été réalisée pour la première fois dans un tel contexte volcanique. Cette méthode, basée sur une approche innovante de découplage des systèmes d'injection et de réception du courant, a permis d'imager jusqu'à 1 km de profondeur une vaste zone auparavant difficilement accessible, en raison d'une topographie accidentée. Parallèlement, une approche innovante de magnétométrie aéroportée par drone, dont les développements se sont poursuivis au cours de cette étude, a permis d'acquérir des jeux de données de haute qualité, pour la caractérisation des contrastes d'aimantation en profondeur. À l'échelle du Cône Central, ces nouvelles acquisitions ont été intégrées à un ensemble de jeux de données antérieurs, collectés à différentes échelles spatiales et temporelles, afin de réaliser une inversion numérique 3D de même ampleur que le modèle électrique. L'analyse comparée des modèles de résistivité électrique et d'aimantation (en termes d'anomalies et de contrastes) met en évidence la nature et la géométrie des structures actives au sein de l'édifice volcanique. Ces modèles précisent la géométrie de l'empilement de coulées de laves massives, formant une carapace résistante de 300 à 500 m d'épaisseur autour du Cône Central et fortement aimantée autour des cratères sommitaux. Cette enveloppe est profondément entaillée par des zones de faible résistivité et désaimantées, correspondant aux axes des rifts zones de l'édifice et aux principaux réseaux de fractures en surface. En profondeur, la présence d'un volume important à faible résistivité et faible aimantation témoigne d'une zone largement altérée par l'activité hydrothermale. Celle-ci se développe principalement sous les cratères sommitaux, au niveau de colonnes de roches fracturées et bréchifiées, héritées d'une évolution volcano-tectonique longue et complexe. À une échelle plus locale, sur un site éruptif récent, la réitération de levés aéroportés a permis d''étudier l'évolution temporelle des anomalies magnétiques en relation avec les structures et processus volcano-tectoniques associés, confirmant la pertinence d'une approche d'imagerie spatio-temporelle (4D). Enfin, la caractérisation en laboratoire des propriétés de résistivité électrique et d'aimantation d'échantillons de lave a permis de valider les modèles obtenus, et d'enrichir une base de données pétrophysiques des roches du Piton de la Fournaise. Cette étude propose ainsi un nouveau cadre pour l'imagerie et l'interprétation de la structure interne du Piton de la Fournaise, permettant de mieux appréhender son évolution à différentes échelles spatio-temporelles. Elle ouvre également de nouvelles perspectives pour l'étude d'autres édifices volcaniques à l'échelle du globe.

Mots clés : *Piton de la Fournaise ; Structure et dynamique interne ; Tomographie de résistivité électrique 3D ; Magnétométrie aéroportée par drone ; Modélisations numériques 2D / 3D ; Caractérisation pétro-physiques.*