

ÉCOLE DOCTORALE 413

IPGS - UMR 7516

THÈSE présentée par :

Jeanne MERCIER DE LEPINAY

soutenue le : **29 avril 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : **Géophysique**

**Acquisitions et interprétations magnétiques
pour l'exploration géothermique
en Guadeloupe, Petites Antilles**

THÈSE dirigée par :
M. Marc MUNSCHY

Physicien des observatoires, Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :
M. Jean-Marc LARDEAUX
M. Pascal TARITS

Professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis
Professeur, Université de Bretagne Occidentale

AUTRES MEMBRES DU JURY :

Mme Claire BOULIGAND
M. Yves GERAUD
M. Jean-François GIRARD

Maître de conférences, Université de Grenoble-Alpes
Professeur, Université de Lorraine
Professeur, Université de Strasbourg



THÈSE DE DOCTORAT

Pour obtenir le grade de **docteur de l'université de Strasbourg**

Acquisitions et interprétations magnétiques pour l'exploration géothermique en Guadeloupe, Petites Antilles

Présentée par : **Jeanne MERCIER DE LÉPINAY**

Soutenue le : **29 avril 2019**

Spécialité : Géophysique

Préparée au sein de l'Institut de Physique du Globe à l'Ecole Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED413), Strasbourg

Membres du jury :

M. Marc MUNSCHY, Université de Strasbourg

M. Jean-Marc LARDEAUX, Université de Nice-Sophie Antipolis

M. Pascal TARITS, Université de Bretagne Occidentale

Mme. Claire BOULIGAND, Université de Grenoble-Alpes

M. Yves GÉRAUD, Université de Lorraine

M. Jean-François GIRARD, Université de Strasbourg

M. Frédéric GÉRARD, Chef de Projet GEOTREF, Teranov

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examineur

Président du jury & Examineur

Invité

Avant-propos

Cette thèse porte sur la méthode magnétique appliquée à l'exploration géophysique d'une zone à caractère géothermique. L'étude se concentre sur la zone volcanique de Basse-Terre, à l'Ouest de la Guadeloupe, dont les fractures, les fluides et les flux de chaleur engendrent un fort potentiel géothermique. Dans un contexte insulaire de volcanisme récent, l'acquisition de données géologiques et géophysiques est un défi à relever. Les technologies utilisées pour l'acquisition de données magnétiques permettent une grande adaptabilité pour répondre à ces contraintes. En outre, des modèles de préfaçabilité sont réalisés pour identifier les géométries des structures typiques relevées dans ce contexte, ainsi que le comportement des opérateurs de traitement des méthodes potentielles face à ces structures. Nous proposons alors des méthodologies d'acquisition innovantes de magnétisme porté par drone et par bateau à moteur. De tels systèmes permettent d'obtenir des données de haute résolution, à échelles variables, dans des zones où la topographie est importante et la couverture végétale omniprésente. Cela comble des besoins qu'aucune autre méthode géophysique ne peut couvrir. La qualité des données est assurée d'une part par des méthodologies de traitement adaptées spécifiquement au contexte et à ces méthodes et d'autre part par la comparaison avec des jeux de données existants dans les zones d'acquisition. L'obtention de cartes magnétiques à différentes échelles donne lieu à des interprétations géologiques dans les secteurs d'intérêt. Une méthodologie d'inversion spectrale est également proposée. De ce fait, le lien entre les données structurales et lithologiques de l'île et les données magnétiques est établi. Les interprétations magnétiques, elles-mêmes corrélées aux interprétations issues d'autres méthodes géophysiques (magnétotellurique, électromagnétisme en domaine transitoire et gravimétrie), permettent de contraindre les interprétations géologiques issues d'analyses de surface. Le croisement de méthodes permet, entre autres, de contrôler la fiabilité des interprétations.



Plage de l'Anse Machette

Résumé étendu

Le plan de la thèse suit le cours d'une étude magnétique complète, ce qui commence par la compréhension du contexte et des objets à considérer, autant d'un point de vue économique (1) que géologique (2) puis géophysique (3). S'ensuit un travail de rassemblement et de traitement de données existantes, menant à la conception de nouvelles techniques d'acquisition ou de traitement pour répondre aux besoins (4). Une fois les données obtenues et traitées, elles sont interprétées en parallèle des connaissances géologiques existantes (5). Enfin, un rapprochement est opéré à partir de toutes les données géophysiques pouvant être obtenues (6).

(1) Cette thèse fait partie d'un projet de grande envergure ayant pour objet l'exploration et l'exploitation géothermique en Guadeloupe. *En guise d'introduction, le premier chapitre de ce manuscrit est consacré à la présentation du projet GEOTREF*, dont l'acronyme signifie « Plate-forme pluridisciplinaire d'innovation et de démonstration pour l'exploration et le développement de la GEOThermie haute énergie dans les REServoirs Fracturés ». Ce projet a bénéficié des financements de l'ADEME au travers d'un d'Appel à Manifestation d'Intérêt (AMI) Géothermie dans le cadre de l'action « Démonstrateurs en énergies renouvelables et décarbonées » des Investissements d'Avenir (IA). Le projet GEOTREF bénéficie également du soutien de la région Guadeloupe au travers de son site d'étude (démonstrateur). En effet, la Guadeloupe admet un des contextes géologiques les plus favorables à la géothermie de haute énergie en France. Une centrale est d'ores et déjà en activité dans la province de Bouillante, localisée à l'ouest de l'île de Basse-Terre. Un permis exclusif de recherche (PER) a été déposé par le projet GEOTREF au sud de Bouillante, le PER Vieux-Habitants. 11 partenaires, dont 2 entreprises et 9 universités ou laboratoires de recherche, sont impliqués afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement des réservoirs géothermiques fracturés et d'optimiser l'exploration ainsi que la production en géothermie, à commencer par la zone de Vieux-Habitants.

(2) *Le second chapitre du manuscrit est consacré à la description bibliographique de la zone d'étude pour introduire les problématiques géologiques de ce travail.* La zone d'étude propre à cette thèse est située au cœur des Petites Antilles françaises, au sud-ouest de la Guadeloupe. Ces dernières sont le fruit de la subduction de la plaque Atlantique Sud sous la plaque Caraïbe. L'histoire géodynamique de cette subduction a entraîné la formation de deux arcs d'accrétion le long desquels ont émergé les îles des Petites Antilles. L'arc le plus ancien, à l'est, est issu d'un premier épisode d'activité volcanique. La plupart des îles situées sur cet arc ont été ensuite érodées puis recouvertes de plateformes carbonatées. C'est le cas de l'île orientale de l'archipel guadeloupéen : Grande-Terre. Le second arc, plus à l'ouest témoigne d'un volcanisme toujours actif, comme sur l'île de Basse-Terre. Depuis la dernière éruption volcanique de la Soufrière au XVI^e siècle, le volcan le plus actif de Basse-Terre, une activité hydrothermale intense est observée

sur la côte ouest de l'île. C'est pour cela que l'île de Basse-Terre représente une cible idéale pour l'exploitation de la géothermie à des fins énergétiques. En raison de son importante activité géologique, volcanique et hydrothermale, l'île de Basse-Terre a fait l'objet de nombreuses études géologiques et géophysiques. Au sein du projet GEOTREF, une synthèse des données tectoniques, lithologiques et pétro-physiques a été réalisée. Néanmoins, dans la zone du PER, les familles principales de failles sont parfois difficiles à reconnaître. Une faible réactivation des failles décrochantes peut se traduire par l'absence de décalages significatifs en surface et des dépôts récents (avalanches de débris de moins de 20 ka) recouvrent en grande partie le secteur. Ces dépôts expliquent en partie que la structure interne de cette zone reste relativement méconnue. Cependant la principale limite au relevé géologique et géophysique sur le terrain en Basse-Terre réside dans l'importante couverture végétale et les fortes topographies limitant toutes deux l'accès aux affleurements.

(3) *Le troisième chapitre de la thèse est consacré à la description bibliographique du principe de la méthode magnétique et à l'illustration des techniques d'interprétation.* Parmi les méthodes géophysiques, la méthode magnétique est performante car elle peut être mise en œuvre tout en se déplaçant et dans tous les contextes (sol, marin, aérien), ce qui est un atout important compte tenu de la topographie et de la végétation dans la zone d'intérêt (PER). Le contexte reste cependant difficile en raison du peu de preuves terrain, des géométries fortement 3D et des directions d'aimantations variables (présence possible de rémanence). La grande variabilité des aimantations peut toutefois entraîner de forts contrastes ce qui peut être un atout pour cette méthode géophysique. La théorie de la méthode magnétique est exposée et nous développons en particulier les équations du dipôle magnétique en domaine spatial et en domaine spectral, qui amène à l'utilisation des transformées de Fourier des champs et des anomalies magnétiques. À partir de ces équations, des modèles sont calculés pour décrire un catalogue de structures pouvant être reconnues sur le site d'étude : corps enterré (sphère), filons (dykes) de différentes largeurs, coulée volcanique, faille ou contact à pendage, sill. Certaines hypothèses plus ou moins fortes devront être faites pour permettre l'interprétation magnétique à partir d'opérateurs de transformées. Afin de comprendre les qualités et les limites de ces opérateurs et des méthodologies d'interprétation, ceux-ci sont appliqués au catalogue de cas synthétiques. Ces modélisations aident à la caractérisation magnétique de structures clés en Guadeloupe.

(4) *Dans un quatrième chapitre, nous présentons les différentes campagnes d'acquisition et les données magnétiques utilisées.* Nous détaillons et commentons les processus d'acquisition et de traitement des données brutes de chacune des campagnes jusqu'à l'obtention d'une grille d'anomalie magnétique de la meilleure qualité possible. Des données aéromagnétiques ont été mises à disposition pour le projet, issues d'une campagne conduite par la Région Guadeloupe, le FEDER et l'Office de l'eau de la Gua-

deloupe au travers du BRGM. Celles-ci ont été acquises en hélicoptère, en parallèle d'un levé d'électromagnétisme en domaine temporel, au cours du projet GuadEM. Les grilles obtenues à partir de ces données présentent un écart-type aux points de croisement entre profils et traverses de 27,1 nT après traitement, ce qui donne une estimation de la qualité moyenne des mesures. Un jeu de données magnétiques marines a été acquis au sein du projet GEOTREF, en parallèle de données de sismique réflexion haute résolution et de bathymétrie. La variabilité aux points de croisement de cette grille est de 7,4 nT. Enfin, des méthodologies nouvelles d'acquisition magnétique ont été mises en place au cours de cette thèse pour satisfaire aux contraintes de terrain de la Basse-Terre et de l'analogue des Saintes. Sur les côtes proches de Basse-Terre et de Terre-de-Haut (l'île est de l'archipel des Saintes), des acquisitions marines ont été réalisées à bord d'un bateau à moteur, grâce à une électronique de petite dimension et un capteur fluxgate. Ce type de montage permet de compenser l'effet magnétique du porteur, en l'occurrence le bateau à moteur. La qualité des données obtenues montre qu'il est possible de réaliser des acquisitions magnétiques avec des porteurs différents, même si les porteurs sont très aimantés. En effet, l'écart-type aux points de croisement de ces deux levés est de 5,2 nT sur les côtes de Basse-Terre et de 7,2 nT sur les côtes de Terre-de-Haut. Dans l'objectif d'obtenir des données de très haute résolution pour comprendre la géologie complexe de l'île, les levés à terre doivent être effectués au plus près du sol. Pourtant, les fortes topographies et l'importante couverture végétale imposent le levé géophysique aérien. Les techniques classiques d'acquisition aéromagnétiques ne permettent pas des levés proches du sol dans de tels contextes. Un dispositif d'acquisition magnétique par drone a été développé et a permis d'acquérir des données sur une surface de 34 km² au cours d'une campagne de 13 jours en 2017. Le pilotage automatisé du drone permet une navigation de haute précision. L'erreur aux points de croisement de ce levé est de 11,0 nT. Le dispositif permet des levés de qualité, à haut rendement et en contexte de faible accessibilité. De plus, les hauteurs d'acquisition par drone permettent de compléter l'intervalle entre les levés au sol et les levés aériens en avion ou en hélicoptère. L'acquisition multi-échelle et multi-altitude a été mise en œuvre au cours d'une seconde mission d'acquisition.

(5) *Les cartes magnétiques compilées à partir de ces données sont interprétées dans un cinquième chapitre. La variabilité des hauteurs d'acquisition et la large distribution des données permettent des interprétations à différentes échelles. Les transformées présentées et commentées au troisième chapitre sont appliquées dans cette partie.* A l'échelle de l'île, les structures majeures ont pu être reconnues, en particulier des directions correspondant à des directions structurales connues. A la suite de cette étude très générale, le propos de la thèse est porté vers le PER. Dans un premier temps, nous estimons l'effet de la topographie sur les données magnétiques. Les interprétations possibles sur le PER, issues en particulier d'une analyse linéamentaire des données magnétiques, doivent être guidées par les connaissances issues de la géologie car les structures tectoniques ne peuvent pas aisément être différenciées des structures lithologiques. Toutefois des direc-

tions principales ont été mises en évidence et des interprétations quant à la présence de structures sous-jacentes aux coulées de débris sont proposées. Une attention particulière est portée à la zone de Matouba, zone dans laquelle les études géologiques et géophysiques indiquent une ressource potentiellement exploitable en géothermie. Cette zone est particulièrement végétalisée et aucun relevé de terrain n'est disponible. De ce fait, le réseau de fractures est dessiné par les géologues lors d'études de modèles numériques de terrain. L'interprétation magnétique décèle un certain nombre de directions corrélées avec ces relevés. D'autre part certains signaux permettent de déduire la présence de formations lithologiques en subsurface qui ne sont pas reconnues sur les cartes lithologiques.

L'archipel des Saintes est situé immédiatement au sud de l'île de Basse-Terre et présente des lithologies interprétées comme un paléo-réservoir géothermique, qui pourrait être un analogue ancien et exhumé des réservoirs de Basse-Terre. Les cartes magnétiques permettent de localiser certaines structures volcaniques en mer. D'autre part, une extension marine des zones altérées observables à terre est proposée, tenant compte de différents degrés d'altération. La détermination de failles dans ce contexte est difficile mais des directions pouvant correspondre à des structures tectoniques sont proposées, en adéquation avec les *a priori* géologiques de la zone. Des développements théoriques de la méthode magnétique sont avancés, afin de compléter les interprétations ou de commenter leur validité. En partant de l'expression spectrale de l'anomalie magnétique créée par une couche horizontale de dipôles magnétiques, nous proposons une technique d'inversion de l'aimantation. Celle-ci implique de considérer une couche horizontale continue de dipôles ayant tous la même direction d'aimantation. Ainsi, trois hypothèses majeures sont faites : la direction d'aimantation doit être commune pour tous les objets imagés, celle-ci doit être connue et enfin la topographie doit avoir une influence négligeable sur l'anomalie magnétique mesurée. Cette dernière hypothèse vient de l'utilisation des équations en domaine spectral, dans lesquelles la coordonnée verticale est fonction des coordonnées horizontales. Une étude de préfaisabilité est menée en inversant des données synthétiques, qui montre le bon fonctionnement de l'inversion à différentes altitudes. L'inversion des aimantations sur les jeux de données des Saintes permet des interprétations supplémentaires par rapport aux transformées. En particulier, l'extension marine de la zone hydrothermalisée est discutée, car elle présente une importante démagnétisation.

(6) *Au cours du sixième et dernier chapitre, une comparaison puis une synthèse sont faites entre les interprétations magnétiques produites au cours de la thèse et les interprétations pouvant être tirées des données géophysiques (non-sismique) fournies au cours du projet GEOTREF. Des données de gravimétrie, de magnétotellurie et d'électromagnétisme en domaine temporel ont été acquises ou récupérées par le projet. La théorie relative à chacune de ces méthodes est rapidement expliquée, ainsi que les processus d'acquisition et de traitement de chacun des jeux de données. Si les mesures gravimétriques en Guadeloupe ont fait l'objet de plusieurs études et interprétations au*

cours du temps, les interprétations de magnétotellurie ont été réalisées par un partenaire du projet en parallèle des interprétations magnétiques. Une synthèse comparative de toutes ces données géophysiques est réalisée.

Extended abstract

The organisation of this manuscript follows the course of an entire magnetic study, which begins with an understading of the considered objects, from an economic point of view (1), a geological point of view (2) and a geophysical point of view (3). Then existing data are gathered and processed, leading to the design of new acquisition techniques and/or processing to meet the context requirements (4). Once new datasets are obtained and processed as magnetic maps, they are interpreted and correlated to the geological interpretation of the area (5). Finally, different types of available additional geophysical data (magnetotellurics, transient electromagnetism and gravimetry) are studied and compared with the results (6).

(1) This thesis is part of a large-scale program for geothermal exploration and exploitation in Guadeloupe. *As an introduction, the first chapter of this manuscript is devoted to the presentation of the GEOTREF program*, whose acronym means “A multidisciplinary platform for innovation and demonstration activities for the exploration and development of high geothermal energy in fractured reservoirs”. This project has received funding from ADEME through the Geothermal Energy call for interest program (AMI), as part of the “Demonstrators in renewable and low-carbon energies” action of the Future Investments funding program (IA). The GEOTREF program also benefits from the support of the Guadeloupe region through its study site (demonstrator). Indeed, Guadeloupe possesses one of the most favourable geological contexts for high-enthalpy geothermal exploitation in France. A power plant is already in operation in the province of Bouillante, located to the west of the island of Basse-Terre. An exclusive licence (PER) has been submitted by the GEOTREF program south of Bouillante: the PER Vieux-Habitants. 11 partners, including 2 firms and 9 universities and research laboratories, are involved in order to improve the understanding of the fractured geothermal reservoirs and to optimize geothermal exploration and production, starting with the Vieux-Habitants area.

(2) *The second chapter of the manuscript is devoted to the bibliographic description of the study area to introduce the main geological questions.* This thesis’ study area is located in the southwest of Guadeloupe, in the French Lesser Antilles. The latter are the result of the subduction of the South Atlantic plate under the Caribbean plate. The geodynamic history of this subduction has led to the formation of two accretion arcs along which the Lesser Antilles islands have emerged. The oldest arc to the east is the result of a first episode of volcanic activity. Most of the islands on this arc were then eroded and covered with carbonate platforms, as this is the case of the eastern island of the Guadeloupe archipelago: Grande-Terre. The second arc, further to the west, shows active volcanism, as on the island of Basse-Terre. Since the last volcanic eruption of La Soufrière, the most active volcano in the Basse-Terre region, during the XVIth century,

intense hydrothermal activity has been observed on the island's western coast. For this reason, the island of Basse-Terre is good target for the exploitation of geothermal energy to produce electricity. Due to its significant geological, volcanic and hydrothermal activity, the island of Basse-Terre has been extensively studied through numerous geological and geophysical surveys. Within the GEOTREF program, a synthesis of tectonic, lithological and petrophysical data was carried out. Nevertheless, in the PER area, the main fault groups are sometimes difficult to identify. A weak reactivation of strike-slip faults can explain the absence of significant surface shifts. Moreover recent deposits (debris flow aged less than 20 ky) cover most of this area. These deposits partly explain why the internal structure of this area remains relatively unknown. However, the main limitation for ground geological and geophysical surveying in Basse-Terre lies in the dense vegetal cover and the steep topography, both of which limit access to outcrops.

(3) *The third chapter of this thesis is devoted to the bibliographic description of the principle of the magnetic method and to the illustration of interpretation techniques.* Among geophysical methods, the magnetic method is efficient because it can be implemented in motion and in all contexts (ground, sea, air), which is an important asset given the topography and vegetation in the area of interest (PER). However, the context remains difficult due to the lack of field evidence, the highly 3D geometries and the variable magnetization directions (possible presence of remanent magnetization). However, the important variability of magnetizations can lead to sharp contrasts, which can be an advantage for this geophysical method. The theory of the magnetic method is presented and we specifically develop the equations of the magnetic dipole in the spatial and spectral domains, which leads to the use of Fourier transforms of magnetic fields and anomalies. From these equations, models are calculated to describe a catalogue of structures that can be recognized at the study site: buried body (sphere), dykes of different widths, volcanic lava flow, fault or dipping contact and sill. Some hypotheses will have to be done to allow magnetic interpretation using potential methods transform. In order to understand the pros and cons of these transforms, they are applied to the catalogue of synthetic cases. These models help in the magnetic characterization of key structures in Guadeloupe.

(4) *In a fourth chapter, we present the different acquisition campaigns and the magnetic data used. We detail and comment on the processes to acquire and process raw data from each survey until the best possible magnetic anomaly grid is obtained.* Aero-magnetic data were provided to the GEOTREF program. They were acquired during a survey conducted by the BRGM and funded by the Region Guadeloupe, EDF and the Guadeloupe Office for Water. They were measured from an heliborne system, in parallel with a time-domain electromagnetic survey, during the GuadEM program. The grids obtained from these data have a standard deviation at crossing points between profiles and tie-lines of 27.1 nT after processing. This value gives an estimate of the average

quality of the measurements. A set of marine magnetic data was acquired within the GEOTREF program, in parallel with high-resolution reflection seismics and bathymetric data. The variability at the crossing points of this grid is 7.4 nT. Finally, magnetic acquisition methodologies were implemented during this thesis to answer the field constraints of Basse-Terre and of Les Saintes analogue. In the coastal area near Basse-Terre and Terre-de-Haut (the eastern island of Les Saintes archipelago), marine acquisitions were conducted on-board a motorboat, using a lightweight electronics and a fluxgate magnetic sensor. This type of set-up allows for compensation of the magnetic effect of the carrier (in this case the motorboat). The quality of the obtained data shows that it is possible to conduct magnetic acquisitions with different carriers, even in highly magnetized environments such as volcanic environments. Indeed, the standard deviation at the crossing points of these two surveys is 5.2 nT offshore Basse-Terre and 7.2 nT offshore Terre-de-Haut. In order to achieve high-resolution data to understand the complex geology of the island, onshore surveys must be conducted as close to the ground as possible. However, the context implies steep topography and a heavy vegetal cover, which requires airborne geophysical surveying. Conventional aeromagnetic acquisition techniques do not allow near-ground surveys in such contexts. A magnetic acquisition device using a drone was developed. 34 km² of magnetic data were acquired during a 13-day campaign in 2017. The automated piloting of the UAV allows for high-precision navigation. The error at the crossing points of this survey is 11.0 nT. There is still room for improvement in this type of acquisition but the system allows for high-quality and high-performance surveys in a context of poor accessibility. In addition, the UAV flight altitudes can complete the interval between ground and airborne surveys (plane or helicopter). The multi-scale and multi-altitude acquisition was tested during a second acquisition mission.

(5) *The compiled magnetic maps are interpreted in the fifth chapter.* The variability of the data altitudes and its wide distribution allow interpretations at different scales. The transforms presented in the third chapter are applied in this fifth part. On Basse-Terre scale, major structures could be recognized, especially directions corresponding to known structural directions. The study then focuses on the PER. First, we estimate the effect of topography on magnetic data. Possible interpretations for the magnetic analysis must be guided by the geological knowledge because tectonic structures cannot be easily differentiated from lithological structures. However, main directions have been interpreted, as well as structures underlying the debris flows. Special attention is paid to the Matouba area, where geological and geophysical studies indicate a potentially exploitable geothermal resource. This area covered with vegetation and no field surveys are available. As a result, the fracture network is designed by geologists through the digital elevation models only. Magnetic interpretation detects a number of directions correlated with these readings. On the other hand, some magnetic anomalies allow to deduce the presence of subsurface lithological formations that are not recognized on

lithological maps.

The archipelago of Les Saintes is located south of Basse-Terre Island and presents lithologies that are interpreted as a paleo-geothermal reservoir which could be an ancient exhumed analogue from the Basse-Terre reservoirs. Magnetic data can be used to locate some volcanic structures at sea. Moreover, an offshore extrapolation of the onshore altered areas is discussed, taking into account different degrees of alteration. The determination of faults in this context is difficult but some directions that might correspond to tectonic structures are proposed, in accordance with the geological understanding of the area. Theoretical developments of the magnetic method are proposed, in order to complete the interpretations or to test their validity. Starting from the spectral expression of the magnetic anomaly created by a magnetic dipole, we propose a technique for inversion of the magnetization intensity. A horizontal layer of dipoles is considered, all having the same magnetization direction, and magnetization intensity is calculated through inverse problem in the spectral domain. Thus, three major hypotheses are made: the direction of magnetization must be the same for all objects, it must be known and finally the topography must have a negligible influence on the measured magnetic anomaly. The last hypothesis comes from the use of spectral domain equations, in which the vertical coordinate is a function of the horizontal coordinates. A pre-feasibility study is conducted with synthetic data, showing how the inversion works at different altitudes. Through the magnetization inversion in Les Saintes, the offshore extrapolation of the demagnetized hydrothermal area is proposed.

(6) *In the sixth and final chapter, a comparison and synthesis is carried out between the magnetic interpretations produced during the thesis and the interpretations that can be derived from the (non-seismic) geophysical data provided for the GEOTREF program.* Gravimetry, magnetotellurics and time-domain electromagnetism data were provided to, or acquired by, the project. The theory behind each of these methods is briefly explained, as well as the processes to acquire and process each dataset. While gravimetric measurements in Guadeloupe have been the subject of several studies and interpretations over time, magnetotelluric interpretations have been carried out by a project partner in parallel with magnetic interpretations. A comparative synthesis of all these geophysical data is carried out.

Remerciements

Grâce à toutes les personnes qui m’ont accompagnée de près ou de loin au cours de cette thèse, je ressors de cette expérience plus riche scientifiquement mais aussi humainement.

Mes remerciements vont en premier et de manière très conventionnelle, à **Marc Munschy**, mon directeur de thèse. *Quel beau métier, professeur !*

Merci d’avoir placé ta confiance en moi au cours de cette thèse et de m’avoir poussé à faire toutes ces choses dont je ne me serais pas crue capable. Tu as composé avec mes qualités et mes défauts, tu m’as laissé faire les choses à ma façon et je te suis très reconnaissante d’avoir plus cru en moi que moi-même. Heureusement que tu as insisté pour que j’arrête de chipoter, on y serait encore ! Tu m’as souvent dit : « *Ne me remercie pas, c’est normal !* » alors à la place je te pardonne pour les blagues limites-limites et le mégot de cigarette dans la baie de Malendure ! Bon et merci, quand même.

Un autre Marc mérite une mention prioritaire pour son engagement dans ma thèse. **Marc Diraison** m’a apporté son encadrement sur les questions géologiques de ma thèse qui étaient pour moi les plus obscures lorsque j’ai commencé. Pour cela, et pour ta gentillesse et ta rigueur lors de la relecture de ma thèse et du papier que j’ai écrit, je te remercie.

Un jury a accepté d’évaluer ma thèse ce 29 avril 2019. Ce jury était composé de **Pascal Tarits** et **Jean-Marc Lardeaux** en tant que rapporteurs, de **Claire Bouligand**, **Yves Géraud** et **Jean-François Girard** en tant qu’examinateurs, ainsi que de **Frédéric Gérard**, invité en tant que chef de projet GEOTREF. Je remercie rapporteurs et examinateurs de ce jury d’avoir bien voulu examiner mon travail, parfois avec un grand luxe de détails, et d’avoir proposé des améliorations pour le manuscrit afin de produire un travail dont je puisse être satisfaite. Nos discussions lors de ma soutenance ont également été pour moi l’occasion d’un bel approfondissement scientifique de certains aspects de ma thèse. Je remercie Frédéric Gérard de sa présence à cette soutenance en tant qu’invité mais plus généralement de sa présence fédératrice au sein du projet.

Je remercie très chaleureusement également **Simon Viard** de Teranov pour son aide

et sa vigilance en tant que coordinateur scientifique du projet. Toujours au sein de Tera-nov, merci à **Jacques Charroy** pour les échanges enrichissants que nous avons eu sur les différentes méthodes géophysiques que je maîtrisais moins. De manière plus générale, je remercie tous les **partenaires de GEOTREF**. Ce projet a été une expérience riche d'échanges et de discussions. En particulier, les missions sur le terrain ont été des moments privilégiés pour ma thèse et pour mon enrichissement personnel. Bien sûr, parmi les partenaires, je me dois de mentionner tout spécialement **les thésards GEOTREF** de la première heure : Vivien, Alexiane, Lucie, Gildas. Je vous souhaite à tous bonne continuation et bonne réussite!!

Je tiens également à remercier celles et ceux qui ont rendu possible cette thèse dans son aspect pratique : les gestionnaires CNRS et Unistra à l'IPGS et de manière générale tout le **secrétariat de l'EOST**. Je remercie tout particulièrement **Ghenima Begriche**, **Dilek Karayigit** et **Binta Mesmacques** pour leur efficacité salvatrice, palliant à mon manque d'organisation chronique.

Une mention toute spéciale aux pilotes de drone **Tristan Fréville** et **Francis Galuser**, qui ont permis la réalisation de ces levés magnétiques plus qu'ambitieux. Les drones n'ont pas toujours apprécié les exigences de l'acquisition et je sais que les limites techniques du vol en drone sur ce type de topographies ont été poussées au maximum mais c'est un beau défi qui a été relevé avec succès! L'organisation de ces campagnes a été possible grâce au précieux concours de **François Boulland**, fin connaisseur de la Basse-Terre et de tous ses sentiers, que je remercie également.

À mes collègues de Strasbourg, ceux de Blessig et ceux de Descartes, les géophysiciens, les géologues et mêmes les géochimistes (!), ceux qui sont arrivés et ceux qui sont partis, ceux qui sont des collègues et ceux qui sont des amis : Jeanne, Médé, M-E, Charlotte, Francis, Jean-Mi, Arnaud, Eric, Baptiste, Luke, Frédo, Nirren, Rodolphe, Simon, Quentin, Benoît, Alexis. Ceux qui font et qui ont fait que chaque jour à la pause on rigole bien et on débat beaucoup!

Un mention spéciale va évidemment à l'**Union des Méthodes Potentielles**, à l'acronyme si fâcheux : Pauline (P1), Paul Calou (P2 et médaille du co-bureau!), Paul Bernard (P3), Bruno, Sonia, Rozan et bien sûr le Grand Manitou, mais il a déjà eu un paragraphe à lui tout seul. Pour toutes ces discussions de sciences, de magnétisme, de géophysique, de géologie, de laboratoire, de projets, de gros sous, de politique, de société, de philosophie, d'écologie... Je ne sais même pas de quoi nous n'avons pas discuté. On a fait pire, comme environnement professionnel! Et tout ça en sirotant un... café bien sûr!

Un clin d'œil à la **Team Mercière** (étendue) et au Local pour les blindtests, la Mercière et les pizzas. Mais surtout pour la respiration qu'étaient ces moments partagés. L'air de rien cela a rythmé mes semaines et j'en avais besoin, de rythme!

À **mes amis**, de tous les horizons. Ceux que j'ai croisé tous les jours de cette thèse et ceux à qui j'ai pensé tous les jours. Il serait inutile et embarrassant de tous vous citer, vous vous reconnaîtrez si par hasard vous lisez ce paragraphe (je sais bien que vous n'allez lire que les remerciements!). Sans vous bien sûr, c'était le craquage assuré. Certains d'entre vous sont loin de moi, mais sachez que chaque message, chaque pensée, chaque moment partagé a compté.

Je dois remercier ma famille et plus spécifiquement, **mes parents** car le soutien, la compréhension et l'attention qu'ils m'ont apporté m'ont permis non seulement d'aller jusqu'au bout de cette aventure, mais aussi et surtout de faire qui je suis aujourd'hui. J'imagine qu'il n'est pas tout à fait anodin que je me sois trouvée en géophysique, finalement... Et puis **Laure**, car tu es la grande sœur que j'admire et qui me guide, même quand on se chamaille. Tu es celle qui me connaît le mieux, ma solution de secours qui vérifie l'expression *Aux grands maux, les grandes sœurs*.

Je veux écrire un mot particulier pour **Alain Triboulet**, mon grand-père. Pour parler bien, j'eusse tant aimé que tu visses l'accomplissement de ce travail. Tu connaissais l'importance des enjeux énergétiques et tu comprenais la portée d'une thèse. J'ose espérer que tu aurais été fier de moi.

Et **Val**, il n'y a pas assez de pages dans cette thèse pour te dire tout ce que je te dois. Si j'en suis là aujourd'hui, c'est grâce à ta présence solaire, à ton soutien inconditionnel, ta patience, ta confiance. C'est ton sourire qui me porte et du haut de ton mètre 90, tu me tires forcément vers le haut ! Merci.

Table des matières

Avant-propos	i
Résumé étendu	iii
Extended abstract	viii
Remerciements	xiii
Table des matières	xxi
1 Contexte général	1
1.1 La géothermie haute énergie	1
1.1.1 Définition	1
1.1.2 Zones cibles	2
1.1.3 Exploitation	4
1.1.4 Contexte socio-économique	5
1.2 Le projet GEOTREF	8
1.2.1 Les acteurs du projet	9
1.2.1.1 Soutiens	9
1.2.1.2 Partenaires actifs	9
1.2.2 Démonstrateur	10
1.2.3 Organisation et montage du projet	11
1.2.4 Place de la thèse dans le projet	13
1.2.4.1 Objectifs	13
1.2.4.2 Méthodes géophysiques	13
1.2.4.3 Tâches	14
2 Contexte géodynamique	17
2.1 Les Antilles	17
2.2 La Guadeloupe et la Basse-Terre	20
2.2.1 Contexte tectonique et régimes de contrainte	20
2.2.2 Hydrothermalisme et géothermie	24

2.2.3	Lithologies en Basse-Terre	25
2.2.3.1	Les grands complexes de la Basse-Terre	26
2.2.3.2	Lithologie détaillée	29
2.3	Terre-de-Haut, Les Saintes	32
2.3.1	Histoire géologique des Saintes	33
2.3.2	Zone hydrothermalisée	36
2.4	Problématiques géologiques	36
3	La théorie de la méthode magnétique	39
3.1	L'aimantation des roches	40
3.1.1	Les propriétés magnétiques des matériaux	41
3.1.1.1	Matériaux diamagnétiques	42
3.1.1.2	Matériaux paramagnétiques	42
3.1.1.3	Matériaux ferromagnétiques	43
3.1.1.4	Rapport de Koenigsberger	45
3.1.2	Faisabilité sur le site d'étude	46
3.1.2.1	Contrastes d'aimantations des roches en Basse-Terre	46
3.1.2.2	Direction moyenne de l'aimantation en Basse-Terre	47
3.1.2.3	Etudes magnétiques en Basse-Terre	48
3.1.2.4	Mise en œuvre pratique de la méthode	56
3.2	Le champ magnétique terrestre	57
3.3	L'anomalie magnétique	60
3.3.1	Approximation de l'anomalie magnétique	60
3.3.2	Anomalie magnétique d'un dipôle	62
3.3.3	Calcul en domaine spectral	63
3.3.3.1	Domaine spectral et transformée de Fourier	63
3.3.3.2	Expressions spectrales de l'anomalie magnétique d'un dipôle	67
3.3.4	Modèles 3D caractéristiques	68
3.3.5	Effet de la distance à la source (altitude)	71
3.4	Opérateurs de transformée de carte	73
3.4.1	Dérivation et intégration	74
3.4.2	Double réduction au pôle (DRP ou RP)	76
3.4.3	Prolongement vers le haut (PH) ou vers le bas (PB)	80
3.4.4	Signal Analytique (SA)	82
3.4.5	Tilt Angle	86
3.5	Pointé automatique sur des cartes transformées	86
3.5.1	Méthode de Blakely et Simpson (1986)	86
3.5.2	Pointé automatique de linéaments	88
3.5.3	Application aux modèles synthétiques	91

4 Description des données et des acquisitions magnétiques	93
4.1 Données existantes utilisées	94
4.1.1 GUADEM 2013	94
4.1.1.1 Description de la donnée	94
4.1.1.2 Traitements réalisés	96
4.1.2 GEOTREF Marine 2015	104
4.1.2.1 Description de l'acquisition	104
4.1.2.2 Traitements réalisés	106
4.2 Acquisitions magnétiques de l'IPGS	109
4.2.1 Relevés de susceptibilité magnétique sur le terrain	109
4.2.2 Données marines	112
4.2.2.1 Métrologie	112
4.2.2.2 Compensation-Calibration	113
4.2.2.3 Procédure d'acquisition	116
4.2.2.4 Statistiques d'acquisitions	118
4.2.2.5 Traitement des données	119
4.2.3 Données drone	123
4.2.3.1 Métrologie	123
4.2.3.2 Procédure de vol	124
4.2.3.3 Statistiques d'acquisitions	128
4.2.3.4 Calibration et contrôle de la qualité des données	129
4.2.3.5 Traitement des données	130
4.3 Synthèse et compilation des données magnétiques	135
4.3.1 Comparaison des étalonnages en fonction des porteurs	137
4.3.2 Compilation de grilles	138
5 Interprétation des cartes magnétiques	141
5.1 Interprétation des cartes magnétiques	142
5.1.1 Dépendance à la topographie	143
5.1.2 Preuve terrain : le cas d'Anse Machette	145
5.1.3 Étude des cartes magnétiques transformées en Basse-Terre	149
5.1.4 Étude linéamentaire détaillée	156
5.1.4.1 Pointé automatique	156
5.1.4.2 Interprétation des pointés	156
5.1.5 Étude détaillée : la zone de Matouba	162
5.1.5.1 Qualité des données	162
5.1.5.2 Interprétation lithologique du pointé	164
5.1.5.3 Interprétation structurale du pointé	165
5.1.5.4 Conclusions dans la zone de Matouba	169
5.2 Terre-de-Haut, Les Saintes	170
5.2.1 Enjeux	170

5.2.2 (Article) Magnetic mapping in Terre-de-Haut	170
5.2.2.1 Abstract	170
5.2.2.2 Introduction	171
5.2.2.3 Regional setting and geothermal system	172
5.2.2.4 High-resolution marine magnetic survey	176
5.2.2.5 Magnetic effect of bathymetry	181
5.2.2.6 Filed transforms for magnetic interpretation	182
5.2.2.7 Spectral inversion of magnetization	184
5.2.2.8 Interpretations of the magnetic data	188
5.2.2.9 Conclusions	192
5.2.2.10 Acknowledgements	194
5.2.3 Réduction au pôle et signal analytique	195
6 Mise en relation des interprétations magnétiques avec des résultats issus d'autres données géophysiques	199
6.1 Magnétotellurie (MT)	200
6.1.1 Les résistivités dans le sol	200
6.1.2 Principe de la méthode MT	202
6.1.3 Faisabilité en Guadeloupe	207
6.1.4 Données et résultats d'audio-magnétotellurique	208
6.1.5 Données magnétotelluriques en Basse-Terre	210
6.1.5.1 Campagne MT GEOTREF 2015	210
6.1.5.2 Campagne MT Imagir-GEOTREF 2016	214
6.1.5.3 Cartes et résultats d'inversion MT	216
6.1.6 Les zones d'intérêt à caractère géothermique	217
6.1.7 Données MT/AMT et magnétisme	221
6.2 Électromagnétisme en domaine temporel (TDEM)	225
6.2.1 Principe de la méthode	225
6.2.2 Faisabilité en Guadeloupe	226
6.2.3 Données TDEM de GUADEM	227
6.2.4 Traitement et inversion des données	228
6.2.5 Cartes de résultat	229
6.2.6 Lien entre les données TDEM et le magnétisme	230
6.2.6.1 Section de surface (0-2 m)	231
6.2.6.2 Section à 21 m (21-26 m)	234
6.2.6.3 Section à 262 m (262-299 m)	236
6.2.6.4 Section à 300 m (≥ 300)	239
6.2.6.5 En résumé	241
6.2.7 Comparaison avec les données MT	242

6.3 Gravimétrie	244
6.3.1 Principe de la méthode	244
6.3.1.1 Le champ gravimétrique	244
6.3.1.2 Les corrections gravimétriques	246
6.3.2 Faisabilité de la gravimétrie en Guadeloupe	247
6.3.3 Limites de la méthode	248
6.3.4 Données et anomalie de Bouguer en Basse-Terre	249
6.3.5 Interprétations dans la zone PER	251
6.3.6 Apport des données gravimétriques en Basse-Terre et sur le PER	253
6.3.7 Relation de Poisson	255
Conclusions et perspectives	257
Annexes	263
A Fiches de tâche du projet GEOTREF	263
Tâche 3.1	263
Tâche 3.2	264
Tâche 3.3	265
Tâche 10.2	266
B Mesures de rémanence sur des échantillons de Guadeloupe	267
B.1 Échantillons hydrothermalisés	267
B.2 Échantillons pas ou peu altérés	268
C Statistiques d'acquisition des levés réalisés par l'IPGS	269
C.1 Levé marin haute résolution au large de Terre-de-Haut	269
C.2 Levé marin haute résolution au large de Basse-Terre	269
C.3 Levé drone (mission 1) en Basse-Terre	270
Références bibliographiques	286

Chapitre 1

Contexte général

Sommaire

1.1	La géothermie haute énergie	1
1.1.1	Définition	1
1.1.2	Zones cibles	2
1.1.3	Exploitation	4
1.1.4	Contexte socio-économique	5
1.2	Le projet GEOTREF	8
1.2.1	Les acteurs du projet	9
1.2.1.1	Soutiens	9
1.2.1.2	Partenaires actifs	9
1.2.2	Démonstrateur	10
1.2.3	Organisation et montage du projet	11
1.2.4	Place de la thèse dans le projet	13
1.2.4.1	Objectifs	13
1.2.4.2	Méthodes géophysiques	13
1.2.4.3	Tâches	14

Cette thèse fait partie d'un projet de grande envergure ayant pour objet l'exploration et l'exploitation géothermique en Guadeloupe. Afin d'introduire les travaux propres à la thèse, nous présentons d'une part le contexte et les problématiques de la géothermie et d'autre part le projet en lui-même.

1.1 La géothermie haute énergie

1.1.1 Définition

La géothermie désigne diverses techniques d'exploitation de la chaleur de la Terre. En fonction de la chaleur considérée et des fluides utilisés, de la profondeur des fo-

rages nécessaires pour l'exploitation et des enjeux de la production, les techniques de la géothermie peuvent être très différentes (ADEME, 2011).

- **La géothermie de très basse énergie** permet de chauffer un bâtiment ou une maison individuelle grâce à un forage de quelques mètres, par un système de pompe à chaleur. Ce type de technique est applicable dans presque n'importe quel contexte géologique puisqu'elle ne fait intervenir que les premiers mètres du sol. Les fluides peuvent avoir des températures inférieures à 30°C.
- **La géothermie de basse énergie** permet le chauffage de bâtiments plus grands et/ou multiples, d'installations industrielles ou de serres agricoles. Ainsi son application est plutôt industrielle ou urbaine. Ce type de géothermie est pratiquée dans des bassins sédimentaires par l'intermédiaire d'aquifères profonds, mais ne nécessite pas de gradient géothermique particulier (fluides entre 30°C et 90°C), comme dans le bassin de Paris (Lopez et al., 2010b). Elle nécessite des forages de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres.
- **La géothermie de moyenne énergie** est une technologie particulière permettant la production de chaleur mais aussi d'électricité à partir de la chaleur de la Terre. Cette technologie utilise des gradients géothermiques supérieurs à la moyenne pour que les fluides atteignent des températures entre 90 et 150°C à quelques milliers de mètres de profondeur. La technique de production par cycle à fluide binaire est employée depuis la années 1980 et permet de produire quelques kW voire quelques MW pour alimenter des zones isolées ou insulaires.
- **La géothermie de haute énergie** permet la génération d'électricité pour des installations industrielles ou des petites villes. Ce type de géothermie ne peut être développé que dans des contextes géologiques particuliers car les fluides mis à contribution doivent atteindre des températures supérieures à 150°C et doivent se présenter sous forme de vapeur pour être exploités. Cela nécessite des contextes de remontée importante du géotherme¹ et des forages profonds de quelques kilomètres. Pour l'exploitation de cette ressource, des usines géothermiques de grande envergure sont mises en place.

Le fond de cette thèse repose sur l'exploration associée à un projet visant à l'installation d'une centrale de géothermie haute énergie aux Antilles et nous nous concentrerons uniquement sur la géothermie de haute énergie par la suite.

1.1.2 Zones cibles

Le gradient géothermique normal moyen de la croûte continentale est de 30°C/km. L'utilisation de fluides dont la température est supérieure à 150°C implique ainsi des

1. Le géotherme est le gradient thermique du sous-sol, ainsi une remontée locale du géotherme implique la remontée locale de plusieurs isothermes.

zones dont la géologie est très particulière et où le gradient géothermique est suffisant pour que la production électrique à partir de sources à des profondeurs accessibles soit possible. C'est pourquoi la tectonique est un des contrôles majeurs pour comprendre les systèmes géothermiques de haute énergie. La figure 1.1 met en parallèle les structures tectoniques majeures et les systèmes géothermiques de différents types.

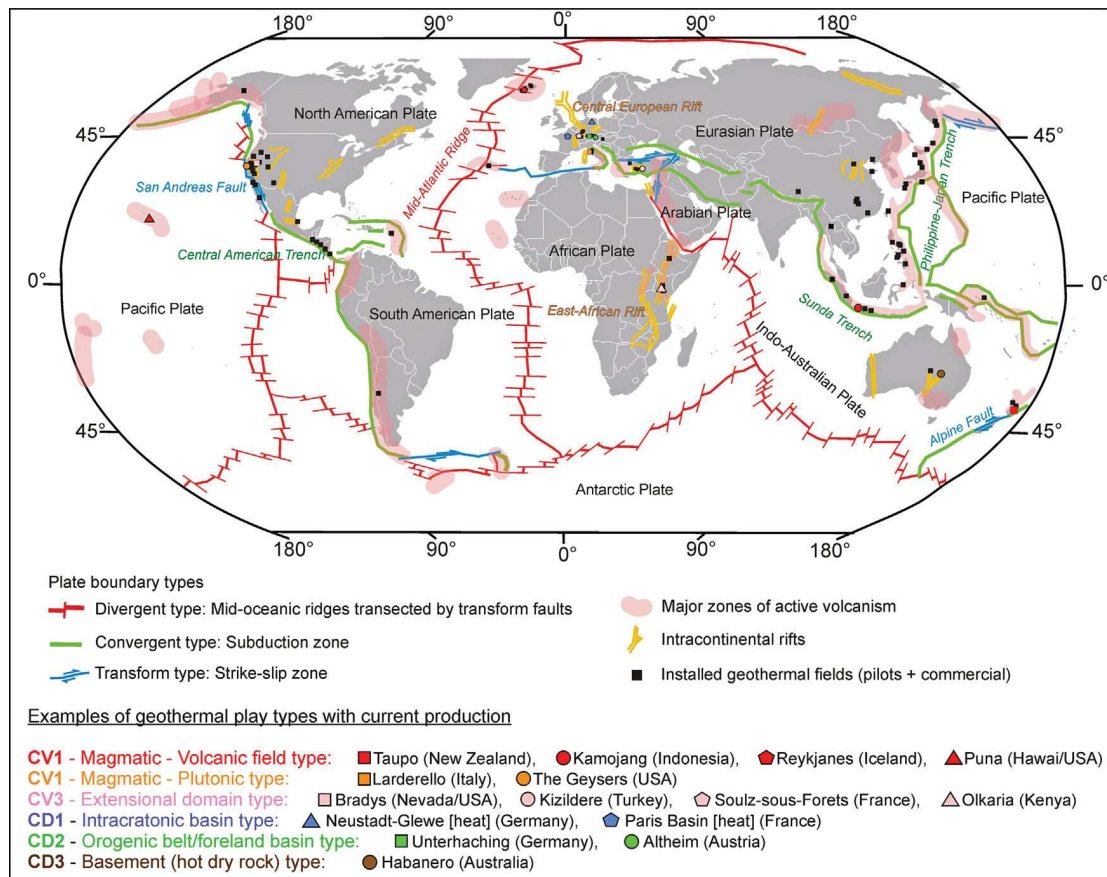


FIGURE 1.1 – Champs géothermiques installés dans le contexte tectonique mondial. Exemples de systèmes géothermiques en fonction de leurs caractéristiques : CV = transport de chaleur convectif, CD = transport de chaleur conductif (non abordé dans la thèse) (Moeck, 2014).

En effet, les systèmes géothermiques à haute énergie témoignent de transports de chaleur convectifs dominants : la chaleur est transportée des zones les plus profondes vers la sub-surface par des fluides circulant le long de conduits perméables. Ces systèmes se mettent en place dans des régions de remontée des géothermes et l'on distingue différentes sources de chaleur en fonction des facteurs causant une telle remontée (Moeck, 2014).

- Dans les **systèmes volcaniques**, l'activité magmatique à faible profondeur permet des gradients géothermiques très élevés et contrôle la circulation, la chimie et la température des fluides géothermiques. D'autre part, l'activité tectonique, complémentaire de tels contextes, entraîne la création de conduits privilégiés pour ces fluides. Ces systèmes se développent dans des zones de volcanisme extrusif ou intrusif, ce qui inclue les arcs volcaniques liés à des zones de subduction, les dorsales océaniques ou encore les points chauds. Le site d'étude de cette thèse est

lui-même localisé dans une zone de subduction (Bouchot et al., 2010).

- Les **systèmes plutoniques** utilisent la chaleur d'un corps intrusif jeune en cours de cristallisation. Un système de failles actives doit y être associé pour permettre la circulation des fluides. Ces systèmes sont parfois concomitants à des systèmes volcaniques, comme c'est le cas dans l'exemple de Larderello, en Italie, la première exploitation géothermique de ce type à avoir été mise en place en Europe (Minissale, 1991).
- Certains **systèmes extensifs** entraînent à la fois un amincissement de la croûte permettant la remontée des isothermes et la création de failles majeures permettant la circulation des fluides. La température de tels systèmes excède rarement les 200°C. Différents contextes géologiques peuvent être envisagés dont des systèmes de rifts, des bassins en pull-apart ou encore des bassins d'arrière-arc intracontinentaux. On relèvera l'exemple du fossé Rhénan, avec la centrale de Soultz-sous-Forêts, pionnière dans l'exploitation de la géothermie haute énergie en France métropolitaine (Bächler et al., 2003).

Les systèmes volcaniques et plutoniques sont parfois rassemblés en une seule catégorie de **systèmes magmatiques**. Ils sont ceux permettant d'obtenir les gradients géothermiques les plus élevés, on parle alors de géothermie haute température. On distingue dans de tels systèmes des zones dites d'*upflow* et des zones d'*outflow*, indiquant le sens du transport de chaleur : respectivement montant et descendant (Hochstein, 1988). Les zones d'*upflow* constituent des cibles prioritaires pour l'exploitation des systèmes magmatiques en raison de la remontée locale des isothermes.

Les roches de ces structures géothermiques sont le plus souvent volcaniques ou volcano-sédimentaires. On y distingue des fluides acides et des gaz originaires des chambres magmatiques (SO_2 , HCl , CO_2 , H_2S) dans les zones d'*upflow* et des fluides de pH neutre ou légèrement basique dans les zones d'*outflow*, où ils sont mélangés aux fluides météoriques (Moeck, 2014). Les réseaux de fractures permettent la circulation et le stockage des fluides : on parle de réservoirs fracturés. C'est souvent à l'interface endommagée de différents réseaux de failles que sont concentrées les zones très fracturées et *a fortiori* les principales zones d'*upflow*.

1.1.3 Exploitation

Les centrales géothermiques utilisent la chaleur du sol pour chauffer de l'eau ou un autre fluide. Ce fluide est utilisé pour actionner la turbine d'un générateur, afin de produire l'électricité. Le fluide provenant du sol est ensuite refroidie et renvoyée au réservoir. Les réservoirs de haute énergie présentent en général des fluides d'une température supérieure à 150°C, arrivant à la surface sous forme d'un mélange liquide-vapeur.

Dans les centrales les plus simples et anciennes, seule la vapeur est exploitée pour l'entraînement des turbines. La séparation du mélange se fait donc dans un séparateur-sécheur. A sa sortie, la vapeur est envoyée dans une turbine couplée à un alternateur, produisant ainsi de l'électricité. La puissance électrique unitaire moyenne de ces centrales géothermiques varie de 15 à 55 MW (Laplaige, 2016). Dans la mesure du possible, l'eau géothermale séparée de la vapeur est réinjectée dans le réservoir, ce qui permet de pérenniser la ressource et d'éviter les baisses de pression dans les réservoirs profonds. D'autre part, le rejet de fluides géothermaux dans l'environnement peut occasionner des problèmes environnementaux.

Les techniques actuelles d'exploitation comprennent des centrales à condensation impliquant l'injection d'eau chaude à haute pression tirée des réservoirs profonds vers des cuves à basse pression pour les vaporiser et actionner les turbines. Des développements plus récents comprennent des centrales à cycle combinés où un premier fluide modérément chaud issu des réservoirs géothermiques transfère sa chaleur à un second fluide dont le point d'ébullition est plus bas que le premier, ce qui déclenche sa vaporisation et permet l'actionnement des turbines.

D'autres environnements existent pour la production d'électricité géothermique. Par exemple, dans les réservoirs dits *hot dry rock*, la fracturation des réservoirs est artificielle et la phase liquide est injectée afin d'exploiter l'anomalie géothermique et de développer un échangeur artificiel de chaleur.

Enfin, lorsque les réservoirs géothermiques ne sont pas naturellement suffisamment chauds ou perméables pour produire de l'électricité, des techniques d'amélioration artificielle de la perméabilité permettent de les rendre exploitables. Ces systèmes sont appelés EGS (*Enhanced Geothermal Systems*) et permettent l'exploitation de réservoirs plus profonds et moins chauds (80 - 150°C), situés dans des bassins sédimentaires ou des socles cristallins, à des fins de génération d'électricité comme c'est le cas à Soultz-sous-Forêts (Alsace) (Limberger et al., 2014). En zones volcaniques, cette technologie est la plupart du temps inutile.

1.1.4 Contexte socio-économique

Depuis l'ère industrielle les économies mondiales sont plus que jamais basées sur la consommation d'énergie. La production d'énergie et l'indépendance énergétique sont donc parmi les thèmes clés du développement économique. En conséquence, l'épuisement des ressources fossiles est une préoccupation internationale majeure à laquelle s'ajoutent dorénavant des problématiques écologiques liées notamment aux émissions de gaz à effet de serre. Les politiques internationales tendent donc à favoriser le développement des énergies renouvelables (Vidal, 2017).

L'exploitation de la géothermie ne dépend pas des conditions atmosphériques ou climatiques et peut fonctionner en continu, contrairement à d'autres énergies renouvelables telles que le photovoltaïque ou l'éolien. De plus, c'est une méthode peu polluante en termes d'émissions de gaz à effet de serre et la durée de vie des installations géothermiques est de plusieurs dizaines d'années (30 à 80 ans), durée que le développement des technologies tend à améliorer.

L'énergie produite sur cette période dépend fortement du contexte géodynamique de la zone d'exploitation. On l'estime en moyenne à quelques dizaines de mégawatts, en puissance électrique unitaire moyenne (Laplaige, 2016). En comparaison, la puissance électrique unitaire moyenne d'un réacteur nucléaire est d'environ 1000 MW (une centrale nucléaire en comprend en général 2 à 16). La puissance unitaire d'une centrale à charbon récente est également autour de 1000 MW.

En 2015, un total de 26 pays exploitent l'énergie géothermique de leur territoire pour la génération d'électricité (Bertani, 2012, 2016). La figure 1.2 présente les acteurs de la géothermie dans le monde. De nombreux états ont récemment démarré des programmes d'exploration et, en 2020, le nombre de pays engagés dans la géothermie haute énergie devrait doubler (Bertani, 2016). Certaines installations majeures ont une capacité supérieure à 100 MW comme en Islande, en Nouvelle Zélande, aux États-Unis ou en Indonésie.

La géothermie haute énergie représente donc une solution énergétique compétitive et de faible impact environnemental (Fridleifsson, 2001 ; Lund et Boyd, 2015). En conséquence, le secteur de la géothermie connaît une forte croissance depuis les années 1980. Le marché mondial de la géothermie haute température est estimé entre 3 et 4 milliards d'euros par an pour les 10 prochaines années (ADEME, 2011).

En France, l'utilisation de la géothermie de manière générale a également augmenté ces dernières années (Boissier et al., 2010). En 2010, la part de la géothermie dans le parc énergétique français était de seulement 0,02%, avec une seule installation située à Bouillante, en Guadeloupe. Depuis, les lois Grenelle de 2007 et 2011 et la loi relative à la transition énergétique pour la croissance verte en 2014 prévoient l'augmentation de la part des énergies renouvelables en France pour atteindre 32% de la production totale en 2030 (celle-ci était de 5,7% en 2014). Afin d'atteindre ces objectifs, des fonds ont notamment été alloués pour les projets innovants de géothermie.

En métropole, les gradients géothermiques sont moyens (autour de 30°C/km), ne permettant pas en général la mise en place de centrales de géothermie haute énergie. Il existe cependant quelques anomalies géothermiques localisées liées à des contextes géologiques favorables (Boissier et al., 2010 ; Sanjuan et al., 2011 ; Laplaige, 2016 ;

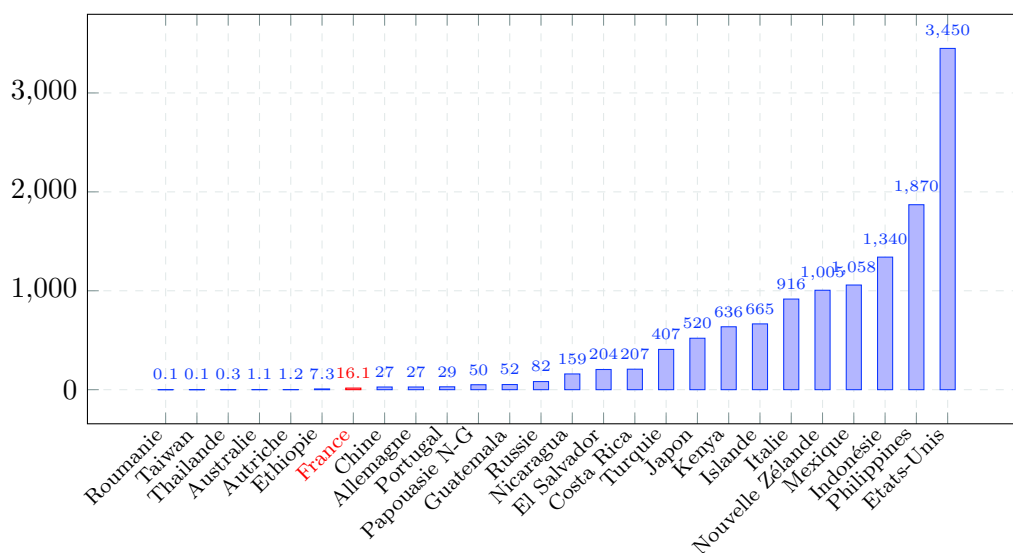
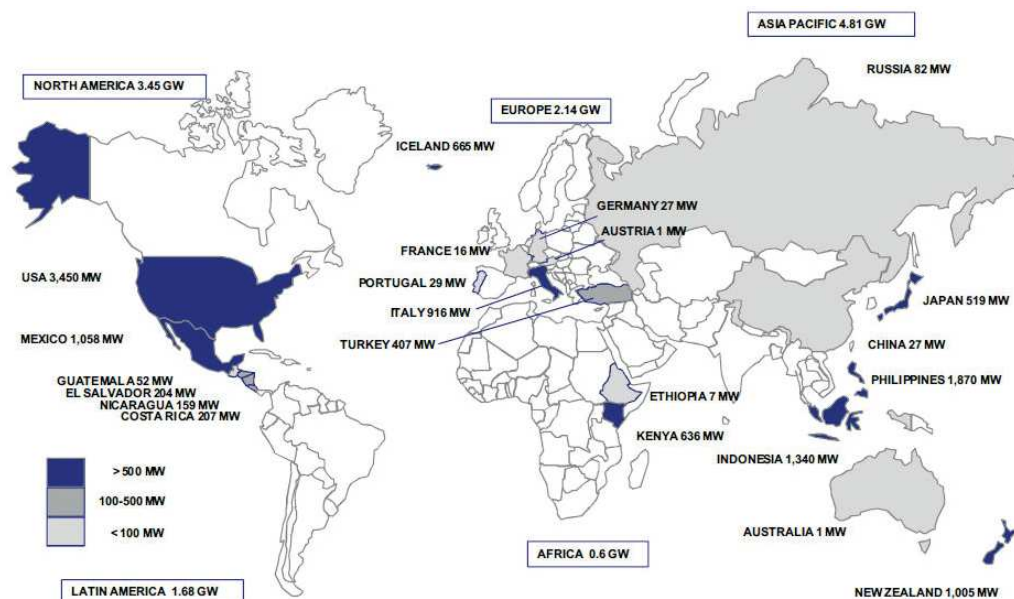


FIGURE 1.2 – En haut : répartition des pays concernés par la géothermie en 2015 et leur capacité électrique installée. (Bertani, 2016). En bas : Capacité électrique des installations géothermiques par pays en 2015 pour un total de 12,7 MWe. Données en MWe d'après Bertani (2016).

Vidal, 2017) pouvant permettre de telles installations. Des permis exclusifs de recherche sont en cours de validité pour l'exploration de ces zones. Parmi eux, des permis en Alsace, dans les Pyrénées, dans le Massif central ou dans la vallée du Rhône (Vidal, 2017).

En France, les contextes les plus favorables à la géothermie de haute énergie se trouvent en territoire d'Outre-Mer. En particulier, les Antilles françaises sont localisées en limite de plaques (zone de convergence) et des fluides à plus de 250°C y circulent à des profondeurs inférieures à 1 km (Sanjuan et al., 2011 ; Laplaige, 2016). En Guadeloupe,

la centrale géothermique de Bouillante a une capacité électrique installée de 16 MWe² et fonctionne depuis les années 1980. La concession associée a une superficie de 24 km².

Des permis exclusifs de recherche ont été déposés en Réunion et au sud de la concession de Bouillante en Guadeloupe. Ce dernier est le site démonstrateur du projet GEOTREF.

1.2 Le projet GEOTREF

Cette thèse fait partie du projet GEOTREF (figure 1.3) : « Plate-forme pluridisciplinaire d'innovation et de démonstration pour l'exploration et le développement de la GEOThermie haute énergie dans les REservoirs Fracturés. »



FIGURE 1.3 – Logo du projet

Ce projet vise à améliorer la compréhension du fonctionnement des réservoirs géothermiques fracturés pour :

- En phase d'exploration, maîtriser le risque lié aux investissements importants pour la réalisation de forages sans avoir la certitude de mettre en évidence une ressource géothermique économiquement exploitable ;
- En phase de production, garantir l'exploitation durable d'un réservoir.

Le projet GEOTREF a pour mission de développer des méthodes innovantes de qualification de la ressource géothermale puis à les appliquer de façon opérationnelle (Site internet officiel du projet GEOTREF geotref.com, 2018).

Le projet est surtout axé sur les méthodes d'exploration de réservoirs fracturés de type volcanique.

2. Le mégawatt électrique (MWe) désigne la puissance électrique produite par une installation, pour la distinguer de la puissance par diffusion thermique (mégawatts thermiques MWth), par exemple.

1.2.1 Les acteurs du projet

1.2.1.1 Soutiens

Le projet GEOTREF a bénéficié des financements de l'ADEME (figure 1.4) au travers d'un d'Appel à Manifestation d'Intérêt (AMI) Géothermie dans le cadre de l'action « Démonstrateurs en énergies renouvelables et décarbonées » des Investissements d'Avenir (IA, figure 1.4).



FIGURE 1.4 – Soutiens et financements du projet GEOTREF.

Au total, le projet représente 68 millions d'euros, répartis entre les différents acteurs dont 245 000 € pour le laboratoire de l'IPGS.

1.2.1.2 Partenaires actifs

Le projet est, par ailleurs, piloté par la société Teranov et comprenait à son lancement en 2015, trois entreprises et neuf laboratoires de recherche. L'entreprise Magnitude, initialement responsable d'un volet « Microsismique », s'est finalement détachée du projet, pour ne laisser que deux entreprises : Teranov et KIDOVA, ainsi que neuf laboratoires de recherche (figure 1.5).

Les laboratoires de recherche associés au projet sont :

- Le laboratoire **Géoazur** (UMR7329) du CNRS et de l'Université de Nice/Sophia-Antipolis
- Le laboratoire **GeoRessources** (UMR7359) du CNRS et de l'Université de Lorraine
- L'institut de physique du globe, ou **IPGS** (UMR7516), du CNRS et de l'Université de Strasbourg
- Le laboratoire d'hydrologie et de géochimie de Strasbourg, ou **LHyGeS** (UMR7517), du CNRS et de l'Université de Strasbourg
- L'institut de mécanique des fluides de Toulouse, ou **IMFT** (UMR5502), rattaché à l'Université de Toulouse 3 et à l'institut polytechnique de Toulouse
- L'Université des Antilles (**UA**) pôle Guadeloupe, dont le laboratoire de géologie est rattaché à Géosciences Montpellier et au CNRS.



FIGURE 1.5 – Partenaires industriels et universitaires du projet GEOTREF.

- Le laboratoire de géologie de l'école nationale supérieure de Paris (**ENS** - UMR8538).
- le laboratoire Géosciences d'**Armines**, rattaché à l'école des Mines ParisTech
- le laboratoire Géosciences et Environnement Cergy (**GEC**) basé à l'Université de Cergy-Pontoise

1.2.2 Démonstrateur

Un site démonstrateur a été défini dans une zone d'intérêt géothermal potentiel. La Guadeloupe est toute indiquée pour ce type d'étude. Sur la côte sud-ouest de l'île de Basse-Terre, en Guadeloupe, des indices de surface laissent espérer la présence d'une ressource géothermale ([Legendre et al., 2014](#)). Afin de protéger les résultats des travaux d'exploration qui sont menés sur la zone, un Permis Exclusif de Recherche (PER, figure 1.6) a été obtenu par la SAS Géothermie de Guadeloupe. L'arrêté d'attribution de ce PER a été publié au journal officiel en mai 2016.

Ce permis a été délivré pour une durée de 4 ans de 2015 à 2019 sur une surface de 120 km² incluant les communes de Basse-Terre, Baillif, Saint-Claude et Vieux-Habitants, entre autres. La bordure est du PER est limitée par le parc régional de Guadeloupe (figure 1.6). La bordure nord est limitée par la concession de Bouillante, à présent détenu par le groupe américain *ORMAT Technologies*. Ce PER est désigné par l'appellation *PER de Vieux-Habitants*, cette commune étant la cible initiale du projet GEOTREF.

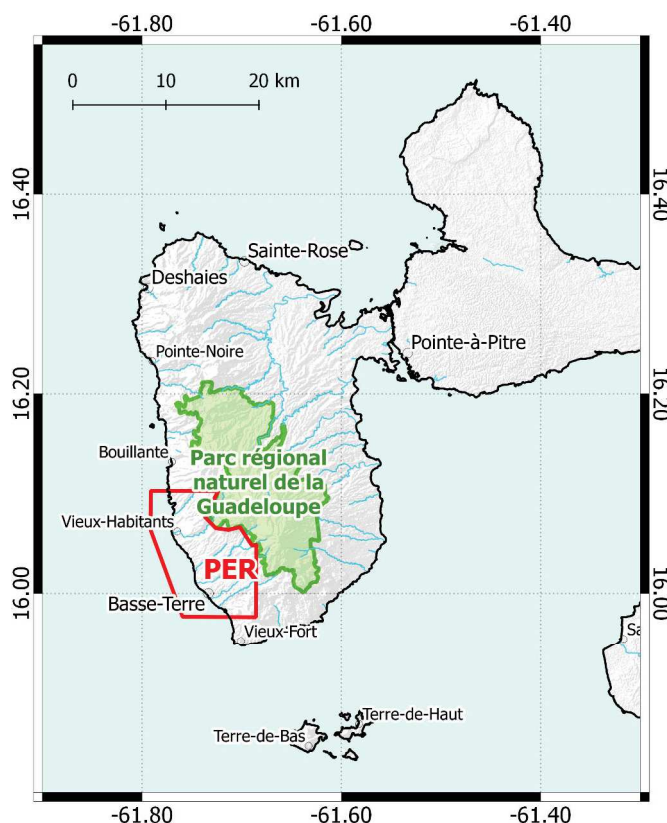


FIGURE 1.6 – Localisation du Permis Exclusif de Recherche (PER) de Vieux Habitants en Guadeloupe. La limite est de cette zone a été restreinte par le parc naturel régional de la Guadeloupe.

1.2.3 Organisation et montage du projet

Le projet est divisé en 11 groupes de travail, décrits ci-dessous. Plusieurs partenaires (laboratoires ou entreprises) interviennent dans chaque groupe. C'est pourquoi chaque groupe est animé par un partenaire chargé du bon fonctionnement et des échanges entre les différents laboratoires concernés.

1. **Données de surface** : ce groupe est dirigé par le laboratoire Géoazur et a pour objectif l'acquisition, l'étude et le partage des données géologiques, des données de télédétection et des analogues de terrain. Les participants à ce groupe sont : Géoazur, GeoRessources, le GEC, l'UA, Teranov et Kidova.
2. **Données géophysiques** : ce groupe est dirigé par l'IPGS et a pour objectif l'acquisition, le traitement et l'interprétation de données géophysiques multi-méthodes. Les méthodes considérées sont : la sismique, la bathymétrie et le magnétisme en mer, ainsi que la gravimétrie, le magnétisme, la sismologie, la magnétotellurie et l'électromagnétisme en domaine temporel à terre. Les partenaires actifs de ce groupe sont l'IPGS, Armines, l'UA, Teranov et Kidova.
3. **Données géochimiques** : ce groupe est dirigé par le LHyGeS et a pour objectif l'étude des manifestations géochimiques de surface, la datation des systèmes hydrothermaux, l'estimation de la température dans les réservoirs et des réactions

physico-chimiques ayant lieu ainsi que leur évolution dans le temps. Les partenaires de ce groupe sont : le LHyGeS, Géoazur, GeoRessources, l'UA et Teranov.

4. **Données pétrophysiques, structurales et pétrogaphiques de puits** : ce groupe est dirigé par le laboratoire du GEC et il a pour objectif l'étude des cuttings, carottes et diagraphies. Les partenaires actifs de ce groupe sont : le GEC, Kidova, Armines, GeoRessources et l'UA.
5. **Données et analyse des tests de puits** : dirigé par Armines, ce groupe doit réaliser les tests de puits, de traçage et de production. Les partenaires concernés sont : Armines, Kidova et GeoRessources.
6. **Mesures et traitements des données de micro-sismique** : ce groupe était initialement porté par l'entreprise Magnitude qui s'est ensuite détachée du projet. Il a été repris par le laboratoire d'Armines qui s'est chargé de la collecte et de la relocalisation des données de sismologie en Guadeloupe. Les participants à ce groupe sont : Armines, Kidova, l'ENS, GeoRessources et l'UA.
7. **Modélisations géologique et structurale** : ce groupe est animé par GeoRessources. Comme son nom l'indique il a pour objectif les modélisations structurale et géologique mais également hydrologique du sous-sol du PER. A cela s'ajoute la tâche de modéliser le réservoir et l'estimation des incertitudes afin d'aider à la décision pour l'implantation des forages. Les partenaires associés à ce groupe sont : GeoRessources, KIDOVA, Armines, le GEC et l'UA.
8. **Modélisations de la fracturation naturelle et hydraulique** : ce groupe a pour objectif de modéliser en 3D la fracturation et la circulation des fluides dans tous les contextes possibles afin d'établir des modèles prévisionnels de production et de mieux comprendre les incertitudes. Le groupe est dirigé par KIDOVA et les partenaires associés sont : KIDOVA, Armines, l'ENS, GeoRessources, le GEC, l'IMFT et le LHyGeS.
9. **Évaluation de la ressource, simulation d'écoulement, transport de chaleur et calibration avec des données dynamiques (tests de puits, historique de production)** : ce groupe est dirigé par l'IMFT et a pour objectif final l'évaluation de la qualité de la ressource géothermique via des modélisations et simulations. Cela doit permettre d'établir un plan de forage des puits d'exploration. Les partenaires concernés sont : l'IMFT, KIDOVA, Armines, le GEC, le LHyGeS et l'UA.
10. **Plateforme logicielle** : le projet vise à créer une plateforme logicielle collective intégrant tous les aspects de l'exploration pour permettre de modéliser le sous-sol et les réservoirs géothermiques dans des contextes variables. Le groupe est mené par KIDOVA afin d'implémenter le géomodeleur GoCAD pour correspondre à ces besoin et intégrer des plateformes de simulation.
11. **Guide méthodologique** : ce dernier groupe est un effort collectif devant permettre l'application des méthodes utilisées pour le démonstrateur à d'autres situa-

tions d'exploration géothermale.

Un dernier groupe dirigé par l'entreprise Teranov réalise la coordination scientifique et technique afin de faciliter voire encourager les échanges entre différents groupes.

Un calendrier prévisionnel a été établi en 2015 définissant les tâches et les rapports à effectuer. A chaque étape clé du projet, ayant lieu tous les six mois environ, un certain nombre de livrables sont fournis par chaque groupe. Ces livrables sont ensuite fournis à l'ADEME pour contrôle.

1.2.4 Place de la thèse dans le projet

Le projet comporte un important volet *Formation par la recherche*. Celui-ci a permis le financement de 16 thèses et post-doctorats répartis dans un ou plusieurs groupes de travail en fonction des intérêts du ou des laboratoire(s) de rattachement.

Cette thèse est incluse dans le Groupe 2 : Données géophysiques du projet GEOTREF.

1.2.4.1 Objectifs

L'objectif du groupe et de la thèse est avant tout de développer des technologies innovantes pour la caractérisation des réservoirs géothermiques. Pour cela, les principales structures géologiques et géophysiques sont étudiées notamment au travers des méthodes magnétique, électromagnétiques (dont MT et TDEM), gravimétrique et sismique, avec le plus de précision possible. Ainsi, les informations à obtenir sont les paramètres physiques, l'extension, la profondeur et la géométrie des réservoirs, pour permettre la création de modèles, de cartes et de cubes 3D. Le site démonstrateur de la zone de Vieux-Habitants en Guadeloupe permet l'application et l'évaluation de ces idées nouvelles.

A partir de cette étude, un objectif secondaire est l'élaboration d'une méthodologie et d'outils informatiques adaptés spécifiquement à l'étude des ressources géothermiques et à l'exploration géothermique pour l'analyse, le traitement et l'interprétation des données provenant des diverses méthodes. L'information apportée par chaque méthode doit être utilisée en complément de l'*a priori* géologique et sismique et des données de sismique de puits pour l'interprétation des autres méthodes.

1.2.4.2 Méthodes géophysiques

Les études sur le site du démonstrateur (PER) et ses analogues passent par l'interprétation d'une part des données préexistantes et d'autre part de données acquises au cours du projet GEOTREF soit par les partenaires du projet ou des contracteurs ex-

ternes. Ces dernières auront pour rôle de compléter et préciser les informations apportées par les données déjà disponibles à l'échelle des réservoirs et des structures considérés.

Les méthodes géophysiques (non-sismiques) envisagées sont

- la méthode magnétique,
- la méthode gravimétrique,
- plusieurs méthodes électromagnétiques avec en particulier :
 - la méthode magnétotellurique (et audio-magnétotellurique),
 - la méthode électromagnétique en domaine transitoire.

En plus des données préexistantes, des acquisitions terrestres, aériennes ou marines selon les possibilités techniques sont réalisées. A partir de ces levés, il est possible de réaliser des cartes, puis de modéliser et/ou inverser les données en 2D et 3D. Cela permet, *in fine* d'interpréter le signal géophysique pour caractériser la surface et le sous-sol du PER (caractérisation structurale et lithologique). Les paramètres géophysiques évalués par chaque procédé sont liés entre eux et dépendent également d'autres paramètres liés (résistivité, densité, vitesses sismiques, porosité, nature des fluides et des roches en présence, aimantation, . . .). Ainsi les méthodes sont complémentaires et il est avantageux de les analyser conjointement.

Au sein du groupe, des tâches propres à la sismique (sismique marine et sismologie à terre) sont également définies. L'information géométrique et géologique produite par la sismique aide à la modélisation et à l'interprétation des méthodes non-sismiques. D'autre part, pour l'interprétation sismique, les informations apportées par les autres méthodes géophysiques peuvent également être utiles.

1.2.4.3 Tâches

Afin de répondre aux objectifs du groupe, la thèse intervient dans plusieurs tâches du projet. Chacune de ces tâches implique le rendu d'un livrable, le plus souvent sous forme d'un rapport. Les sept livrables mentionnés ci-dessous ont été rédigés au cours de cette thèse.

- **Tâche 3.1** : Données électromagnétiques
 - **Livrable 3.1.1** : Eléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétations des données magnétotellurique et électromagnétique / Mieux exploiter la grande variété des données qu'il est possible d'acquérir.
- **Tâche 3.2** : données gravimétriques
 - **Livrable 3.2.1** : éléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétations des données gravimétriques.

- **Tâche 3.3** : données magnétiques

- Livrable 3.3.1 : éléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétation des données magnétiques.
- Livrable 3.3.2 : rapport intermédiaire de thèse (sujet 3). Apport des données de géophysique dans la prospection et la définition des réservoirs de socle.
- Livrable 3.3.3 : résultats comparatifs sur un premier jeu de données de magnétisme et de gravimétrie de l'application d'une méthode de traitement innovante (dérivée du champ gravimétrique, relation de Poisson).

- **Tâche 10.2** : études géophysiques multi-méthodes

- Livrable 10.2.1 : rapport d'acquisition (et de mise en œuvre), de traitement et d'interprétation des données gravimétriques, magnétiques et électromagnétiques.
- Livrable 10.2.2 : cahiers des charges pour la campagne géophysique multi-méthodes.

Les fiches de tâche détaillant les activités et livrables attendus pour chacune d'entre elles sont fournies en annexe [A](#). D'autre part, chacune de ces tâches fut l'objet d'un rapport (livrable) à destination de l'ADEME. En tant que laboratoire animateur du Groupe 2, l'IPGS a été responsable de la rédaction de ces rapports.

Chapitre 2

Contexte géodynamique

Sommaire

2.1	Les Antilles	17
2.2	La Guadeloupe et la Basse-Terre	20
2.2.1	Contexte tectonique et régimes de contrainte	20
2.2.2	Hydrothermalisme et géothermie	24
2.2.3	Lithologies en Basse-Terre	25
2.2.3.1	Les grands complexes de la Basse-Terre	26
2.2.3.2	Lithologie détaillée	29
2.3	Terre-de-Haut, Les Saintes	32
2.3.1	Histoire géologique des Saintes	33
2.3.2	Zone hydrothermalisée	36
2.4	Problématiques géologiques	36

La zone d'étude propre à cette thèse est située en Guadeloupe, au cœur des Petites Antilles françaises. Dans cette partie, nous présentons la géologie et la dynamique de la zone d'étude ainsi que les problématiques géologiques qui doivent être résolues.

2.1 Les Antilles

L'arc volcanique des Petites Antilles est le résultat de la subduction des plaques nord américaine et sud américaine sous la plaque caraïbe (Pindell et al., 2012) (figure 2.1). La convergence de ces plaques débute au Crétacé inférieur (130 Ma) et suit actuellement une direction ouest sud-ouest avec un taux de de 2 à 4 cm/an ces 30 derniers Ma (MacDonald et al., 2000). Cette vitesse est relativement faible : les vitesses de convergence des subductions sont comprises entre 2 et 20 cm/an en moyenne. En conséquence, la sismicité et la production de magma des volcans de l'arc sont plutôt faibles (Wadge et Shepherd, 1984).

L'arc antillais s'étend du nord au sud sur environ 850 km et est incurvé vers l'ouest, parallèlement au front de subduction (Martin-Kaye, 1969 ; Feuillet et al., 2002 ; DeMin, 2014). Une modification du régime de convergence à l'Oligocène ou au Miocène inférieur est responsable d'une accentuation du rayon de courbure de l'arc, ce qui conduit à un rayon de courbure actuel d'environ 450 km. Néanmoins la nature exacte du changement géodynamique reste aujourd'hui discutée (Bachmann, 2001 ; Kerr et al., 2003 ; DeMin, 2014). Celui-ci a entraîné dans un premier temps un hiatus volcanique au Miocène inférieur à moyen (Bouysse, 1983 ; Martin-Kaye, 1969 ; Samper et al., 2007), puis le déplacement du front de subduction vers l'ouest, avortant ainsi l'arc initial pour déplacer l'activité volcanique au sein d'un second arc au Miocène supérieur/Pliocène (Bouysse et Westercamp, 1990 ; Wadge et Shepherd, 1984 ; Samper et al., 2007 ; Leclerc et al., 2016).

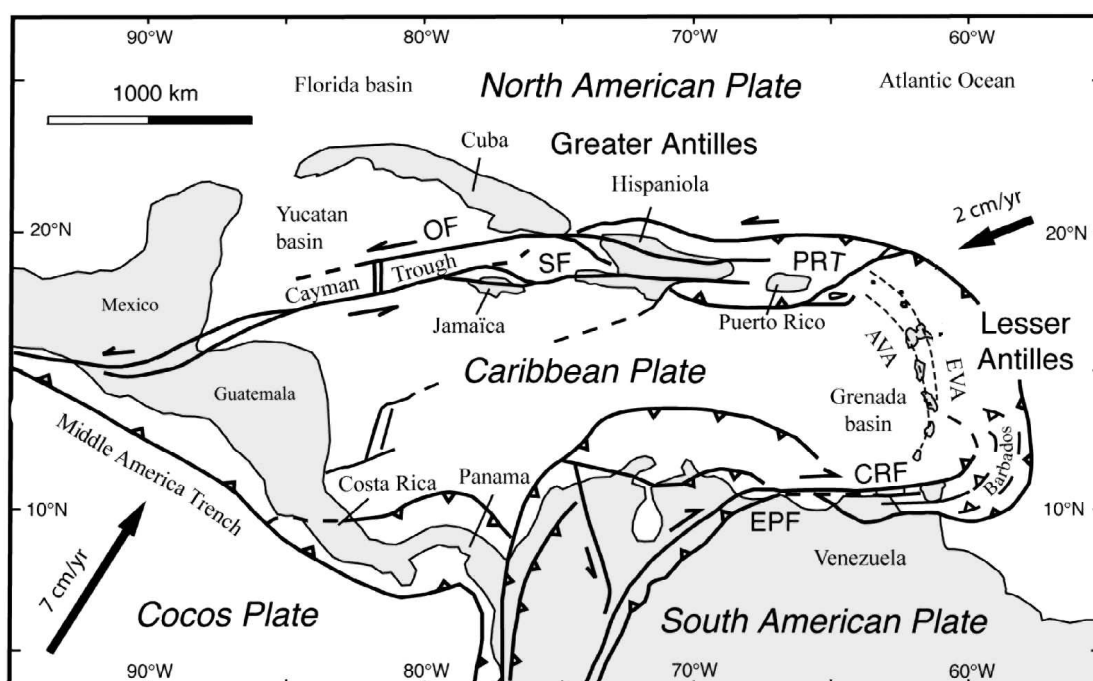


FIGURE 2.1 – Contexte géodynamique de la plaque Caraïbes et localisation des Petites Antilles, d'après Pindell et Kennan (2009). EPF, Faille d'El Pilar ; CRF, Faille Centrale ; OF, Faille Orientale ; PRT, Faille de Porto Rico ; SF, Faille Septentrionale (Corsini et al., 2011).

Pour cette raison, l'arc des Petites Antilles est décrit comme un arc double (Bouysse et al., 1986 ; DeMets et al., 2000 ; Laigle et al., 2013 ; DeMin, 2014). Un premier arc ancien, à l'est, dont la période d'activité est comprise entre l'Éocène et l'Oligo-Miocène inférieur, est actuellement inactif. Cet arc, aussi appelé arc externe du fait de sa position géographique, est aujourd'hui principalement recouvert de plateformes carbonatées (DeMin, 2014 ; Münch et al., 2014 ; Cornée et al., 2012). Un second arc est actuel et donc actif. Il est situé à l'ouest du premier arc et est également appelé arc interne. Cet arc est issu de la reprise de l'activité volcanique au Miocène supérieur/Pliocène (Westercamp et Tazieff, 1980).

Les produits de l'activité ancienne et de l'activité actuelle de la subduction se distinguent dans leur partie septentrionale et se rejoignent au niveau de la Martinique et de Grenade. Ils sont confondus vers le sud (Wadge et Shepherd, 1984 ; Bouysse et al., 1986 ; Bouysse et Westercamp, 1990 ; Laigle et al., 2013), tel que représenté dans la figure 2.2. On distingue ainsi deux domaines de convergence séparés par une zone de transition.

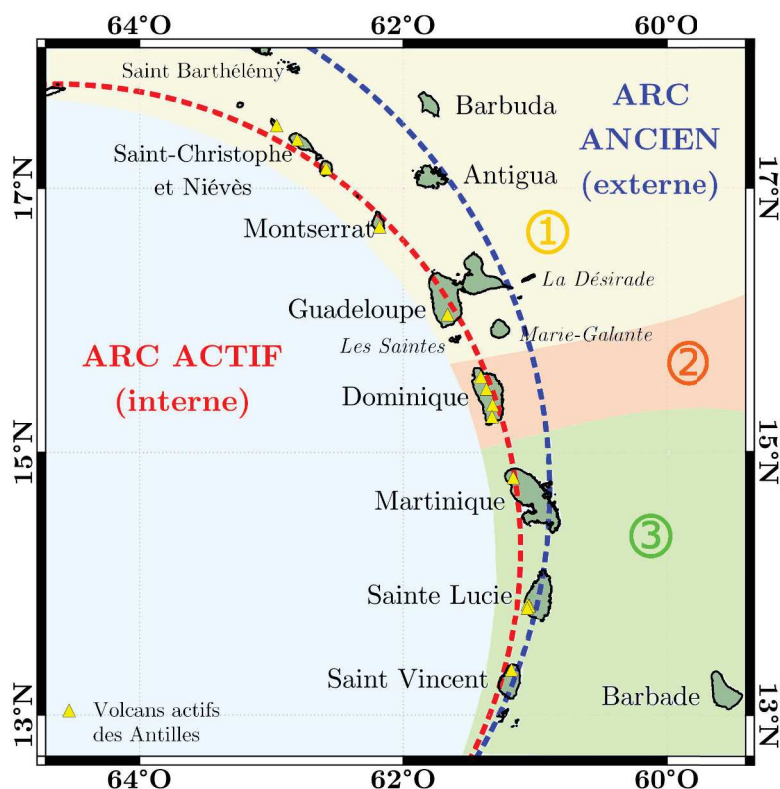


FIGURE 2.2 – Mise en relation des volcans actifs aux Antilles avec la géométrie des arcs interne et externe (actif et inactif respectivement) se rejoignant dans la partie sud des Antilles. Les domaines de couleur indiquent les différents régimes de contrainte : ① Zone d'extension décrochante sénestre, ② Zone de transition, ③ Zone de décrochement dextre oblique. Modifié d'après Feuillet (2000).

Dans la partie nord des Antilles, le régime de convergence oblique par rapport à l'orientation de l'arc se traduit par deux systèmes principaux : des failles décrochantes sénestres parallèles à la fosse et un système de failles normales perpendiculaires à l'arc (zone ① sur la figure 2.2). Au niveau de la Dominique, au sud de la Guadeloupe, une zone de transition fait le lien entre deux régimes de convergence (Feuillet, 2000) (zone ②). Dans la partie sud des Antilles (zone ③), un régime compressif est observé, entraînant un réseau de failles inverses et des décrochements dextres accommodant la direction de convergence est-ouest de la plaque sud Américaine.

Compte tenu du contexte de subduction, les cartes de flux de chaleur (figure 2.3) présentent une structuration est-ouest avec, à l'est (plaque Atlantique) des structures à faible flux géothermique ($< 90 \text{ mW.m}^{-2}$) et à l'ouest des flux plus importants ($> 100 \text{ mW.m}^{-2}$) (Royer, 2016).

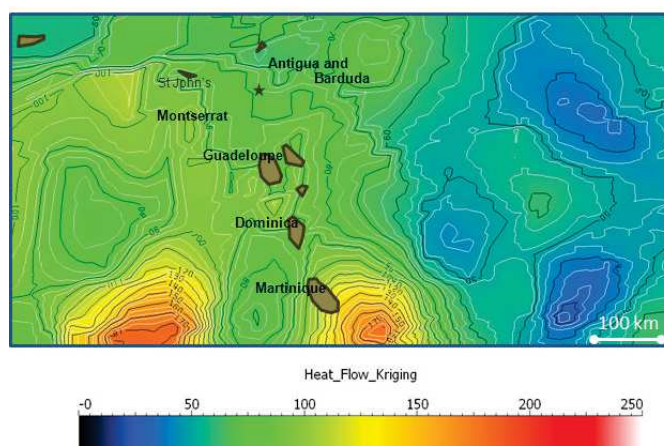


FIGURE 2.3 – Carte du flux géothermique (mW.m^{-2}) construite par krigeage à partir des données de l'IASPEI et des températures de forages de la banque nationale du sous-sol du BRGM. (Royer, 2016)

De manière générale, dans l'arc des Petites Antilles, on observe un gradient géothermique conductif élevé à l'échelle régionale (Clark et al., 1978 ; Guillou-Frottier, 2003 ; Manga et al., 2012 ; Royer, 2016) qui entraîne un contexte très favorable à l'activité hydrothermale pour toutes les îles de cet arc.

2.2 La Guadeloupe et la Basse-Terre

L'archipel guadeloupéen est situé à cheval entre ces deux arcs : la Grande Terre et Marie-Galante sont associées à l'arc avorté tandis que l'île de Basse-Terre et l'archipel des Saintes sont associés à l'arc actif, plus récent (Bouysse et Westercamp, 1990 ; Münch et al., 2013, 2014). L'île de la Désirade fait figure d'exception dans l'archipel et même dans les Petites Antilles car elle présente les formations les plus anciennes de l'arc volcanique. Les études estiment que le soubassement magmatique de l'île est daté du Jurassique supérieur (Corsini et al., 2011 ; Lardeaux et al., 2013).

2.2.1 Contexte tectonique et régimes de contrainte

Les îles de Guadeloupe et en particulier la Basse-Terre sont soumises au régime régional de convergence propre au nord de l'arc des Petites Antilles, à l'interface de plusieurs systèmes de failles sub-orthogonales (Julien et Bonneton, 1989 ; Feuillet et al., 2010 ; Thinon et al., 2010). Les directions principales régionales s'expriment au travers du système Montserrat-Bouillante orienté parallèlement à l'arc actif (N130-N150) et des failles du bassin de Marie-Galante dont la direction N080-N110 est essentiellement retrouvée dans l'avant arc et contrôle le volcanisme récent (DeMin, 2014). À ces deux directions s'ajoute le système N020-N050, lié lui aussi à l'histoire tectonique des Petites

Antilles. Enfin, on retrouve un système N-S au sud-est des Saintes, peu exprimé par ailleurs. La figure 2.4 présente les grandes familles de failles telles que relevées dans la littérature.

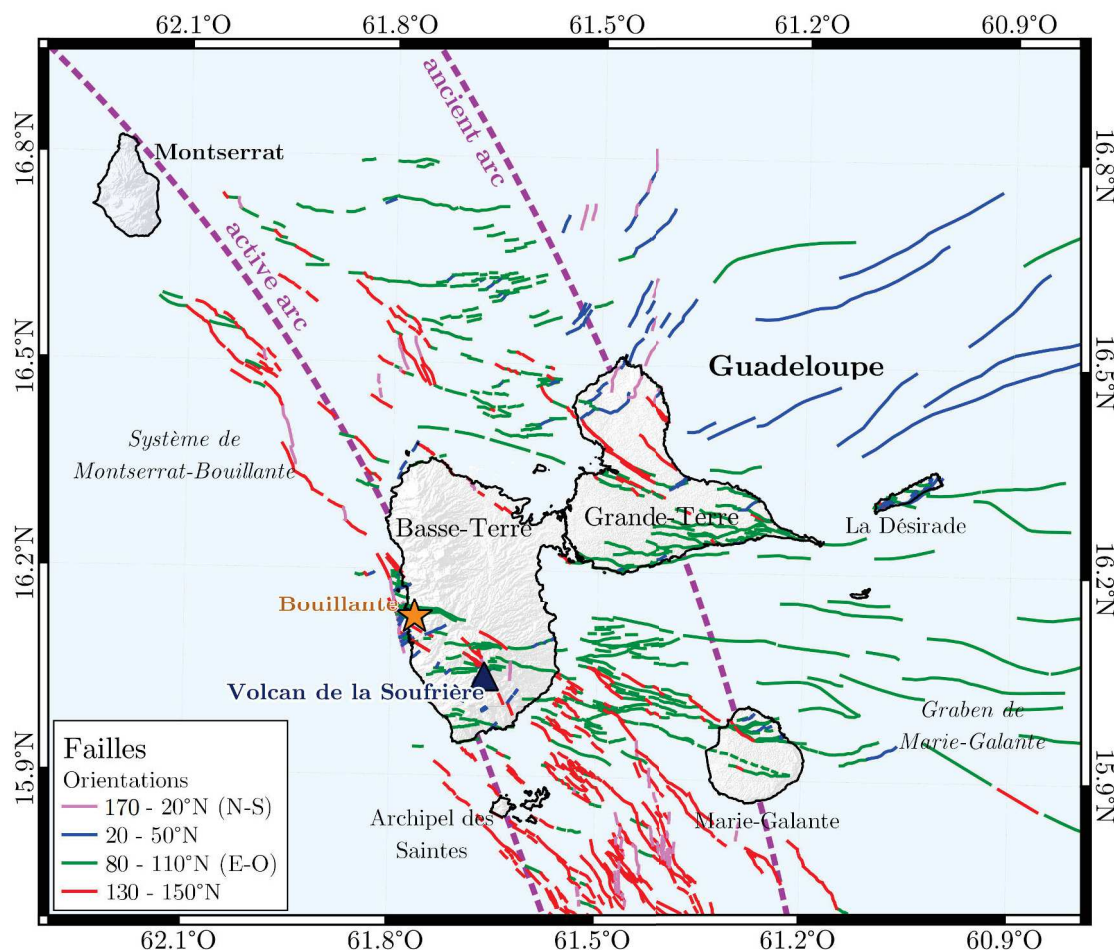


FIGURE 2.4 – Orientations principales des failles dans l’archipel guadeloupéen d’après Feuillet et al. (2001, 2002, 2004, 2011) ; Bazin et al. (2010) ; Corsini et al. (2011) ; Mathieu et al. (2011) ; Calcagno et al. (2012) ; Lardeaux et al. (2013) ; Gailler et al. (2013) ; Münch et al. (2013, 2014) ; DeMin (2014) ; Verati et al. (2016) ; Leclerc et al. (2016) ; Navelot et al. (2018).

Dans le périmètre d’étude du projet GEOTREF, délimité par le permis exclusif de recherche (PER), des études structurales basées sur l’analyse d’images satellite et d’observations de terrain ont montré que les failles des quatre principaux réseaux sont présentes (figure 2.5).

En raison du contexte transtensif et des méthodologies de détection utilisées (analyses satellitaire en particulier), les failles apparaissent majoritairement sub-verticales en surface (Lopez et al., 2010a ; Bouchot et al., 2010). Elles contrôlent d’autre part la remontée des produits magmatiques (Westercamp, 1988), la sismicité (Jousset et Douglas, 2007) mais également la circulation de fluides géothermiques (Bouchot et al., 2010 ; Calcagno et al., 2012). La ressource de la centrale géothermique de Bouillante est présente

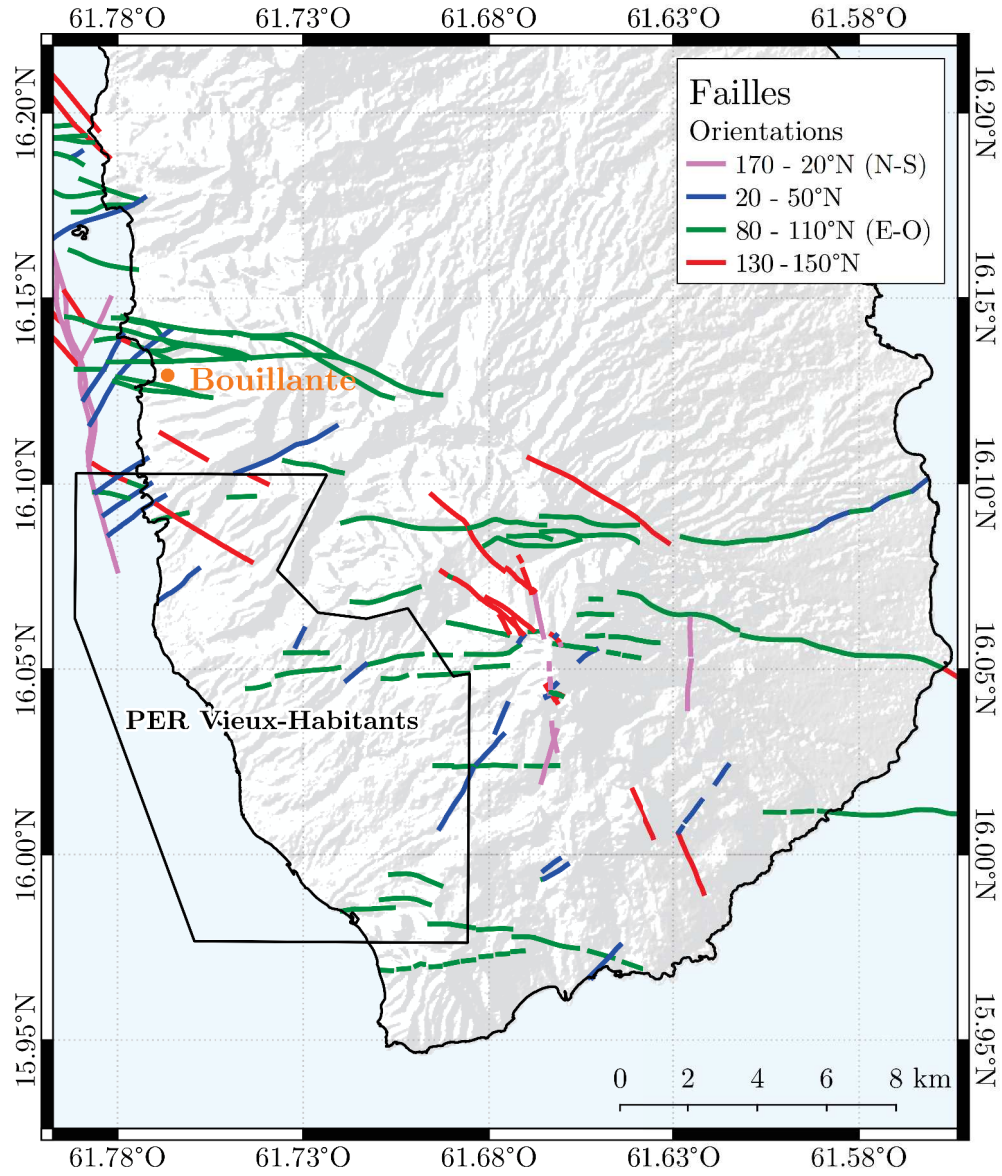


FIGURE 2.5 – Carte des structures connues au sud de la Basse-Terre, d’après [Feuillet et al. \(2002\)](#) ; [Calcagno et al. \(2012\)](#) ; [Mathieu et al. \(2013\)](#) ; [Leclerc et al. \(2016\)](#) ; [Verati et al. \(2016\)](#)

à l'interface de plusieurs de ces grands systèmes de failles ([Thinon et al., 2010](#) ; [Bouchot et al., 2010](#) ; [Calcagno et al., 2012](#)). Cette circulation hydrothermale dans la province de Bouillante est visible en surface grâce à des résurgences d'eaux chaudes.

L'identification de ces familles de failles est difficile sur le terrain dans le sud-est du PER (figure 2.5). Une faible réactivation des failles décrochantes entraîne l'absence de décalages significatifs en surface. A cela s'ajoutent des dépôts quaternaires (avalanches de débris) recouvrant les formations antérieures, y compris d'éventuels rejets de failles Miocène ou Pliocène.

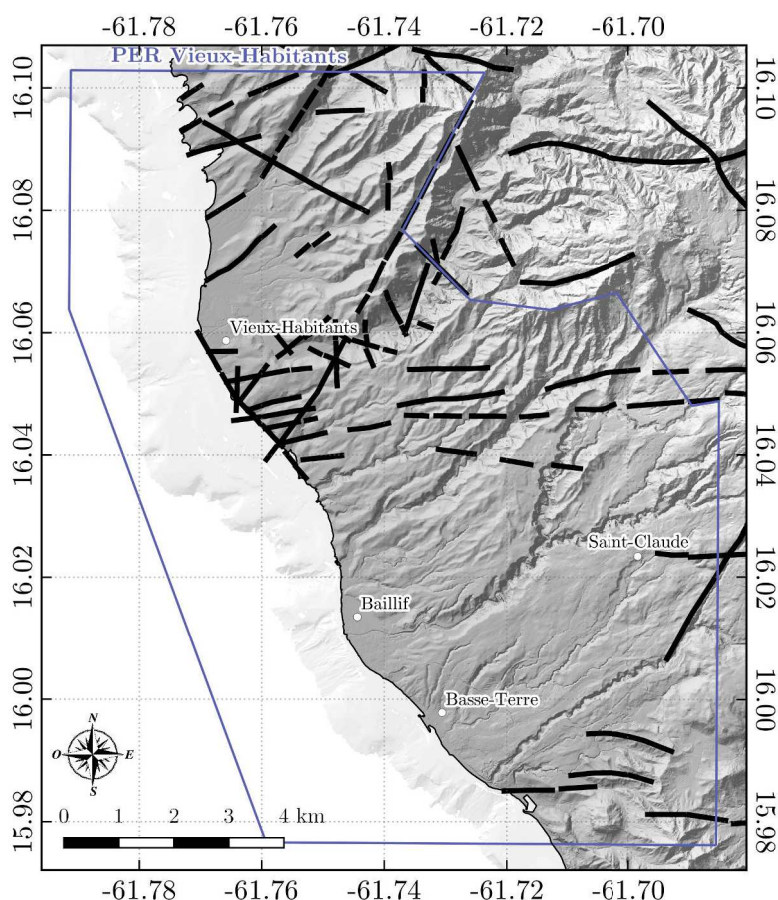


FIGURE 2.6 – Carte des structures relevées dans la zone du PER Vieux-Habitants issues d'un travail bibliographique ([Feuillet et al., 2002](#) ; [Calcagno et al., 2012](#) ; [Mathieu et al., 2013](#) ; [Leclerc et al., 2016](#)) et d'analyse géologique au sein des collaborateurs GEOTREF.

Les travaux réalisés au cours du projet GEOTREF ont permis de proposer un schéma structural plus précis dans le secteur d'intérêt du PER de Vieux-Habitants. Ce schéma structural, présenté figure 2.6, fait apparaître notamment les directions de fractures du littoral de Vieux-Habitants et de la vallée de Vieux-Habitants.

2.2.2 Hydrothermalisme et géothermie

En Guadeloupe, depuis la dernière éruption volcanique de la Soufrière, au XVI^e siècle, une activité hydrothermale intense est observée sur la côte occidentale de l'île de Basse-Terre (Komorowski, 2005 ; Boudon et al., 2008). Les gradients de température mesurés sont compris entre 70 et 110°C/km dans le sud de l'île (Manga et al., 2012) et un total de 76 sources thermales ont été identifiées en surface sur cette île, principalement dans la région de Bouillante et de la Soufrière (figure 2.7).

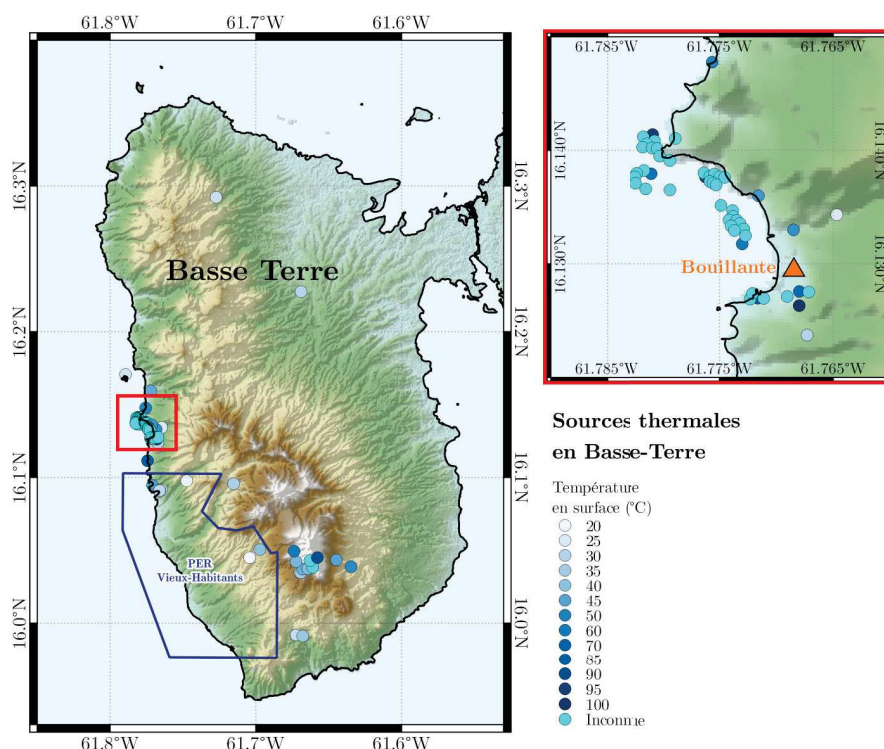


FIGURE 2.7 – Localisation des sources thermales en Basse-Terre et leur température en surface lorsque celle-ci a été mesurée. Données d'après Petit et al. (1992) ; Fiquet et al. (1996) ; Sanjuan et Brach (1998) ; Brombach et al. (2000) ; Sanjuan et al. (2001) ; Bézèlguès-Courtade et Bes-De-Berc (2007) ; Bourdon et al. (2008) ; Traineau et al. (2015).

Pour cette raison, l'île de la Basse-Terre représente une cible idéale pour l'exploitation de la géothermie à des fins énergétiques (figure 2.8). Dans la commune de Bouillante, au toponyme révélateur, la ressource géothermale est exploitée depuis 1985 pour produire de l'électricité. La centrale produisait 7% de l'électricité consommée sur l'île en 2015, soit environ 16 MWe (Sanjuan et Traineau, 2008), grâce à des forages dans lesquels les températures sont de l'ordre 250°C à 1 km de profondeur. Étant données les températures de surface, cela implique un système convectif, c'est-à-dire un apport de chaleur en profondeur par les fluides géothermaux (Bouchot et al., 2010), comme expliqué au chapitre 1.

La circulation des fluides se fait très majoritairement au travers de l'important réseau

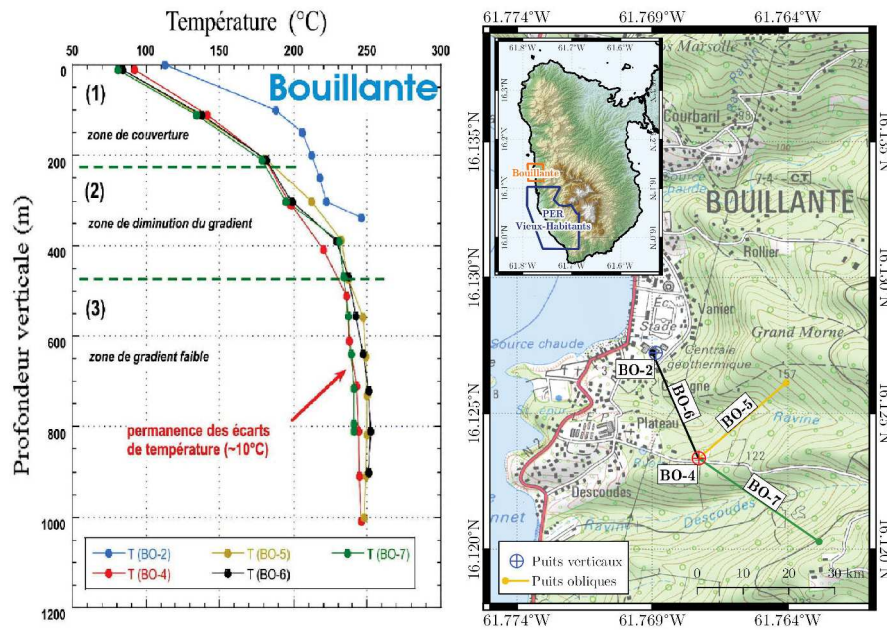


FIGURE 2.8 – Profil thermique du réservoir de Bouillante mesuré en Mars 2002 (Guillou-Frottier, 2003), et localisation des puits de Bouillante sur la carte IGN.

de failles (Bouchot et al., 2010). La ressource géothermale de Bouillante est localisée à l'intersection de plusieurs grandes directions de failles. Celles qui ne sont pas scellées par des minéraux secondaires ou par les contraintes tectoniques jouent le rôle de drains pour les fluides géothermaux. Les failles scellées, au contraire, représentent des barrières hydrauliques et empêchent le transfert des fluides (Calcagno et al., 2012). Afin d'exploiter efficacement la ressource géothermale en Basse-Terre, il est donc crucial de comprendre le réseau de failles, mais également d'identifier les failles permettant le transfert des fluides de celles faisant office de barrière.

La connaissance partielle de la géométrie 3D de l'île limite la réalisation de modèles géologiques à grande échelle. Le modèle communément admis à l'heure actuelle (Bouchot et al., 2010) est celui d'un système épithermal impliquant une source de chaleur sous-jacente au réservoir de Bouillante, s'étendant sur environ 2 km. La localisation précise et l'origine de cette source n'est pas déterminée. Le réseau hydraulique est constitué de failles intersectées et d'aquifères poreux. Les conduits principaux de circulation des fluides sont des failles sub-verticales de direction est-ouest (figure 2.9). Dans ce modèle, les fluides géothermiques proviennent directement de la province de Bouillante.

2.2.3 Lithologies en Basse-Terre

Du fait de leur histoire distincte, il existe d'importantes différences de lithologie et de structure entre les îles de l'archipel guadeloupéen. La Grande Terre et Marie-Galante sont formées d'un socle volcanique ancien érodé et recouvertes de plateformes carbonatées

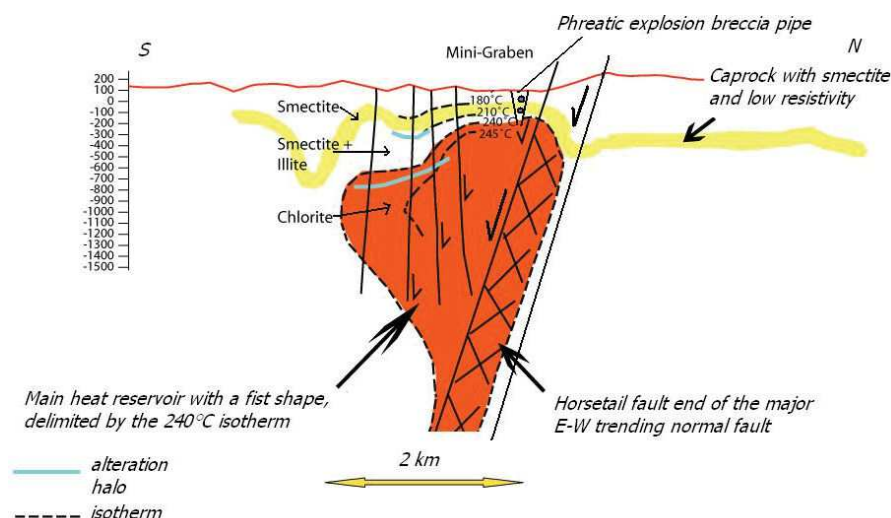


FIGURE 2.9 – Modèle conceptuel le long d’une section nord-sud du système géothermique de Bouillante établi à partir des données de puits et de surface (analyses structurales, tomographie électrique). Bouchot et al. (2010).

mises en place entre le Miocène moyen et le Pléistocène, et si leur émergence date de la première phase volcanique, ces îles sont aujourd’hui inactives en termes de volcanisme (figure 2.2). Elles présentent un relief peu accidenté. En effet, le point culminant de Grande Terre est à 135 m d’altitude, celui de Marie-Galante est à 205 m d’altitude. La Désirade est une île plus ancienne : son socle volcanique est daté entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Lardeaux et al., 2013). Elle fût, elle aussi, érodée et recouverte de sédiments carbonatés à partir du Pliocène inférieur (Neill et al., 2010).

En revanche, la Basse-Terre ainsi que les îles des Saintes sont composées majoritairement de dépôts volcaniques récents (3 Ma à actuel) : coulées volcaniques, dômes de laves et dépôts pyroclastiques de composition majoritairement andésitique. Ces îles présentent des reliefs plus accidentés : avec ses 1467 m d’altitude, le volcan de la Soufrière en Basse-Terre est le point culminant de l’arc des Petites Antilles. Les reconstructions de l’histoire géologique de l’île de Basse-Terre montrent que celle-ci a traversé plusieurs phases éruptives puis de destruction dues à l’érosion ou à des effondrements gravitaires (Samper et al., 2007 ; Samper, 2007 ; Boudon et al., 2008 ; Samper et al., 2009 ; Lahitte et al., 2012 ; Ricci et al., 2015a,b ; Barnoud et al., 2017). Les lithologies propres à l’archipel des Saintes seront détaillées dans une section consacrée à ce sujet (section 2.3).

2.2.3.1 Les grands complexes de la Basse-Terre

Au sein même de l’île de Basse-Terre, on observe une migration globale du volcanisme dans l’axe nord-sud, donnant naissance à différents complexes volcaniques au cours du temps. Six grands complexes sont différenciés dans la littérature rassemblant des caractéristiques communes d’âge, de mise en place ou encore de structure, bien que ces

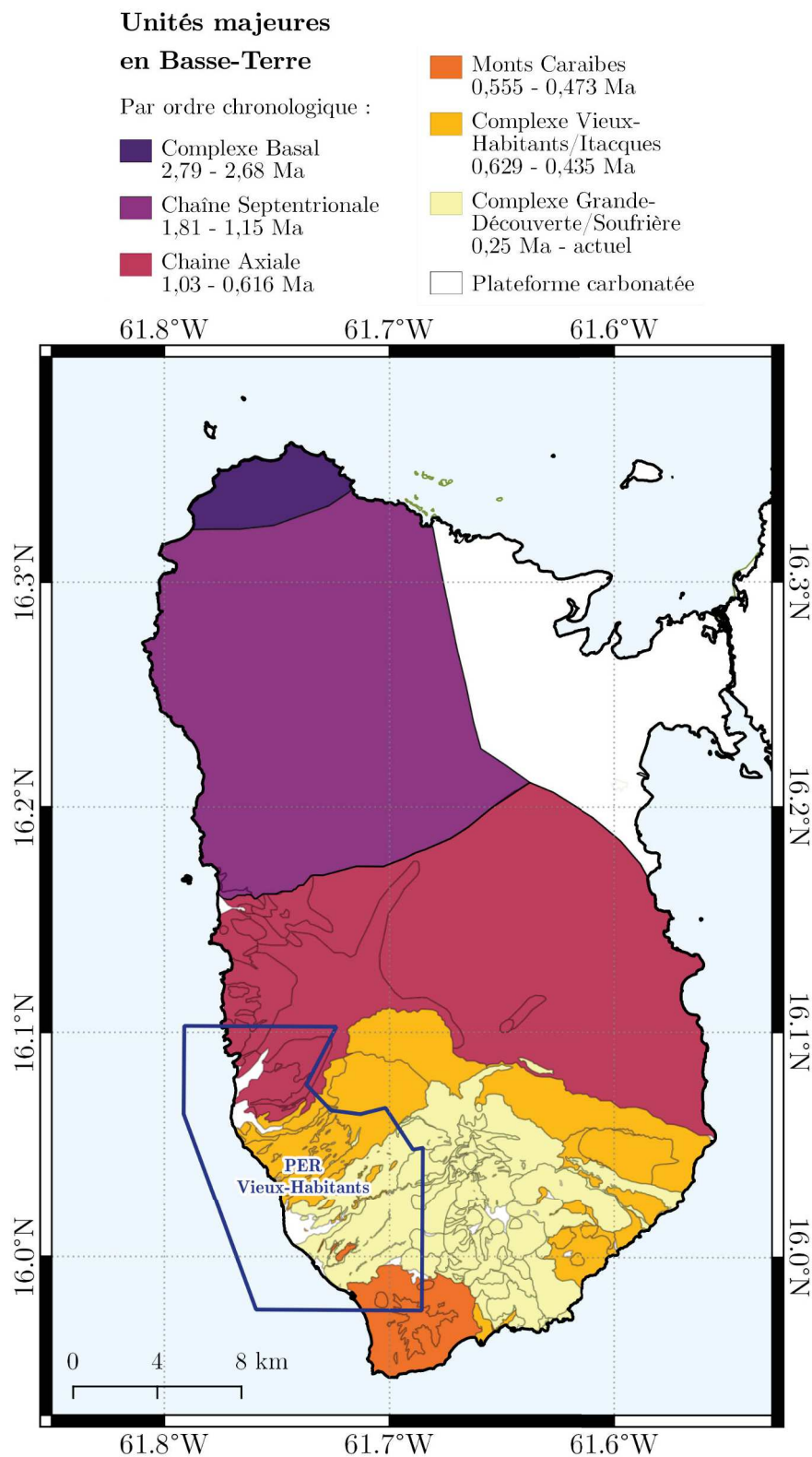


FIGURE 2.10 – Grandes unités géologiques de Basse-Terre (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Feuillet et al., 2002, 2011 ; Komorowski, 2005 ; Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012 ; Mathieu et al., 2013). Le complexe de Bouillante n'est pas représenté car il fait partie de la Chaîne Axiale et du complexe Vieux-Habitants. Les limites à l'intérieur des grandes unités sont les limites de lithologies détaillées telles que représentées sur la figure 2.11.

limites puissent parfois varier légèrement en fonction des auteurs (Blanc, 1983 ; Carlut et al., 2000 ; Feuillet et al., 2002, 2011 ; Komorowski, 2005 ; Samper et al., 2007 ; Lahitte et al., 2012 ; Mathieu et al., 2013). Nous détaillons ces grandes unités telles que représentées sur la figure 2.10, du nord au sud :

1. Au nord de l'île, le **Complexe Basal**, daté de 2,79 à 2,68 Ma, est constitué de coulées de laves érodées. C'est la formation la plus ancienne de l'île.
2. Vient ensuite la **Chaîne Septentrionale**, datée de 1,81 à 1,15 Ma. Celle-ci est composée d'un assemblage de coulées de laves et de dômes andésitiques et dacitiques, également érodés.
3. La Chaîne du Sans-Toucher ou **Chaîne Axiale**, sur laquelle se situe le complexe de Bouillante, est datée de 1,023 à 0,616 Ma. Elle est caractérisée par des coulées de lave effusives abondantes et andésitiques, même si la chaîne a aussi connu des périodes d'activité explosive. Plusieurs épisodes d'effondrements de flancs et d'édifices ainsi qu'une importante érosion à la fin de l'activité de la chaîne ont remodelé sa topographie.

On distingue parfois le **Complexe de Bouillante** qui fait partie de la Chaîne Axiale mais diffère du reste de celle-ci par la chimie de ses roches (Sanjuan et al., 2001). En effet, la province de Bouillante est caractérisée par un volcanisme phréatomagmatique. C'est le seul endroit de l'île où des roches rhyolitiques sont observables. Le système hydrothermal aujourd'hui exploité émerge au niveau de la province de Bouillante. Le complexe de Bouillante est parfois considéré comme une unité à part étant donné ses caractéristiques particulières de fracturation et d'hydrothermalisme, permettant l'exploitation de la ressource géothermale notamment sur le site de Bouillante (Bourdon et al., 2008 ; Sanjuan et Traineau, 2008 ; Bouchot et al., 2010). La localisation de la source de chaleur et des fluides permettant ces phénomènes est discutée. La plupart des modèles placent aujourd'hui une remontée de l'isotherme à l'aplomb du site de Bouillante et une série de failles sub-verticales dans la province de Bouillante (Lopez et al., 2010a ; Bouchot et al., 2010 ; Calcagno et al., 2012). L'analyse et la datation des fluides émergeant à Bouillante les rapproche cependant des fluides de la Soufrière. La possibilité d'une origine plus lointaine et d'un système de drains horizontaux pour les fluides de Bouillante est donc également étudiée (Verati et al., 2014).

4. Les formations volcaniques de **Vieux-Habitants/Itacques/Capesterre** sont mises en place juste après la Chaîne Axiale (0,629-0,435 Ma). On y trouve des dômes, des coulées de lave et des édifices érodés ou effondrés. Elles sont aujourd'hui largement recouvertes par les massifs plus récents. La zone de Vieux-Habitants en particulier présente de nombreuses coulées et avalanches de débris en surface.
5. Le **Complexe Grande-Découverte/Carmichaël/Soufrière** est un assemblage d'événements volcaniques effusifs et explosifs, magmatiques et phréatiques, intercalés avec des effondrements et des avalanches de débris. C'est l'assemblage vol-

canique le plus récent de l'île (0,25 Ma - actuel) et le volcan de la Soufrière est aujourd'hui toujours actif. Il s'agit par la même occasion d'un des édifices les mieux documentés de l'île. Des datations récentes des fluides de Bouillante estiment que l'activité géothermique, amenée par une première impulsion volcanique dans le complexe de Bouillante, est possible aujourd'hui en raison d'une seconde impulsion volcanique. Celle-ci est provoquée par le développement du système Grande-Découverte Soufrière (Verati et al., 2014).

6. Le système formé par les volcans des **Monts-Caraïbes**, (0,555 – 0,472 Ma) est constitué en grande partie de dépôts pyroclastiques. Les Monts-Caraïbes présentent un volcanisme explosif et ont connu une activité sous-marine, (comme en témoignent les nombreuses hyaloclastites) et phréatomagmatique avant d'émerger. Des dômes andésitiques ont alors été créés lors d'épisodes explosifs aériens. Contemporain de la Chaîne Axiale, ce système est en rupture avec l'évolution nord-sud du volcanisme en Basse-Terre.

2.2.3.2 Lithologie détaillée

Une carte lithologique détaillée en surface de la zone du PER et de ses environs (sud de la Basse-Terre) a été établie au sein du projet GEOTREF grâce aux informations récentes et en se basant sur les connaissances géologiques de surface déjà acquises lors de précédentes études.

Cette carte (figure 2.11) permettra de corréler les interprétations géophysiques détaillées avec des données lithologiques de surface de même échelle.

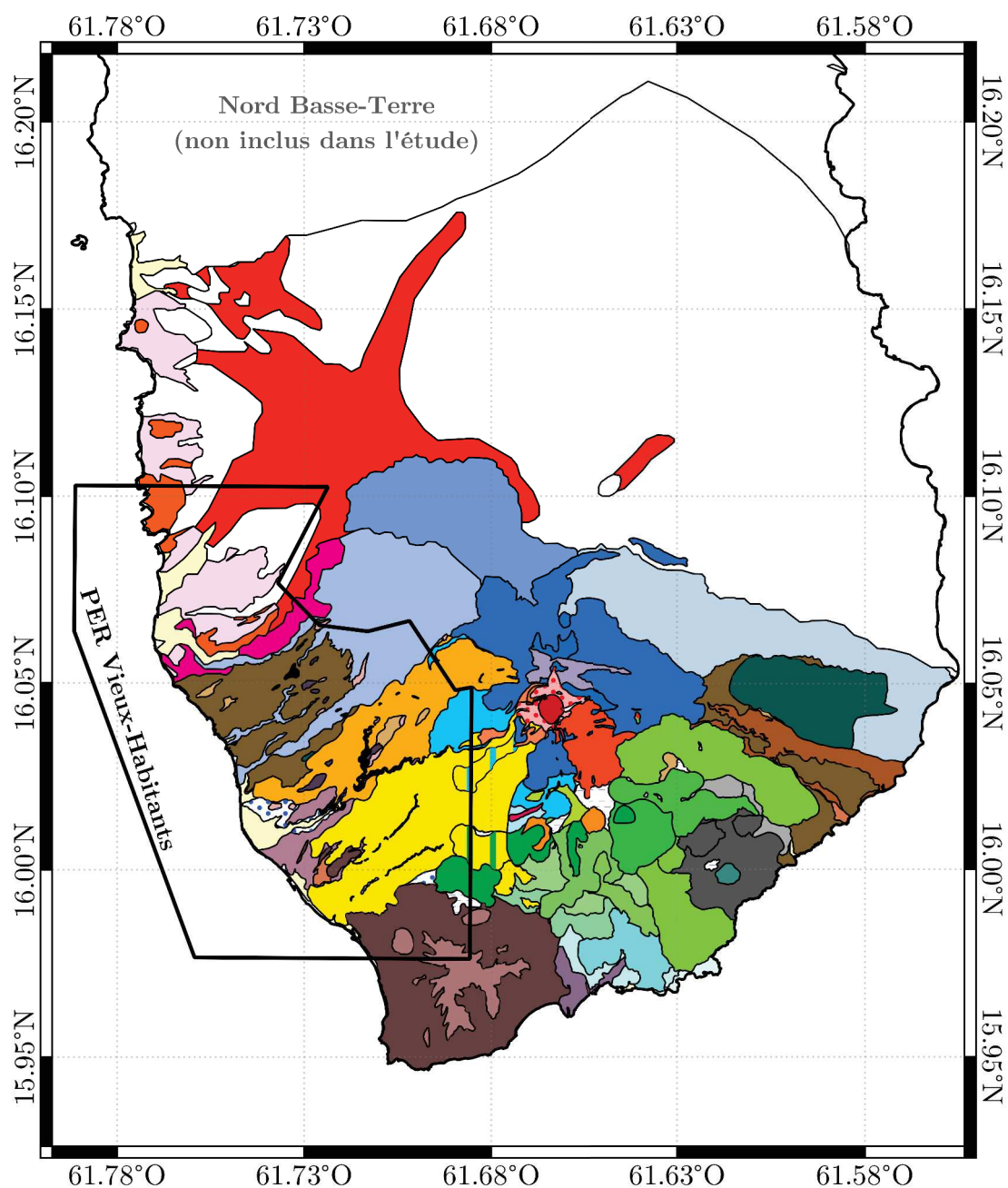


FIGURE 2.11 – Unités géologiques détaillées dans le sud de la Basse-Terre d'après Boudon (1987) ; Mathieu (2010) ; Mathieu et al. (2013). Compilation réalisée au sein du projet GEOTREF (GEOTREF, 2017). Légende en page suivante.

Légende de la carte lithologique détaillée du Sud de Basse-Terre

 CA : Indifférencié	 G6 : Coulées et dômes d'andésite sombre massive à deux pyroxènes
 Lacs/marécages	 G5 : Coulées et dômes d'andésite sombre massive à deux pyroxènes
 Alluvions	 PG4 : Coulées de ponces rougeâtres, localement coulées de scories noirâtres
 LhG : Lahar d'effondrement	 HG4 : Retombées de cendres et lapillis
 1976 : Petits lahars d'effondrement	 G3 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite sombre à deux pyroxènes
 1837 : Petits lahars d'effondrement	 G2 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite sombre à deux pyroxènes
 1798 : Lahar (éboulement dit Faujas)	 G1 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite sombre à deux pyroxènes
 S8 : Dôme d'andésite massive à deux pyroxènes	 GM5 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite basaltique sombres
 NS8 : Coulées de scories noires andésitiques	 GM4 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite basaltique sombres
 PS8 : Retombées de cendres et lapillis poncoux de texture rubannée	 GM3 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite basaltique sombres
 NS7-8	 GM2 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite basaltique sombres
 NS7 : Coulées de scories noires andésitiques	 GM1 : Ensemble de coulées massives superposées d'andésite basaltique sombres
 PS6 : Alternance de cendres, scories et coulées massives subordonnées de basalte	 HX3qz : Cendres et hyaloclastites à quartz
 LhS6 : Lahar phréatique	 PX3qz : Coulée de ponces dacitiques à quartz
 LhS5 : Lahar phréatique	 HX3 : Coulées et déferlantes de ponces satinées, nuées ardentes (lave dacitique à rhyolitique)
 S4 : Dôme de lave massive	 HaX3 : Hyaloclastite et nuée ardente de nature andésitique
 NS4 : Nuées ardentes à blocs d'andésite violacée	 aX3 : Andésite massive
 DbS3_G2	 HbX3 : Cendres et scories de nature basaltique
 DbS3_M7	 bX3 : Coulées massives de basaltes
 DbS3 : Ensemble superposé de coulées de débris	 X2 : Dômes et coulées de lave massives andésitique et basaltiques
 LhS2 : Lahars	 HX2 : Hyaloclastites, brèches de type maar et rares coulées massives intercalées (lave juvénile de nature basaltique)
 NS2 : Nuée ardente à blocs d'andésite violacée plus ou moins remaniée en lahar	 LhX1 : Lahar ou coulée de débris
 NS1 : Dépôt de nuage de nuée ardente	 NX1 : Coulées (localement retombées) pyroclastiques plus ou moins remaniées
 LhG8 : Lahar d'effondrement	 X1 : Coulées massives d'andésite sombre à deux pyroxènes
 DbG7 : Coulée de débris	 Ic : Episode volcanique Icaques indifférencié
 PM7 : Cones de scories et blocs d'andésite à deux pyroxènes	 ST : Episode volcanique Sans Toucher indifférencié
 M7 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	 CP : Episode volcanique Capesterre indifférencié
 M6 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	 Dp : Dépôt pyroclastique
 M5 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	 Hi : Hyaloclastites indifférenciées
 M4 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	 La : Coulées de laves andésitiques
 HM3 : Retombées et déferlantes de cendres, lapillis et blocs vitreux d'andésite basique à deux pyroxènes, éruption hydromagmatique du Galion	 Lf : Coulées de laves
 M2 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	
 M1 : Dômes et/ou coulées massives d'andésite plus ou moins basique à deux pyroxènes	
 NGM : Nuées ardentes à blocs et/ou scories	
 PGM : Coulées de ponces	

2.3 Terre-de-Haut, Les Saintes : un paléo-réservoir analogue à celui de Basse-Terre

Les îles des Saintes – Terre-de-Haut, Terre-de-Bas, et d’autres îlets mineurs – appartiennent à l’archipel guadeloupéen. Elles sont situées une quinzaine de kilomètres au sud de la Basse-Terre et font partie de l’arc récent des Petites Antilles.

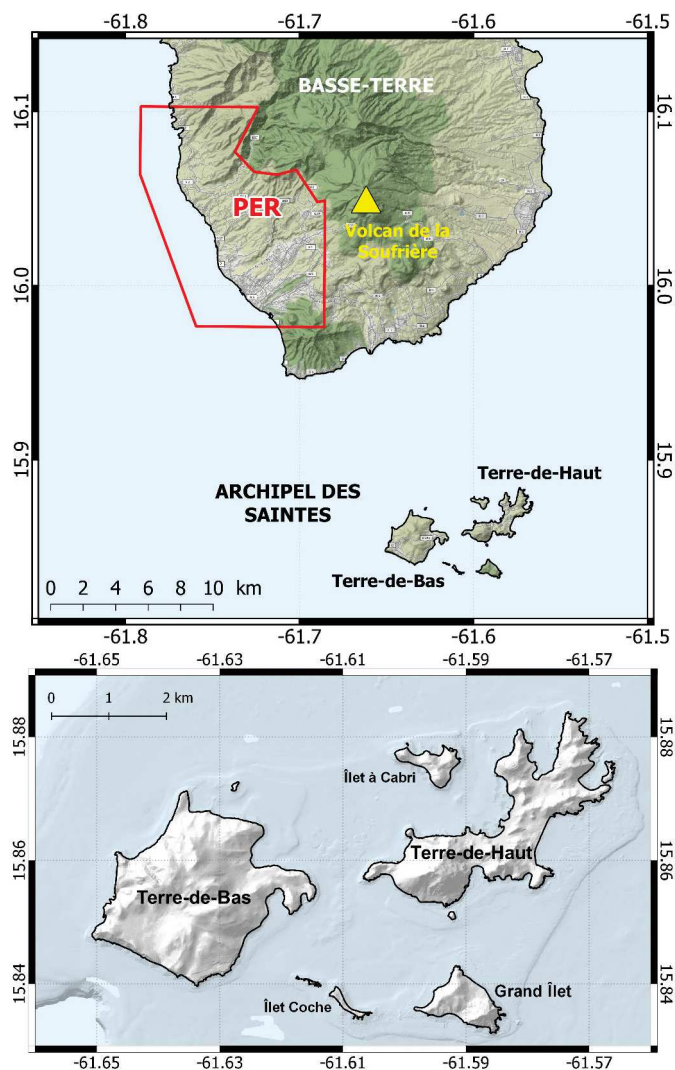


FIGURE 2.12 – Localisation de l’archipel des Saintes et de ses îles par rapport à l’île de Basse-Terre et au PER.

L’étude de Terre-de-Haut est devenue un enjeu majeur du projet suite à la découverte d’une zone fortement hydrothermalisée à l’affleurement, qui semble être le paléo-analogue exhumé le plus proche de l’actuel réservoir situé sous le PER de Vieux-Habitants (Verati et al., 2016). L’étude d’un tel analogue est essentielle à la compréhension du réservoir profond actuel.

2.3.1 Histoire géologique des Saintes

L'archipel des Saintes correspond aux restes émergés d'édifices volcaniques mis en place au cours de la seconde phase éruptive des Petites Antilles. Ainsi, le volcanisme sur l'île de Terre-de-Haut, site privilégié de cette étude, est à peu près contemporain du volcanisme de l'île de Basse-Terre (Jacques et Maury, 1988 ; Samper et al., 2007 ; Zami et al., 2014).

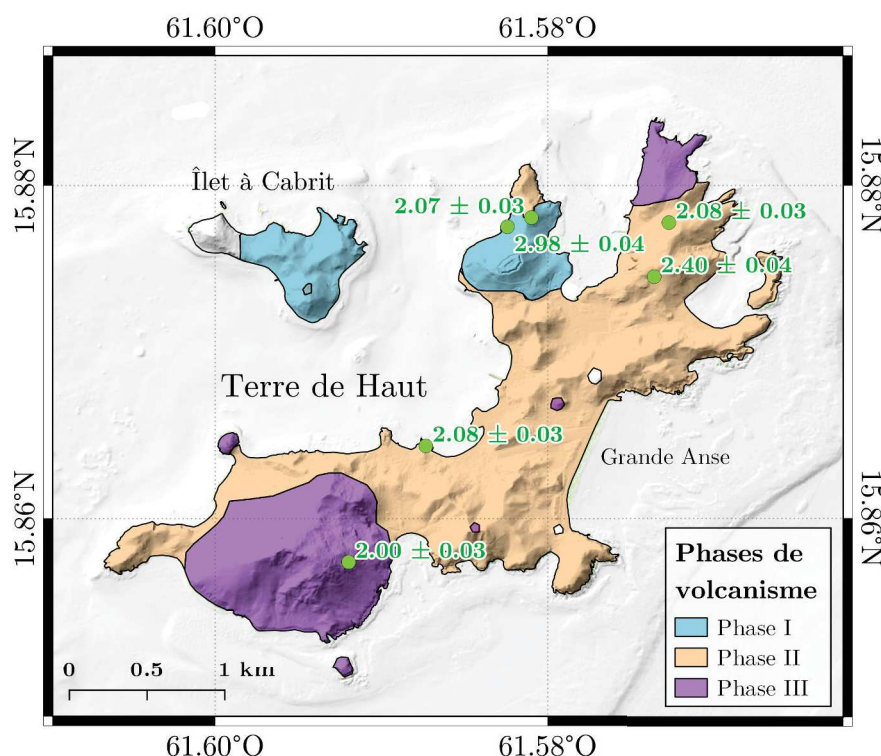


FIGURE 2.13 – Répartition des phases volcaniques et âges des structures sur l'île de Terre-de-Haut, d'après Verati et al. (2016) et Navelot et al. (2018). Les points de mesure en vert sont en millions d'années (Ma) obtenus d'après Zami et al. (2014).

En raison de son héritage volcanique, l'île de Terre-de-Haut est essentiellement constituée d'andésites calc-alcalines (Jacques et al., 1984 ; Zami et al., 2014 ; Navelot et al., 2018). L'archipel présente un volcanisme limité par rapport à d'autres îles de l'arc récent dont il fait partie (Leclerc et al., 2014, 2016). Zami et al. (2014) et Verati et al. (2014, 2016) identifient trois phases volcaniques sur l'île de Terre-de-Haut, toutes trois comprises entre 2,00 et $2,98 \pm 0,04$ Ma, tel qu'illustré sur la figure 2.13. Les âges de ces différentes unités peuvent être sujets à débat car les mesures ont été réalisées sur un petit nombre d'échantillons (Navelot et al., 2018).

1. La phase I ($2,98 \pm 0,04$ Ma), s'exprime par un volcanisme à la fois effusif et explosif dans le nord de l'île.
2. La phase II ($2,40 \pm 0,04$ Ma), est caractérisée par des explosions phréato-magmatiques au nord est de l'île et la mise en place de coulées pyroclastiques.

Des levés géophysiques en mer (Feuillet et al., 2001 ; Gailler et al., 2014 ; Leclerc et al., 2014, 2016 ; Barnoud, 2016 ; Escartín et al., 2016) montrent que l'archipel est entouré par un plateau carbonaté présentant des sauts bathymétriques à faibles profondeurs (0 – 40 m) autour de Terre-de-Haut (Leclerc et al., 2014). En mer (figure 2.14), les directions principales de fracture correspondent au réseau NO-SE de Montserrat-Bouillante (N130-N140), auxquelles s'ajoutent quelques éléments du système E-O du bassin de Marie-Galante (N090-N110) (Leclerc et al., 2016).

En parallèle, des études géologiques détaillées à terre (Bazin et al., 2010 ; Feuillet et al., 2011 ; Zami et al., 2014 ; Leclerc et al., 2014, 2016 ; Verati et al., 2016 ; Navelot et al., 2018) mettent en évidence un réseau de failles plus complexe (figure 2.15), avec quatre directions principales : N170-N020, N020-N050, N090-N110 et N130-N140 (Verati et al., 2016). Ces quatre directions, issues de l'histoire tectonique des Petites Antilles, sont également celles retrouvées en Basse-Terre (figure 2.5).

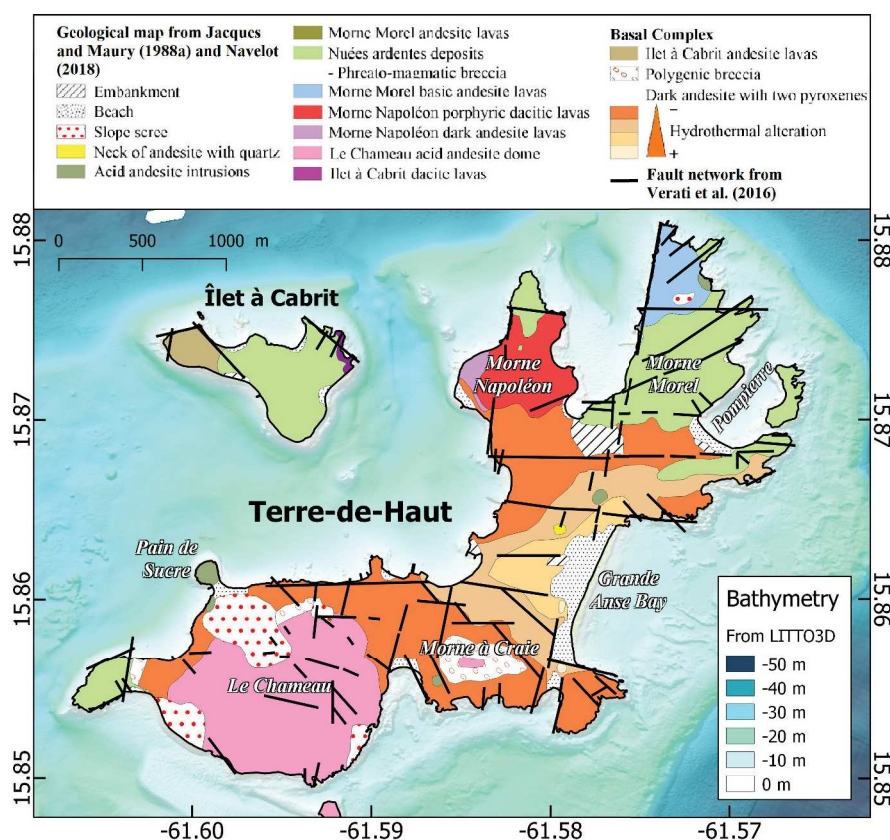


FIGURE 2.15 – Carte géologique simplifiée de l'île de Terre-de-Haut, les Saintes, avec les lithotypes dominants dans chaque zone et le tracé des failles principales. Modifié d'après Jacques et Maury (1988) ; Verati et al. (2016) ; Navelot et al. (2018).

2.3.2 Zone hydrothermalisée : le paléo-réservoir de Terre-de-Haut

La présence d'une zone de forte altération hydrothermale au centre de l'île fait de Terre-de-Haut un objet d'étude d'exception. En effet, [Verati et al. \(2016\)](#) relie la présence de cette altération à l'existence d'un paléo-système hydrothermal à haute température pouvant être comparé à celui encore en activité en Basse-Terre. Les dernières estimations ([Zami et al., 2014](#) ; [Verati et al., 2014](#)) considèrent que ce système hydrothermal a pu fonctionner durant 0,4 Ma il y a 2,4 Ma. L'incertitude de ces estimations est importante en raison du petit nombre de datations effectuées et du manque de recul quant au fonctionnement de ce probable paléo-réservoir. Toutefois, les auteurs démontrent que ce système est contrôlé par l'intersection de deux réseaux de failles normales (N090-N110 et N130-N140, figure 2.15) comparables aux réseaux de failles observables dans le système actif de Bouillante.

2.4 Problématiques géologiques

De nombreuses études géologiques de surface, géochimiques et géophysiques en Gadeloupe ont permis une connaissance étendue de la structure et de la lithologie actuelle de l'île dans son ensemble. Les sites privilégiés d'étude en Basse-Terre sont la Soufrière et la province de Bouillante.

En revanche, le secteur particulier de Baillif-Vieux-Habitants est l'un des moins documentés de la Basse-Terre, en termes de structure profonde. Cela est dû en partie à l'importante couverture volcano-sédimentaire et végétale de cette partie de l'île, ainsi qu'aux fortes topographies qui peuvent représenter un frein à l'acquisition de certaines données géophysiques. Le démonstrateur du projet GEOTREF est localisé sur ce secteur, il est donc indispensable de compléter la connaissance structurale de l'île pour mener à bien le projet de géothermie. L'existence d'un analogue de surface aux réservoirs profonds de Basse-Terre est un grand avantage pour y parvenir.

En plus des études terrestres, le caractère insulaire des objets considérés nécessite des levés géophysiques marins. Pour comparer les structures terrestres et marines entre elles, les levés géophysiques doivent permettre des interprétations à la même échelle que la géologie de surface. Cela implique des levés haute précision et aussi proche des côtes que possible.

Les problématiques géologiques à résoudre sont donc les suivantes.

- Où sont localisées les failles sur le PER et quelles sont leurs géométries en profondeur ? Pour tenter de répondre à cette question, il est utile de s'intéresser également aux problématiques suivantes :
 - quelle est l'extension marine des structures terrestres connues sur Basse-

Terre ?

- où sont localisées les failles à Terre-de-Haut, quelles sont leurs géométries et leurs extensions marines ?
- Quelle est la structure profonde des objets géologiques de Basse-Terre ? Pour tenter de répondre à cette question, il est utile de s'intéresser également aux problématiques suivantes :
 - quelle est l'extension, notamment marine, de la zone hydrothermalisée de Terre-de-Haut ?
- Et finalement : peut-on associer un signal géophysique ou géologique aux zones à fort potentiel géothermique ? Peut-on cibler de telles zones dans le PER ?

Le contexte particulièrement 3D à toutes les échelles, les mauvaises conditions d'affleurement et l'accessibilité difficile des sites des îles volcaniques font de ces questions de véritables défis scientifiques et techniques.

Chapitre 3

La théorie de la méthode magnétique

Sommaire

3.1	L'aimantation des roches	40
3.1.1	Les propriétés magnétiques des matériaux	41
3.1.1.1	Matériaux diamagnétiques	42
3.1.1.2	Matériaux paramagnétiques	42
3.1.1.3	Matériaux ferromagnétiques	43
3.1.1.4	Rapport de Koenigsberger	45
3.1.2	Faisabilité sur le site d'étude	46
3.1.2.1	Contrastes d'aimantations des roches en Basse-Terre	46
3.1.2.2	Direction moyenne de l'aimantation en Basse-Terre	47
3.1.2.3	Etudes magnétiques en Basse-Terre	48
3.1.2.4	Mise en œuvre pratique de la méthode	56
3.2	Le champ magnétique terrestre	57
3.3	L'anomalie magnétique	60
3.3.1	Approximation de l'anomalie magnétique	60
3.3.2	Anomalie magnétique d'un dipôle	62
3.3.3	Calcul en domaine spectral	63
3.3.3.1	Domaine spectral et transformée de Fourier	63
3.3.3.2	Expressions spectrales de l'anomalie magnétique d'un dipôle	67
3.3.4	Modèles 3D caractéristiques	68
3.3.5	Effet de la distance à la source (altitude)	71
3.4	Opérateurs de transformée de carte	73
3.4.1	Dérivation et intégration	74
3.4.2	Double réduction au pôle (DRP ou RP)	76
3.4.3	Prolongement vers le haut (PH) ou vers le bas (PB)	80
3.4.4	Signal Analytique (SA)	82
3.4.5	Tilt Angle	86
3.5	Pointé automatique sur des cartes transformées	86

3.5.1	Méthode de Blakely et Simpson (1986)	86
3.5.2	Pointé automatique de linéaments	88
3.5.3	Application aux modèles synthétiques	91

Dans un premier temps nous développerons les équations fondamentales de la méthode puis nous expliciterons les principaux outils d'interprétation utilisés en magnétisme. Des modélisations synthétiques d'objets propres au contexte de la Guadeloupe permettront d'illustrer ces concepts.

Parmi les méthodes géophysiques, la méthode magnétique est performante car elle peut être mise en œuvre tout en se déplaçant et dans tous les contextes (sol, marin, aérien). Cette méthode peut être appliquée à toutes les échelles avec le même système de mesure. Dans le contexte de l'étude, grâce à la nouvelle technologie drone, des mesures peuvent être faites quel que soit le contexte environnemental, ce qui est un atout important compte tenu de la topographie et de la végétation dans la zone d'intérêt (PER). Dans cette partie, nous présentons la théorie de la méthode magnétique.

3.1 L'aimantation des roches

La présence de certains métaux (fer, manganèse, par exemple) et de leurs oxydes dans les roches confère aux matériaux géologiques une aimantation qui peut être déterminée grâce à la méthode magnétique. L'aimantation d'une roche dépend de la composition minéralogique de celle-ci mais aussi de ses conditions de formation. La prospection magnétique consiste à chercher et localiser les roches, formations et gisements en se basant sur des anomalies magnétiques. Des contrastes d'aimantation apparaissent au contact entre deux lithologies différentes qui présentent *a priori* des aimantations différentes. De plus, des contrastes d'aimantation peuvent apparaître lorsque des événements géologiques modifient l'environnement de dépôt de ces roches, par exemple lorsque des failles déplacent les unités les unes par rapport aux autres.

Si la plupart des matériaux géologiques de la croûte terrestre ont une aimantation très faible, les roches magmatiques sont généralement riches en fer et oxydes de fer et présentent de fortes aimantations à température ambiante en raison de leurs conditions de cristallisation. L'histoire évolutive de certaines roches métamorphiques peut pareillement entraîner une forte aimantation. Une aimantation faible ne signifie pas qu'une roche n'est pas repérable grâce à la méthode magnétique : les contrastes d'aimantation permettent en général de distinguer des changements de lithologie même entre deux matériaux faiblement aimantés.

3.1.1 Les propriétés magnétiques des matériaux

L'intensité d'une source magnétique est caractérisée par le moment magnétique $\vec{m}$. La norme de cette grandeur vectorielle s'exprime en A.m². Le moment magnétique d'un atome seul est la somme vectorielle des moments magnétiques orbitaux des électrons et des moments magnétiques de spin de chaque particule de cet atome. Ces moments sont dus respectivement à la rotation des électrons autour du noyau et aux spins des constituants de l'atome (neutrons, protons et électrons). Lorsque ces atomes sont combinés en édifices cristallins, les interactions entre les moments peuvent faire dévier le moment magnétique total de la simple somme vectorielle des moments magnétiques individuels des atomes. Puis, à l'échelle macroscopique, les moments magnétiques des grains constituant les matériaux s'ajoutent. On définit l'aimantation $\vec{M}$ d'un matériau comme sa densité volumique de moment magnétique

$$\vec{M} = \frac{\vec{m}}{V}, \quad (3.1)$$

où V est le volume de matériau considéré. L'aimantation est exprimée en ampères par mètre (A/m). L'aimantation est le paramètre physique qui définit la capacité d'un matériau à produire un champ magnétique statique propre.

L'aimantation possède une composante $\vec{M}_{ind}$ dite induite et une composante $\vec{M}_{rem}$ dite rémanente

$$\vec{M} = \vec{M}_{ind} + \vec{M}_{rem} \quad (3.2)$$

La composante $\vec{M}_{ind}$ de l'aimantation d'un matériau est induite par la présence d'un champ magnétique régional $\vec{R}$: la direction de $\vec{M}_{ind}$ est la même que $\vec{R}$ et sa norme est proportionnelle à celle de $\vec{R}$. On définit la susceptibilité magnétique comme le coefficient de proportionnalité χ tel que

$$\vec{M}_{ind} = \chi \vec{R}. \quad (3.3)$$

χ est un paramètre physique adimensionnel intrinsèque au matériau considéré. En toute rigueur, la susceptibilité magnétique est une grandeur tensorielle qui peut exprimer l'anisotropie des matériaux. En géophysique, nous considérons des matériaux magnétiquement isotropes pour lesquels χ est un coefficient de proportionnalité scalaire entre deux champs magnétiques. Tous les matériaux terrestres présentent une aimantation induite plus ou moins d'aimantation forte.

$\vec{M}_{rem}$ est la composante rémanente de l'aimantation. Celle-ci est également appelée composante spontanée de l'aimantation car elle existe indépendamment d'un champ extérieur (tel que $\vec{R}$). Seuls certains matériaux présentent un comportement rémanent.

En fonction de leur comportement magnétique, les matériaux terrestres sont classés en trois catégories principales.

3.1.1.1 Matériaux diamagnétiques

Les matériaux diamagnétiques ont une susceptibilité magnétique négative et proche de zéro ($-1 < \chi < 0$). Ils induisent un champ d'aimantation très faible (susceptibilité magnétique proche de zéro) et n'ont pas d'aimantation rémanente. Les raisons microscopiques expliquant le diamagnétisme sont variées mais de manière générale, celui-ci est dû à une modification de moments magnétiques orbitaux (dus à la rotation des électrons autour du noyau) en réponse à l'application du champ régional, en sorte que le champ induit compense en partie le champ extérieur, selon une loi de modération (loi de Lenz).

Ce phénomène existe dans tous les matériaux. Cependant, le diamagnétisme étant le comportement magnétique le plus faible, il peut être négligé la plupart du temps. Les matériaux dits diamagnétiques sont ceux ne présentant pas d'autre comportement magnétique.

En géophysique, nous considérons donc ces matériaux comme faiblement voire non-aimantés. Ce sont des matériaux courants à la surface de la Terre car ils comprennent tous les hydrocarbures (plastiques, pétrole) et les chaînes carbonées, ce qui inclut la majorité de la matière organique. Certains métaux comme le mercure, l'or et l'argent sont également considérés comme diamagnétiques. Parmi les matériaux géologiques, des minéraux très représentés tels que le quartz (SiO_2) ou la calcite (CaCO_3) sont diamagnétiques.

Le tableau 3.1 présente les valeurs de susceptibilité magnétiques de quelques matériaux clés.

3.1.1.2 Matériaux paramagnétiques

Le comportement paramagnétique est en particulier observé dans les atomes, molécules et éléments présentant des couches électroniques non remplies avec un nombre impair d'électrons. Les moments dipolaires dus aux électrons non-appariés ne sont pas compensés et ceux-ci peuvent s'aligner en présence d'un champ magnétique régional, ce qui crée un champ induit dans la direction de ce champ régional. Il existe également un paramagnétisme faible dû aux électrons. L'aimantation des matériaux paramagnétiques a une composante induite $\vec{M}_{ind} = \chi \vec{R}$ mais pas de composante rémanente $\vec{M}_{rem}$. En l'absence de $\vec{R}$, ils ne génèrent pas de champ magnétique.

La susceptibilité magnétique de tels matériaux est positive mais reste faible. En moyenne, χ est compris entre 10^{-3} et 10^{-5} , mais le comportement paramagnétique est fortement régi par la température (χ est inversement proportionnel à la température d'après la loi de Curie).

	Matériau	Susceptibilité magnétique χ	Température de Curie T_c
①	Eau (H ₂ O)	-9.05×10^{-6}	-
	Argent (Ag)	$-26,1 \times 10^{-6}$	-
	Mercure (Me)	$-29,0 \times 10^{-6}$	-
	Carbone (C)	$-16 \text{ à } -21 \times 10^{-6}$	-
	Quartz (SiO ₂)	$-14,5 \times 10^{-6}$	-
	Calcite (CaCO ₃)	$-13,8 \times 10^{-6}$	-
	Feldspath	$-12,4 \times 10^{-6}$	-
②	Magnésium (Mg)	$1,2 \times 10^{-5}$	-
	Aluminium (Al)	$2,2 \times 10^{-5}$	-
	Césium (Ce)	$5,1 \times 10^{-5}$	-
	Lithium (Li)	$1,4 \times 10^{-5}$	-
	Argiles	$\approx 0 \text{ à } 2 \times 10^{-4}$	-
	Gneiss	$\approx 0 \text{ à } 1 \times 10^{-3}$	-
③	Magnétite (Fe ₃ O ₄)	1 – 5,7	580°C
	Hématite (α -Fe ₂ O ₃)	0,5 à 40×10^{-3}	675°C
	Maghémite (γ -Fe ₂ O ₃)	2 à 2,5	600°C
	Laves	$\approx 5 \times 10^{-5} \text{ à } 1 \times 10^{-2}$	100 - 600°C

TABLEAU 3.1 – Susceptibilités magnétiques typiques des matériaux terrestres à température ambiante et température de Curie associée (Parriaux, 2009). Domaine ① : matériaux diamagnétiques, domaine ② : matériaux paramagnétiques, domaine ③ : matériaux ferromagnétiques. Les susceptibilités données pour les formations rocheuses sont des plages de valeurs moyennes car χ dépend de la composition exacte de la formation, qui peut varier.

De nombreux métaux et alcalins sont paramagnétiques tels que le magnésium, le césium ou encore le lithium.

3.1.1.3 Matériaux ferromagnétiques

La particularité des matériaux ferromagnétiques est de présenter une composante rémanente non nulle dans son aimantation en plus de la composante induite.

Le ferromagnétisme est caractérisé microscopiquement par l'alignement spontané des moments magnétiques élémentaires du matériau. Ce ferromagnétisme microscopique ne se transmet pas nécessairement à l'échelle macroscopique : en particulier, l'orientation aléatoire de ses particules annule la composante ferromagnétique effective d'un solide en grains.

À haute température, les fluctuations thermiques des moments magnétiques élémentaires deviennent suffisantes pour détruire l'ordre ferromagnétique : ils se retrouvent alors libres de suivre le champ magnétique extérieur, conférant un comportement paramagnétique au matériau. Lorsque la température est abaissée sous un seuil

critique appelé température de Curie, les orientations des moments élémentaires se cristallisent, l'interaction entre eux favorisant l'émergence d'un ordre magnétique macroscopique.

Pour certains matériaux, l'ordre magnétique favorisé n'est pas l'alignement des moments élémentaires entre eux mais l'alternance des orientations entre proches voisins, donnant lieu à d'autres ordres magnétiques microscopiques. Dans un matériau antiferromagnétique, les moments voisins sont de même norme et se compensent exactement, supprimant toute aimantation rémanente : ils n'ont donc pas de pertinence pour la méthode magnétique. Enfin, un matériau ferrimagnétique alterne deux types de moments élémentaires de normes différentes, de sorte qu'une orientation d'aimantation prédomine. Les matériaux ferrimagnétiques présentent donc une aimantation rémanente au même titre que les matériaux ferromagnétiques et y sont assimilés en géophysique par extension.

Différentes causes peuvent expliquer la présence de rémanence dans un matériau, amenant à la définition de plusieurs types de rémanence.

- La principale que nous considérons dans la majorité des cas est la **thermorémanence**. Celle-ci est due à des changements de température et en particulier au refroidissement d'un matériau en dessous de sa température de Curie.
- L'**aimantation rémanente visqueuse** est le processus qui fait varier les aimantations rémanentes naturelles des roches (NRM) de leur aimantation primaire (en général due à de la thermorémanence) par exemple sous l'action prolongée d'un champ magnétique local comme le champ terrestre.
- L'**aimantation rémanente détritique** (DRM) peut apparaître dans des dépôts sédimentaires lorsque les grains magnétiques du matériau s'alignent avec le champ régional pendant ou peu après le dépôt. Par exemple, les dépôts volcanosédimentaires, riches en minéraux ferromagnétiques et dont le processus de dépôt s'apparente au dépôt sédimentaire, peuvent acquérir une aimantation rémanente par ce mécanisme.
- L'**aimantation rémanente chimique** (CRM) apparaît lorsque des grains ferromagnétiques sont créés par une transformation chimique au sein d'un matériau et que ceux-ci enregistrent la direction du champ régional. Cela peut se produire par exemple au cours de certains procédés d'altération hydrothermale.
- L'**aimantation rémanente isotherme** est acquise à température fixe par une circulation de courant électrique comme lors du passage de la foudre. Ce type de rémanence peut apparaître lors du carottage d'échantillons, la rotation du carottier générant des courants de Foucault dans le matériau.
- D'autres comportements rémanents peuvent enfin être listés (rémanence thermo-chimique, rémanence anhystérétique, piézorémanence, ...) mais sont d'une importance mineure par rapport aux autres types de rémanence, autant par l'intensité

d'aimantation rémanente produite que par l'occurrence de ces phénomènes.

3.1.1.4 Rapport de Koenigsberger

En absence d'aimantation rémanente, des modèles de référence permettent de calculer la direction du champ régional, qui correspond alors à la direction d'aimantation totale. Dans cette situation, la susceptibilité magnétique est la seule inconnue permettant d'expliquer les variations d'aimantation totale : le problème de l'exploration magnétique est alors mieux dimensionné. Cependant, en raison de leur grande variabilité de composition, les matériaux terrestres sont rarement totalement dépourvus de rémanence. Si l'intensité d'aimantation rémanente domine l'aimantation induite alors la direction d'aimantation totale peut dévier sensiblement de la direction du champ régional. Il y a alors trois inconnues au problème, qui devient sous-dimensionné : l'intensité d'aimantation totale et les paramètres définissant la direction d'aimantation (inclinaison et déclinaison).

Le rapport de Koenigsberger Q est défini comme le rapport entre les normes des composantes rémanente et induite de l'aimantation

$$Q = \frac{M_{rem}}{M_{ind}}. \quad (3.4)$$

- Lorsque $Q < 1$, cela signifie que l'effet de l'aimantation induite domine sur celui de l'aimantation rémanente. Il est alors possible d'approximer l'aimantation moyenne des matériaux considérés par un vecteur de la même direction que le champ régional $\vec{R}$. Plus le rapport est faible, plus cette hypothèse est valable. Le cas particulier $Q = 0$ correspond à une absence d'aimantation rémanente et le champ magnétique généré par l'aimantation est purement induit.
- Lorsque $Q > 1$, cela signifie que l'effet de l'aimantation rémanente domine sur celui de l'aimantation induite. La direction d'aimantation moyenne sur une zone géographique donnée reste alors *a priori* inconnue.
- Lorsque Q est proche de 1, aucune des composantes de l'aimantation ne domine sur l'autre. Il est difficile d'estimer correctement une direction d'aimantation dans un tel cas, sinon en exploitant des mesures précises de direction et de norme de l'aimantation totale sur un panel statistique d'échantillons.

Même lorsque $Q \geq 1$, des solutions existent pour estimer la direction de l'aimantation. D'une part, dans certains milieux, celle-ci est dans la même direction que le champ régional. Cela arrive en particulier dans des milieux volcaniques récents lorsque la variation de direction du champ et des pôles géomagnétiques est négligeable sur les périodes de temps étudiées. D'autre part, [Tauxe \(2005\)](#) démontre qu'il est possible

d'approximer la direction moyenne d'aimantation de roches ayant fixé leur aimantation rémanente sur une longue période de temps par la direction qu'aurait un dipôle géocentré ayant pour axe l'axe de rotation de la Terre. Ce dipôle est appelé *Geocentric Axial Dipole* (GAD). Par définition la déclinaison du champ d'un tel dipôle est toujours nulle. Cette simplification ne peut se faire sur des roches récentes ou formées au cours d'un court intervalle de temps.

Dans ces deux cas de figure, le sens de l'aimantation dû à la période (normale ou inverse), peut s'exprimer artificiellement par une norme d'aimantation négative, ce qui permet de ne considérer qu'une direction d'aimantation.

3.1.2 Faisabilité sur le site d'étude

3.1.2.1 Contrastes d'aimantations des roches en Basse-Terre

Dans le contexte particulier de la Guadeloupe, la méthode magnétique pourrait par exemple permettre de caractériser les formations principales.

Les coulées d'andésites massives se présentent sous la forme de coulées et de filons (sills et/ou dykes). On attend généralement des laves fraîches un comportement ferromagnétique : ces objets seront fortement aimantés (plusieurs ordres de grandeurs de plus que les zones altérées et les coulées pyroclastiques), avec de l'aimantation rémanente. De fait, les mesures réalisées en Basse-Terre par [Carlut et al. \(2000\)](#) vont dans ce sens. D'autre part, des mesures de rapport de Koenigsberger réalisées par [Bouligand et al. \(2016\)](#) montrent que l'aimantation rémanente de ces matériaux prime sur leur aimantation induite ($Q > 1$).

Les zones altérées par hydrothermalisme peuvent avoir une aimantation faible, créant une anomalie magnétique contrastant avec les roches environnantes ([Bouligand et al., 2014](#) ; [Soengkono, 2016](#)). Au sein du projet GEOTREF, des études pétrophysiques ont été menées afin de mieux comprendre l'aimantation des roches hydrothermalisées ([Navelot et al., 2018](#)). Celles-ci sont détaillées au chapitre 4. Il semblerait que les matériaux fortement altérés par hydrothermalisme soient à l'origine d'anomalies magnétiques de faible amplitude. Leur comportement magnétique est paramagnétique voire diamagnétique, avec une susceptibilité relativement faible. Ce ne sera pas le cas de matériaux faiblement altérés, pouvant présenter au contraire des aimantations rémanentes fortes et mêmes supérieures aux matériaux non altérés, en fonction des minéraux transformés par l'altération ([Navelot et al., 2018](#)).

Les failles sont parfois à l'origine d'anomalies magnétiques repérables. Le broyage des matériaux entraîné par le mouvement des failles confère une orientation chaotique aux zones de fracture endommagées. Les aimantations, même si elles peuvent être fortes,

s'annulent entre elles et le signal magnétique peut être faible. S'il y a, ou s'il y a eu, des circulations de fluides dans la gouge, l'altération hydrothermale pourra contribuer à diminuer l'aimantation totale des matériaux (Finn et Morgan, 2002). Il est possible, mais moins fréquent, que l'altération hydrothermale et la compaction dans les gougues confèrent à ces objets des aimantations rémanentes.

Les coulées de pyroclastites et autres dépôts volcano-sédimentaires présents en Guadeloupe ont généralement des aimantations faibles contrastant avec les coulées de laves non altérées. Ces roches ont souvent un comportement paramagnétique voire ferromagnétique du fait de leur forte teneur en minéraux ferriques. Leurs conditions de dépôt peuvent mener à un ensemble de faible effet magnétique (anomalies de faibles amplitudes) du fait des orientations d'aimantation chaotiques des différents éléments. Les éboulements de matériaux andésitiques sont également inclus dans cette catégorie. Notons que ce comportement magnétique peut varier si les formations acquièrent une aimantation rémanente détritique (voir section 3.1.1.3) ou encore en cas de compaction (piézorémanence).

3.1.2.2 Direction moyenne de l'aimantation en Basse-Terre

Dans la plupart des milieux géologiques exceptés les milieux volcaniques ou métamorphisés, on considère que Q est faible et on néglige les effets de la rémanence. Au sein des milieux volcaniques ou métamorphisés, où l'aimantation est généralement considérée comme principalement rémanente, certains processus chimiques ou physiques peuvent entraîner une modification du rapport de Koenigsberger (Zlotnicki et al., 1981 ; Dunlop et Özdemir, 2001), ce qui ne permet pas d'exclure *a priori* que l'aimantation induite puisse dominer en Basse-Terre.

En Guadeloupe, des analyses sur des échantillons indiquent des valeurs variables de Q (Bouligand et al., 2016), ne permettant pas non plus de trancher sur la dominance d'une composante particulière de l'aimantation *a priori*.

De fait, les roches magmatiques non altérées de Basse-Terre présentent un rapport de Koenigsberger important : au minimum supérieur à 2 et jusqu'à 10 (Zlotnicki et al., 1981 ; Bouligand et al., 2016). Carlut et al. (2000) montrent que les directions des aimantations rémanentes des coulées d'andésites massives non altérées de la Basse-Terre peuvent être approximées par la direction du GAD ($I = 30^\circ$ et $D = 0^\circ$). Néanmoins, des processus d'altération hydrothermale ont pu diminuer ce rapport dans les roches altérées (Zlotnicki et al., 1981 ; Dunlop et Özdemir, 2001 ; Bouligand et al., 2016). D'autre part certaines roches volcano-sédimentaires (ponces, pyroclastites) très présentes en Guadeloupe pourraient présenter un rapport Q inférieur à 1 (pas de données disponibles sur ce type de formations).

Bouligand et al. (2016) remarquent que pour la Soufrière, les roches ayant un Q faible ou proche de 1 présentent des faibles normes d'aimantation totale. Le champ généré par ces matériaux sera un champ majoritairement induit de faible importance comparativement au champ rémanent généré par les roches ayant un rapport Q élevé. Au premier ordre, il est possible d'approximer les aimantations moyennes en Basse-Terre par des aimantations rémanentes dans la direction du GAD : $I = 30^\circ$ et $D = 0^\circ$ (Carlut et al., 2000 ; Carlut et Quidelleur, 2000 ; Zami et al., 2014).

Toutefois, en milieu volcaniques récent, on considère le plus souvent que l'aimantation rémanente est dans la direction du champ régional. Cela revient à considérer que la variation due au changement du champ géomagnétique est négligeable sur la période de temps considérée. Lorsque cette approximation est faite, l'aimantation moyenne en Basse-Terre présente une inclinaison $I = 38,6^\circ$ et une déclinaison $D = -14,7^\circ$ (section 3.1.1.4.)

Les changements de période géomagnétique (normale ou inverse) pourront alors être exprimés par une norme d'aimantation artificiellement négative (voir section 3.1.1.4).

3.1.2.3 Etudes magnétiques en Basse-Terre

Diverses études magnétiques ont déjà été menées à différentes échelles sur l'île de Basse-Terre, à l'échelle de la Guadeloupe et au large de l'île.

Mesures d'aimantation

Des études de géochronologie et de paléomagnétisme fournissent une connaissance ponctuelle des valeurs d'aimantation et/ou de susceptibilité des roches en Basse-Terre. Barnoud et al. (2017) réalisent une synthèse de ces données, d'après les études de Blanc (1983) ; Carlut et al. (2000) ; Carlut et Quidelleur (2000) ; Samper et al. (2007, 2009) ; Bouligand et al. (2016) ; Ricci et al. (2015a, 2017, 2018). Les mesures moyennes d'intensité de l'aimantation sur les roches saines de Basse-Terre sont résumées dans l'histogramme de la figure 3.1. La synthèse totale est présentée sur la figure 3.2.

Enfin, Navelot et al. (2018) effectuent une étude des susceptibilités magnétiques aux Saintes afin de compléter cette base de donnée. Ces résultats seront présentés par la suite.

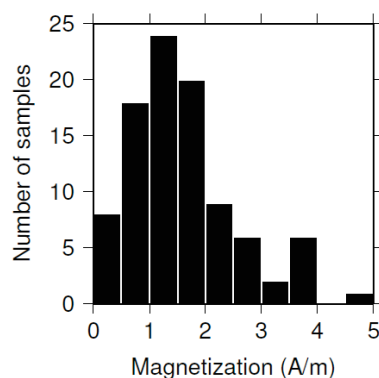


FIGURE 3.1 – Histogramme des intensités d’aimantation rémanente dans la partie sud de Basse-Terre obtenues à partir des mesures localisées sur la figure 3.2. Source des données : [Carlut et al. \(2000\)](#) ; [Ricci et al. \(2018\)](#). ([Barnoud et al., 2017](#)).

Levés et études magnétiques à l’échelle de la Basse-Terre et des Petites Antilles

La première étude référencée en Guadeloupe a été réalisée par [Le Borgne et Le Mouël \(1976\)](#). Le plan de position de cette campagne et l’anomalie magnétique telle que calculée par [Barnoud et al. \(2017\)](#) sont présentés sur la figure 3.3. Les premières interprétations, à l’échelle de la Guadeloupe, sont présentées par [Le Mouël et al. \(1979\)](#). Elles montrent en particulier la présence d’une direction N170 à petite échelle, correspondant à l’axe de formation de l’île.

Ces données, à haute altitude (1800 m au dessus de Basse-Terre), ont permis de nombreuses études par la suite. [Gailler et al. \(2013\)](#) compilent ces données avec des données marines issues de différentes sources (figure 3.4a) afin de réaliser une étude géophysique multi-échelle de la Guadeloupe. Des interprétations de cartes gravimétriques et magnétiques permettent de mieux comprendre la structure des Petites Antilles et de l’archipel guadeloupéen (figure 3.4b et 3.4c). Enfin, [Gailler et al. \(2013\)](#) proposent des modèles à deux dimensions de densité et d’aimantation le long de profils sur la Basse-Terre (figure 3.4d). La géométrie des couches ainsi modélisées est contrainte par les coupes et vitesses sismiques de [Dorel et al. \(1979\)](#).

En 2013, un levé aéromagnétique de grande ampleur a été réalisé sur l’archipel au sein du projet GUADEM ([Deparis et al., 2014](#)). Ce levé ne fait pas pour l’instant l’objet d’interprétations magnétiques. Le levé GUADEM sera présenté au cours du chapitre 4 et valorisé au chapitre 5.

Plus récemment, [Barnoud et al. \(2017\)](#) proposent les premiers modèles 3D de l’île de Basse-Terre en aimantation, à partir du levé aéromagnétique de [Le Borgne et Le Mouël \(1976\)](#). Ces modèles prennent en compte la polarité de l’aimantation, corrélée à l’âge des roches et son intensité (figure 3.5). Ils sont le résultat d’une inversion bayésienne, fai-

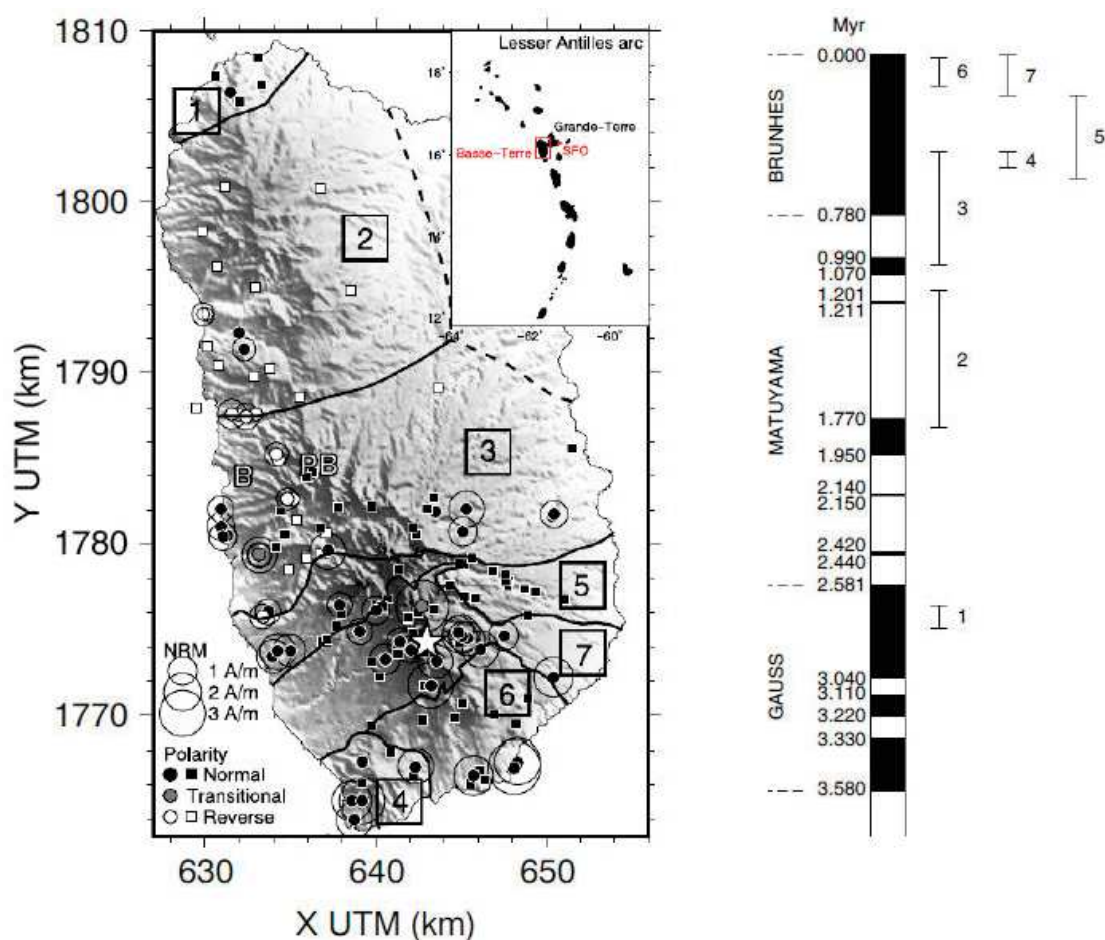


FIGURE 3.2 – A gauche : Localisation des mesures d'intensité et de polarité de l'aimantation rémanente sur la carte de l'île Basse-Terre, d'après [Blanc \(1983\)](#) ; [Carlut et al. \(2000\)](#) ; [Carlut et Quidelleur \(2000\)](#) ; [Samper et al. \(2007, 2009\)](#) ; [Bouligand et al. \(2016\)](#) ; [Ricci et al. \(2015a,b, 2017, 2018\)](#). Les polarités sont déduites soit des mesures de direction paléomagnétiques (cercles) ou géochronologiques (mesures K-Ar, carrés). L'intensité de l'aimantation rémanente n'est pas mesurée en chaque point. Etoile blanche : dôme de La Soufrière. La localisation de l'île dans les petites Antilles est indiquée en haut à droite de la carte. A droite : Echelle de polarité géomagnétique au cours du temps ([Cande et Kent, 1995](#)), mise en relation avec les âges des différents édifices volcaniques de l'île de Basse-Terre. Par ordre chronologique : 1 = Complexe Basal, 2 = Chaîne Septentrionale, 3 = Chaîne Axiale, Sans-Toucher et chaîne de Bouillante, 4 = Monts Caraïbes, 5 = Système Icaques Capesterre Vieux-Habitants, 6 = Système Madeleine Trois-Rivières, 7 = Complexe Grande-Découverte Carmichaël Soufrière ([Barnoud et al., 2017](#)).

sant intervenir un modèle d'aimantation *a priori* basé sur les données paléomagnétiques et géochronologiques présentées plus haut (figure 3.2). Cette inversion apporte avant tout un cadre pour la compréhension de l'histoire géologique de l'île.

Levés et études magnétiques à l'échelle locale en Basse-Terre

Des levés haute résolution en Basse-Terre ont permis une meilleure compréhension de certains secteurs clés. Ces levés sont principalement localisés sur deux points d'intérêt. D'une part, la province de Bouillante est étudiée en détail du fait de la présence de la

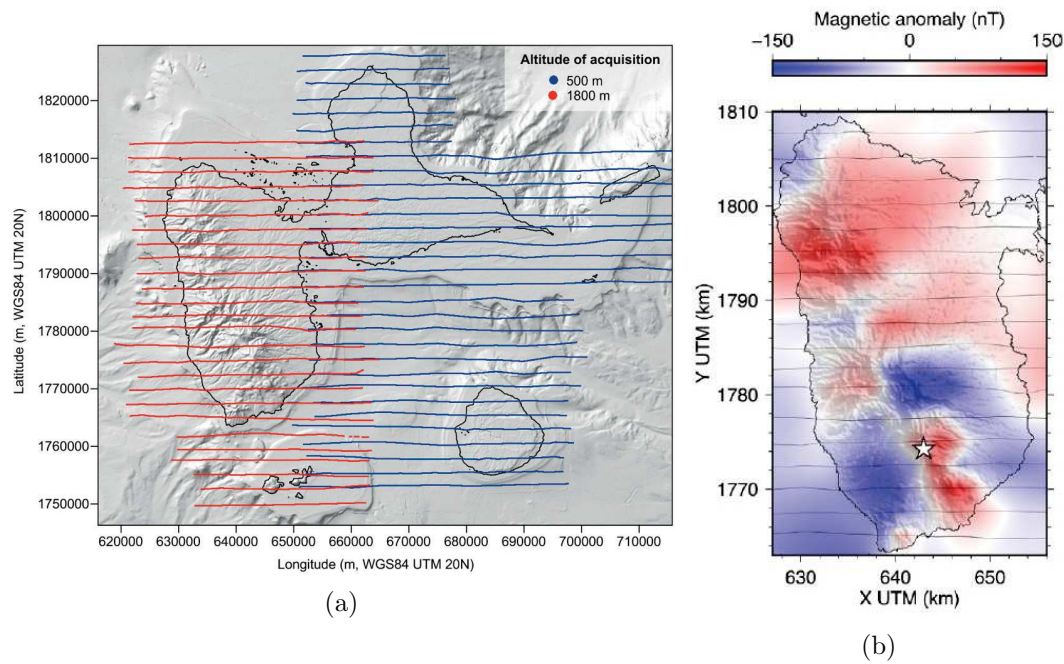


FIGURE 3.3 – a) Plan de position des acquisitions aéromagnétiques réalisées par [Le Borgne et Le Mouél \(1976\)](#) en Guadeloupe ([Gailler et al., 2013](#)). b) Carte d'anomalie magnétique interpolée en Basse-Terre d'après le levé à 1800 m. Les routes d'acquisition sont indiquées par des lignes grises. L'étoile blanche positionne le dôme de La Soufrière. ([Barnoud et al., 2017](#)).

centrale géothermique de Bouillante et de la forte activité hydrothermale de ce secteur. D'autre part, le dôme de la Soufrière présente un intérêt majeur dans la mesure où ce volcan est le principal volcan actif de Guadeloupe.

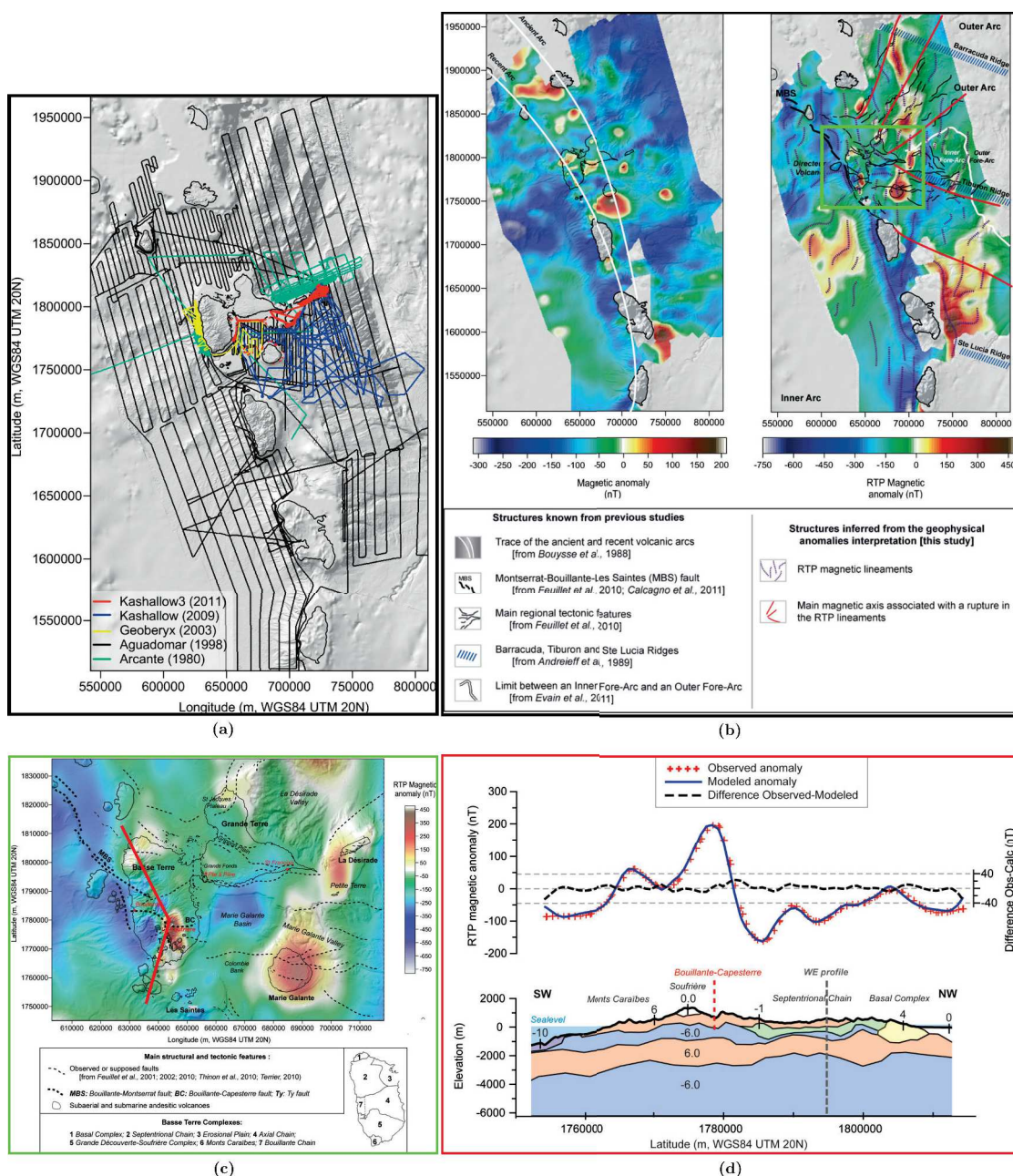


FIGURE 3.4 – a) Distribution des levés magnétiques en mer à l'échelle des Petites Antilles, dans le contexte de l'étude de Gailler et al. (2013). b) A gauche : anomalie de l'intensité magnétique calculée à 1800 m d'altitude à partir des levés présentés en a) et du levé de Le Borgne et Le Mouél (1976). A droite : réduction au pôle (voir section 3.4.2) de l'anomalie magnétique ($D=0^\circ$ et $I=29,7^\circ$). Sur cette carte les structures géologiques principales sont indiquées. c) Extrait de la carte d'anomalie magnétique centré sur l'archipel de Guadeloupe. L'emprise du cadre extrait est indiqué en vert sur la figure b). d) Exemple de modèle 2D d'aimantations le long du profil indiqué en rouge sur la figure c). Les principales couches du modèles sont obtenues à partir d'une étude conjointe associant les données magnétiques décrites, des données gravimétriques (sources BRGM, BGI, IGP) et d'un modèle de vitesses sismiques (Dorel et al., 1979). Aimantations en A/m. Les figures a), b), c) et d) sont extraites de Gailler et al. (2013).

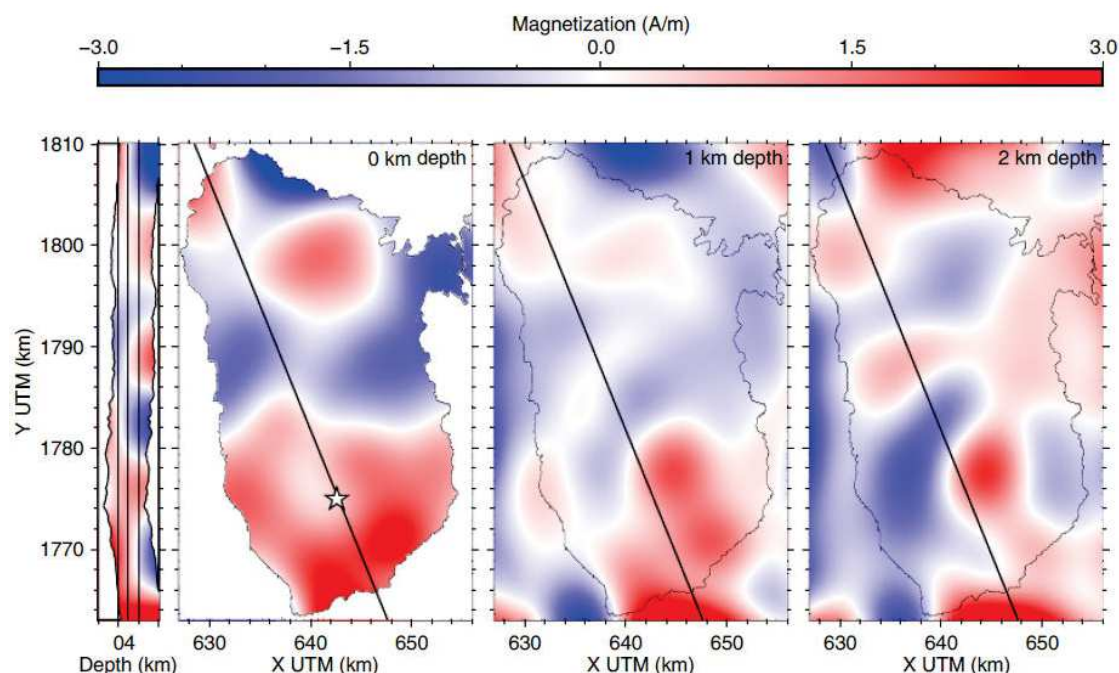


FIGURE 3.5 – Sections verticales et horizontales extraites de l'inversion 3D bayésienne des données aéromagnétiques (Le Borgne et Le Mouél, 1976). Intensités d'aimantation et polarités. Les valeurs absolues donnent les intensités et la couleur indique la polarité (rouge en polarité normale et bleu en polarité inverse). Les lignes noires sur les sections verticales et horizontales donnent le positionnement vertical et horizontal des sections, respectivement. Etoile blanche : dôme de La Soufrière.

Province de Bouillante : Thinon et al. (2010) s'attachent à la compréhension de la structure volcanique et des unités sédimentaires dans la zone côtière de la province de Bouillante et tout le long de la côte de Basse-Terre. Pour cela, des levés haute résolution le long de la côte de Basse-Terre (Truffert et al., 2004) sont utilisés (figure 3.6). La connaissance des principales structures marines dans cette zone *offshore* sont issues de l'interprétation de ces levés. Une étude magnétique détaillée est menée dans la baie de Bouillante et aux alentours (figure 3.6).

Par la suite, Gailler et al. (2014) complètent cette interprétation grâce à une compilation des données marines de Truffert et al. (2004), des données aéromagnétiques de Le Borgne et Le Mouél (1976) et de jeux de données acquis au sol dans les zones accessibles à pied (figure 3.7).

L'interprétation magnétique réalisée par Gailler et al. (2014) est mise en parallèle avec la géologie connue et des résultats d'interprétation issus de multiples méthodes géophysiques afin de fournir un aperçu le plus précis possible de la structure de la province de Bouillante. Un modèle 3D de la province de Bouillante est calculé grâce à l'inversion MAG3D de Li et Oldenburg (1996). L'apport de contraintes géophysiques et géologiques a permis de modéliser certains profils clés à partir de sections du modèle 3D. De cette manière, le réservoir géothermal de Bouillante a pu être imagé (figure 3.8).

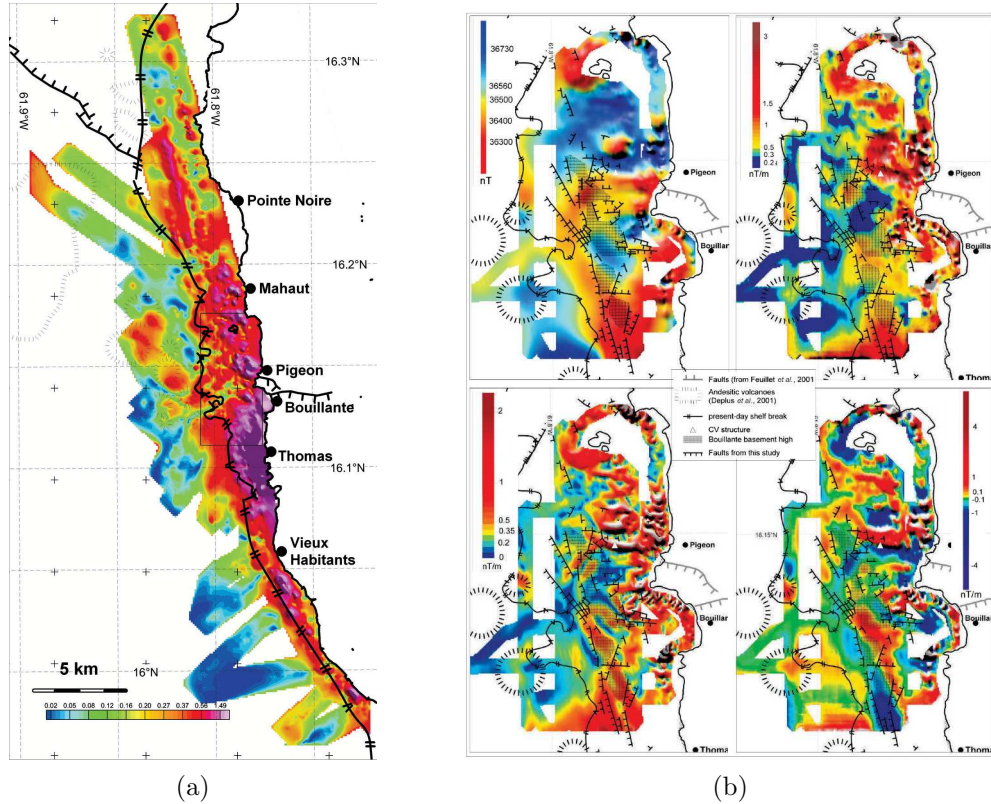


FIGURE 3.6 – a) Signal analytique du champ magnétique total réduit au pôle sur l'ensemble du plateau ouest de Basse-Terre, dérivé des données magnétiques du levé Geoberyx03 (Truffert et al., 2004). Cercles en pointillés : traces des volcans sous-marins d'après Deplus et al. (2001) et Feuillet et al. (2002). (Thinon et al., 2010). b) Levé magnétique détaillé du secteur de Bouillante (Truffert et al., 2004). Réduction au pôle (en haut à droite), signal analytique (en haut à gauche), gradient horizontal (en bas à droite) et gradient vertical (en bas à gauche) du champ magnétique total. Les principaux accidents tectoniques et reliefs de socle observés avec un levé de sismique réflexion issue de la même campagne (Truffert et al., 2004) y sont reportés (Thinon et al., 2010).

Dôme de la Soufrière : Afin de comprendre la structure interne du dôme volcanique de la Soufrière, Bouligand et al. (2016) réalisent des levés au sol dans les zones accessibles (figure 3.9). L'étude est centrée sur une zone de $1 \times 1,5$ km autour du dôme et des modélisations sont menées pour comparer les grandes longueurs d'onde de l'anomalie magnétique mesurée et celle causée par différentes distributions d'aimantations en profondeur et selon la topographie.

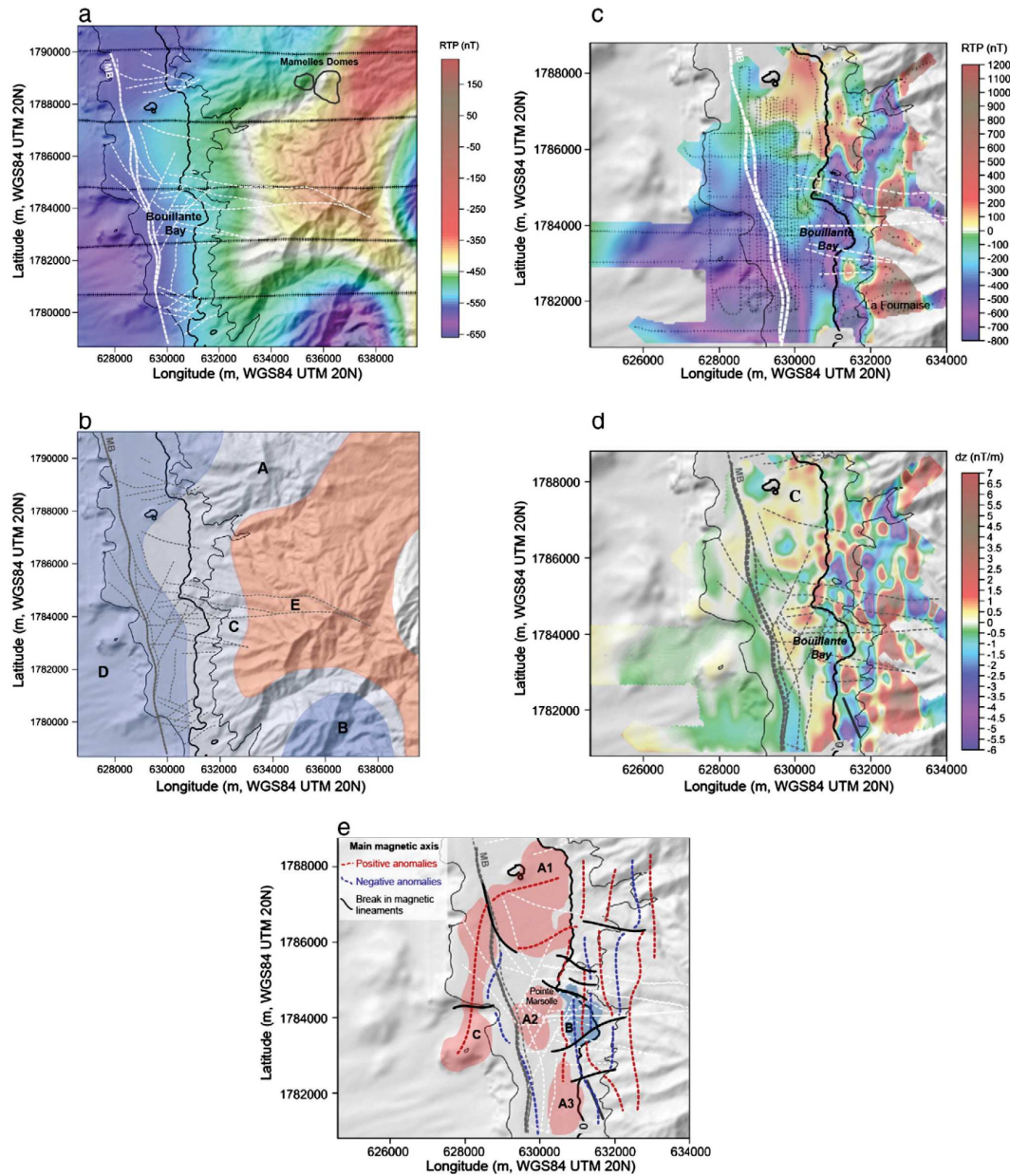


FIGURE 3.7 – a) Réduction au pôle de l'anomalie magnétique compilée dans la province de Bouillante à l'altitude d'acquisition aéromagnétique (1800 m). La distribution des données est indiquée par des croix noires. b) Localisation des principales anomalies observables sur la carte a). c) Réduction au pôle de l'anomalie magnétique compilée dans la province de Bouillante à partir des levés marins de [Truffert et al. \(2004\)](#) et de levés terrestres. La distribution des données est indiquée par des points noirs. d) Gradient vertical de la carte c). e) Localisation des principales anomalies observées à terre et en mer, interprétées à partir des cartes précédentes. Réseau de faille d'après [Thinon et al. \(2010\)](#) et [Calcagno et al. \(2012\)](#). ([Gailler et al., 2014](#))

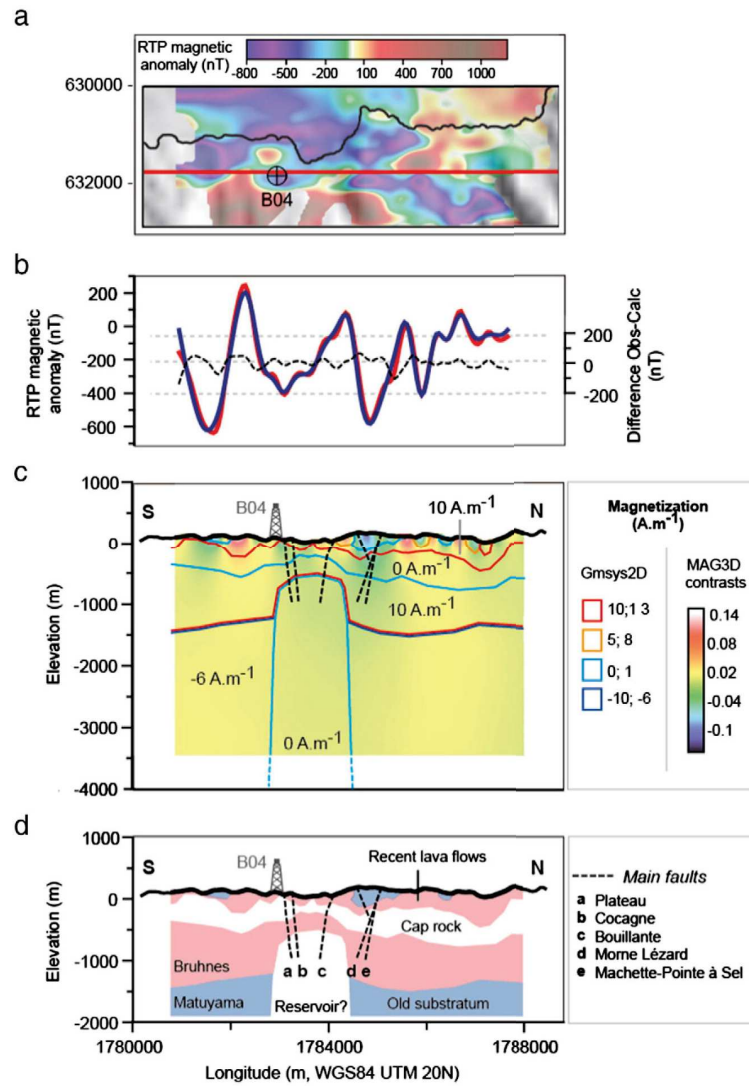


FIGURE 3.8 – a) Localisation du profil étudié sur la carte d’anomalie magnétique réduite au pôle. b) Anomalie magnétique mesurée et modélisée le long de ce profil. c) Modèle magnétique 2½-D obtenu d’après les données acquises au sol, superposé sur une section du modèle magnétique 3D MAG3D. d) Schéma d’interprétation du modèle 2D. Les failles principales sont indiquées en lignes noires pointillées (Gailler et al., 2014).

3.1.2.4 Mise en œuvre pratique de la méthode

La présence de végétation en de nombreux endroits est un frein pour l’acquisition magnétique au sol, comme pour l’observation, le relevé et l’échantillonnage géologique, ce qui explique en partie pourquoi la carte géologique est à de nombreux endroits considérée comme incomplète ou obsolète. La mesure magnétique pouvant être faite en mouvement avec des équipements très légers, ce problème est moins contraignant qu’en gravimétrie. En magnétisme, comme c’est le cas pour d’autres méthodes géophysiques, la contrainte que représente le couvert végétal peut être contournée par des levés aériens (drone, hélicoptère) et/ou marins : la végétation, l’eau et le sable ne perturbent pas le signal

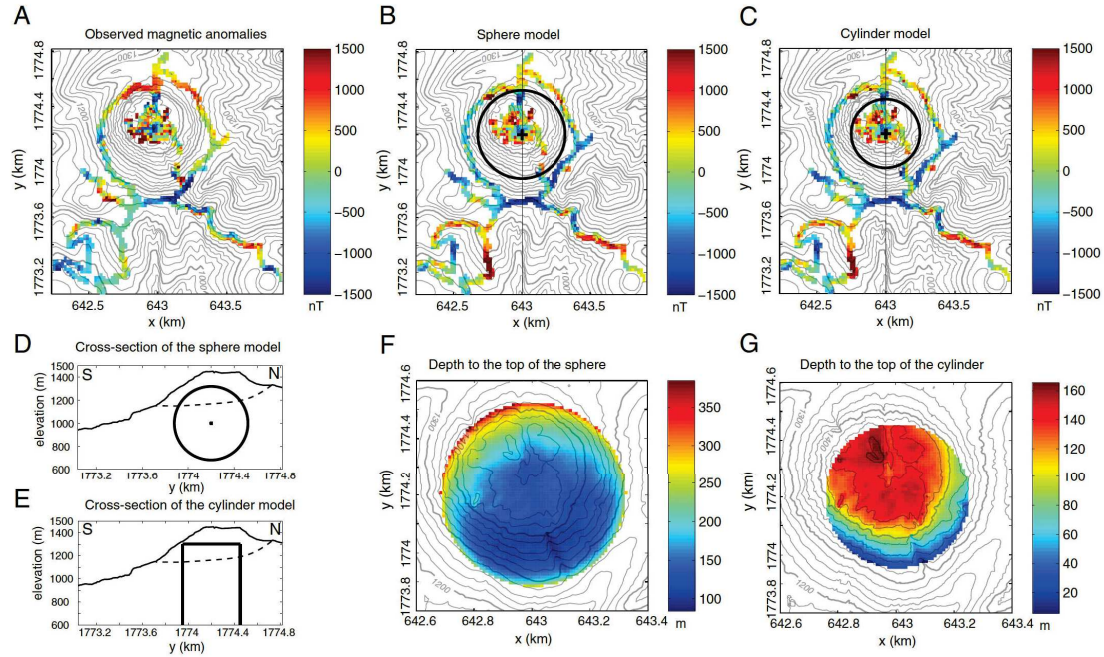


FIGURE 3.9 – Cartes de l’anomalie magnétique (A) observée, (B-C) modélisées en supposant que la sub-surface a une aimantation de direction constante $I = 30^\circ$, $D = 0^\circ$ et d’intensité constante (5.9 A/m), en dehors d’une zone considérée comme peu aimantée, de géométrie (B) sphérique ou (C) cylindre. La croix et le cercle indiquent le centre et la section de la sphère et du cylindre. (D-E) Coupes de topographie des deux modèles, (D) sphère et (E) cylindre, le long d’un profil nord-sud représenté par une ligne noire sur les cartes (B-C). La ligne pointillée indique la base du dôme de la Soufrière. (E-F) Cartes de profondeur de la zone non magnétique sous la surface pour les deux modèles (F) sphère et (G) cylindre. (Bouligand et al., 2014)

magnétique.

Enfin, la théorie du potentiel permet de montrer qu’en termes de résolution du problème inverse, à savoir trouver la répartition des aimantations qui explique les anomalies magnétiques, la solution n’est pas unique sans faire appel à des *a priori* pouvant être apportés par d’autres méthodes. En pratique, l’interprétation géologique peut être compliquée car le signal dû à des structures différentes peut parfois être similaire.

3.2 Le champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre est un champ naturel propre au globe terrestre, aussi appelé champ -géomagnétique. Au premier ordre, ce champ géomagnétique est assimilé à celui d’un dipôle magnétique qui se trouverait au centre de la Terre, les modèles de champ indiquant que 99,5% du champ magnétique terrestre est d’origine interne (Pomerol et al., 2011). Un des modèles communément admis pour expliquer l’existence de ce champ est celui d’une dynamo auto-entretenu faisant intervenir le noyau interne solide (graine solide) et le noyau externe liquide, tous deux composés de métaux ferromagnétiques à

température ambiante mais ne pouvant présenter d'aimantation rémanente en raison de la température élevée. Des courants de convection dans le noyau externe génèrent des champs électromagnétiques. L'intensité du champ géomagnétique varie à la surface de la Terre entre 20 000 et 70 000 nT.

Le champ géomagnétique présente deux pôles principaux appelés par convention Sud et Nord. Cette convention est liée avant tout au sens des lignes de champ qui contrôlent le sens du pôle Nord d'une boussole, si bien que les pôles magnétiques Sud et Nord sont intervertis géographiquement et placés respectivement au Nord et au Sud (figure 3.10).

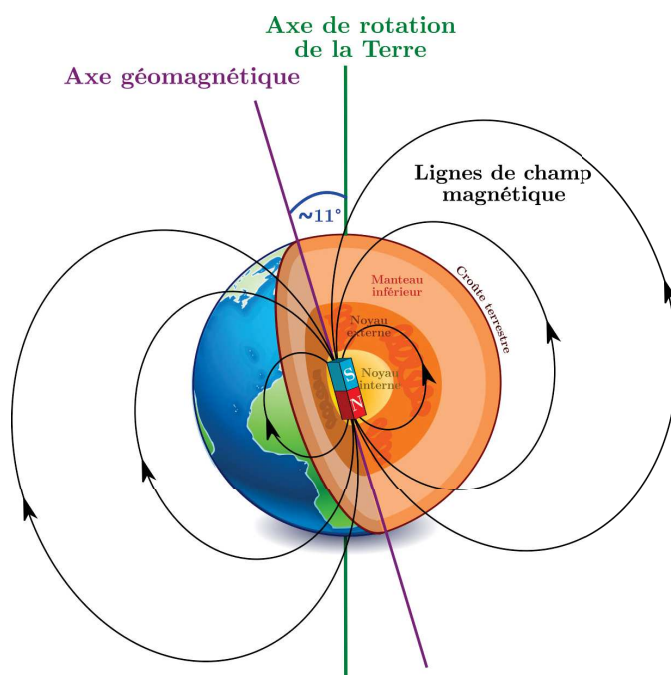


FIGURE 3.10 – Représentation schématique du dipôle géomagnétique comme un aimant droit placé au centre de la Terre

L'axe géomagnétique est décalé par rapport à l'axe de la rotation de la Terre et se déplace continuellement. Par exemple, le pôle Sud magnétique, actuellement situé dans la région arctique du Canada, se déplace vers la Sibérie à une vitesse moyenne de quelques dizaines à centaines de mètres par jour¹.

En pratique, le champ géomagnétique est plus complexe que celui d'un dipôle simple et présente des pôles mineurs en plus de ses pôles Sud et Nord. Ses caractéristiques (inclinaison, déclinaison, intensité) peuvent être modélisées mathématiquement par une analyse en harmoniques sphériques dont les paramètres sont basés sur les données d'observatoires magnétiques partout sur le globe et les données satellitaires de surveillance magnétique sur l'ensemble ou une partie de la planète. C'est ainsi que sont obtenus les modèles géomagnétiques de référence.

1. En 2018, la vitesse des pôles magnétiques est en moyenne de 150 m/jour sur l'année, ce qui a été reporté comme une vitesse particulièrement élevée (Chulliat et al., 2019).

Le modèle de référence le plus utilisé est l'*International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Il est calculé tous les cinq ans par l'*International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) (Thébault et al., 2015). Il est disponible en libre accès : http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_form.shtml. Ce modèle prend en compte les variations spatiales et temporelles du champ observées au cours du temps à toutes les stations magnétiques fixes et permanentes réparties sur globe. Lors de la publication d'un modèle, un algorithme prévoit ses variations pour les cinq années à venir. Elles sont révisées lors de la publication du modèle suivant. L'IGRF12 (figure 3.11) est le modèle de référence que nous utiliserons, il a été révisé en 2014 (Thébault et al., 2015). Dans ce modèle, les données d'observatoires sont intégrées de 1900 à 2015 et une prévision d'évolution est réalisée pour la période de 2015 à 2020, jusqu'au prochain modèle.

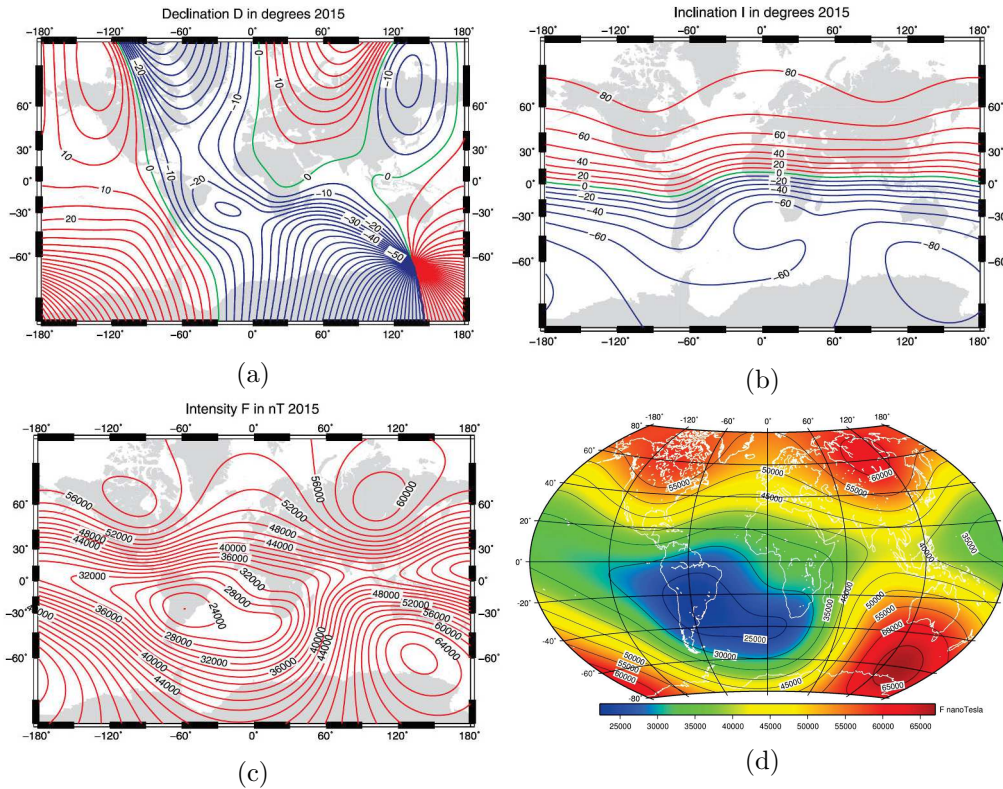


FIGURE 3.11 – Cartes a) de la déclinaison magnétique D en degrés, b) de l'inclinaison magnétique I en degrés et c-d) de l'intensité totale du champ géomagnétique F en nanoteslas à la surface de la Terre (rayon moyen de 6 371,2 m) en 2015. Les cartes a), b) et c) sont en projection Mercator et la projection de la carte d) n'est pas précisée (Thébault et al., 2015).

En géophysique, le champ magnétique régional est le champ terrestre $\vec{R}$ qui permet la création d'un champ magnétique induit par les matériaux terrestres aimantés. À titre d'exemple, l'IGRF12 prévoit pour la Guadeloupe en 2018 une intensité moyenne du champ magnétique régional $\vec{R}$ d'environ 36 000 nT, une inclinaison moyenne de $I = 38,6^\circ$ et une déclinaison moyenne $D = -14,7^\circ$.

Il arrive qu'on définisse la direction du champ régional (et la direction du champ d'aimantation) par ses cosinus directeurs, définis comme les cosinus des angles entre le vecteur directeur du champ considéré ($\vec{R}$) et les vecteurs unitaires du repère cartésien (figure 3.12).

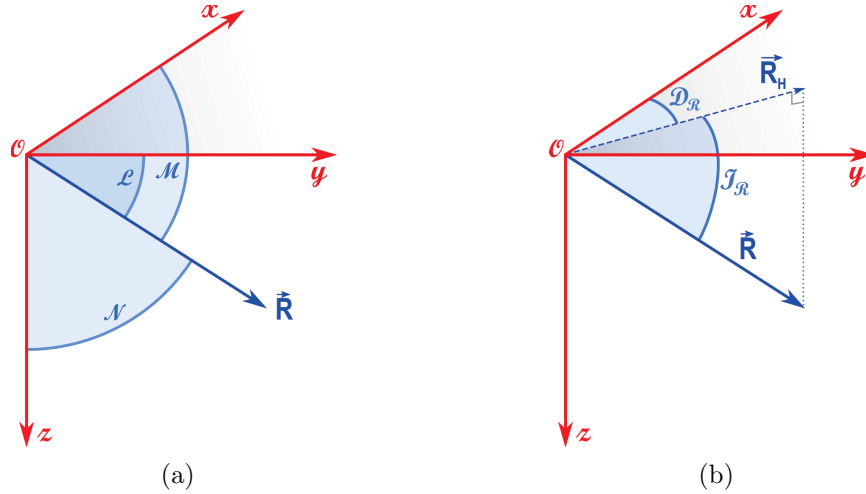


FIGURE 3.12 – a) Représentation des angles permettant de calculer les cosinus directeurs (L, M, N) définissant la directions du champ régional $\vec{R}$. b) Représentation de l'inclinaison I_R et de la déclinaison D_R définissant la direction du vecteur de champ régional $\vec{R}$.

Les cosinus directeurs d'un vecteur peuvent s'exprimer selon l'inclinaison et la déclinaison de ce vecteur et inversement :

$$\begin{cases} L = \cos(I) \cos(D) \\ M = \cos(I) \sin(D) \\ N = \sin(I) \end{cases} \quad (3.5)$$

3.3 L'anomalie magnétique

3.3.1 Approximation de l'anomalie magnétique

Le champ d'anomalie magnétique $\vec{A}$ est défini en géophysique comme la différence entre le vecteur champ magnétique terrestre qui est mesuré $\vec{B}$ et le vecteur champ magnétique régional $\vec{R}$ qui est calculé d'après des modèles de référence globaux (Blakely, 1995) :

$$\vec{A} = \vec{B} - \vec{R}. \quad (3.6)$$

L'anomalie magnétique vectorielle $\vec{A}$ reflète une modification du champ magnétique total $\vec{B}$ non prévue par les modèles globaux ($\vec{R}$). Celle-ci est liée à la présence d'un objet

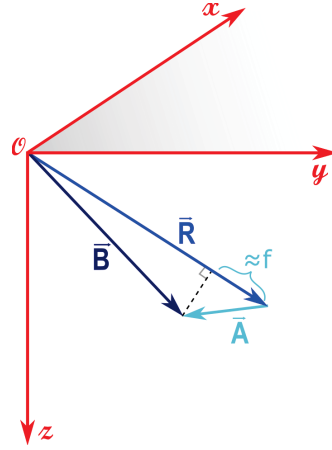


FIGURE 3.13 – Représentation dans l'espace du vecteur $\vec{A}$ de champ d'anomalie magnétique et de l'approximation d'anomalie d'intensité du champ magnétique f .

aux propriétés magnétiques intrinsèques.

Comme toute grandeur vectorielle, le champ magnétique possède trois composantes. Cependant, il n'existe pas de capteurs, en prospection magnétique, permettant une mesure précise, continue et mobile des trois composantes du champ magnétique local $\vec{B}$ par rapport à un référentiel connu, le référentiel géographique local par exemple (Blakely, 1995 ; Fleury, 2011)². En pratique, c'est donc la norme $\|\vec{B}\| = \sqrt{\vec{B} \cdot \vec{B}}$ du champ magnétique local qui est mesurée en prospection magnétique.

On définit l'anomalie de l'intensité du champ magnétique mesurée f comme la différence entre la norme du champ magnétique mesuré et la norme du champ magnétique régional, c'est-à-dire

$$f = \|\vec{B}\| - \|\vec{R}\| \quad (3.7)$$

Évidemment $f \neq \|\vec{A}\|$ car f est définie comme une différence de norme et ne contient plus d'information angulaire.

En considérant l'anomalie magnétique négligeable par rapport au champ régional ($\|\vec{A}\| \ll \|\vec{R}\|$, sachant que $\|\vec{R}\| \approx 35\,000$ nT en Guadeloupe), on peut démontrer (Blakely, 1995) que l'anomalie d'intensité magnétique F peut être approximée au premier ordre par la projection de $\vec{A}$ selon le vecteur directeur du champ régional $\vec{R}$, autrement dit

$$f \approx \|\vec{A}\| \cos(\vec{A}, \vec{R}) = \vec{A} \cdot \left(\frac{\vec{R}}{\|\vec{R}\|} \right) \quad (3.8)$$

Cette approximation n'est pas toujours réaliste en fonction de l'anomalie de l'intensité magnétique mesurée (lorsque celle-ci n'est pas négligeable par rapport au champ

2. Il existe toutefois des capteurs permettant une telle mesure pour des applications dans le domaine spatial, par exemple. Ceux-ci ne peuvent être utilisés en prospection magnétique.

régional).

3.3.2 Anomalie magnétique d'un dipôle

Le champ magnétique $\vec{A}(x, y, z)$ produit par une source dipolaire située en $Q(x', y', z')$ de moment dipolaire $\vec{j} = j \cdot \hat{j}$ en un point $P(x, y, z)$ tel que $\vec{QP} = \vec{r} = r \cdot \hat{r}$ est (Blakely, 1995)

$$\vec{A}(x, y, z) = C_m \frac{j}{r^3} [3(\hat{j} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{j}] \quad (3.9)$$

où $C_m = \frac{\mu_0}{4\pi}$ est une constante avec μ_0 la perméabilité magnétique du vide telle que $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ kg.m.A}^{-2}.\text{s}^{-2}$. Cette équation n'est pas définie pour $r=0$.

D'après l'équation 3.8, l'anomalie d'intensité magnétique $f(x, y, z)$ telle que mesurée lors de campagnes magnétiques est donnée par :

$$f(x, y, z) = C_m \frac{j}{r^3} [3(\hat{j} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{j}] \cdot \hat{R} \quad (3.10)$$

où $\hat{R}$ est le vecteur directeur du champ régional.

Il est possible de développer $f(x, y, z)$ en considérant (l, m, n) et (L, M, N) les cosinus directeurs de $\vec{j}$ et $\vec{R}$ respectivement :

$$\begin{aligned} f(x, y, z) &= C_m \frac{j}{r^3} \left\{ 3 \cdot \left(\begin{bmatrix} l \\ m \\ n \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} (x-x') \\ (y-y') \\ (z-z') \end{bmatrix} \frac{1}{r} \right) \cdot \begin{bmatrix} (x-x') \\ (y-y') \\ (z-z') \end{bmatrix} \frac{1}{r} - \begin{bmatrix} l \\ m \\ n \end{bmatrix} \right\} \cdot \begin{bmatrix} L \\ M \\ N \end{bmatrix} \\ &= C_m \frac{j}{r^5} \cdot \begin{bmatrix} 3\lambda(x-x') - lr^2 \\ 3\lambda(y-y') - mr^2 \\ 3\lambda(z-z') - nr^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} L \\ M \\ N \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (3.11)$$

en notant $\lambda = \hat{j} \cdot \vec{r} = l(x-x') + m(y-y') + n(z-z')$. Enfin, on obtient pour l'anomalie d'intensité magnétique :

$$\begin{aligned} f(x, y, z) &= C_m \frac{j}{r^5} \cdot ((3\lambda(x-x') - lr^2).L \\ &\quad + (3\lambda(y-y') - mr^2).M \\ &\quad + (3\lambda(z-z') - nr^2).N) \end{aligned} \quad (3.12)$$

Cette équation pourra être utilisée pour la modélisation en domaine spatial.

3.3.3 Calcul en domaine spectral

3.3.3.1 Domaine spectral et transformée de Fourier

Les fonctions utilisées en géophysique dépendent habituellement de variables spatiales ou temporelles, ainsi elles sont exprimées en domaine spatial (en fonction de coordonnées (x, y, z) par exemple) ou temporel (en fonction du temps t). Certaines de ces fonctions peuvent également être exprimées en fonction d'une variable fréquentielle. On parle alors de domaine spectral. La transformée de Fourier consiste à transformer une fonction définie dans le temps ou l'espace en une fonction définie en fréquences.

Certaines propriétés des opérateurs en domaine spectral permettent de simplifier considérablement les calculs lors des traitements de l'anomalie ou du champ magnétique (Hsu, 1970 ; Bhattacharyya et Navolio, 1976). Par exemple, les produits de convolution deviennent en domaine spectral des multiplications de fonctions, tandis que les déconvolutions correspondent à des divisions de fonctions. De manière similaire, les dérivations et les intégrations s'expriment respectivement par des multiplications et divisions usuelles. En revanche, certains calculs sont plus simples à réaliser dans le domaine spatial : par exemple une multiplication dans le domaine spatial (ce qui inclut toutes les puissances) sera traduite par un produit de convolution de fonctions spectrales. D'autre part, d'un point de vue pratique, l'interprétation de cartes magnétiques se fait nécessairement dans le domaine spatial, ce qui permet de localiser des structures dans l'espace. Ainsi, il est requis d'effectuer la transformation inverse permettant de passer du domaine de Fourier vers le domaine spatial. Celle-ci est simplement appelée transformée de Fourier inverse.

Afin de réaliser la transformée de Fourier d'une fonction f de $\mathbb{R}^3$ à valeurs dans $\mathbb{R}$, celle-ci doit être intégrable au sens de Lebesgue : la valeur absolue de f doit être différentiable sur $\mathbb{R}^3$ et sa dérivée doit être bornée sur $\mathbb{R}$. On parle alors de transformée de Fourier 3D (3 coordonnées spatiales). Lorsque les conditions sont réunies pour assurer l'intégrabilité d'une fonction $g(x, y, z)$ de $\mathbb{R}^3$, sa transformée de Fourier (3D) $G(u, v, w)$ est

$$G(u, v, w) = \iiint_{-\infty}^{\infty} g(x, y, z) e^{-i(ux+vy+wz)} . dx dy dz \quad (3.13)$$

où u , v et w sont les nombres d'onde associés à x , y et z respectivement. On définit généralement les nombres d'ondes en fonction de la longueur d'onde λ dans la direction associée, par exemple $u = \frac{2\pi}{\lambda}$.

La transformée de Fourier inverse $g(x, y, z)$ d'une fonction $G(u, v, w)$ s'exprime

$$g(x, y, z) = \frac{1}{(2\pi)^3} \iiint_{-\infty}^{\infty} G(u, v, w) e^{i(xu+yv+zw)} . du dv dw \quad (3.14)$$

Notations

Dans la suite de cette section, les lettres majuscules représenteront les transformées de Fourier des fonctions notées par leur équivalent en minuscule. En particulier, on notera f l'anomalie d'intensité magnétique (telle que définie précédemment) et F la transformée de Fourier de f .

Le repère spatial est en général cartésien et dirigé par les vecteurs unitaires $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$. On considère généralement les z positifs vers le bas. En domaine spectral, on allie les fréquences u et v aux coordonnées x et y respectivement.

Hypothèses d'intégrabilité

La fonction d'anomalie de l'intensité magnétique $f(x, y, z)$ telle que définie précédemment est continue et sa valeur absolue est différentiable dans tout l'espace hormis à l'intérieur des sources (sur $\mathbb{R}^3 \setminus \{S\}$, avec S l'espace des sources). De plus, elle présente une singularité en $r = 0$. Ainsi, en toute rigueur, il n'est pas possible de calculer la transformée de Fourier 3D d'une telle fonction.

En partant de l'expression du potentiel magnétique p en trois dimensions créé en un point (x, y, h) tel que $(x, y) \in \mathbb{R}^2$ et $h \in \mathbb{R}^-$, par une distribution de sources localisées en $z > 0$, [Gunn \(1975\)](#) démontre qu'il est possible de calculer la transformée de Fourier en deux dimensions de p , $P(u, v, h)$, afin d'obtenir $F(u, v, h)$.

L'expression de $F(u, v, h)$, la transformée de Fourier de l'anomalie d'intensité magnétique, est alors donnée par ([Gunn, 1975](#))

$$F(u, v, h) = 2\pi C_m \frac{(iLu + iMv + Ns) \cdot (ilu + imv + ns)}{s} \cdot \int_0^\infty j(u, v, z) \cdot e^{-(z-h)s} dz. \quad (3.15)$$

en considérant (l, m, n) et (L, M, N) les cosinus directeurs du vecteur aimantation et du champ magnétique régional respectivement, $s = \sqrt{u^2 + v^2}$ et j les aimantations des sources (localisées aux $z > 0$).

Cette opération est rendue possible par les propriétés intrinsèques aux champs dérivant d'un potentiel, tels que les champs magnétique et gravimétrique, dont le Laplacien est nul, car la troisième composante spectrale (précédemment notée w) peut être reliée aux deux premières, ce qui explique l'introduction de la variable s . Ainsi, il est possible de calculer des dérivées directionnelles en 3D.

Finalement, l'expression $F(u, v, h)$ est assimilable à une transformée de Fourier 3D du champ magnétique qui serait uniquement valable sur un plan horizontal $z = h$ (h pouvant varier de 0 à $-\infty$) et en considérant une répartition d'aimantation cantonnée aux $z > 0$ (figure 3.14).

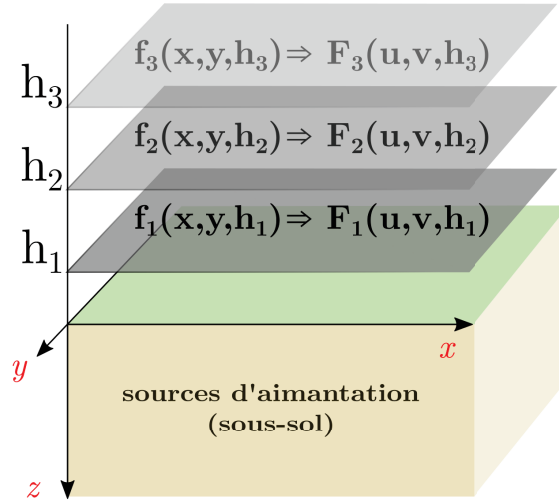


FIGURE 3.14 – Pour calculer la transformée de Fourier, l'hypothèse est faite que les sources sont toutes situées en $z > 0$. La transformée de Fourier du champ magnétique peut ensuite être calculée en 2D sur n'importe quel plan dont le z est négatif.

Mesures magnétiques et série de Fourier

En pratique, lors de l'acquisition magnétique, un signal numérique est enregistré sur un intervalle fini temporel et spatial. Lors de l'acquisition, il convient de s'assurer que le théorème de l'échantillonnage de Shannon (1949) soit vérifié pour que le signal soit correctement retranscrit : la fréquence d'acquisition doit être au moins deux fois supérieure à la fréquence maximale du signal pour éviter l'aliasing. De manière générale on carte l'anomalie dans un plan 2D, même lorsque l'acquisition présente des altitudes z variables (pour un levé drapant la topographie par exemple). Le calcul de la transformée de Fourier d'un tel signal est limité car

- la fonction d'anomalie d'intensité magnétique est définie sur un intervalle fini $I \in \mathbb{R}^2$ correspondant à la surface du levé et non sur $\mathbb{R}^2$,
- en tant que signal numérique, la fonction d'anomalie d'intensité magnétique est discrète (et non continue) sur son intervalle de définition. Elle n'est donc pas intégrable au sens de Lebesgue sur cet intervalle.

Intervalle de définition : L'anomalie d'intensité magnétique mesurée est une fonction apériodique (et discrète) définie sur un intervalle fini de $\mathbb{R}^2$. *A priori*, on ne peut pas calculer numériquement le spectre d'une telle fonction car celui-ci n'est pas discret. Il est possible de calculer la transformée (ou la série) de Fourier d'une fonction $g(x, y)$ sur un intervalle fini si cette fonction est périodique et que l'intervalle correspond à sa

période T centrée en 0. Alors la transformée de Fourier 2D, $G(u, v)$, s'écrit

$$G(u, v) = \iint_{-T/2}^{T/2} g(x, y) e^{-i(ux+vy)} . dx dy, \quad (3.16)$$

et la transformée de Fourier inverse $g(x, y)$ d'une fonction $G(u, v)$ s'exprime

$$g(x, y) = \frac{1}{T^2} \iint_{-T/2}^{T/2} G(u, v) e^{i(xu+vy)} . du dv \quad (3.17)$$

Ainsi, afin de calculer la transformée de Fourier de la fonction d'anomalie d'intensité magnétique mesurée définie sur l'intervalle I , on considère artificiellement qu'elle se répète à l'extérieur de I de manière périodique. La figure 3.15 schématise la fonction ainsi considérée. En pratique, comme le montre cette figure, cela entraîne l'apparition d'un seuil en limite de carte car les conditions aux limites ne sont pas identiques de chaque côté du signal.

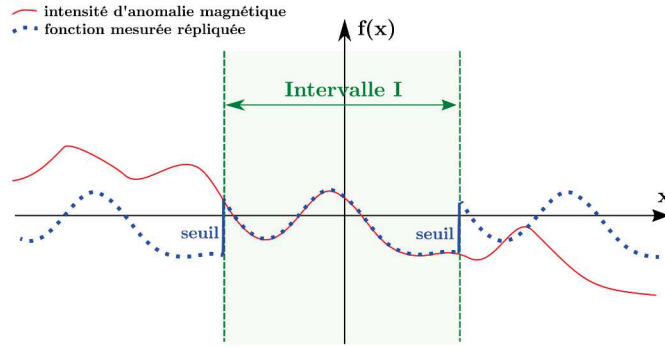


FIGURE 3.15 – Réplication du signal d'une fonction 1D mesurée sur un intervalle I pour permettre le calcul de sa transformée de Fourier.

Diverses stratégies existent pour fixer les conditions aux limites et limiter l'apparition de ces seuils. Par exemple, l'ajout de grilles en miroir aux extrémités des mesures permet d'obtenir un signal périodique sans seuil (Gavazzi, 2015), comme le présente la figure 3.16 (cela implique de considérer une période deux fois plus grande).

Série de Fourier (transformée discrète) : La série de Fourier est l'application de la transformée de Fourier à des fonctions discrètes. Dans la mesure où la fonction $f(x, y, h)$ est échantillonnée, son spectre de Fourier (2D) est nécessairement borné. Ainsi, la série de Fourier équivalente à la transformée de l'équation 3.15, est

$$F(u, v, h) = \sum_{x=1}^N \sum_{y=1}^M f(x, y, h) e^{-i(\frac{ux}{N} + \frac{vy}{M}) + \frac{sh}{\sqrt{N^2 + M^2}}}, \quad (3.18)$$

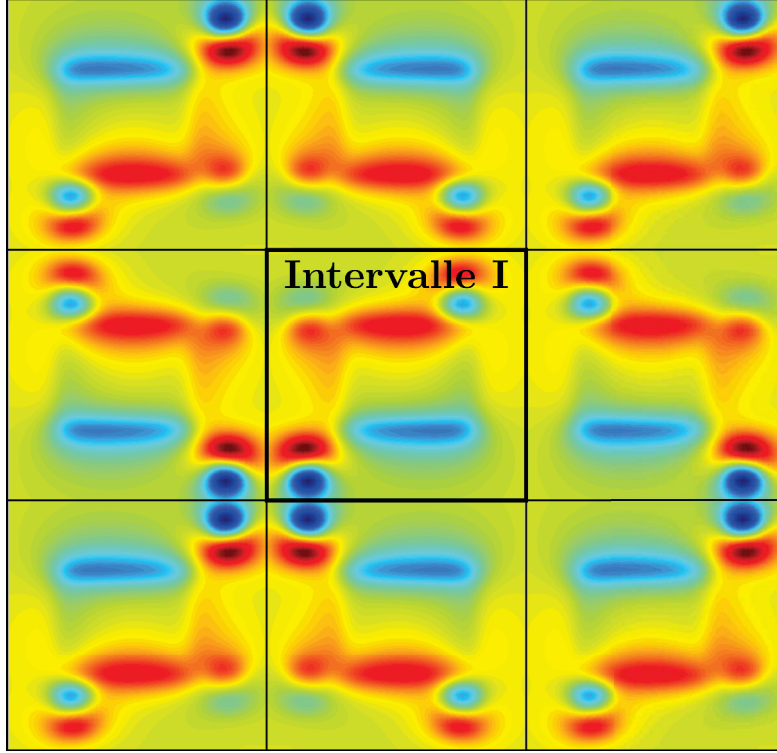


FIGURE 3.16 – Exemple de réplication du signal d’une fonction 2D mesurée sur un intervalle I pour permettre le calcul de sa transformée de Fourier. Les couleurs représentent des anomalies d’intensité magnétique mesurées dans I.

où l’on considère une grille de dimensions $N \times M$. Son inverse est alors

$$f(x, y, h) = \frac{1}{NM} \sum_{x=0}^{N-1} \sum_{y=0}^{M-1} f(x, y, h) e^{i(xu+yv)-hs}. \quad (3.19)$$

3.3.3.2 Expressions spectrales de l’anomalie magnétique d’un dipôle

Nous définissons l’anomalie magnétique par ses 3 composantes spatiales $f_x(x, y, z)$, $f_y(x, y, z)$ et $f_z(x, y, z)$. Les transformées de Fourier de ces 3 composantes sont données par

$$\begin{cases} F_x(u, v, h) = -2\pi C_m j \frac{1}{s} e^{-iux'} e^{-ivy'} e^{(z-h)s} (ilu + imv + ns)iu \\ F_y(u, v, h) = -2\pi C_m j \frac{1}{s} e^{-iux'} e^{-ivy'} e^{(z-h)s} (ilu + imv + ns)iv \\ F_z(u, v, h) = -2\pi C_m j \frac{1}{s} e^{-iux'} e^{-ivy'} e^{(z-h)s} (ilu + imv + ns)s \end{cases} \quad (3.20)$$

L’anomalie d’intensité magnétique $F(u, v, h)$ peut être obtenue en considérant que

$$F(u, v, h) = (F_x \cdot R_x + F_y \cdot R_y + F_z \cdot R_z) \cdot \frac{1}{\|\vec{R}\|}, \quad (3.21)$$

où (R_x, R_y, R_z) sont les 3 composantes du champ régional. On a alors

$$F(u, v, h) = (F_x.L + F_y.M + F_z.N), \quad (3.22)$$

soit, si on remplace

$$F(u, v, h) = +2\pi C_m j \frac{1}{s} e^{-iux'} e^{-ivy'} e^{(z-h)s} (iLu + iMv + Ns)(ilu + imv + ns) \quad (3.23)$$

L'équation 3.23 est donc l'équivalent spectral de la fonction spatiale de l'équation 3.12.

3.3.4 Modèles 3D caractéristiques

La méthode magnétique permet de caractériser les variations d'aimantation et ses limites sont liées à l'importance de l'intensité de ces variations, ainsi que de leur profondeur. Les anomalies résultent beaucoup plus des variations d'aimantation latérales que verticales.

De telles propriétés peuvent notamment être illustrées par des modélisations 2D ou 3D. Nous choisissons ainsi un catalogue de modèles permettant de résumer les types d'objets pouvant être imagés en géophysique (figure 3.17). Les modèles synthétiques consistent en un assemblage de dipôles magnétiques disposés en trois dimensions pour former les objets géologiques choisis.

Nous considérons une répartition 3D de $20 \text{ m} \times 20 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ de dipôles espacés de 1 m dans toutes les directions. Les objets présentés sur la figure 3.17 sont placés dans un champ régional de direction $I = 38,6^\circ$ et $D = -14,7^\circ$. Ils possèdent une aimantation totale de direction $I = 30^\circ$ et $D = 0^\circ$. Enfin, l'intensité totale d'aimantation considérée est un contraste de 1 A/m par rapport à l'encaissant considéré.

- La sphère est l'objet le plus simple que l'on peut imager. Elle correspond à un cas ponctuel. La sphère modélisée a un diamètre de 5 m et son centre est situé au centre de la grille c'est à dire en (10,10,10).
- Deux cas distincts de dykes (plus ou moins larges) sont présentés pour illustrer l'effet d'interaction entre les limites d'anomalie. Les dykes sont infinis dans les directions x et z (plans verticaux) et sont centrés en 10 dans la direction y .
 - Le dyke le plus large a une largeur de 5 m.
 - Le dyke le plus fin a une largeur de 1 m.
- Le contact à pendage est un cas général de faille. Il peut être appliqué pour des pendages allant de -90° à 90° . La faille modélisée a un pendage de 45° . La rupture de pente se fait selon x , à partir de $x = 5 \text{ m}$. Ce modèle ne prend pas en compte l'endommagement des matériaux le long du plan de faille.

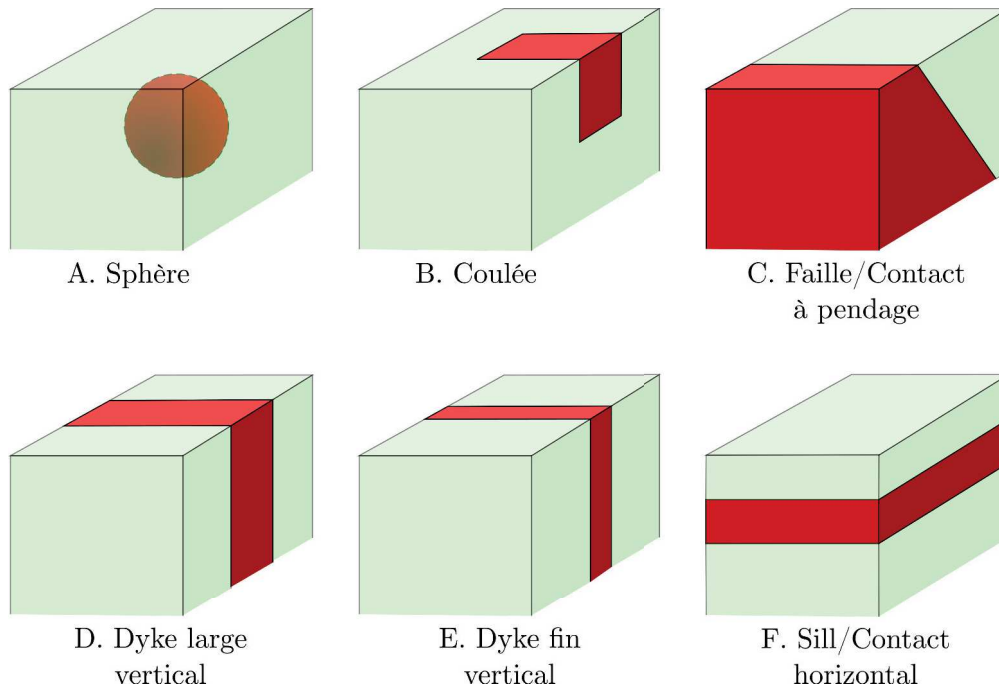


FIGURE 3.17 – Modèles de structures simplifiées caractéristiques de l'île de la Guadeloupe. Ce catalogue de structures sert ensuite de référence pour les modélisations synthétiques.

- La Basse-Terre est en grande partie constituée d'un empilement de coulées de lave successives, d'où l'importance de cette géométrie dans ce contexte. La coulée modélisée est un parallélépipède rectangle infini pour les x supérieurs à 8 m. Elle a une largeur de 5 m en y et est centrée en 10 dans cette direction. La coulée de lave n'est pas infinie en z comme les dykes : elle a une épaisseur totale de 10 m à partir de la surface.

Afin de représenter un volume plein, la représentativité spatiale de chaque dipôle doit théoriquement être de 1 m, puisque chacun d'entre eux est espacé de ses voisins de 1 m dans les trois directions de l'espace. Il conviendrait *a priori* de considérer des sphères (ou des cubes) cependant l'équation permettant de calculer l'anomalie magnétique d'une sphère diffère seulement d'une constante multiplicative de celle permettant de calculer l'anomalie magnétique d'un dipôle. Ce facteur est lié au volume de la sphère ($\frac{4}{3}\pi a^3$), avec a le rayon de la sphère). Afin d'imiter le comportement d'une sphère, l'anomalie d'intensité des dipôles choisis pour modéliser ces géométries sera augmentée de ce facteur. Cette gymnastique permet la modélisation d'un grand nombre de géométries sans avoir recours à des algorithmes de modélisation 3D prenant en compte des facettes ou des volumes, tels que développés par [Talwani \(1965\)](#). A ce titre, remarquons finalement que l'anomalie magnétique due au premier modèle synthétique proposé, la sphère, imite en tout point le comportement géométrique d'une source dipolaire.

L'effet magnétique de chacune de ces sources est calculé à 1 m d'altitude sur la figure 3.18. Les anomalies magnétiques sont obtenues ici grâce à un calcul en domaine

spectral. Toutefois, si les conditions aux limites sont correctement fixées, les résultats sont strictement identiques s'ils sont calculés en domaine spatial (c'est l'intérêt intrinsèque au calcul spectral).

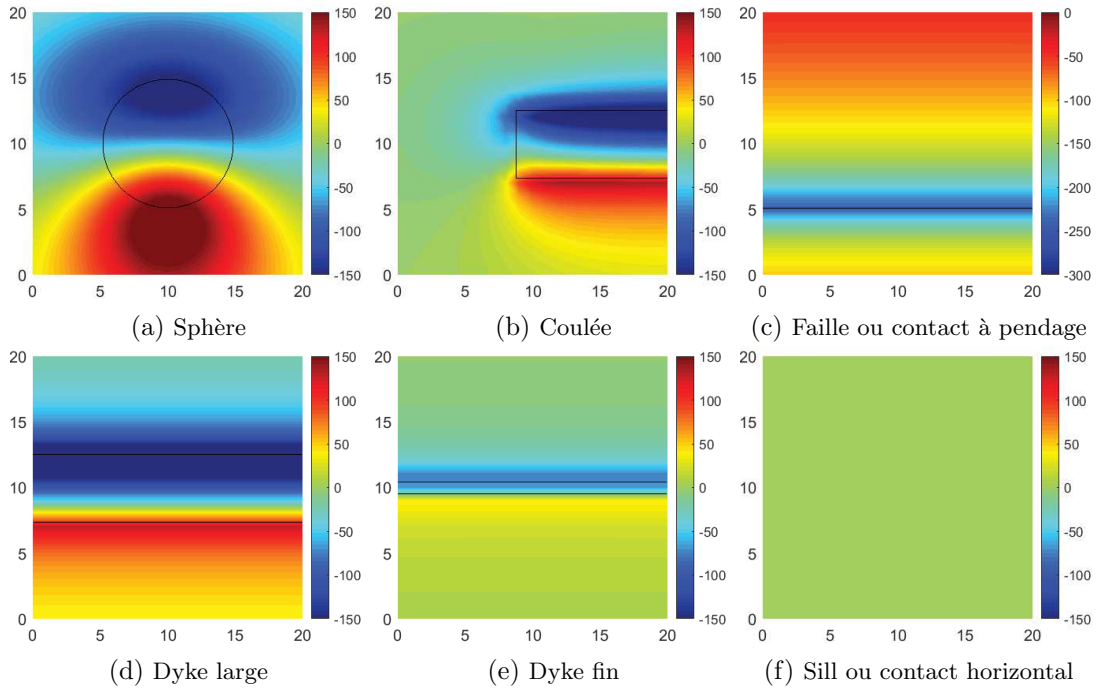


FIGURE 3.18 – Anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17.

Comme attendu, on observe des anomalies dipolaires dans l'ensemble, dont l'amplitude dépend en partie de la taille de l'objet (exemple de l'épaisseur des dykes).

L'absence de variation pour le modèle du sill n'est pas un effet d'échelle : ce sont avant tout les variations latérales d'aimantation qui sont à l'origine des variations dans le champ magnétique observé. Dans le cas d'un sill parfait (infini, parfaitement horizontal, d'épaisseur constante et magnétiquement homogène et isotrope dans les directions horizontales) les équations montrent qu'on n'observe pas de variation anormale dans le champ magnétique. Dans la suite de ce manuscrit, nous retirerons le modèle de sill puisque celui-ci n'apporte rien à l'interprétation.

L'échelle appliquée pour le modèle de faille à pendage est différente des autres. En effet, si l'amplitude est la même, sa moyenne n'est pas nulle. Cela s'explique par le fait que l'anomalie n'est pas entièrement imagée par l'étendue sur laquelle elle est calculée (carré de $20 \times 20 \text{ m}^2$). Un contact à pendage correspond à une variation continue d'aimantation. L'anomalie qui en résulte est donc toujours plus étendue que celle pouvant résulter d'un contact vertical, ce dernier correspondant à une variation discrète d'aimantation. Nous avons cependant dimensionné le modèle pour qu'il ait la même amplitude totale de variation (300 nT) que les autres modèles afin d'en faciliter la comparaison lors de l'application des transformations utiles à l'interprétation.

3.3.5 Effet de la distance à la source (altitude)

Comme le montre l'équation 3.9, l'amplitude de l'anomalie magnétique créée par un dipôle aimanté diminue dans l'espace en $1/r^3$, où r est la distance entre le point de mesure et la source d'anomalie. Dans la mesure où tous les objets aimantés peuvent être assimilés à des distributions de dipôles unitaires, cette décroissance est observable de manière générale sur tous types d'objets. En fonction de la géométrie de l'objet considéré, la décroissance de l'anomalie est plus ou moins rapide (par exemple, pour un cylindre infini, on constate une décroissance en $\frac{1}{r^2}$).

En pratique cette décroissance est d'importance majeure pour l'organisation des campagnes magnétiques : l'altitude de mesure de l'anomalie magnétique doit être cohérente avec les caractéristiques des objets à observer.

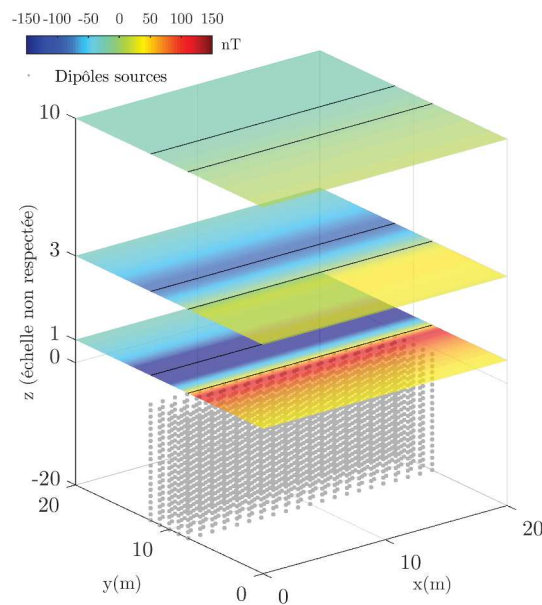


FIGURE 3.19 – Représentation dans l'espace des anomalies calculées à différentes altitudes par rapport aux sources magnétiques modélisant le dyke large.

La figure 3.20 présente les modélisations des objets typiques à trois altitudes différentes des sources : 1 m, 3 m et 10 m, avec les mêmes échelles d'anomalie d'intensité magnétique (couleurs). Dans ces exemples, à 10 m, la quasi-totalité des anomalies est invisible. Pour ces modélisations, l'effet magnétique n'excède pas une dizaine de nanoteslas.

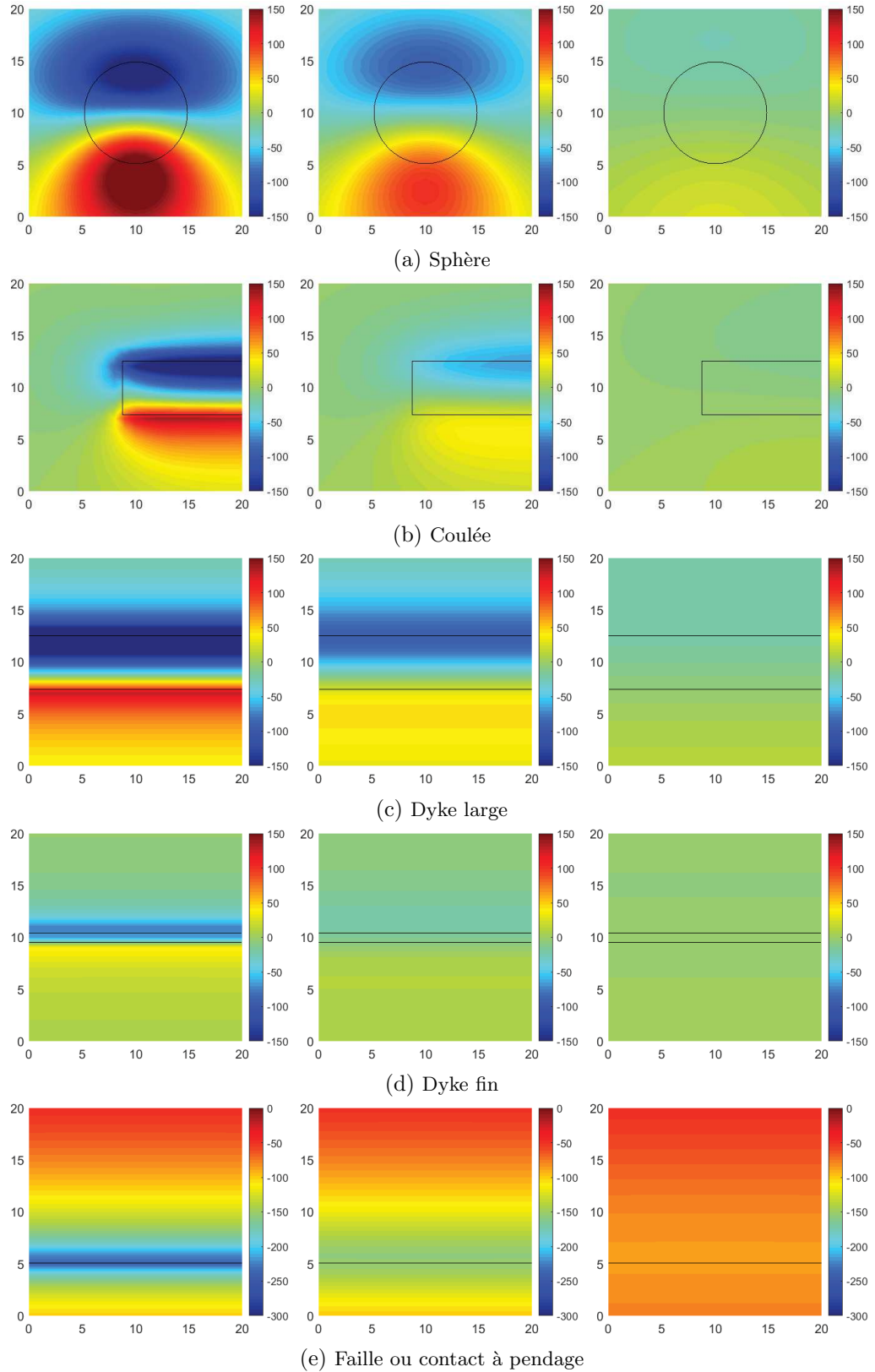


FIGURE 3.20 – Colonne de gauche : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne centrale : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 3 m. Colonne de droite : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 10 m. Toutes les figures sont en nT.

3.4 Opérateurs de transformée de carte

Il existe différentes manières d'interpréter des cartes d'anomalie magnétique, l'objectif étant de localiser les variations d'aimantation. Il faut noter que la question de l'interprétation des anomalies en méthodes potentielles se heurte au problème de la non-unicité de la solution : plusieurs répartitions d'aimantations différentes dans le sous-sol peuvent créer la même anomalie. Un traitement de données consiste, sans *a priori* sur le sous-sol, à appliquer des opérateurs de transformation mathématiques aux profils ou aux cartes de manière à les rendre plus facilement interprétables.

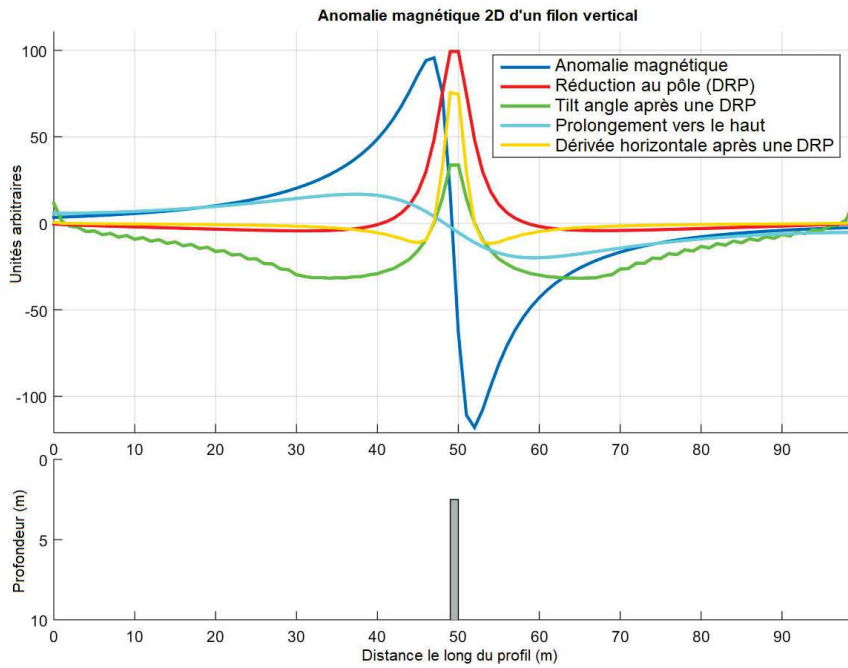


FIGURE 3.21 – Anomalie magnétique 2D créée par un dyke vertical d'1 m de largeur (infini vers le bas) et effet des opérateurs de transformée sur ce signal. Les opérateurs utilisés sont détaillés par la suite.

Un exemple d'opérateurs sur profil est présenté figure 3.21 et des opérateurs de cartes appliqués à des modèles synthétiques 3D sont présentés dans la suite de la thèse. Les objets ainsi modélisés présentent des profondeurs et des aimantations variables, influant sur les résultats. Les opérateurs de méthodes potentielles consistent en général en des combinaisons d'intégrations et/ou de dérivations de différentes composantes du champ magnétique, permettant de mieux comprendre et définir le signal mesuré.

Les opérateurs sont appliqués à l'anomalie d'intensité magnétique et seront désignés par $f_{\text{opérateur}}$ et $F_{\text{opérateur}}$ en fonction du domaine de formulation de celui-ci (spatial ou spectral respectivement).

3.4.1 Dérivation et intégration

Soit une fonction $g(x, y)$, sa dérivée dans une direction θ qui est un angle du plan (x, y) est définie comme

$$\frac{\partial g(x, y)}{\partial \theta} = \cos \theta \cdot \frac{\partial g(x, y)}{\partial x} + \sin \theta \cdot \frac{\partial g(x, y)}{\partial y}. \quad (3.24)$$

avec θ l'angle défini entre la direction de dérivation et la direction x .

En méthodes potentielles on peut aller plus loin car, par définition, le Laplacien du potentiel et celui du champ sont nuls en dehors des structures. On peut déterminer la dérivée dans une direction autre que celle du plan (x, y) car $\partial f(x, y)/\partial z$ est parfaitement définie, ce qui de façon générale en mathématiques n'a pas de sens.

Cela implique que l'on peut connaître les fonctions du champ (et du potentiel) ailleurs que sur le plan de mesure. Ainsi, les trois dérivées de l'espace cartésien permettent de connaître la dérivée de la fonction dans n'importe quelle direction, y compris dans une direction oblique $\vec{D}$ ayant une composante verticale non-nulle, formant un angle ϕ avec la surface et un angle θ tel que défini précédemment dans le plan de la surface

$$\frac{\partial f(x, y)}{\partial \vec{D}} = \cos \theta \cos \phi \cdot \frac{\partial f}{\partial x} + \sin \theta \cos \phi \cdot \frac{\partial f}{\partial y} + \sin \phi \cdot \frac{\partial f}{\partial z}. \quad (3.25)$$

Cet opérateur de dérivée peut ensuite être appliqué à une grille déjà elle-même dérivée. Ainsi nous pouvons réaliser des opérateurs de n'importe quel ordre de dérivation (Fleury, 2011).

Des cas remarquables sont les dérivations verticale et horizontale. La dérivation verticale est telle que $\phi = 90^\circ$

$$f_{DV}(x, y) = \frac{\partial f}{\partial z} \quad (3.26)$$

La dérivation horizontale est un cas particulier puisqu'elle est définie comme la norme 2 des dérivées en x et en y

$$f_{DH}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}. \quad (3.27)$$

En domaine spectral, si on note $\alpha = \cos \theta \cos \phi$, $\beta = \sin \theta \cos \phi$ et $\gamma = \sin \phi$, la dérivation directionnelle $F_{\vec{D}^n}(u, v)$ à l'ordre n s'exprime

$$F_{\vec{D}^n}(u, v) = F(u, v) \cdot [(\alpha iu + \beta iv + \gamma s)]^n \quad (3.28)$$

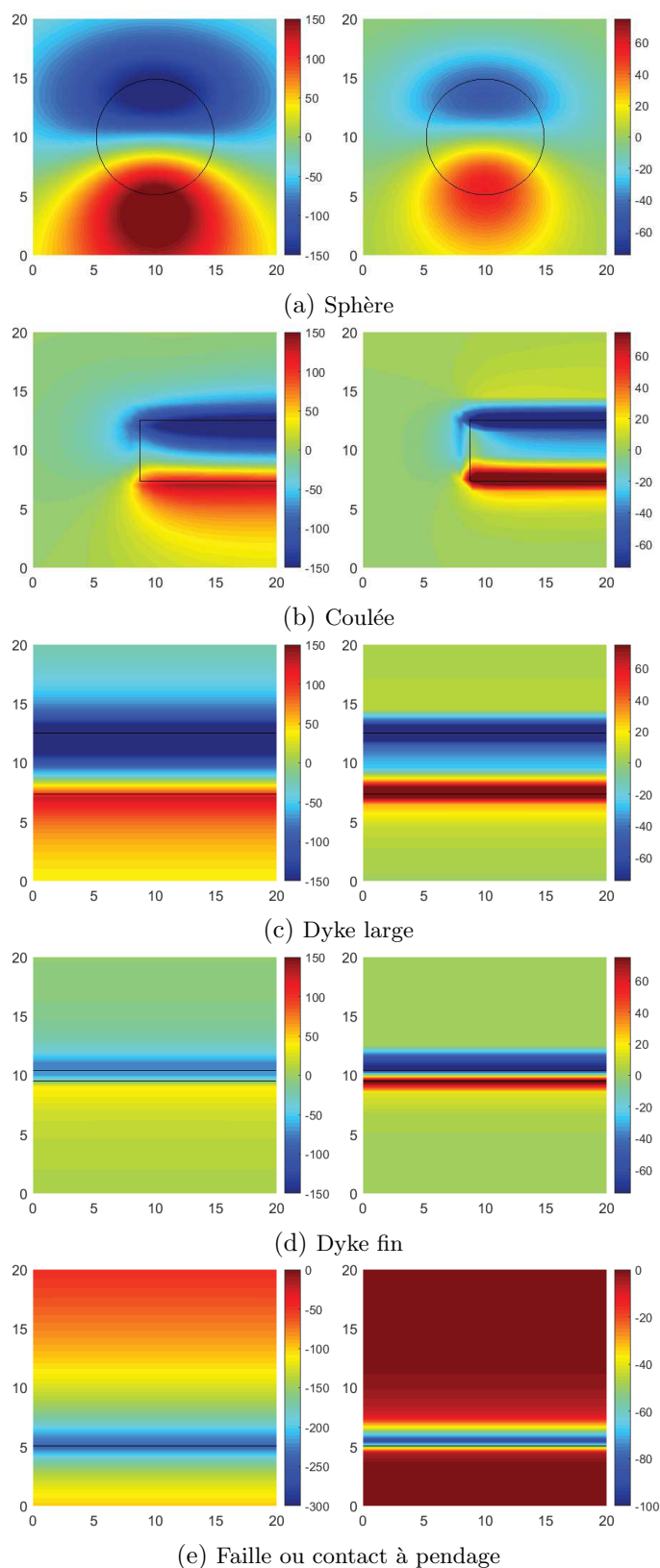


FIGURE 3.22 – Colonne de gauche : anomalie magnétique en nT créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne de droite : dérivée verticale à l'ordre 1 (nT/m) de l'anomalie correspondante.

où (u, v) sont les coordonnées spectrales correspondant respectivement à x et y , et $s = \sqrt{u^2 + v^2}$. Ainsi, la dérivation verticale correspond au cas où $\alpha = \beta = 0$ et $\gamma = 1$, soit

$$F_{DV^n}(u, v) = F(u, v) \cdot s^n. \quad (3.29)$$

La dérivée horizontale d'une carte est un opérateur compliqué en spectral en raison du calcul de norme horizontal qui fait apparaître une racine (puissance $\frac{1}{2}$) et des carrés des dérivées en x et en y , ces puissances se traduisant en spectral par des convolutions de fonctions.

Les dérivées permettent de mettre en valeur les variations dans la direction de dérivation. En particulier, la dérivée horizontale d'une carte permettra à l'interpréteur de révéler les variations latérales de l'anomalie magnétique (Grauch et Cordell, 1987). La figure 3.22 présente la dérivée verticale des modèles synthétiques typiques. Les dérivées sont utilisées pour mettre en lumière des variations de petites longueurs d'ondes mais amplifient également l'effet du bruit. Aucun bruit n'a été ajouté aux modèles synthétiques ce qui explique que le problème ne se pose pas pour la figure 3.22. Sur cette figure, on constate que les bords des structures présentant une forte variation verticale sont déterminés avec une meilleure résolution grâce à l'opérateur de dérivée verticale. En revanche, la détermination de la localisation des bords de la sphère n'est pas améliorée. En effet, le rayon d'une sphère n'apparaît dans la fonction du calcul de son anomalie que dans l'amplitude de celle-ci.

L'équation 3.28 peut être généralisée pour des n réels permettant de réaliser des dérivées fractionnaires. De même, il est possible d'appliquer cette équation pour des n négatifs ce qui correspond à une intégration oblique $F_{\tilde{I}^n}(u, v)$. On peut écrire :

$$F_{\tilde{I}^m}(u, v) = \frac{F(u, v)}{[-(\alpha i u + \beta i v - \gamma s)]^m} \quad (3.30)$$

avec m un réel positif.

3.4.2 Double réduction au pôle (DRP ou RP)

Lorsque le champ magnétique régional n'est pas vertical, comme c'est le cas partout sur Terre sauf aux pôles (magnétiques), les anomalies magnétiques sont dissymétriques car elles sont représentées par la projection d'un vecteur anomalie magnétique (figure 3.23). De plus la position des maxima et minima de l'anomalie dépendent, entre autres, de la localisation de la source sur Terre. Cela complique l'interprétation des données magnétiques.

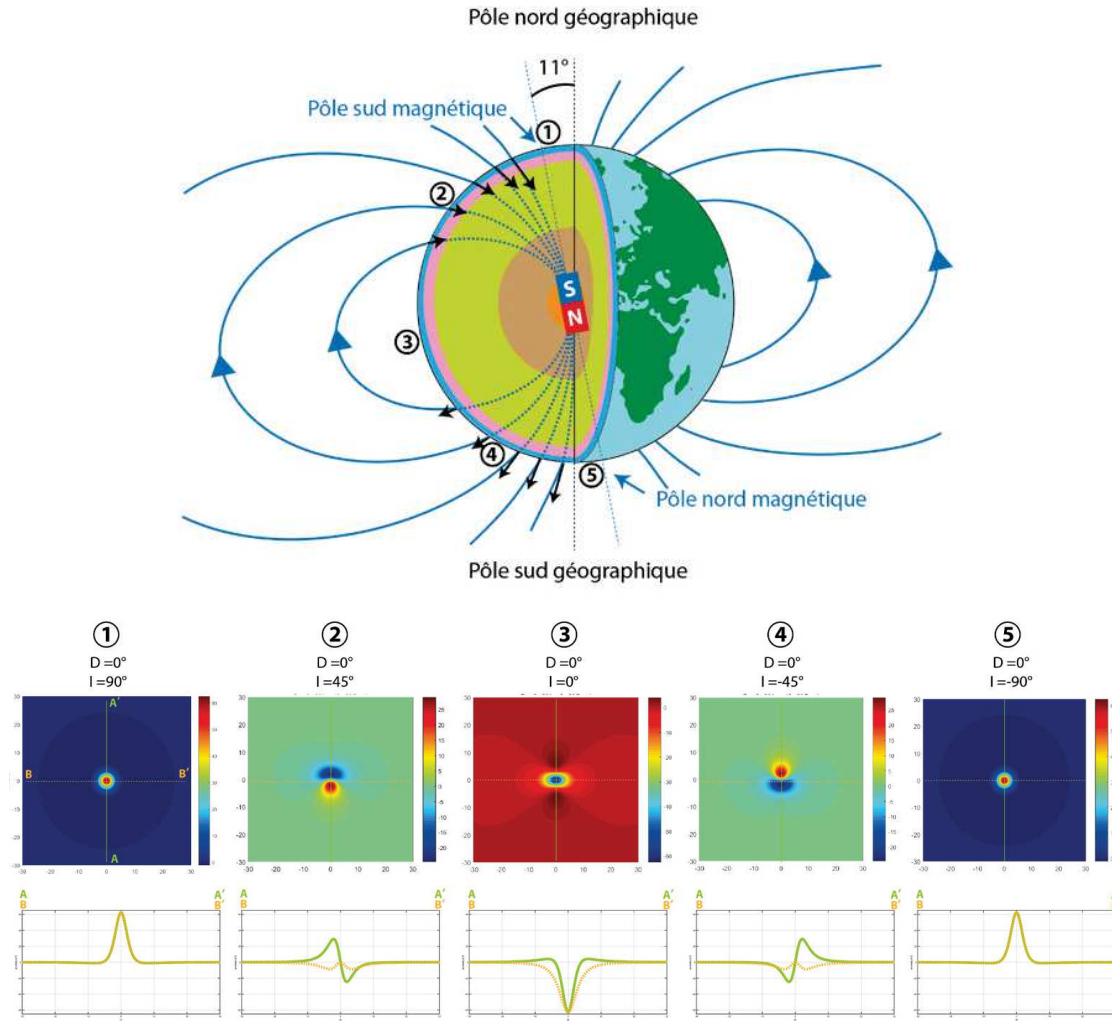


FIGURE 3.23 – Variation de la forme des anomalies magnétiques induites par le champ régional en fonction de la latitude terrestre pour une source dipolaire. Pauline Le Maire, communication personnelle (2016).

La double réduction au pôle est un opérateur qui calcule le champ qui aurait été mesuré si la mesure avait été faite au pôle magnétique et pour un vecteur aimantation vertical : l'anomalie mesurée perd alors son caractère asymétrique car le vecteur anomalie magnétique est projeté sur un plan de mesure perpendiculaire. Le maximum de l'anomalie d'intensité magnétique se retrouve à l'aplomb de sa source (Salem et al., 2007).

Pour ce faire, on déconvolue dans un premier temps la direction du champ régional (réduction au pôle simple) puis la direction du champ d'aimantation supposé des roches mesurées. La déconvolution est une opération complexe dans le domaine spatial, en revanche dans le domaine spectral cet opérateur est une combinaison de dérivations et d'intégrations orientées. En effet, à partir de l'anomalie magnétique, on peut trouver le potentiel magnétique $P(u, v)$ en intégrant dans la direction du champ magnétique régional, comme suit

$$P(u, v) = F(u, v) \cdot \frac{-1}{(iLu + iMv - Ns)} \quad (3.31)$$

où (L, M, N) sont les cosinus directeurs du champ magnétique régional donnés par les modèles de référence IGRF (voir section 3.2).

En dérivant dans une autre direction, on obtient le champ d'anomalie correspondant à la nouvelle direction du champ magnétique régional. En particulier, en dérivant dans la direction verticale (correspondant à la direction du champ magnétique au pôle et en utilisant le résultat de l'équation 3.29), on obtient

$$F_{RP}(u, v) = F(u, v) \cdot \frac{-s}{(iLu + iMv - NS)}. \quad (3.32)$$

Cet opérateur est une réduction au pôle simple. La double réduction aux pôles consiste à appliquer deux fois cet opérateur : la première fois pour déconvoluer de l'orientation du champ régional de cosinus directeurs (L, M, N) comme expliqué, et une deuxième fois dans la direction de l'aimantation des roches de cosinus directeurs (l, m, n) (Baranov, 1957)

$$F_{DRP}(u, v) = F(u, v) \cdot \frac{s^2}{(ilu + imu - ns)(iLu + iMv - NS)}. \quad (3.33)$$

Ne connaissant pas la direction de cette (ces) aimantation(s), on suppose souvent que l'aimantation est induite (elle sera alors dans la direction du champ régional). Cela est le cas en contexte sédimentaire par exemple, ou en présence de roches volcaniques lorsque celles-ci sont très jeunes ou encore lorsque leur rapport de Koenigsberger est très inférieur à 1 (voir section 3.1.1.4). Dans ce cas, la double réduction au pôle ne prend pas en compte les cas où certaines roches ont une aimantation rémanente prépondérante dont la direction est différente de celle du champ magnétique régional, comme c'est souvent le cas en contexte volcanique ou métamorphique.

Ainsi l'application de la réduction au pôle nécessite trois hypothèses fortes :

- La direction de l'aimantation des roches doit être constante, ou assimilable à une direction constante
- Celle-ci doit être connue
- Enfin, l'utilisation du domaine spectral implique que l'anomalie doit pouvoir être assimilée à une anomalie mesurée sur un plan strictement horizontal

Dans la littérature, la double réduction au pôle n'est en général pas distinguée de la simple réduction au pôle. Cet opérateur est donc communément appelé réduction au pôle, sans plus de précision.

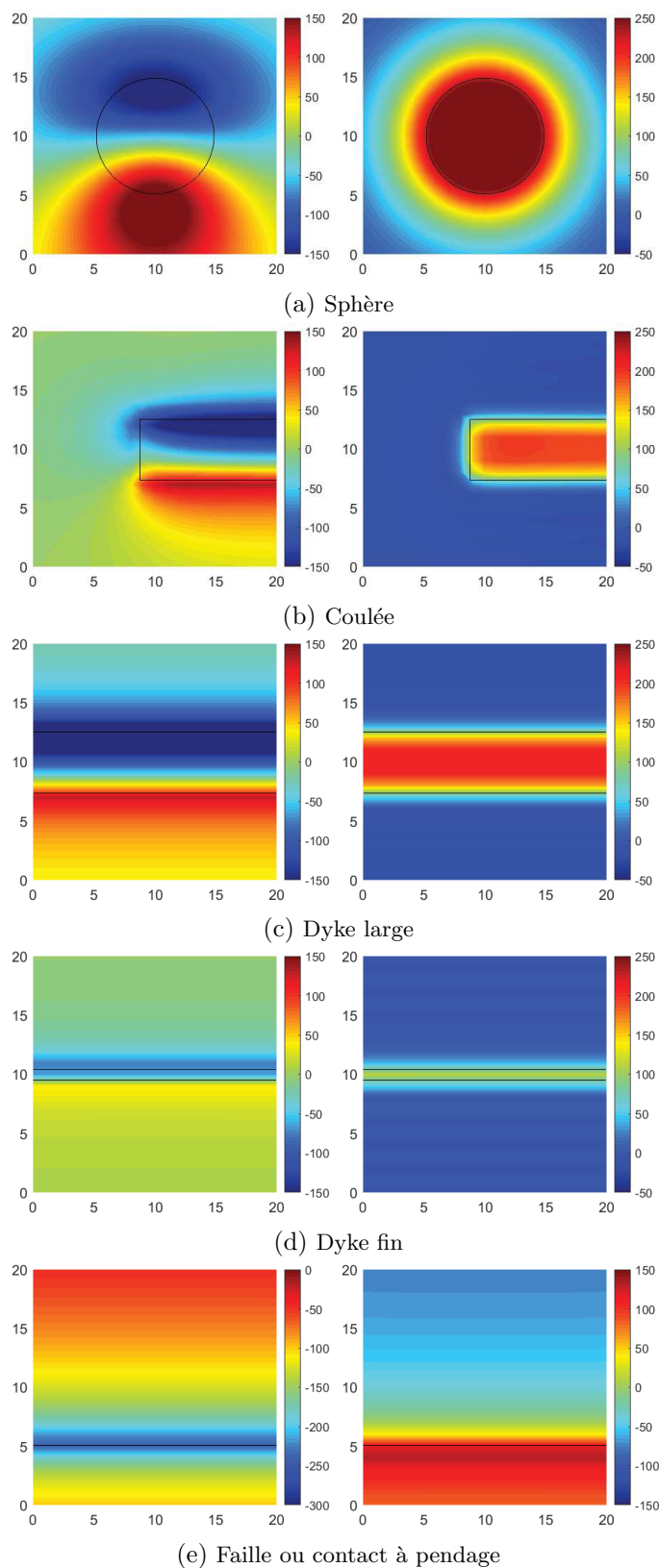


FIGURE 3.24 – Colonne de gauche : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne de droite : double réduction au pôle de l'anomalie correspondante, calculées pour $I_R = I_J = 30^\circ$ et $D_R = D_J = 0^\circ$. Toutes les figures sont en nT.

Enfin, on le désigne parfois comme l'opérateur de pseudo-gravimétrie. En effet, l'interprétation de cartes réduites au pôle peut s'apparenter à de l'interprétation gravimétrique (sur anomalie de Bouguer) dans la mesure où l'objectif est de délimiter des zones de maximum et de minimum de l'anomalie. Notons toutefois que si cet opérateur permet en effet de localiser des maxima et minima dans l'espace, il ne permet pas de déterminer aussi efficacement des limites horizontales des objets que d'autres opérateurs.

3.4.3 Prolongement vers le haut (PH) ou vers le bas (PB)

Le prolongement est un opérateur permettant de calculer le champ magnétique qui aurait été mesuré à une altitude différente de celle à laquelle le levé a été réalisé. De manière générale, les prolongements vers le haut sont effectués pour mieux comprendre les anomalies magnétiques dues à des sources larges et profondes. En effet, le prolongement vers le haut a pour effet de moins atténuer les anomalies magnétiques dues à des sources profondes comparativement aux anomalies dues à des sources surfaciques, comme l'explique schématiquement la figure 3.26.

L'expression spatiale de l'opérateur de prolongement en 3D est

$$f_{PH_h}(x, y, z) = f(x, y, z) \cdot \frac{1}{\pi} \frac{h}{[x^2 + y^2 + h^2]^{3/2}}, \quad (3.34)$$

qui peut également s'exprimer en domaine spectral par

$$F_{PH_h}(u, v, h) = F(u, v) \cdot e^{sh} \quad (3.35)$$

où (u, v) et s sont tels que définis précédemment. h représente la hauteur du prolongement par rapport au plan de mesure initial. Pour un prolongement vers le haut, si les z sont définis comme positifs vers le bas alors h sera négatif.

En spatial comme en spectral, on reconnaît simplement l'opérateur permettant de calculer le terme manquant pour passer d'une anomalie localisée (en profondeur) en $z - z'$ à celle localisée en $z + h - z'$.

La figure 3.25 présente le prolongement vers le haut des modèles typiques à 3 m d'altitude, ce qui correspond à un prolongement de 2 m depuis le plan de mesure situé à 1 m d'altitude. Dans ce cas idéal, les prolongements correspondent parfaitement aux anomalies calculées sur un plan de mesure à 3 m d'altitude.

Il est possible de définir l'opération de prolongement vers le bas avec un h positif. h doit néanmoins rester inférieur à la hauteur d'acquisition car il n'est pas possible de prolonger à l'intérieur des sources. D'autre part, le prolongement vers le bas est un

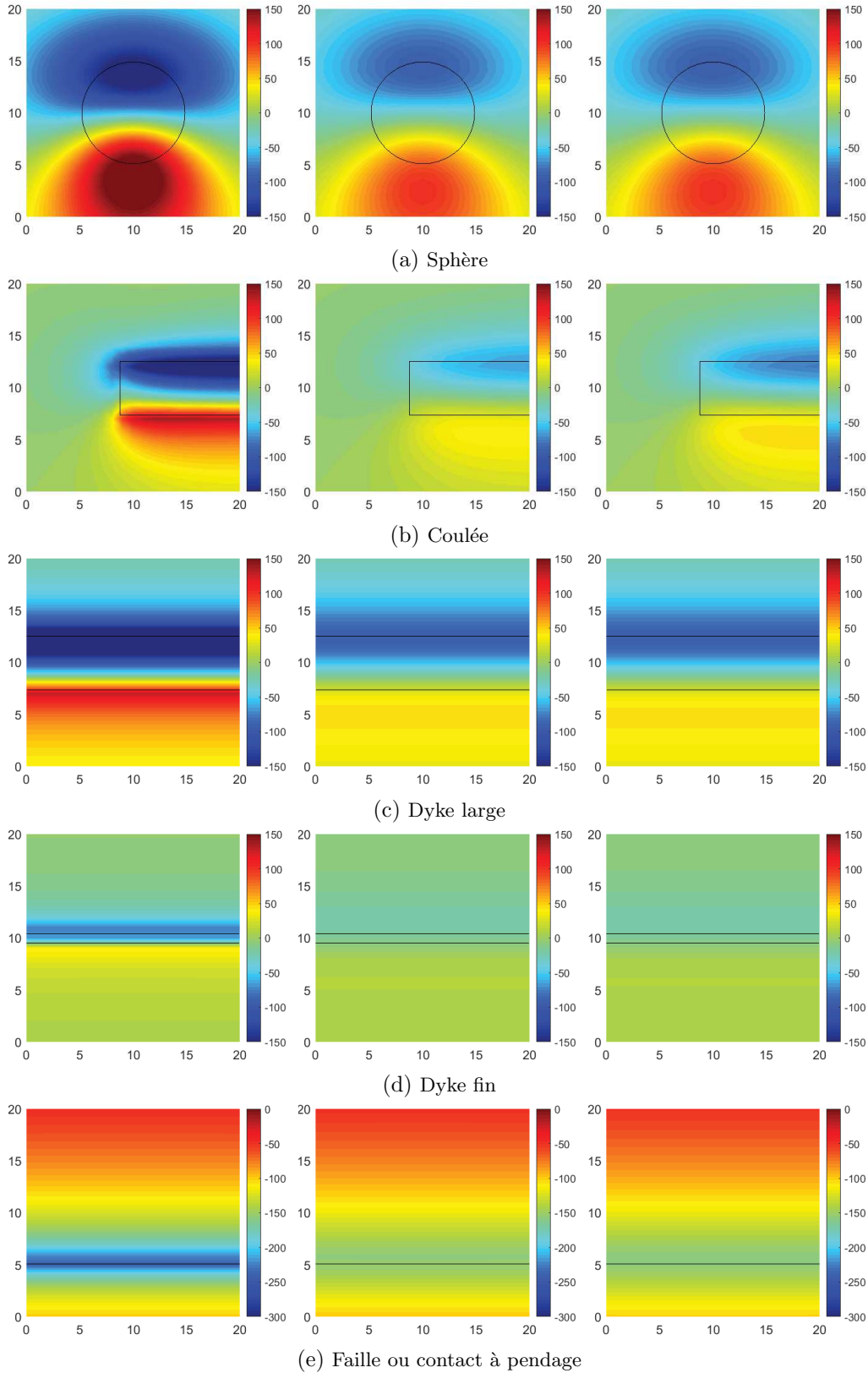


FIGURE 3.25 – Colonne de gauche : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne centrale : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 3 m. Colonne de droite : prolongement vers le haut des anomalies de la première colonne de 2 m, ce qui permet d'atteindre l'altitude de 3 m, comparable à la deuxième colonne. Toutes les figures sont en nT.

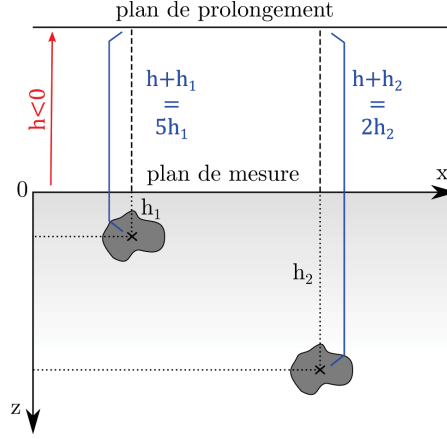


FIGURE 3.26 – Illustration simplifiée du principe du prolongement vers le haut

opérateur instable pour des h importants (même sans que les sources ne soient atteintes) en raison de la dynamique de l'exponentielle (Blakely, 1995). En effet dans une grille ou 1 pas représente 1 m, un prolongement vers le bas de 1 m est une multiplication par l'opérateur spectral $535,5 \cdot e^s$, un prolongement vers le bas de 5 m est une multiplication par l'opérateur spectral $4,4 \cdot 10^{13} \cdot e^s$, un prolongement vers le bas de 10 m est une multiplication par l'opérateur spectral $1,9 \cdot 10^{27} \cdot e^s$ et ainsi de suite. Rapidement, l'opérateur a une dynamique trop forte, ce qui entraîne une forte instabilité, surtout lorsque le signal est bruité.

3.4.4 Signal Analytique (SA)

Le signal analytique 3D complexe (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992) est défini en domaine spatial comme une composition complexe des dérivées du champ d'anomalie magnétique

$$\vec{f}_{SA_{complexe}}(x, y, z) = \frac{\partial f}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial f}{\partial y} \hat{y} + i \cdot \frac{\partial f}{\partial z} \hat{z} \quad (3.36)$$

où $\hat{x}$, $\hat{y}$ et $\hat{z}$ sont les vecteurs unitaires orthogonaux définissant le repère cartésien.

L'amplitude de ce signal complexe $\vec{f}_{SA_{complexe}}$ est plus simplement appelé signal analytique ($f_{SA}(x, y)$) et s'exprime (Roest et al., 1992)

$$f_{SA}(x, y, z) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (3.37)$$

Une autre définition existe du signal analytique (Salem et al., 2007), pour laquelle

on considère séparément les composantes horizontales et verticale du champ d'anomalie

$$f_{SA_2}(x, y, z) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (3.38)$$

Cette seconde définition correspond simplement à une autre manière de définir la norme, ou l'amplitude, du signal complexe. On l'appelle signal analytique scalaire, par opposition au signal analytique vectoriel défini à l'équation 3.37.

L'opérateur ne peut être traduit simplement en domaine spatial car les carrés et la racine (puissances) sont alors traduits par des convolutions de fonctions, néanmoins il est possible de calculer dans un premier temps les dérivées directionnelles en spectral puis d'utiliser leurs transformées inverses pour le calcul du signal analytique.

Le signal analytique est un outil particulièrement utilisé dans des cas où les géométries sont assimilables à de la 2D : des sources allongées dans la direction perpendiculaire à la section considérée. Dans ce cas, les maxima de signal analytique permettent de localiser précisément un contact vertical sans *a priori* sur la direction d'aimantation (Nabighian, 1972). Cette dernière propriété est un avantage majeur car la détermination de la direction d'aimantation est souvent le facteur limitant pour l'interprétation, lors d'une réduction aux pôles par exemple.

Dans le cas de figure de la Guadeloupe, la direction d'aimantation est difficile à déterminer. Ainsi, cet opérateur pourrait représenter une solution idéale pour faciliter l'interprétation. Pourtant, l'hypothèse de géométrie 2D est, elle, difficilement applicable à de tels contextes ce qui limite fortement l'usage du signal analytique en domaine volcanique. Il est toujours possible d'appliquer une transformation en signal analytique après une (double) réduction au pôle. Salem et al. (2002) et Munsch et al. (2007) démontrent qu'il est alors possible de déduire la profondeur et le moment magnétique de sources sphériques ou ponctuelles grâce à un problème inverse.

La figure 3.27 illustre la précision avec laquelle cet opérateur permet de pointer les bords de structures verticales à géométrie 2D telles que les dykes ou les failles, pour les deux définitions de l'opérateur. Lorsque les géométries sont assimilables à des géométries 2D, les variations de l'anomalie sont constantes dans une des directions horizontales. Pour ces exemples (figure 3.27c, 3.27d et 3.27e), les deux définitions du signal analytique sont strictement identiques.

Les deux définitions du signal analytique se distinguent sur les géométries ne pouvant être assimilées à des géométries 2D, en particulier pour la sphère. La figure 3.28 présente ces deux exemples (figure 3.27a) avec une échelle de couleur adaptée pour mieux observer les différences géométriques.

D'après Roest et al. (1992), la géométrie du signal analytique ne doit idéalement pas

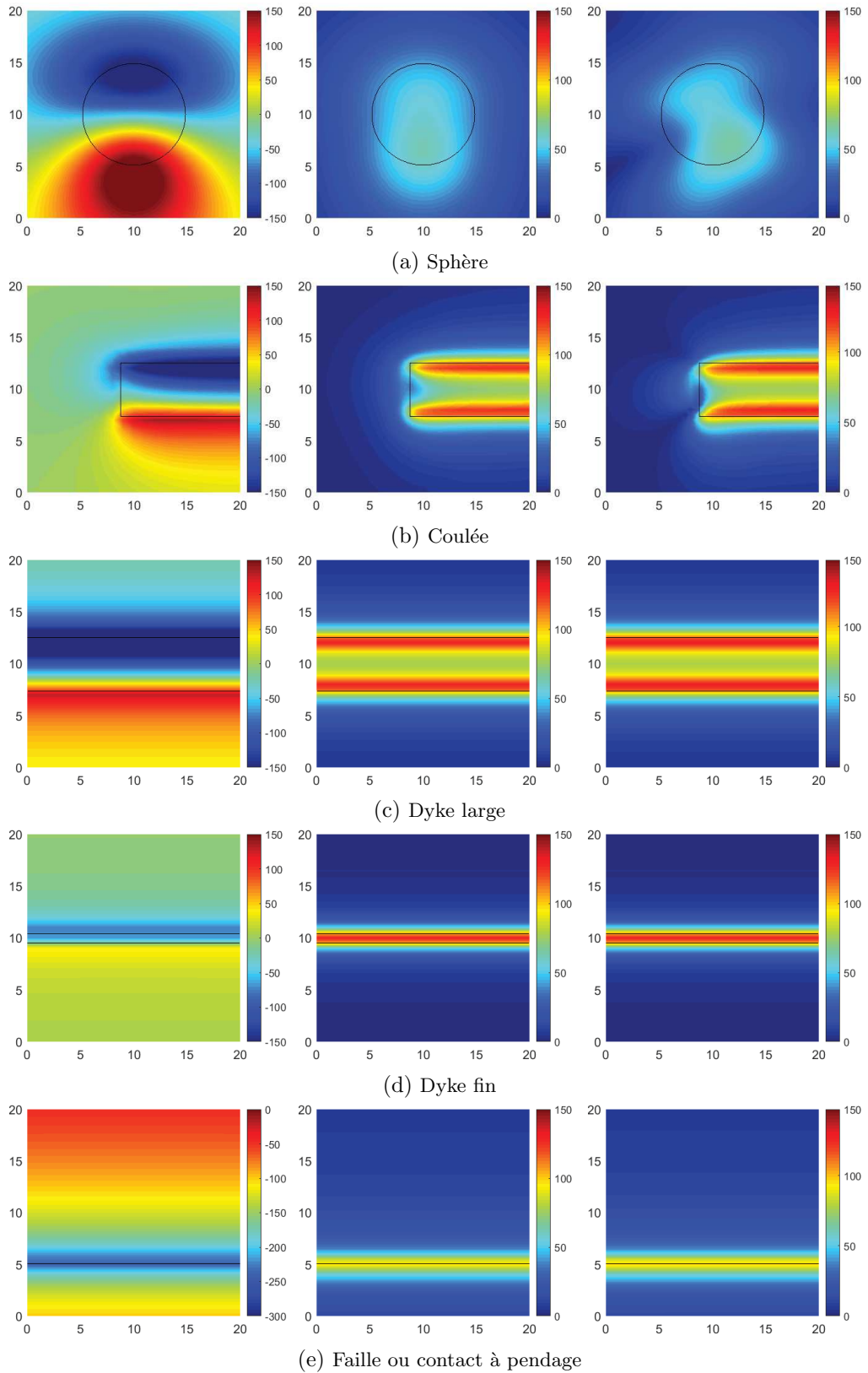


FIGURE 3.27 – Colonne de gauche : anomalie magnétique (en nT) créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne centrale : signal analytique vectoriel (en nT/m) de l'anomalie correspondante (Roest et al., 1992). Colonne de droite : signal analytique scalaire (en nT/m) de l'anomalie correspondante (Salem et al., 2007).

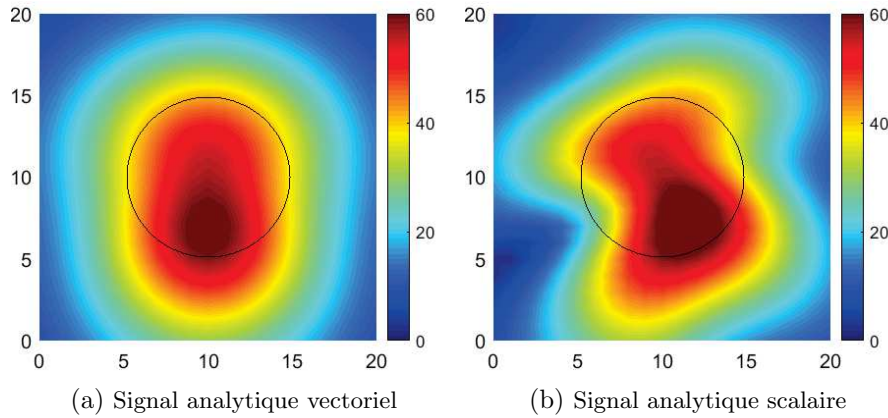
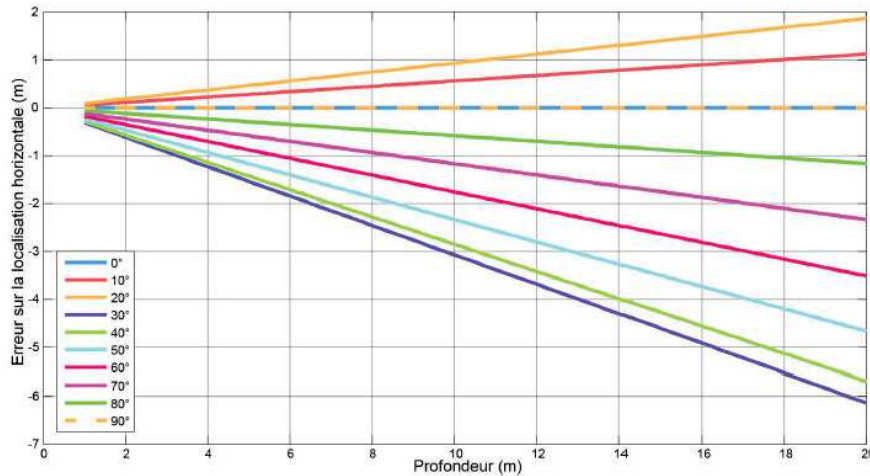


FIGURE 3.28 – Signal analytique d'une sphère pour deux définitions différentes de l'opérateur.

dépendre de la direction d'observation à partir de la position horizontale du centre de la sphère. Le signal analytique scalaire montre une forte dissymétrie radiale à partir du centre théorique de la sphère, ce qui explique l'introduction de la définition vectorielle par [Roest et al. \(1992\)](#). Toutefois, le signal analytique vectoriel présente également une dissymétrie radiale, même si elle est moins marquée. Notons que pour les deux définitions, l'amplitude du signal analytique est considérablement plus faible pour la sphère que pour les autres structures.

Nous utiliserons la définition de [Roest et al. \(1992\)](#), le signal analytique vectoriel.

FIGURE 3.29 – Erreurs sur la localisation horizontale du maximum de signal analytique par rapport à la position véritable d'une sphère d'aimantation induite en fonction de la profondeur pour dix inclinaisons différentes du champ régional et une déclinaison nulle ([Le Maire, 2017](#)).

Le décalage de la position des maxima par rapport à la source est fonction de la profondeur de la source et de l'inclinaison, mais [Salem et al. \(2002\)](#) estiment qu'il est maximum (30% de la distance à la source) lorsque l'inclinaison du champ avoisine les 30°, ce qui est précisément le cas dans ces modèles synthétiques (et en Basse-Terre). La figure 3.29 montre le lien entre l'erreur de positionnement et la distance entre la mesure

et la source pour plusieurs valeurs d'inclinaison du champ magnétique différentes.

3.4.5 Tilt Angle

La méthode tilt angle, parfois appelée tilt depth et simplement désignée par tilt dans ce manuscrit, représente l'argument du vecteur signal analytique complexe présenté précédemment (Miller et Singh, 1994 ; Verduzco et al., 2004 ; Salem et al., 2007)

$$f_{Tilt}(x, y) = \arctan \left[\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad (3.39)$$

Étant donné que l'on a une fonction de type inverse-tangente, toutes les anomalies magnétiques seront transformées en signaux d'amplitude similaire. Les anomalies de forte amplitude ne sont plus prépondérantes par rapport aux anomalies de faible amplitude sur une carte dessinée en couleur. De ce fait, l'opérateur de tilt est efficace pour souligner exhaustivement toutes les variations d'anomalie magnétique, sans distinctions d'amplitude ou de taille (largeur).

Nous appliquons systématiquement l'opérateur de tilt angle après une double réduction au pôle. En effet, la réduction au pôle permet de placer les maxima et les minima des cartes à l'aplomb des sources d'anomalies (à condition d'avoir une bonne estimation de l'aimantation). La dérivée verticale de ces maxima et minima est par définition nulle et la fonction de tilt sera elle-même nulle. Ainsi les zéros de cet opérateur permettent de pointer les limites magnétiques verticales. Le zéro du tilt est décalé lorsque la limite considérée a un pendage.

L'application de cet opérateur est présenté par la figure 3.30.

3.5 Pointé automatique sur des cartes transformées

3.5.1 Méthode de Blakely et Simpson (1986)

Blakely et Simpson (1986) développent une méthode robuste de pointé des linéations magnétique.

Dans un premier temps, il convient d'appliquer un opérateur de double réduction au pôle et une dérivation horizontale. Cette méthode, proposée par Cordell et Grauch (1982), est utilisée pour la détection de bords de structure. Afin d'appliquer efficacement la réduction au pôles, il faut disposer d'une bonne approximation de la direction

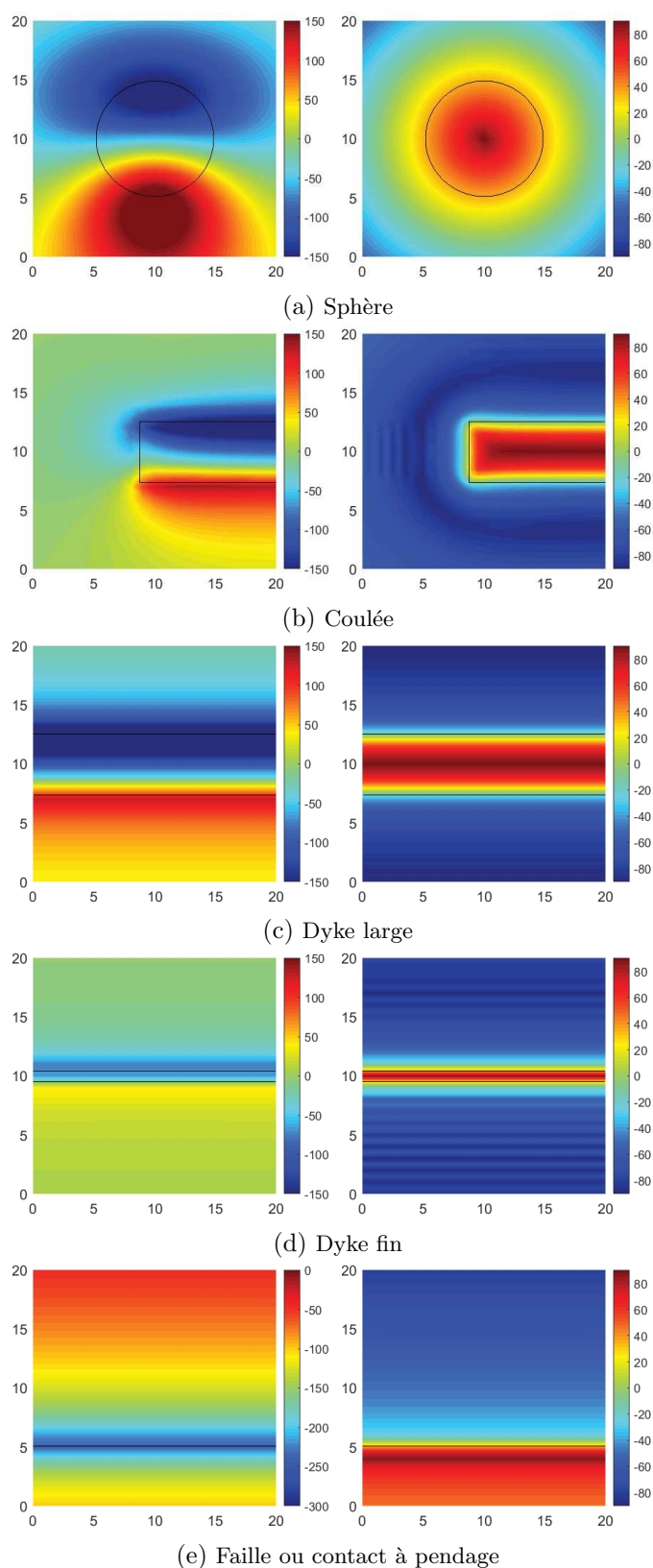


FIGURE 3.30 – Colonne de gauche : anomalie magnétique (en nT) créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne de droite : tilt angle (en degrés) de l'anomalie correspondante.

d'aimantation. De manière générale ou en l'absence d'autres informations, l'aimantation est supposée être induite ou dans la direction de l'aimantation induite. En dehors de cette supposition, la méthode ne demande aucun autre *a priori* sur les sources d'anomalie. Les maxima de cartes ainsi transformées correspondent à des variations horizontales importantes. Ceux-ci peuvent correspondre à des linéaments ou encore à des bords de structures, comme l'illustre la figure 3.32 d'application aux modèles typiques. Afin de procéder à une interprétation objective des cartes magnétiques, une méthode de pointé automatique des maxima alignés sur de telles cartes est proposée par [Blakely et Simpson \(1986\)](#). [Grauch et Cordell \(1987\)](#) montrent que cette méthode est adaptée à la détection des limites d'objets ayant des limites verticales ou sub-verticales mais qu'un décalage peut apparaître dès lors que les limites des objets ne sont plus verticales. Ce décalage dépend de divers paramètres dont la profondeur des sources par rapport au plan de mesure et l'inclinaison de l'aimantation.

A priori n'importe quelle méthode de pointé automatique de linéaments peut être appliquée ; cette méthode-ci ayant fait l'objet de nombreuses études et d'applications dans le domaine du magnétisme, elle a été préférée à d'autres méthodes n'ayant pas la même robustesse.

3.5.2 Pointé automatique de linéaments

Les cartes transformées se présentent sous forme de grilles. Chaque nœud $g_{i,j}$ de ces grilles est comparé à ses voisins les plus proches dans les 4 directions horizontales, pour un total de 8 voisins comme le montre la figure 3.31. Seuls les nœuds des lignes et colonnes en bordure de grille, n'ayant pas 8 voisins, ne sont pas soumis à cette analyse. En chaque nœud, un compteur N est incrémenté lorsque les inégalités suivantes sont vérifiées

$$\begin{aligned}
 g_{i-1,j} &< g_{i,j} \quad \& \quad g_{i,j} > g_{i+1,j} \\
 g_{i,j-1} &< g_{i,j} \quad \& \quad g_{i,j} > g_{i,j+1} \\
 g_{i-1,j+1} &< g_{i,j} \quad \& \quad g_{i,j} > g_{i+1,j-1} \\
 g_{i-1,j-1} &< g_{i,j} \quad \& \quad g_{i,j} > g_{i+1,j+1}
 \end{aligned}
 \tag{3.40}$$

N est donc compris entre 1 et 4 pour un maximum local. Ainsi, plusieurs cas de figure se présentent :

- Lorsque $N = 1$, [Blakely et Simpson \(1986\)](#) estiment que les gradients ne sont pas suffisamment contraints pour apporter une information intelligible à l'interprétation. Ces nœuds correspondent à des maxima très locaux et sont plus sensibles au bruit.
- Les nœuds tels que $N = 2$ ou 3, apportent le plus d'information pour l'interprétation car ils marquent des maxima locaux indiquant des directions préférentielles.

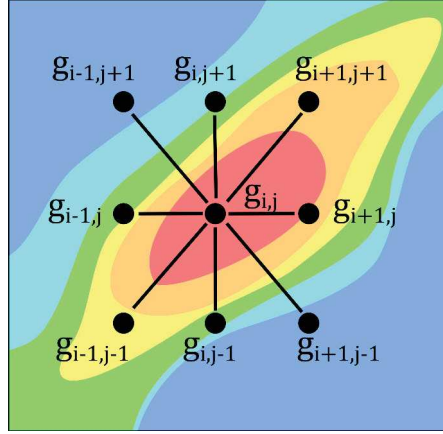


FIGURE 3.31 – Nœuds de la grille utilisés pour tester un maximum voisin de $g_{i,j}$. Les couleurs représentent les valeurs du gradient horizontal de la double réduction au pôle (le bleu représentant les valeurs faibles et le rouge les valeurs maximales). Modifié d'après [Blakely et Simpson \(1986\)](#).

- Les nœuds tels que $N = 4$ correspondent à des maxima locaux mais ne mettent en général pas en valeur des linéations particulières.

Chaque inégalité $f < g_{i,j}$ & $g_{i,j} > h$ est localisée, lorsqu'elle est vérifiée, par x_{max} tel que

$$x_{max} = -\frac{bp_x}{2a} \quad (3.41)$$

où p_x est l'espacement entre les nœuds de la grille, et a et b sont définis tels que

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{2}(f - 2g_{i,j} + h), \\ b &= \frac{1}{2}(f - h). \end{aligned} \quad (3.42)$$

On lui associe une valeur g_{max} telle que

$$g_{max} = ax_{max}^2 + bx_{max} + g_{i,j} \quad (3.43)$$

correspondant au polynôme de second degré passant par les 3 points $g_{i,j}$, f et h . Cette valeur exprime l'importance du gradient correspondant. Lorsque $N > 1$, la valeur de g_{max} choisie est la valeur maximale parmi celles correspondant aux différentes inégalités. Cette méthode permet donc non seulement de localiser les maxima locaux indiquant les linéaments géophysiques mais permet aussi d'estimer leur importance relative. D'autre part des seuils d'importance minimale peuvent être fixés lorsque, par exemple, les cartes sont très bruitées.

La figure 3.32 présente un pointé automatique réalisé avec cette méthode, permettant de retracer une bonne approximation des limites des sources. En général, la correspondance entre ces résultats et des cartes de réduction au pôle permet de déterminer si les pointés correspondent à des limites d'objets où à des linéations.

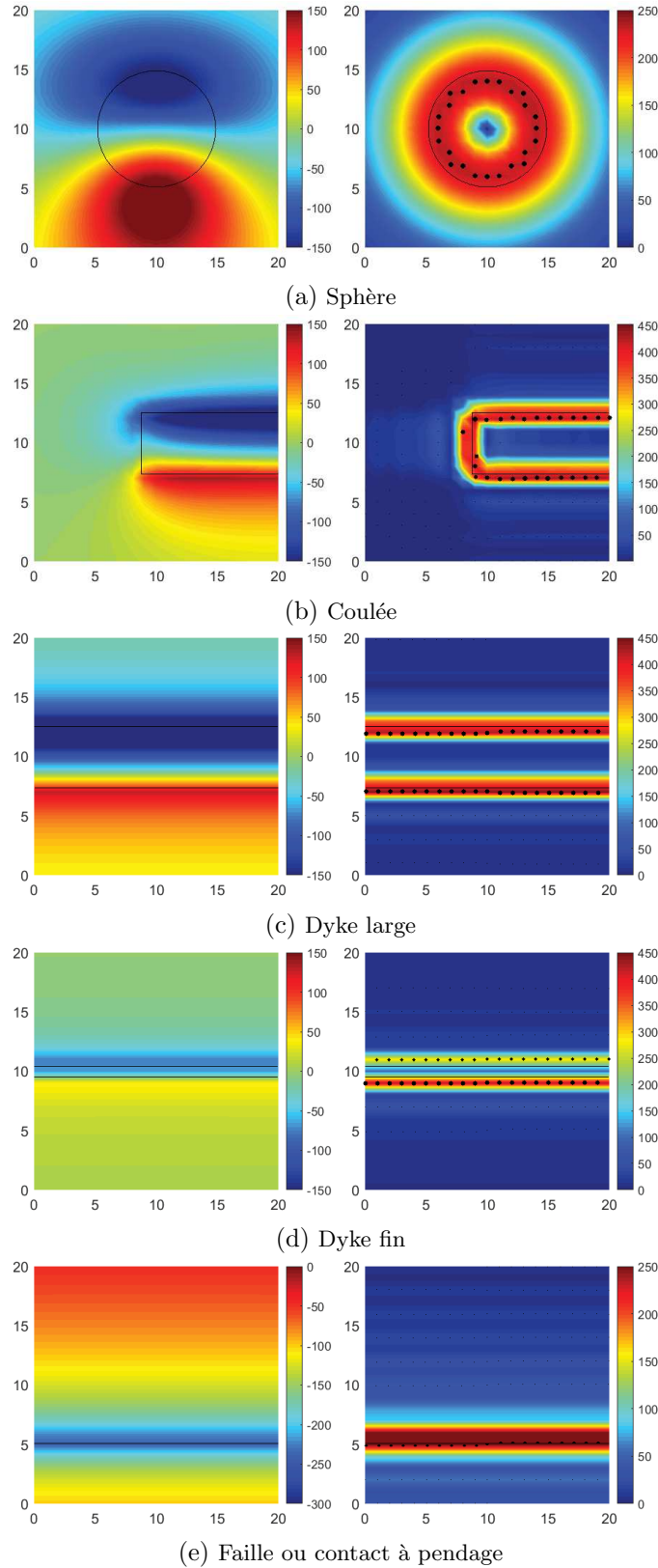


FIGURE 3.32 – Colonne de gauche : anomalie magnétique créée par chaque type de structure du catalogue présenté figure 3.17 à une hauteur de 1 m. Colonne de droite : dérivée horizontale au premier ordre de la réduction au pôle des anomalies, et pointé automatique des maxima locaux (points noirs) grâce à la méthode de [Blakely et Simpson \(1986\)](#). La taille des points est proportionnelle à l'importance du gradient horizontal.

D'autre part, le pointé automatique peut être appliqué sur n'importe quel type de carte : en particulier, du pointé automatique a été réalisé pour révéler les zéros d'une carte de tilt (voir section 3.4.5). Dans ce cas, les g_{max} ne sont pas calculés car le tilt est un opérateur donnant à chaque anomalie la même importance relative, quelles que soient les amplitudes initiales de celles-ci.

3.5.3 Application aux modèles synthétiques

Les modèles typiques révèlent que, même dans les conditions idéales pour la détection qui sont celles de la modélisation, de légères erreurs peuvent amener à mal placer les limites des sources. Dans le cas présenté, il est possible que la définition du nœud soit en cause : celui-ci n'est pas choisi au centre mais en bas à gauche de chaque pixel. A l'échelle des levés réalisés lors de cette thèse, ce type d'incertitude n'a pas incidence. Les limites de la méthode relèvent principalement des limites des transformées de carte appliquées. D'une part la réduction au pôle est un opérateur qui doit être réfléchi lorsqu'appliqué dans des milieux où la rémanence peut être prédominante. D'autre part les transformées faisant intervenir des dérivées ont tendance à réduire le rapport signal/bruit (dérivée horizontale, signal analytique et tilt par exemple), ce qui peut mener à des erreurs si le levé est bruité.

Dans le cas de la sphère, la figure 3.32a pourrait laisser penser qu'il est possible d'avoir une estimation du diamètre de la sphère considérée. Cela n'est pas le cas et la figure 3.32a est un cas particulier. Comme expliqué précédemment (section 3.3.4, p.3.3.4), le diamètre d'une sphère (ou d'une boule) ne peut être déterminé par des opérateurs réalisés sur l'anomalie magnétique (sans contrainte sur l'aimantation).

Chapitre 4

Description des données et des acquisitions magnétiques

Sommaire

4.1	Données existantes utilisées	94
4.1.1	GUADEM 2013	94
4.1.1.1	Description de la donnée	94
4.1.1.2	Traitements réalisés	96
4.1.2	GEOTREF Marine 2015	104
4.1.2.1	Description de l'acquisition	104
4.1.2.2	Traitements réalisés	106
4.2	Acquisitions magnétiques de l'IPGS	109
4.2.1	Relevés de susceptibilité magnétique sur le terrain	109
4.2.2	Données marines	112
4.2.2.1	Métrologie	112
4.2.2.2	Compensation-Calibration	113
4.2.2.3	Procédure d'acquisition	116
4.2.2.4	Statistiques d'acquisitions	118
4.2.2.5	Traitement des données	119
4.2.3	Données drone	123
4.2.3.1	Métrologie	123
4.2.3.2	Procédure de vol	124
4.2.3.3	Statistiques d'acquisitions	128
4.2.3.4	Calibration et contrôle de la qualité des données	129
4.2.3.5	Traitement des données	130
4.3	Synthèse et compilation des données magnétiques	135
4.3.1	Comparaison des étalonnages en fonction des porteurs	137
4.3.2	Compilation de grilles	138

Dans ce chapitre, nous présenterons les différentes campagnes de magnétisme ayant permis d'obtenir les cartes étudiées par la suite. Pour chaque jeu de données, nous

détaillerons et commenterons les processus d'acquisition et de traitement des données brutes jusqu'à l'obtention d'une grille d'anomalie magnétique de la meilleure qualité possible. Certaines de ces données ont été mises à disposition pour le projet, tandis que d'autres ont été acquises spécifiquement au sein de GEOTREF. En particulier, certaines campagnes sont issues de méthodologies de mesure mises en place spécifiquement pour le contexte.

4.1 Données existantes utilisées

4.1.1 GUADEM 2013

4.1.1.1 Description de la donnée

Une acquisition magnétique hélicoptérée a été menée par le BRGM en 2013 au cours de la campagne GUADEM (Figure 4.1).

L'entreprise ayant réalisé les levés (SkyTEM) est spécialiste de l'acquisition aéroportée d'électromagnétisme en domaine temporel (TDEM). Les mesures magnétiques ont été faites en accompagnement d'un levé TDEM. Le principe de la méthode TDEM est détaillé dans la section 6.2 du chapitre 6. L'acquisition TDEM peut perturber le signal magnétique. Il est possible de contourner le problème du bruit électromagnétique créé par l'acquisition TDEM en réalisant la mesure magnétique par périodes de quelques secondes (1,6 s).

Les profils d'acquisition sont espacés de 400 m et orientés en majorité dans la direction nord-sud (figure 4.2a) et le dispositif géophysique est tracté pour maintenir une garde au sol d'environ 30 m d'altitude (Figure 4.2b). Les traverses sont volées tous les 4000 m, sauf dans les zones de densification où elles sont volées tous les 400 m. La vitesse moyenne de vol est de $71,8 \pm 19,9$ km/h (environ 20 m/s) ce qui a permis de couvrir la surface totale de l'archipel guadeloupéen, soit environ 1650 km², en 32 jours au cours de la campagne GUADEM (Deparis et al., 2014). La production journalière moyenne est d'environ 230 km linéaire pour un total de 5394 km linéaires acquis. Les données fournies pour les besoins du projet Geotref couvrent une surface de 1235 km², comprenant toute l'île de la Basse-Terre ainsi que l'archipel des Saintes.

Pour un levé de cette dimension, l'acquisition par hélicoptère est indiquée car elle permet de suivre au mieux la topographie tout en gardant une vitesse d'acquisition élevée. Le rapport d'acquisition indique une garde au sol constante de l'hélicoptère à $69,9 \pm 32,5$ m (Deparis et al., 2014). L'incertitude par rapport à l'altitude pré-établie du levé est importante, mais compte tenu des fortes topographies, cette valeur n'est pas surprenante. L'altitude d'acquisition augmente lorsque l'hélicoptère survole des forêts,

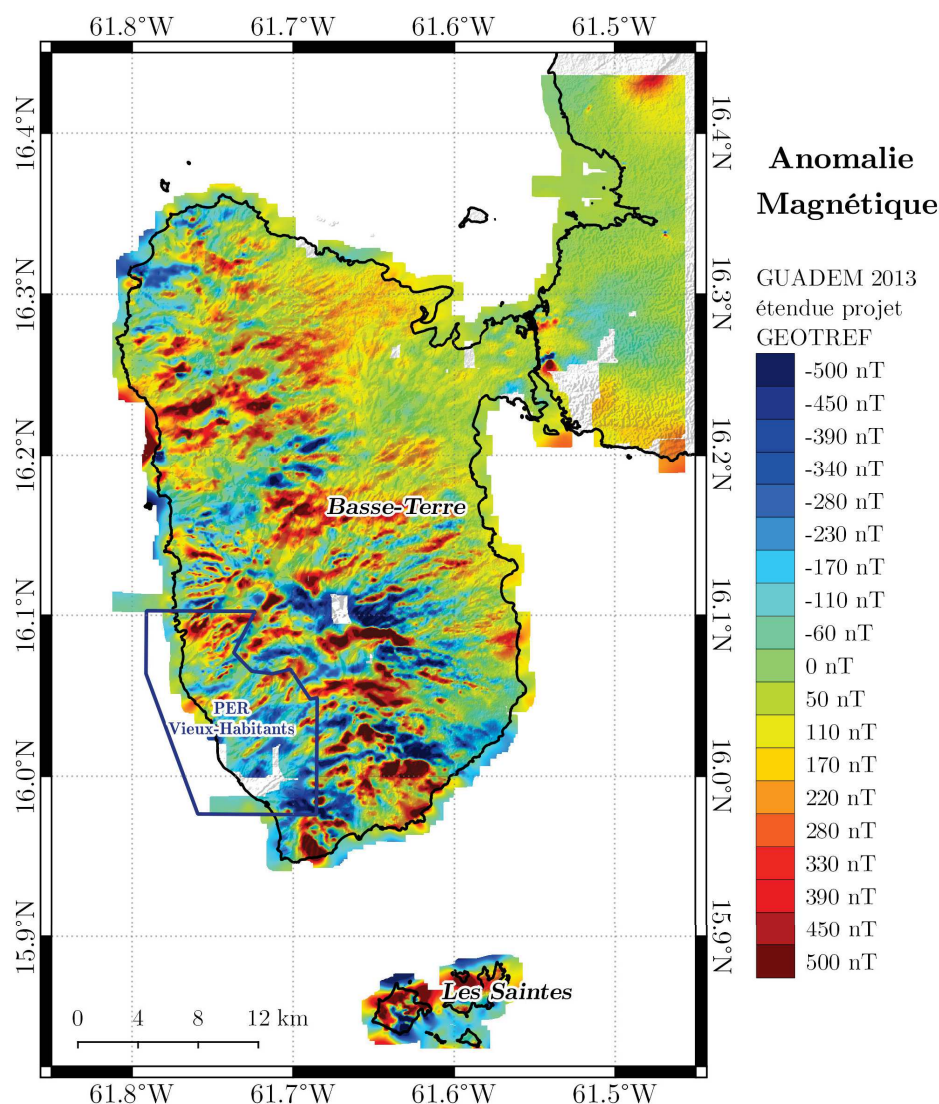


FIGURE 4.1 – Carte d'anomalie magnétique obtenue à partir des données GUADEM fournies lors du projet GEOTREF.

des lignes électriques ou encore de brusques variations topographiques.

Le magnétomètre utilisé pour cette campagne est un capteur à vapeur de césium Geometrics G822A (Deparis et al., 2014), étudié spécialement pour la prospection aéromagnétique. Ce magnétomètre est un capteur scalaire et absolu qui mesure l'intensité du champ magnétique. L'acquisition est réalisée à la fréquence de 50 Hz. Considérant la vitesse de vol, cette fréquence permet d'obtenir environ 2,5 points de mesure par mètre.

L'erreur de mesure liée au capteur est indiquée par le constructeur à 0,01 nT si l'on considère des mesures relatives par le constructeur, et de 3 nT si l'on réalise des mesures absolues. La distance entre l'hélicoptère et le capteur ne nécessite pas de compenser l'effet magnétique de celui-ci. Des tests d'effet de cap ont été réalisés afin de déterminer les écarts de mesure de l'intensité du champ magnétique dus aux changements de direction.

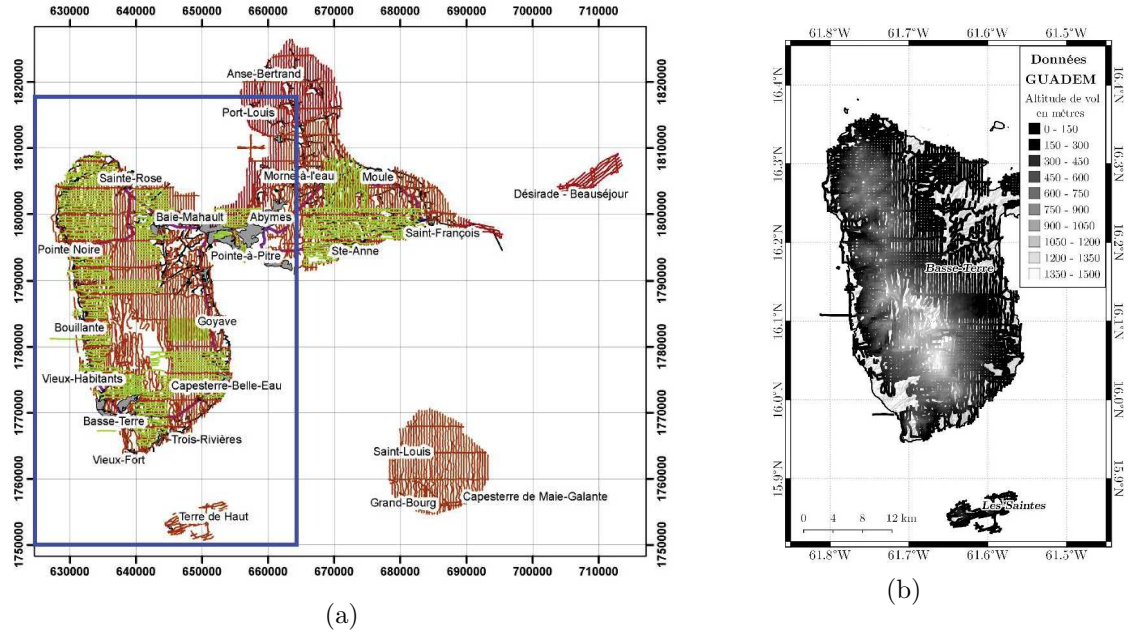


FIGURE 4.2 – a) Vue d'ensemble du plan de vol réalisé. Les lignes grenat représentent le plan de vol de base, les lignes vertes représentent les resserrements (Deparis et al., 2014). Le cadre bleu représente l'emprise des données auxquelles nous avons accès. b) Altitude de vol par rapport au niveau de la mer.

Les corrections appliquées par le BRGM aux données fournies à GEOTREF sont toujours inférieures à 1 nT (Deparis et al., 2014).

4.1.1.2 Traitements réalisés

La chaîne de traitement complète réalisée par le BRGM est décrite dans le rapport d'acquisition et de traitement de la campagne GUADEM (Deparis et al., 2014). Les données fournies avaient déjà subi des corrections, mais pas la totalité. Un certain nombre de traitements ont donc été réalisés au cours de cette thèse. Dans les données fournies, les traitements suivants ont été réalisés par le BRGM (Deparis et al., 2014)

- le déport du magnétomètre par rapport au GPS est minime, mais a été pris en compte dans les données de navigation fournies ;
- la variation temporelle (effets diurnes) a été corrigée ;
- les effets de cap ont également été corrigés.

Correction de la variation temporelle

Le champ magnétique terrestre varie continuellement même à de très courtes échelles de temps en particulier sous l'effet de l'influence du vent solaire, variable à l'échelle de la journée mais aussi à l'échelle de quelques secondes en cas d'orage magnétique. Il convient de réaliser une correction temporelle des valeurs mesurées. ceci est réalisé en comparant la mesure du magnétomètre mobile aux mesures de magnétomètres qui enregistrent les

variations du champ magnétique en un point fixe au cours du temps. Ce magnétomètre peut être un dispositif placé spécialement pour la campagne d'acquisition ou être celui des observatoires magnétiques internationaux qui enregistrent avec une grande précision le champ total en un point fixe en fonction du temps.

Cette correction a été réalisée par le BRGM grâce à 3 stations de base placées à cet effet.

Effets de cap :

Le signal magnétique enregistré ne doit pas varier en fonction du cap de l'appareil le long des profils. Afin de s'assurer de l'absence de variation, une calibration a été réalisée au cours du levé en faisant des vols successifs suivant les directions N0, N090, N180 et N270. Les corrections appliquées sont faibles (< 1 nT) (Deparis et al., 2014).

En raison des conditions difficiles de vol (fortes topographies et vents importants), les profils d'acquisition ont parfois d'importantes variations dans leur cap, en particulier dans la zone d'intérêt de Vieux Habitants (figure 4.3).

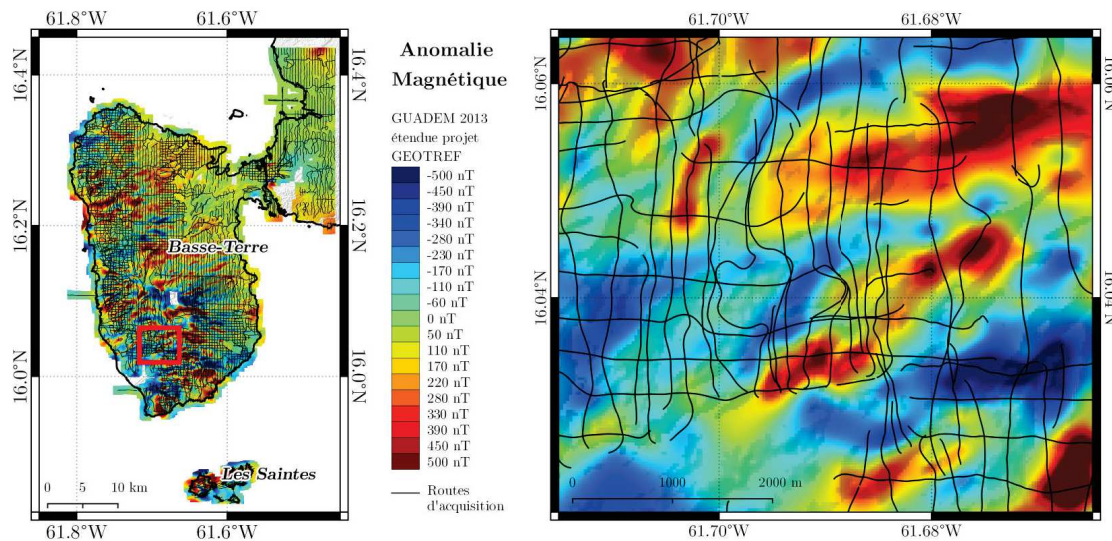


FIGURE 4.3 – Gauche : localisation de la figure de droite au sein du levé GUADEM (encadré rouge). Droite : exemple de zone dans laquelle les profils ne respectent pas un cap constant et sont irréguliers en termes de navigation. La zone est également partiellement couverte en raison des fortes topographies dans ce secteur.

Correction de l'IGRF

La correction de l'IGRF, consiste à retirer l'effet du champ magnétique global de la terre qui résulte des activités internes de la planète (mouvements convectifs dans le noyau externe, notamment, voir section 3.2) des mesures réalisées.

Les données du levé GUADEM ont été réduites avec le modèle IGRF12, révisé en 2014, à l'altitude moyenne du levé. Une fois la réduction réalisée, nous obtenons l'ano-

malie magnétique du champ total. L'effet total est présenté sur la figure 4.4 et a une amplitude de 200 nT ce qui n'est pas négligeable.

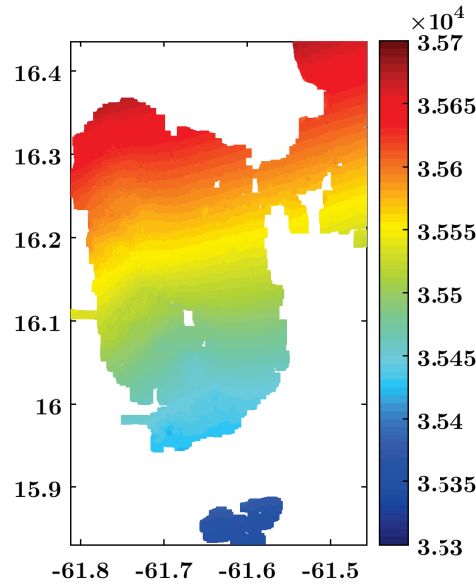


FIGURE 4.4 – Champ magnétique total du modèle IGRF (champ régional) sur l'étendue du levé GUADEM.

Suppression des spikes

Nous avons constaté des pics de signal en début de chaque phase d'acquisition sur certaines lignes, ce qui résulte probablement d'un problème lors de la synchronisation du déclenchement de la mesure magnétique et de l'arrêt d'émission de la source électromagnétique du TDEM (Figure 4.5). Ces effets ont été traités manuellement afin d'améliorer la qualité des données.

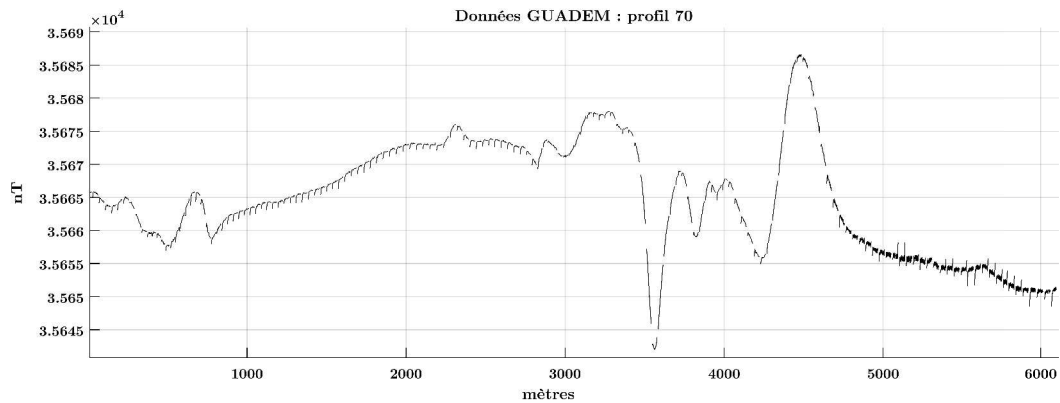


FIGURE 4.5 – Données bruitées sur un profil de la campagne GUADEM. Cause probable : synchronisation du déclenchement de l'acquisition TDEM.

Correction aux points de croisement

Les points de croisement entre les profils et les traverses présentent parfois des écarts de champ total lors de chacun des passages alors que la mesure du champ doit être constante une fois la correction temporelle réalisée. Les écarts de champ magnétique mesuré aux points de croisement peuvent être dus à plusieurs facteurs, dont, par exemple une mauvaise estimation de la variation temporelle ou des erreurs de navigation (Nabighian et al., 2005 ; Coyle et al., 2014).

La correction aux points de croisement consiste à trouver pour tous les profils et traverses une constante ou un polynôme minimisant la somme des écarts aux points de croisement. Dans un levé contenant P profils et traverses ayant K points de croisements entre eux, le problème d'inversion se présente sous la forme d'un système de $K + 1$ équations à P inconnues. A chaque point de croisement C_k , la différence de champ magnétique mesuré au profil i (F_i) et à la traverse j (F_j) est de $\Delta F_k = F_i - F_j$. Si l'on considère que chaque profil ou traverse est affecté d'une erreur a_i ou a_j constante, alors $\Delta F_k = a_i - a_j$. Le problème ainsi formulé est mal contraint : on peut ajouter ou retrancher une valeur à la totalité des constantes sans changer le résultat. On ajoute donc une équation stipulant que la somme de tous les a_k est nulle. Cette équation correspond simplement à imposer que la moyenne des données soit inchangée après le processus de correction aux points de croisement. Le problème est linéaire et on a

$$\begin{cases} \Delta F_1 = a_{i1} - a_{j1} \\ \Delta F_2 = a_{i2} - a_{j2} \\ \dots \\ \Delta F_K = a_{iK} - a_{jK} \\ 0 = a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_P \end{cases} \quad (4.1)$$

Ce problème peut être généralisé pour des a_k correspondant à des polynômes de différents degrés. En pratique nous utilisons un polynôme de degré 1, ce qui correspond à retirer ou ajouter une constante et une pente correctives à chaque profil et traverse. Les variations résiduelles aux points de croisement après cette correction peuvent avoir plusieurs origines.

- L'incertitude intrinsèque au capteur, correspondant à la précision possible de la mesure magnétique dans les meilleures conditions possibles avec ce capteur.
- Une mauvaise correction du cap ou du porteur.
- Des problèmes lors de la navigation. Si la position (horizontale) des mesures est imprécise, alors le point calculé pour correspondre à un croisement en (x, y) entre un profil et une traverse aura des z différents. Le champ magnétique enregistré lors du profil sera donc différent de celui enregistré lors de la traverse. A cela peuvent s'ajouter une incertitude plutôt importante de la mesure verticale. En

l'absence d'une meilleure mesure de la navigation, cet effet ne pourra être corrigé par l'inversion aux points de croisement.

Sur le levé GUADEM, les valeurs aux 2625 points de croisement ont un écart-type de 42,9 nT. Une partie de ces erreurs a été corrigée par inversion pour atteindre une incertitude finale de 23,8 nT (figure 4.6). Les effets qui ont été corrigés sont linéaires le long des profils et peuvent par exemple avoir trait à des différences d'altitudes, des variations diurnes mal estimées ou des calibrations précaires du capteur. Finalement, l'écart-type final peut être le fruit d'erreurs de navigation ou d'erreurs de mesure.

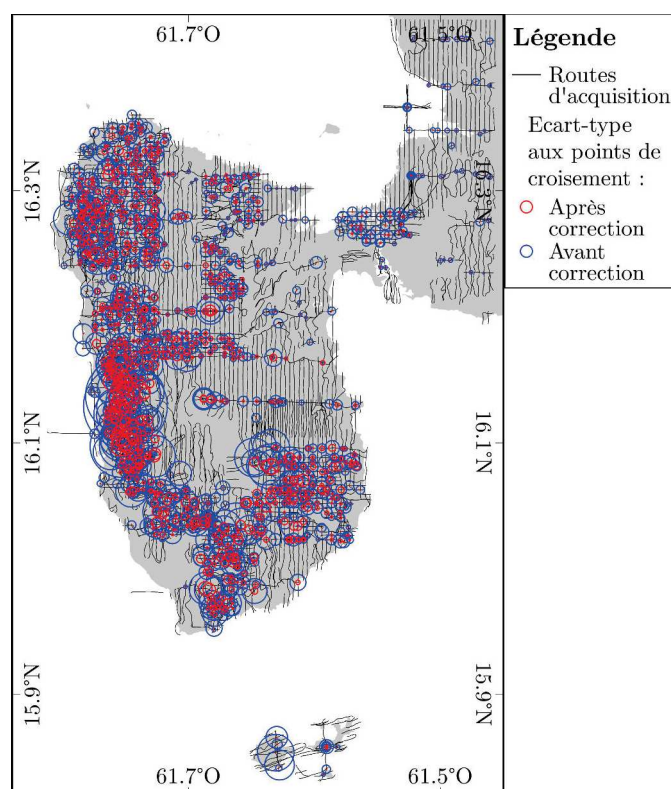


FIGURE 4.6 – Ecarts-type aux points de croisement de la campagne de GUADEM. Le diamètre du cercle représente la valeur de l'écart type (entre 0 et 644 nT).

La figure 4.7 montre que les écarts initiaux aux points de croisement ne devraient pas être dus à des erreurs de navigation. En effet, aucune corrélation n'apparaît entre les points de croisement ayant une forte variabilité et les points de croisement ayant une grande différence d'altitude. Les erreurs de navigation horizontales sont plus difficiles à quantifier. De manière générale, les systèmes de positionnement ont une précision verticale nettement inférieure à la précision horizontale. Lorsque le gradient magnétique est important, les erreurs de positionnement horizontal peuvent entraîner des différences importantes aux points de croisement. Par exemple, au cours de ce levé, aux points où le gradient du champ magnétique est de 20 nT/m, une erreur de positionnement de 10 m peut entraîner une variation du champ de 200 nT. Cela pourrait expliquer certaines différences aux points de croisement. Néanmoins nous observons que les gra-

dients horizontaux importants et les grandes erreurs aux points de croisement ne sont pas particulièrement corrélés (figure 4.7).

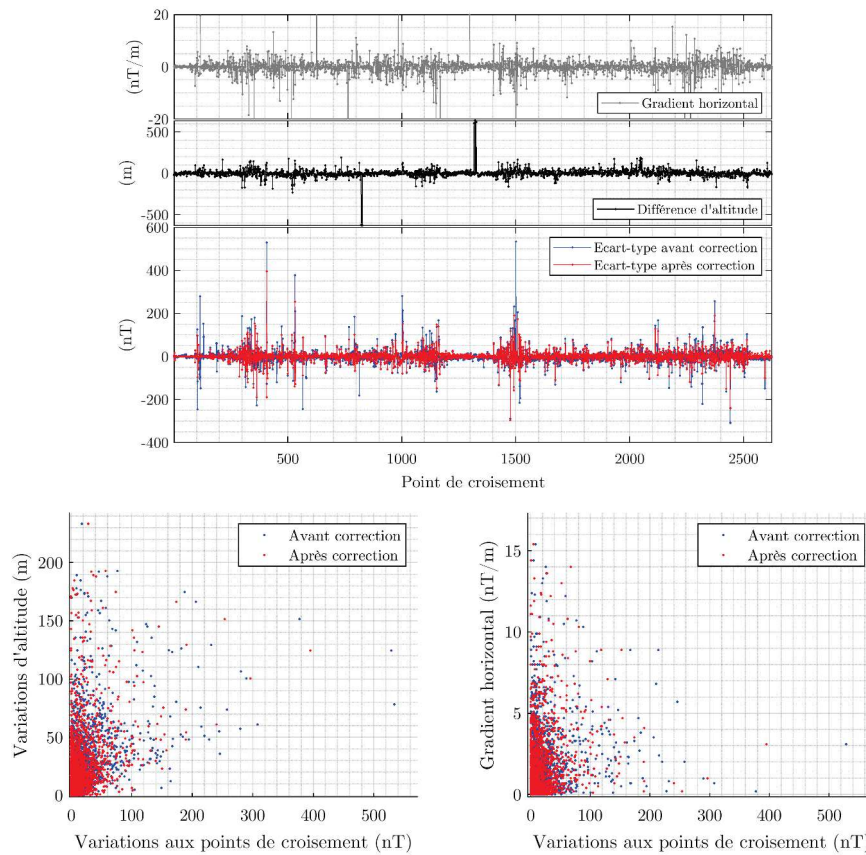


FIGURE 4.7 – Différences aux points de croisement sur le levé GUADEM. La comparaison est faite avec la variation horizontale du champ et les différences d'altitude en ces points afin de mieux comprendre les causes d'incertitudes. Les deux figures du bas illustrent la corrélation entre ces grandeurs et la variation aux points de croisement.

L'écart-type final aux points de croisement, de 23,8 nT, est une estimation de la précision envisageable pour ce levé. Des anomalies d'amplitude inférieure pourront être considérées comme du bruit. Les anomalies en présence ont de grandes amplitudes (1000 nT au maximum) ainsi l'erreur représente environ 3% de l'amplitude totale du levé.

Étant donné la bonne précision du système de positionnement GPS et la précision du capteur, il est peu probable que l'un ou l'autre soient responsables de l'écart final important aux points de croisement. En effet, le système de positionnement associé au magnétomètre au cours de cette campagne est un GPS différentiel (avec une base fixe) dont la précision est donnée à $\pm 0,4$ m après correction différentielle. D'autre part, l'incertitude liée au capteur césium indiquée par le constructeur est de 0,02 nT à la fréquence d'échantillonnage du levé (10 Hz), pour une précision absolue du capteur de 3 nT (Deparis et al., 2014). En revanche, la calibration et les corrections de cap sont réalisées grâce à des lignes de répétition dans les directions N/S, E/O. Il est possible que

l'effet de cap soit sous-estimé dans la mesure où les profils dans la zone prospectée sont rarement parfaitement rectilignes : le cap varie considérablement au cours d'un même profil (voir figure 4.3).

Calcul de grilles

L'acquisition magnétique permet d'obtenir des données dont la densité horizontale est fortement anisotrope : il y a considérablement plus de données dans le sens des profils que dans la direction perpendiculaire. Cela est particulièrement sensible dans la campagne magnétique GUADEM, en raison du couplage des méthodes magnétique et TDEM et de l'espacement des lignes.

De fait, les données GUADEM présentent des caractéristiques de vol mal adaptées aux études magnétiques. Reid (1980) estime que, selon les applications et les types de levés magnétiques, l'espacement entre les profils doit être égal à $1/2$ (haute résolution) à 2 fois la hauteur d'acquisition moyenne. Cette considération est particulièrement importante en l'absence d'une couverture sédimentaire amagnétique épaisse car les sources magnétiques ont une plus grande probabilité de se trouver sur la topographie. Au sein du levé GUADEM, la hauteur d'acquisition (30 m) représente 7,5% de l'espacement entre les profils (400 m) dans les zones d'espacement normal et 30% de l'espacement entre les profils dans les zones de resserrement. Ce dimensionnement peut être à l'origine de phénomènes d'aliasing importants (Reid, 1980).

D'autre part, certains effets haute fréquence d'amplitudes variables, associables à du bruit, peuvent apparaître dans les données ce qui limite l'utilisation d'opérateurs d'interpolation pour le calcul de grilles, car ces opérateurs tentent d'expliquer la totalité des données fournies.

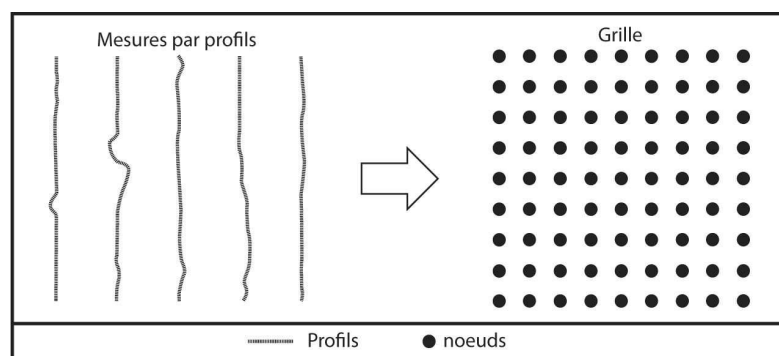


FIGURE 4.8 – Illustration du passage de mesures par profils quasi-continus et séparés par un espacement donné à une grille dont la répartition des noeuds est uniforme (Gavazzi, 2015).

Ainsi, un algorithme développé par (D'Errico, 2010) pour *MATLAB* © est utilisé pour la création de grilles magnétiques (*gridfit*). Cet opérateur cherche une surface approximant au mieux le comportement des données sur une grille de pas régulier, que l'on définit en général comme la moitié de la distance entre les profils. Cet algorithme lisse

les longueurs d'ondes les plus courtes selon un facteur déterminé par l'utilisateur. Ce facteur correspond au nombre de pixels autour de chaque nœud qui prendront la même valeur que le nœud central. Cela permet une part d'extrapolation pour représenter des données éparses telles que celles de GUADEM. Afin de représenter au mieux les données, une combinaison des contributions de toutes les données affectant un même nœud est calculée, ce qui permet d'obtenir une grille dont les nœuds sont uniformément répartis (figure 4.8).

La figure 4.9 représente la grille qui, en toute rigueur, représente les données GUADEM, chaque pixel ne pouvant représenter plus de 30 m étant donné la hauteur d'acquisition.

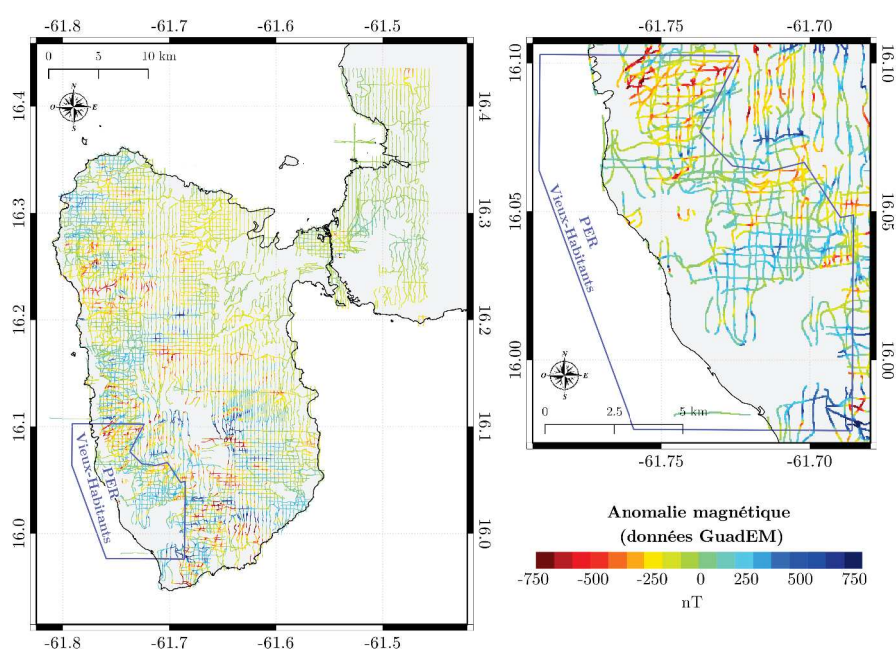


FIGURE 4.9 – Représentation de la grille des données GUADEM calculée pour un espacement de profil cohérent avec la hauteur d'acquisition (30 m). A gauche : ensemble des données fournies pour le projet. A droite : zoom sur la zone du PER.

En pratique, si le levé est bien dimensionné, il est possible de calculer une grille dont le pas est inférieur à la demie distance entre les profils, en lissant le résultat de chaque nœud sur un plus grand nombre de pixels. En théorie, cela implique de contrôler la grille calculée pour vérifier qu'elle respecte correctement les données. Pour les données GUADEM, il faut garder à l'esprit qu'une partie du signal ainsi calculé est mal contrôlé par rapport à l'effet réel des sources magnétiques du sous-sol, puisque nous manquons de données pour évaluer la bonne qualité de la grille à ces échelles (figure 4.10).

La figure 4.11 représente un exemple de profil d'anomalie magnétique issu des données GUADEM et le comportement de la grille calculé à partir de celui-ci. La grille finale comporte ainsi 1683×951 nœuds espacés de 80 m. Cela représente une grille rectangulaire dont une partie des mailles est vide puisque la grille d'acquisition n'est pas rectangulaire.

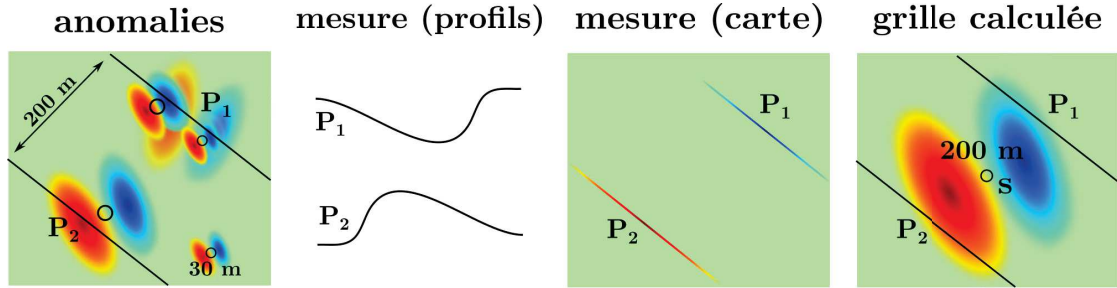


FIGURE 4.10 – Représentation schématique du problème soulevé par le mauvais dimensionnement de GUADEM. Les anomalies mesurées à 30 m d’altitude peuvent avoir des petites longueur d’onde (30 m, figure de gauche), mais l’espacement entre les profils P_1 et P_2 ne permet pas une précision suffisante pour imager correctement ces structures. La carte ne peut pourtant pas non plus représenter les structures profondes à cause de la décroissance rapide du champ magnétique avec la distance (en $1/r^3$, voir section 3.3.5).

La carte obtenue est présentée par la figure 4.1.

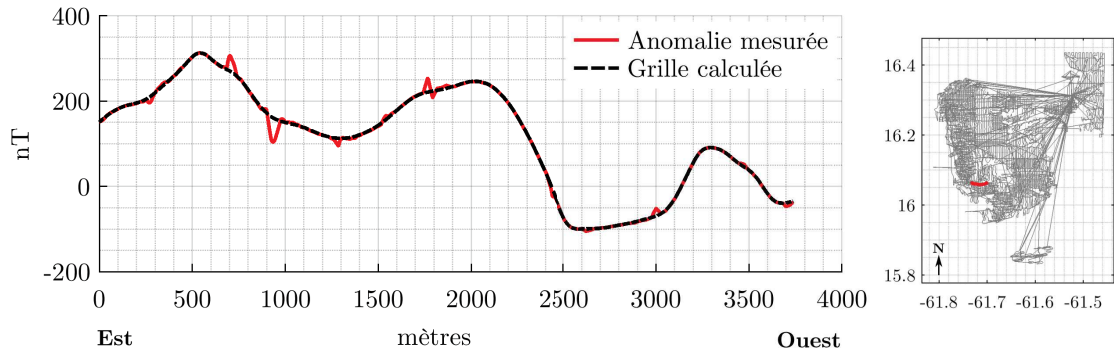


FIGURE 4.11 – Comparaison d’un profil extrait de la grille calculée par l’algorithme *gridfit* et du profil correspondant de l’anomalie magnétique. La localisation du profil en question au sein des routes de l’hélicoptère est donnée par la figure sur la droite.

4.1.2 GEOTREF Marine 2015

4.1.2.1 Description de l’acquisition

Une campagne d’acquisition de géophysique marine a été menée au sein du projet GEOTREF par l’Université des Antilles et financée par la région Guadeloupe via Géothermie de Guadeloupe (GdG) et l’entreprise Teranov. Les routes suivies par le navire sont indiquées sur la figure 4.12. Elles totalisent une longueur d’acquisition sur profil de 2330 km et permettent d’obtenir une surface couverte finale de 967 km². Un total de 317 profils ont été délimités sur la campagne GEOTREF Marine 2015, de longueurs et d’orientations variables.

Cette campagne a été réalisée à bord du navire scientifique Antea II. Elle a permis des acquisitions de sismique réflexion haute résolution, de bathymétrie et de magnétisme,

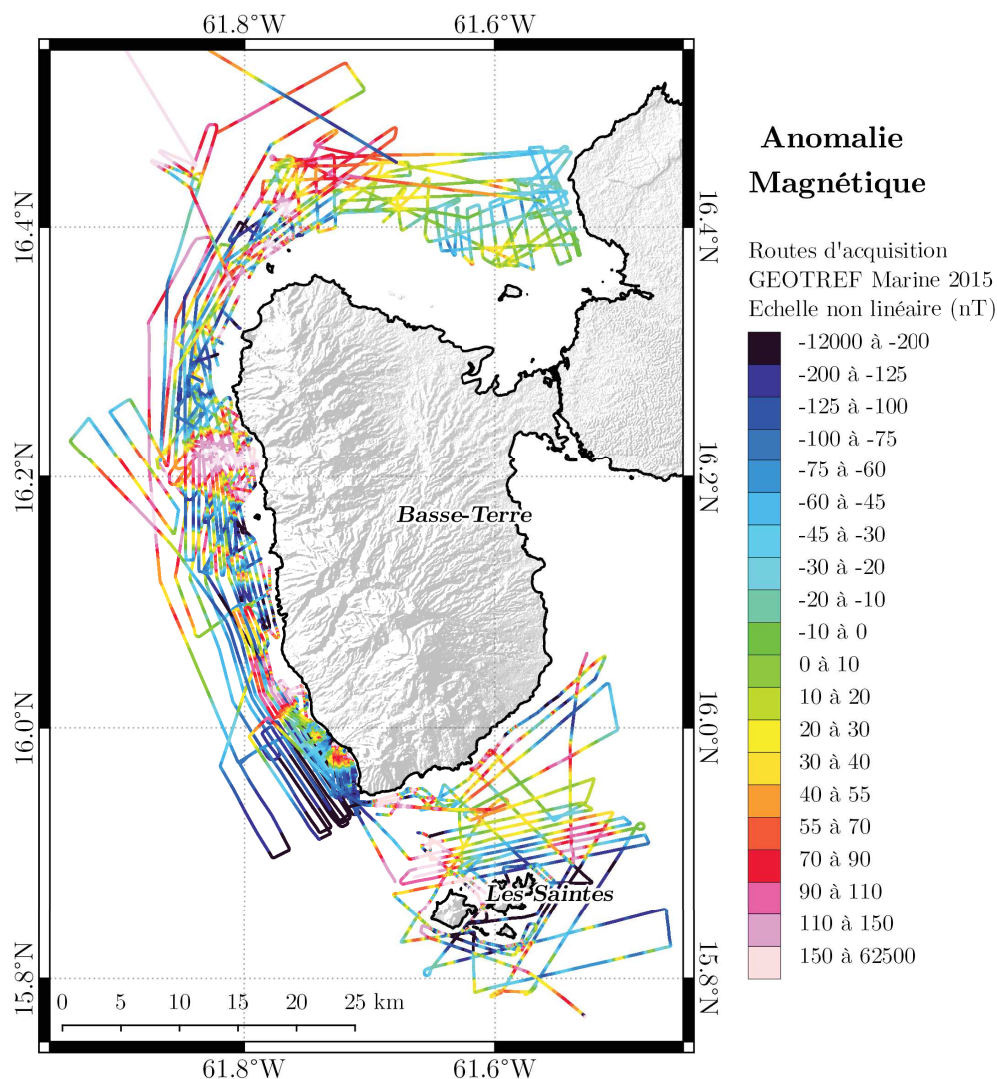


FIGURE 4.12 – Données magnétiques brutes de l’acquisition marine GEOTREF 2015 le long des routes suivies par le navire.

en 3 legs entre le 8 février et le 9 mars 2015. Les données magnétiques sont acquises avec une cadence d’échantillonnage de 1 s sur l’ensemble des profils dans des eaux de profondeurs supérieures à 20 m, à l’aide d’un magnétomètre SEASPY à effet Overhauser (figure 4.13a). Celui-ci est tracté à 105 m en arrière du navire (figure 4.13b), de façon à éliminer l’effet magnétique du navire et à une profondeur comprise entre -15 et -20 m. Le remorquage est accompli à l’aide d’un câble électro-porteur permettant de récupérer la donnée et de communiquer avec le capteur au cours de l’acquisition. Le logiciel Sealink 7.81 (Marine Magnetic corporation – <http://marinemagnetics.com>) permet d’enregistrer les données de champ magnétique total et du capteur d’immersion du magnétomètre. Il fournit un fichier de données magnétiques et un fichier de données de navigation. Il permet la visualisation en direct de l’acquisition des données.

Aucun orage magnétique n’est à noter au cours de la campagne, comme le montrent

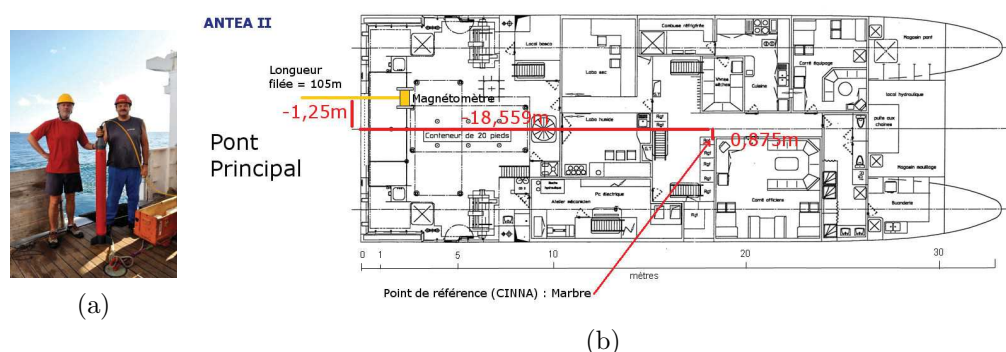


FIGURE 4.13 – a) Photo du magnétomètre SeaspY à bord de l'Antea II avec des membres de la mission GEOTREF 2015. b) Plan de pont du N/O Antea et report de la position du treuil de magnétomètre par rapport au marbre.

les enregistrements des bases magnétiques fixes les plus proches (San Juan, Porto Rico et Kourou, Guyane Française ; figure 4.15). Les données acquises avec un magnétomètre à effet Overhauser ne sont peu sensibles à la direction dans laquelle le magnétomètre est tracté et ne sont donc pas sensibles aux conditions de navigation. Ainsi la qualité des données est jugée acceptable en cours d'acquisition.

4.1.2.2 Traitements réalisés

Nous avons appliqué des processus de traitement classiques dont la chaîne de traitement est décrite ci-dessous.

Mise en forme des données ascii

La mise en forme des données permet de les rendre lisible par n'importe quel logiciel d'interprétation et de création de grilles. Les lignes d'acquisition corrompues (ne pouvant être lues) par des erreurs logiciel ou des erreurs d'acquisition ont été supprimées.

Correction de la navigation

Le déport du magnétomètre remorqué à l'arrière du navire par rapport à l'antenne GPS qui attribue la position des mesures est important. Il en résulte un décalage des données selon la direction du levé. Il convient de corriger toutes ces positions en tenant compte du déport (longueur de câble filé) du magnétomètre et du cap suivi par le navire au moment de la mesure (déport indiqué sur la figure 4.13b).

Suppression des *spikes*

Les mesures présentent des variations ponctuelles de grande amplitude ne pouvant correspondre à des anomalies magnétiques des fonds marins en raison de leur amplitude et de leur faible largeur, comme illustré sur la figure 4.14. Ces *spikes* sont retirés des

données manuellement afin de ne pas retirer par erreur de la donnée utile lors d'un filtrage automatique.

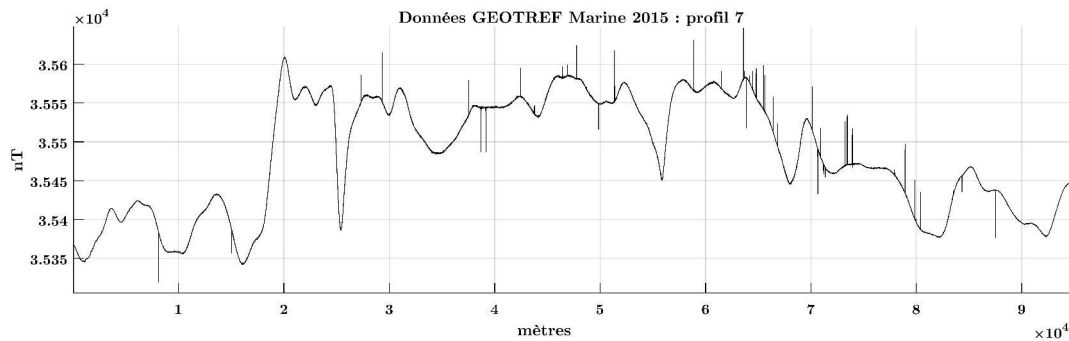


FIGURE 4.14 – Exemple de *spikes* le long d'un profil de l'acquisition GEOTREF Marine.

Correction de la variation temporelle

Afin de corriger la variation temporelle du signal magnétique et en l'absence d'une base magnétique fixe dédiée à la campagne, des mesures d'observatoires magnétiques ont été utilisées. Ceux-ci enregistrent des valeurs de champ total en un point fixe en fonction du temps. Les données d'observatoires magnétiques sont disponibles publiquement sur internet : <http://www.intermagnet.org/imos/imomap-fra.php>.

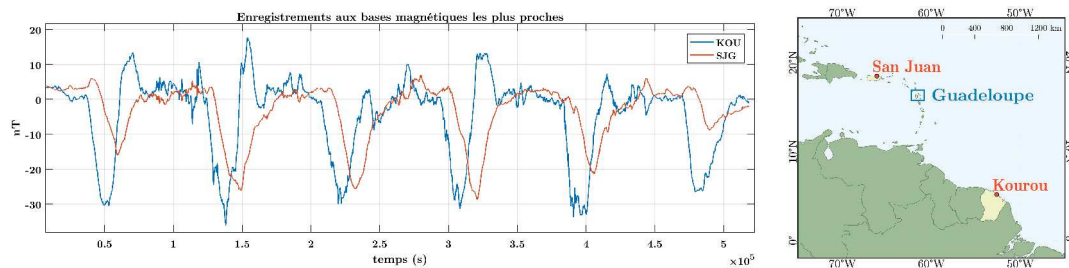


FIGURE 4.15 – Données magnétiques des observatoires de Kourou en Guyane Française (KOU) et de San Juan, Porto Rico (SJG) durant l'acquisition magnétique de GEOTREF Marine 2015. La moyenne des enregistrements a été retirée. La localisation des stations relativement au site d'étude est rappelée à droite.

Les stations concernées sont

- SJG : San Juan, Porto Rico, cadence d'enregistrement 1 Hz,
- KOU : Kourou, Guyane Française, cadence d'enregistrement 1 Hz.

Les enregistrements sont présentés à la figure 4.15 et permettent d'une part de s'assurer de l'absence d'activité magnétique trop importante lors du levé (orages magnétiques) mais également de retirer le signal temporel aux données si cela s'avère nécessaire. La variation totale temporelle présente une amplitude d'environ 50 nT ce qui peut représenter jusqu'à 15% du signal mesuré. Les données de la station SJG ont été utilisées pour corriger les mesures de la campagne GEOTREF Marine 2015 car elle est la plus proche de la zone d'acquisition (figure 4.15).

Correction de l'IGRF

Les données du levé GEOTREF ont été réduites avec le modèle IGRF12, révisé en 2014 (figure 4.16). Pour les données de 2015, ce modèle est prédictif. Cela signifie que les valeurs à appliquer pour la correction sont des valeurs calculées à partir des tendances obtenues sur les années précédentes.

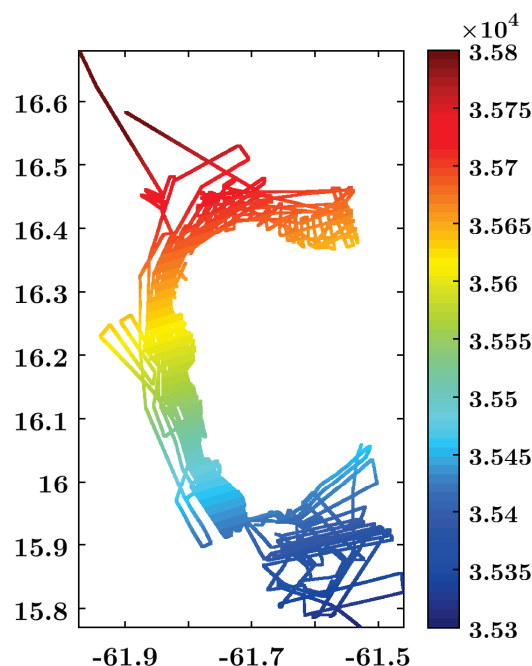


FIGURE 4.16 – Intensité de l'IGRF sur l'étendue de la campagne GEOTREF Marine 2015

Correction aux points de croisement

La campagne comporte 658 points de croisement entre profils et traverses. La procédure de correction aux points de croisement est expliquée en section 4.1.1.2. L'écart-type avant d'avoir effectué cette correction est de 18,5 nT, valeur réduite à 7,6 nT par l'inversion.

La figure 4.17 tente d'illustrer les causes des écarts aux points de croisement. Comme lors du levé GUADEM, les fortes différences aux points de croisement ne sont pas directement corrélables à des erreurs de navigation. On note cependant une nette amélioration des différences aux points de croisement après correction. De plus cette campagne affiche des différences aux points de croisements nettement inférieures à celles de la campagne GUADEM, malgré un système de positionnement plus aléatoire (capteur tracté sous l'eau, ce qui empêche la détermination précise de la position du capteur autant horizontale que verticale).

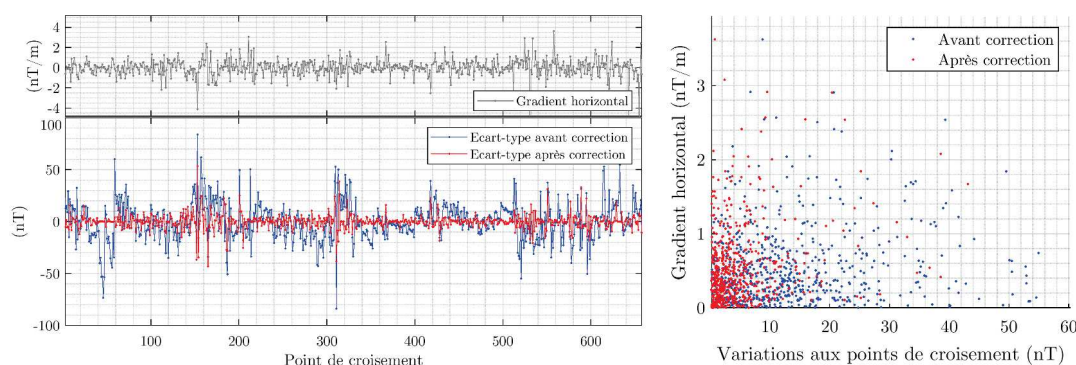


FIGURE 4.17 – Différences aux points de croisement sur le levé GEOTREF2015. La comparaison est faite avec la variation horizontale du champ en ces points (courbe grise) afin de mieux comprendre les causes d'incertitudes. La figure de droite illustre la corrélation entre le gradient horizontal et la variation aux points de croisement.

Calcul de grilles

La distribution des données est hétérogène selon la direction du levé, et le maillage n'est pas régulier. Pour cette raison, le calcul de grille par approximation d'une surface expliquant au mieux les données proposé par [D'Errico \(2010\)](#) est particulièrement adapté et permet d'obtenir une carte de 552×258 mailles avec un pas de 100 m. Le principe de cet algorithme est expliqué en section 4.1.1.2 (p.102). La carte obtenue est présentée par la figure 4.18.

4.2 Acquisitions magnétiques de l'IPGS

En Guadeloupe, le couvert végétal représente un frein pour l'acquisition magnétique au sol, comme pour l'observation, le relevé et l'échantillonnage géologique. Cela explique en partie pourquoi la carte géologique est incomplète par endroits. En magnétisme, cette contrainte peut être contournée par des levés aériens (drone, hélicoptère) et/ou marins : la végétation, l'eau et le sable ne masquent pas le signal magnétique. Des levés aériens et marins haute résolution permettraient de connaître la géométrie de certaines structures faisant l'objet de questionnements de la part des géologues.

4.2.1 Relevés de susceptibilité magnétique sur le terrain

Comme expliqué dans le chapitre 2, la zone centrale de l'île de Terre-de-Haut présente des roches fortement transformées au cours de processus hydrothermaux.

Des mesures de susceptibilité magnétique de différentes formations rocheuses affleurantes de l'île ont été réalisées, mettant en évidence des contrastes. Ces mesures ont été réalisées avec un susceptibilimètre de terrain SM-20 de GF-Instruments (figure 4.19) et

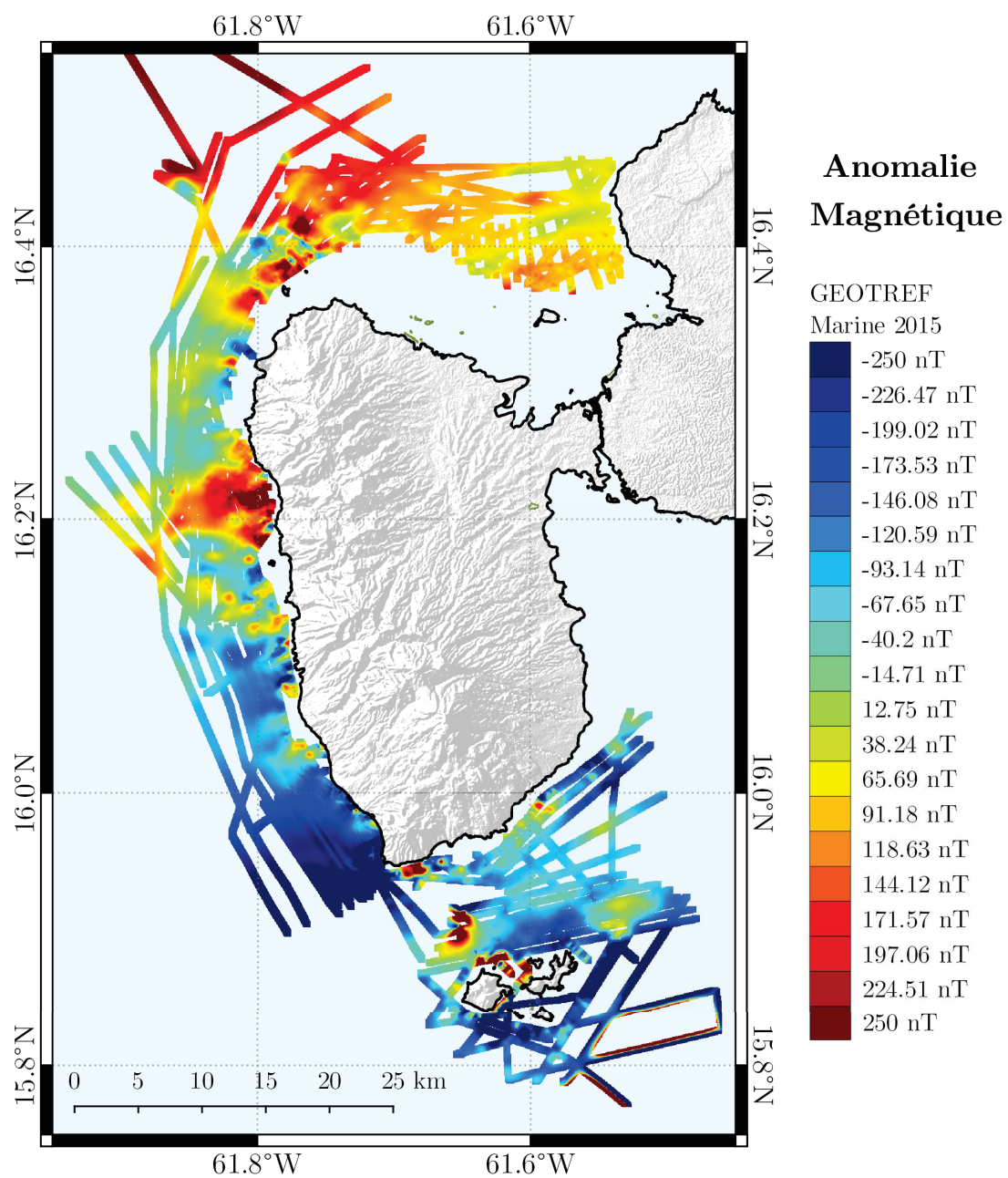


FIGURE 4.18 – Représentation de l'anomalie magnétique totale sur la campagne GEOTREF Marine 2015.

permettent d'obtenir des gammes de valeurs plutôt qu'une valeur précise de susceptibilité pour les différentes lithologies.



FIGURE 4.19 – Susceptibilimètre de terrain SM-20, GF-Instruments (<http://www.gfinstruments.cz/>).

En effet, les résultats au sein d'une même lithologie peuvent varier considérablement, soit en raison des conditions de mesure (surface de contact plus ou moins rugueuse), soit en raison de la minéralogie magnétique (table 4.1).

[10 ⁻³ SI]	Coulées de lave			Coulées de débris		Pyroclas- tites
	Altération	Fraîches	Très altérées	Fraîches	Très altérées	Fraîches
Navelot et al. (2018)	Moyenne	13,92	5,99	9,36	0,94	8,84
	Médiane	11,60	0,09	7,54	0,14	6,60
	Nb éch.	41	7	20	7	14
Relevé IPGS	Moyenne	6,16	0,089	1,89	0,014	-
	Médiane	7,15	0,03	2,35	0,00	-
	Nb éch.	12	44	13	6	-

TABLEAU 4.1 – Table de valeurs de susceptibilité magnétique présentant les résultats présentés par Navelot et al. (2018) et le levé réalisé par l'IPGS.

Nous avons toutefois pu constater que les andésites fraîches ont des susceptibilités magnétiques d'ordre de grandeur très supérieur aux roches hydrothermalisées (tous types confondus) et aux ponces et pyroclastites. De fait, grâce à des études pétrophysiques en laboratoire et sur le terrain, Navelot et al. (2018) montrent que les roches des Saintes et de Basse-Terre ayant subi d'importantes transformations hydrothermales ont une susceptibilité magnétique faible.

D'autre part, des mesures d'aimantation totale ont été réalisées par des collaborateurs du projet GEOTREF (Université de Lorraine) sur des échantillons sains et hydrothermalisés de Guadeloupe. Les résultats de ces mesures sont présentés en annexe B (V. Navelot, communication personnelle). Deux à trois ordres de grandeur séparent les intensités d'aimantation totale (aimantation induite + aimantation rémanente) des roches hydrothermalisées et des roches saines ou faiblement altérées. Les laves saines, échantillonnées

principalement en Basse-Terre, qui présentent une aimantation rémanente naturelle, affichent une intensité d'aimantation totale entre 1 et 3 A/m en moyenne, avec une valeur exceptionnelle à 262 A/m. En moyenne, la susceptibilité des échantillons hydrothermaux de tous faciès affichent une intensité d'aimantation totale autour de 0,03 A/m (plage de 0,0021 à 0,13 A/m).

4.2.2 Données marines

Deux levés marins ont été acquis par l'IPGS grâce à une métrologie innovante afin d'obtenir des données haute résolution en zone côtière. En effet, le lien terre-mer est une des problématiques majeures du projet GEOTREF. La méthodologie d'acquisition est robuste et peut être appliquée dans d'autres contextes.

4.2.2.1 Métrologie

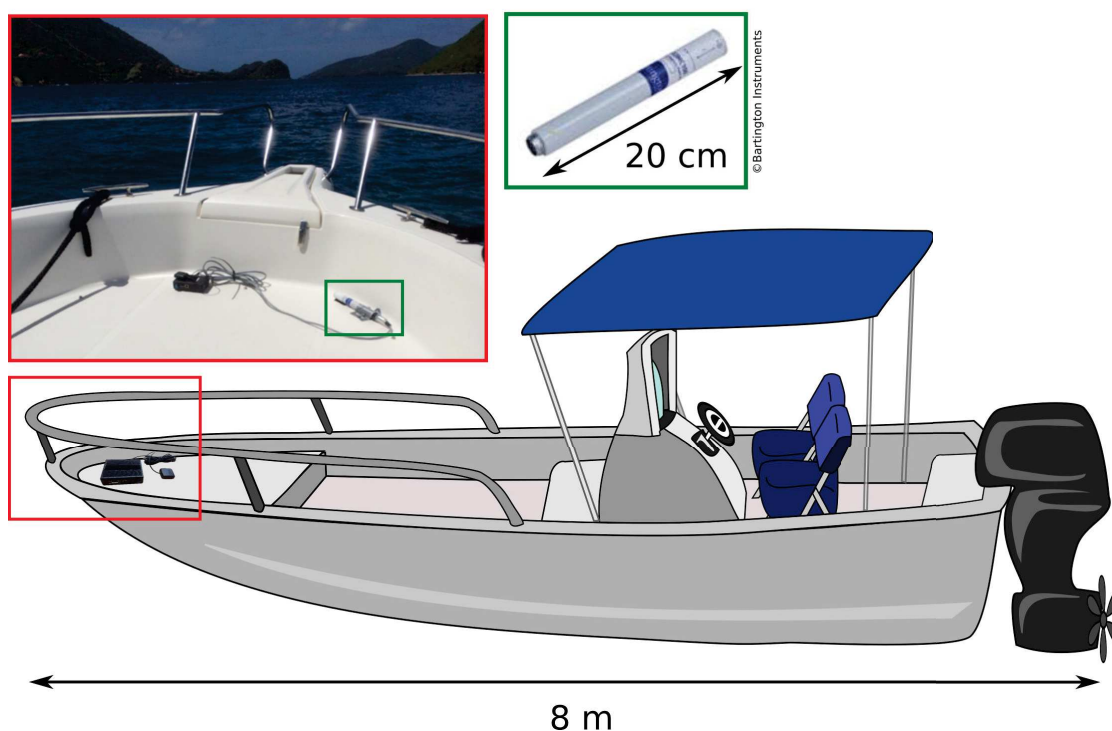


FIGURE 4.20 – Dispositif d'acquisition. Encadré vert : capteur magnétique fluxgate Bartington MAG03-MC. © Bartington Instruments. Encadré rouge : électronique d'acquisition magnétique 15F1 développée par l'IPGS.

L'acquisition marine haute résolution (HR) réalisée par l'IPGS a été menée grâce à un dispositif léger et portable composé d'une électronique développée par l'IPGS (15F1009) équipée d'un GNSS d'une précision de ± 5 m et d'un capteur fluxgate trois composantes Bartington MAG03-MC. Ce système d'acquisition a été placé sur un bateau à moteur

7-9 personnes, sur le point le plus éloigné possible du moteur à l'avant du bateau. De cette manière, les mesures du capteur seront impactées aussi faiblement que possible par le bruit des moteurs du navire (particulier par leurs changements de régime), car ils sont situés à l'arrière (figure 4.20). Ce type de support permet une navigation flexible et l'acquisition peut se faire près des côtes sans remorquage du magnétomètre.

Des mesures de ce type ont été réalisées le long des côtes du PER (côtes de Basse-Terre depuis la ville de Basse-terre au sud jusqu'aux îlets Pigeon dans la baie de Malendure au nord) et sur les côtes des Saintes afin de compléter la connaissance géologique de l'archipel.

4.2.2.2 Compensation-Calibration

La difficulté à surmonter lors des acquisitions magnétiques réalisées à partir d'un tel navire est de compenser son champ magnétique. La procédure et les équations de compensation ont été développées de façon originale par l'IPGS (Munsch et Fleury, 2011).

Les capteurs magnétiques fluxgate sont des capteurs vectoriels qui nécessitent un étalonnage. Pour réaliser cet étalonnage, le capteur doit être orienté dans chacune des directions de l'espace en un même point. Sur de courtes périodes de temps et à cette précision, il est possible de supposer que le champ magnétique en un point fixe est constant. Dans ce cas, les équations de calibration sont celles utilisées en domaine spatial dans le même objectif (Leliak, 1961 ; Olsen et al., 2003 ; Ripka, 2003 ; Gavazzi et al., 2019).

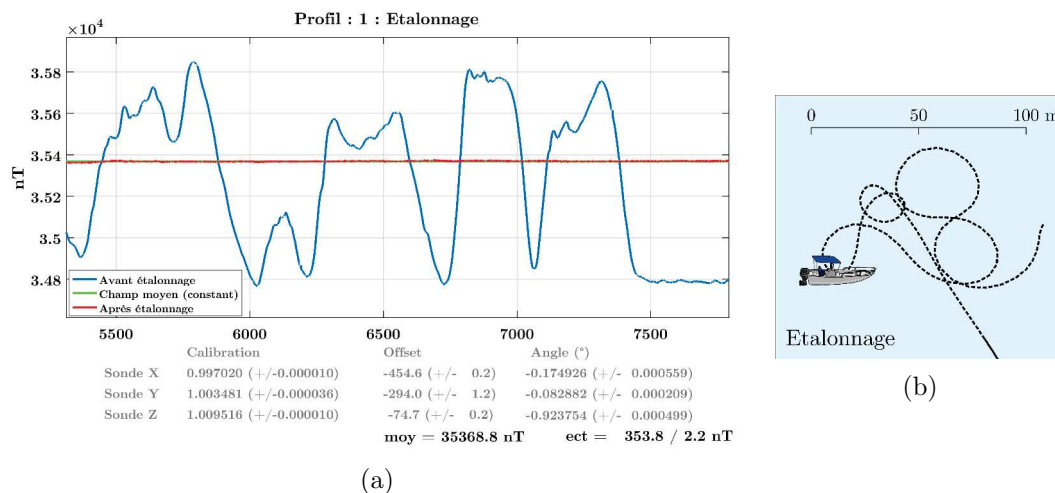


FIGURE 4.21 – a) Illustration de la compensation/calibration du capteur magnétique : premier profil de calibration du levé marin de Basse-Terre. b) Routes suivies par le bateau lors de la calibration (même profil de calibration).

Munsch et Fleury (2011) montrent que les équations et la procédure d'étalonnage des

capteurs fluxgate se trouvent être identiques aux équations et à la procédure permettant la compensation magnétique de tout objet cohérent avec le capteur. La précision obtenue lors de levés de ce type en aéromagnétisme est identique à celle obtenue par des levés classiques à partir de capteurs scalaires (Munsch et al., 2007 ; Bouiflane, 2008 ; Munsch et Fleury, 2011).

Enfin, la maniabilité et le poids des capteurs fluxgate et des électroniques associées permettent une grande variété dans le choix des porteurs et *a fortiori* dans les types de levés magnétiques (Bouiflane, 2008 ; Fleury, 2011 ; Gavazzi et al., 2016, 2017).

Un résultat de compensation obtenu lors du levé le long des côtes de Basse-Terre est présenté à la figure 4.21a, en parallèle avec les routes suivies par le navire pour obtenir ce résultat (figure 4.21b).

Comme le montre la figure 4.21b, le point fixe d'étalonnage n'est pas à proprement parler un point mais une zone de dimensions 100×100 m. Avec ce type de navire, il n'est pas possible de diminuer cette surface. Cela n'a pas posé problème lors du levé de Basse-Terre, comme le montre le bon résultat d'étalonnage de la figure 4.21a et les valeurs moyennes sur tous les étalonnages présentées par le tableau 4.2.

En revanche, lors du levé marin des Saintes, il s'est avéré que le point d'étalonnage a été choisi sur une zone comportant une anomalie magnétique. Le champ magnétique n'étant plus constant dans la zone d'étalonnage, la calibration s'est avérée moins efficace dans un premier temps. La figure 4.22a et le tableau 4.2 montrent qu'en utilisant pour référence un champ constant dans un tel cas, l'écart-type de l'étalonnage obtenu est supérieur à 10 nT, ce qui n'assure pas une bonne qualité de mesures.

	Levé de Basse-Terre	Levé de Terre-de-Haut	
Nombre d'étalonnages	13	16	
Amplitude pic à pic	1064 nT	987 nT	
Écart-type avant calibration	325,8 nT	316 nT	
Champ de référence	Constant	Constant	Variable
Écart-type après calibration	2,4 nT	16,0 nT	4,7 nT

TABLEAU 4.2 – Statistiques sur les étalonnages des deux levés marins haute résolution de l'IPGS. Les amplitudes et les écarts-types présentés sont des moyennes sur tous les étalonnages de chaque levé. Les écart-types mentionnés sont ceux de la variation du champ (non calibré puis calibré) par rapport au champ de référence.

Pour remédier à ce problème, il est possible de considérer un champ variable sur la zone d'étalonnage. Ce champ est obtenu à partir de la grille calculée. Pour l'obtenir, il est nécessaire de calibrer une première fois les données en utilisant un champ constant (la valeur donnée par le modèle IGRF au point médian de la zone) puis de retirer les profils d'étalonnage pour calculer une grille. Il n'est pas indispensable de retirer ces

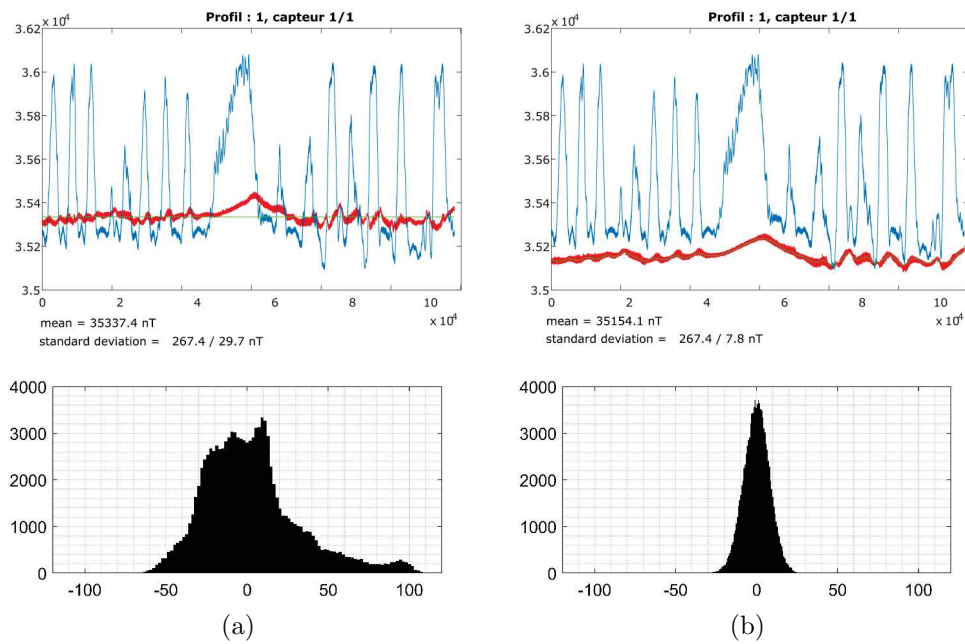


FIGURE 4.22 – Exemple de calibration sur le levé magnétique au large de Terre-de-Haut. a) Calibration réalisée sur un champ magnétique constant. b) Calibration à partir de la carte magnétique. Zone supérieure : les lignes bleues représentent les données avant calibration, les lignes rouges sont les données après calibration et les lignes vertes sont les intensités de référence utilisées pour la calibration. Zone inférieure : histogrammes des différences entre le champ de référence (champ magnétique constant ou extrait de la carte magnétique - ligne verte) et le champ magnétique calibré (ligne rouge).

profils mais cela est conseillé afin que la grille de référence utilisée par l'étalonnage ne soit pas directement obtenue à partir des données à calibrer. Une fois la grille de référence obtenue, elle peut servir pour effectuer un deuxième étalonnage sur champ non constant. La figure 4.22b présente un exemple de ce type d'étalonnage.

Cette technique permet d'améliorer les écarts-types des calibrations même lorsque la zone choisie comme référence d'étalonnage n'est pas à l'aplomb d'une anomalie magnétique significative, mais elle nécessite de disposer de la carte magnétique sur la zone considérée. Le point d'étalonnage choisi sur les côtes de Basse-Terre étant à l'extérieur du levé final, nous n'avons donc pas pu appliquer cette technique sur ce levé.

À titre d'exemple, la figure 4.23 présente les données acquises le long d'un profil aux Saintes avant et après calibration.

Des hautes fréquences de grande amplitude sont observables sur les données non calibrées (figure 4.23). Celles-ci sont créées par les mouvements du navire selon la houle. Cet effet est compensé sans recourir à des filtres en fréquence. Les hautes fréquences observables après compensation sont causées par les variations de régime du moteur et présentent une faible amplitude (< 2 nT) qui les confine au bruit d'acquisition. Certaines basses fréquences du champ magnétique non compensé sont corrélées aux variations du

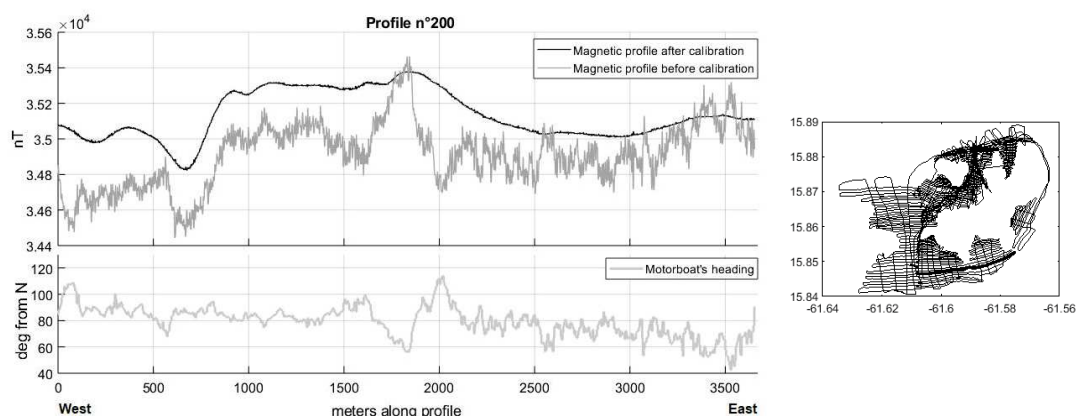


FIGURE 4.23 – Gauche : profil magnétique avant et après calibration (partie supérieure) mis en rapport avec le cap du bateau (partie inférieure). Droite : localisation du profil (trait épais) au sein de la campagne d’acquisition au large de Terre-de-Haut (traits fins).

cap du bateau. Autour de 1500 - 2000 m dans le profil présenté par la figure 4.23, le navire est dévié de son cap, ce qui crée une variation de l’intensité du champ magnétique d’environ 300 nT. Cette variation, qui n’est pas causée par une variation d’aimantation du sol, n’est pas négligeable si on considère des anomalies totales d’une amplitude d’environ 500 nT. Ces effets sont également compensés dans leur ensemble. Enfin, la pente générale des profils calibré et non-calibré sont différentes : l’intensité sur le profil magnétique non-calibré augmente légèrement de l’ouest vers l’est ce qui est causé par un changement progressif de cap et est également corrigé lors de la compensation.

4.2.2.3 Procédure d’acquisition

Une session d’acquisition est réalisée en une demi-journée (4-5 h). La durée d’acquisition est en effet limitée par l’autonomie de la batterie de l’électronique, qui doit être rechargée régulièrement.

L’électronique enregistre les trois composantes du champ magnétique à 25 Hz. Au large de Basse-Terre, la vitesse moyenne du navire est d’environ 23 km/h, nous avons donc 1 mesure tous les 26 cm. En réalité le levé de Basse-Terre comprend une zone à vitesse très lente : dans la zone protégée de Malendure (zone à l’extrême nord du levé), afin d’assurer la protection de l’écosystème particulier de cette baie, la vitesse maximale autorisée est de 5 nœuds soit environ 9,3 km/h. Aux Saintes, les conditions de navigation sont plus complexes car la houle est plus importante, ainsi la vitesse moyenne est d’environ 21 km/h, ce qui correspond à une mesure tous les 23 cm.

Un GNSS est intégré à l’électronique, permettant d’acquérir à 1 Hz le positionnement du dispositif (soit tous les 5 à 6 m selon la vitesse de navigation). La précision théorique de ce GNSS est de ± 5 m.

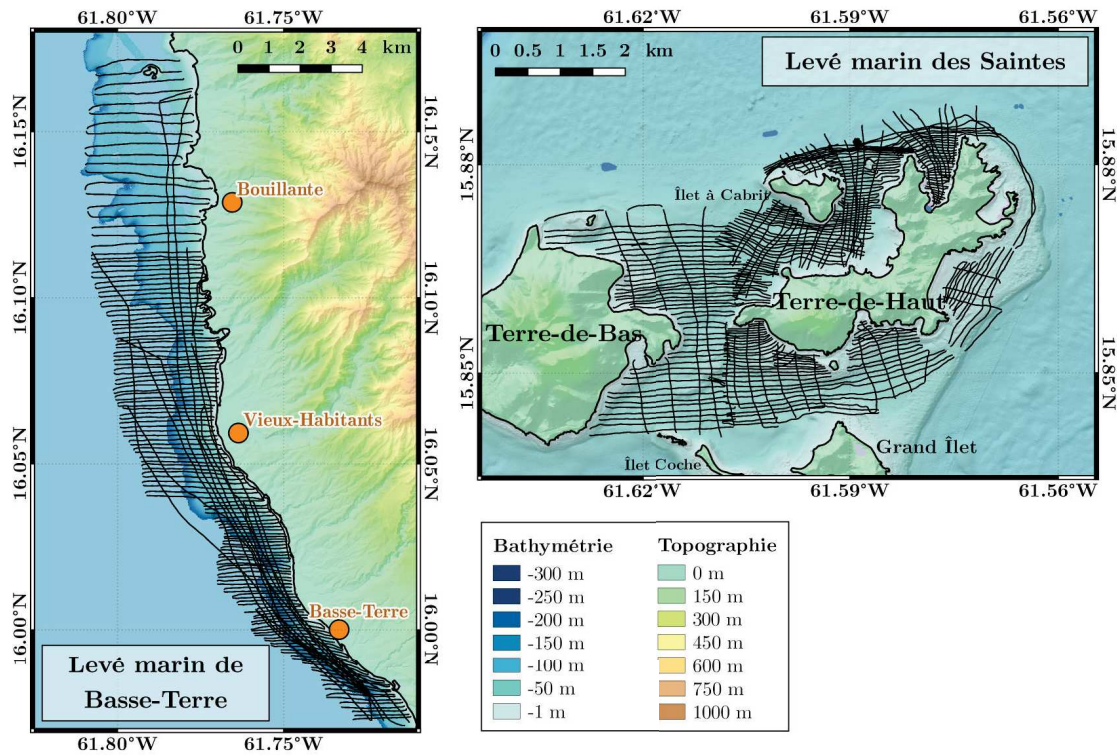


FIGURE 4.24 – Navigation de la mission marine Basse-Terre (28 au 31 mars 2016) et de la mission marine des Saintes (21 au 24 mars 2016).

Chaque demi-journée se déroule selon la procédure suivante.

1. Un étalonnage en un point fixe, choisi au début de la campagne :
 - le bateau effectue des tours sur lui-même le plus rapidement possible pour faire varier au maximum son attitude ;
 - de nouveaux tours sont réalisés en sens inverse.
 Cela crée un motif tel que présenté dans la figure 4.21b.
2. Pour se rendre au premier point de profil, on réalise une première traverse.
3. (a) Aux Saintes, les profils sont espacés de 50 à 100 m avec une direction préférentielle est-ouest. Certains profils sont orientés différemment en raison de la géométrie particulière de l'archipel et des conditions de navigation (houle importante du côté Atlantique au sud-est en particulier).

(b) En Basse-Terre, les profils sont espacés de 100 à 300 m, perpendiculairement à la côte (Est-Ouest). Une zone particulière a été moins couverte (zone protégée de la baie de Malendure), car la vitesse y est limitée pour des raisons environnementales.
4. Le retour au point d'étalonnage permet d'acquérir une seconde traverse. Dans l'idéal, les traverses ne se superposent pas.
5. Un deuxième étalonnage est réalisé avant le retour au port, suivant la même procédure qu'au 1.

La navigation des deux missions marines est présentée figure 4.24.

4.2.2.4 Statistiques d'acquisitions

La production par jour est résumée dans la figure 4.25.

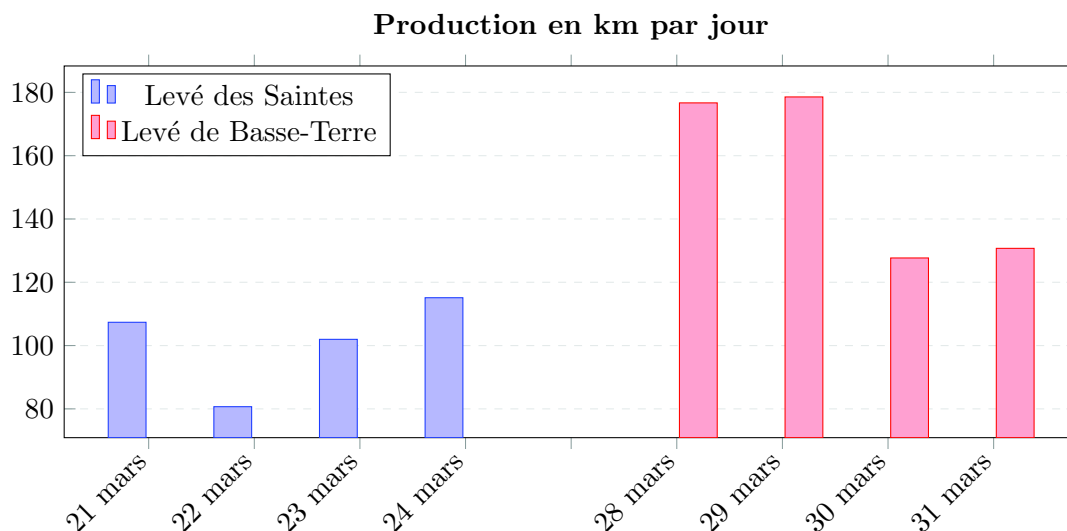


FIGURE 4.25 – Production en kilomètres linéaires par jour lors des levés magnétiques en mer.

Levé au large de Terre-de-Haut (Les Saintes)

Au total 405 km ont été parcourus en 19,8 heures (vitesse moyenne 20,42 km/h). 16 étalonnages ont été réalisés au même point : pour chaque jour, en début de journée, avant et après midi et en fin de journée. 274 profils et traverses ont été réalisés pour une longueur totale de 329 km parcourus sur profils et traverses en 15,46 heures (vitesse moyenne 21,29 km/h). Le tableau présenté en annexe C.1 détaille les statistiques d'acquisition pour cette partie des levés marins et la figure 4.24 présente les routes suivies par le bateau.

Levé au large de l'île de Basse-Terre

Au total 613 km ont été parcourus en 25,76 heures (vitesse moyenne 23,82 km/h). 13 étalonnages ont été réalisés au même point : pour chaque jour, en début de journée, avant et après midi et en fin de journée. 174 profils ont été réalisés pour une longueur totale sur profil et traverse de 584 km parcourus en 23,75 heures (vitesse moyenne 24,60 km/h). Les profils sont espacés de 100 m au sud à 300 m au nord. L'annexe C.2 détaille en un tableau les statistiques d'acquisition pour cette partie des levés marins et la figure 4.24 présente les routes suivies par le bateau.

4.2.2.5 Traitement des données

Une fois les données acquises, la chaîne de traitement est similaire à celle du traitement réalisé pour la campagne GEOTREF marine (section 4.1.2.2). Les données brutes obtenues ne présentent pas de *spikes* à corriger manuellement ou à filtrer et sont fournies au format ascii pour une utilisation immédiate. Enfin, le processus de calibration détaillé plus haut (p.113) peut être considéré comme une partie de la chaîne de traitement.

Correction de la navigation

Le capteur et le GNSS associé à l'électronique sont situés à 50 cm l'un de l'autre, le positionnement des mesures est corrigé de ces 50 cm. La précision du GNSS est de ± 5 m et l'écartement minimal des profils de 50 m, ce qui signifie que l'erreur de localisation peut représenter 10% de l'espacement des profils, en théorie.

Correction de la variation temporelle

La correction de variation temporelle peut être réalisée de la même manière que décrit précédemment, en utilisant les bases magnétiques de Kourou (Guyane française) et/ou de San Juan (Porto Rico). En l'absence d'orages magnétiques, la variation temporelle correspond essentiellement à la variation diurne et elle est linéaire à l'échelle des profils. Ainsi, la correction aux points de croisement pourra entièrement décorrélérer ces variations du signal par la suite (Nabighian et al., 2005 ; Coyle et al., 2014).

Correction de l'IGRF

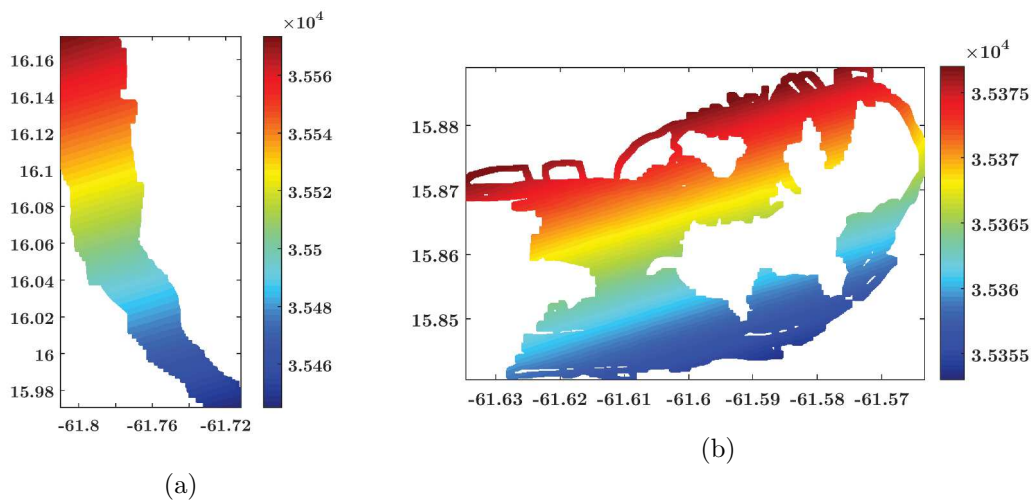


FIGURE 4.26 – Variation du champ régional (IGRF) sur les levés magnétiques en mer haute résolution a) le long des côtes de Basse-Terre et b) le long des côtes de Terre-de-Haut.

La correction de l'IGRF peut être réalisée de la même manière que décrit précédemment, à partir du modèle IGRF12 pour obtenir l'anomalie d'intensité du champ total. À l'échelle de ces levés, l'amplitude totale de l'IGRF est < 30 nT sur chacun des

levés pour des anomalies d'amplitude autour de 500 nT. La figure 4.26 présente la variation de l'IGRF sur les zones d'acquisitions marines.

Correction aux points de croisement

Ce traitement est réalisé afin de s'assurer de la bonne qualité des données (voir section 4.1.1.2), mais aussi pour corriger de la variation temporelle. Les écarts aux points de croisement avant et après cette correction sont présentés par le tableau 4.3.

	Levé de Basse-Terre	Levé de Terre-de-Haut
Nb de points	1090	951
Avant	23,6 nT	15,4 nT
Après	4,0 nT	5,9 nT

TABLEAU 4.3 – Ecart-type aux points de croisement des levés magnétiques en mer haute résolution.

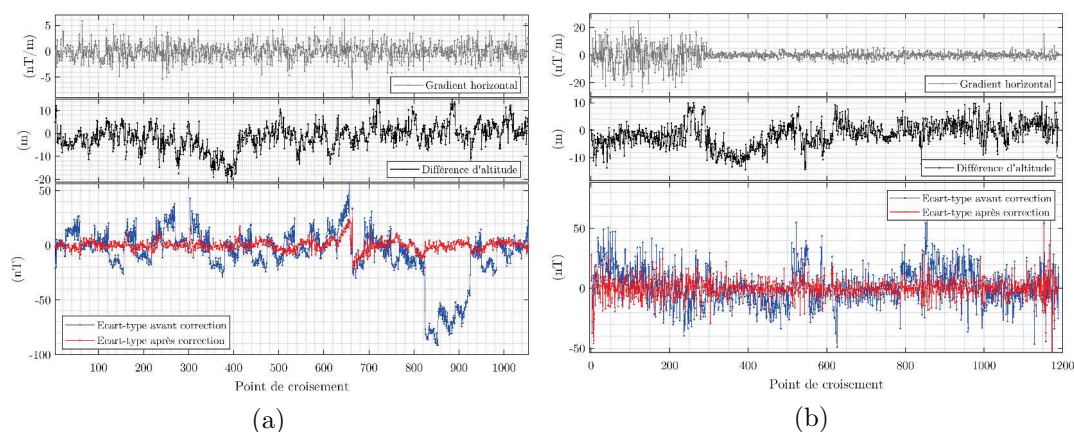


FIGURE 4.27 – Evolution des écarts aux points de croisement avant et après la correction. Comparaison avec les causes possibles d'erreur. a) Pour le levé au large de Basse-Terre. b) Pour le levé au large des Saintes.

Les différences d'altitude observables sur la figure 4.27 alors que le levé est réalisé en mer peuvent être expliquées par des erreurs de localisation verticale du GNSS et en partie par l'amplitude de la houle lors de l'acquisition (la houle ne devrait cependant pas dépasser ± 5 m d'amplitude).

Création de grilles

Le processus de création de grilles est expliqué dans la section 4.1.1.2. Comme expliqué dans cette section, lorsque le dimensionnement du levé est bon, il est possible de calculer une grille de pas plus petit que le demi-espacement entre les profils. Cela est utile en particulier pour les calculs de transformées hautes fréquences, comme les dérivées (Reid, 1980). Cette pratique nécessite de contrôler que la grille respecte bien les données sur tous les profils et traverses. Un exemple de la superposition de la mesure le

long d'un profil et de la grille fine calculée le long de ce profil est présenté pour chaque levé sur la figure 4.28.

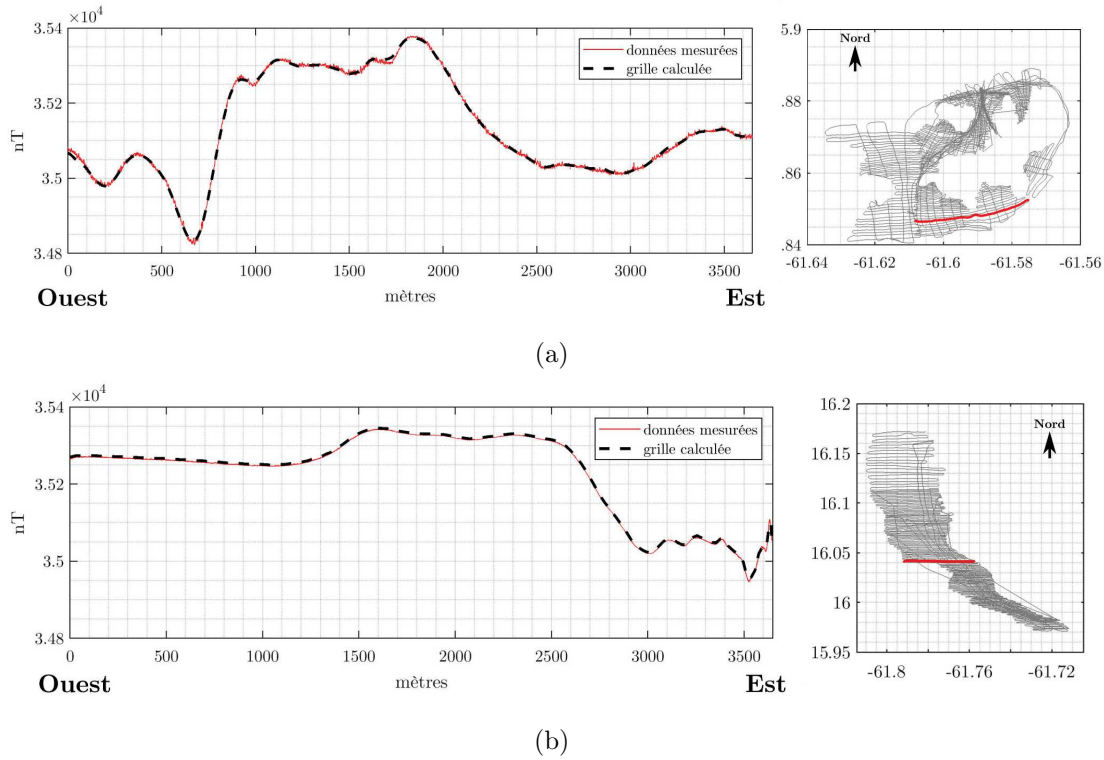


FIGURE 4.28 – Comparaison d'un profil extrait de la grille calculée par l'algorithme *gridfit* et du profil correspondant de l'anomalie magnétique. La localisation du profil en question au sein des routes du bateau est donnée par la figure sur la droite. a) Levé des Saintes. b) Levé de Basse-Terre.

Les cartes obtenues par ce procédé sont présentées figure 4.29. Les grilles ont un pas de 50 m (à peu près la demie distance entre les profils) et comptent 424×211 mailles pour celle de Basse-Terre et 109×154 mailles pour celle de Terre-de-Haut.

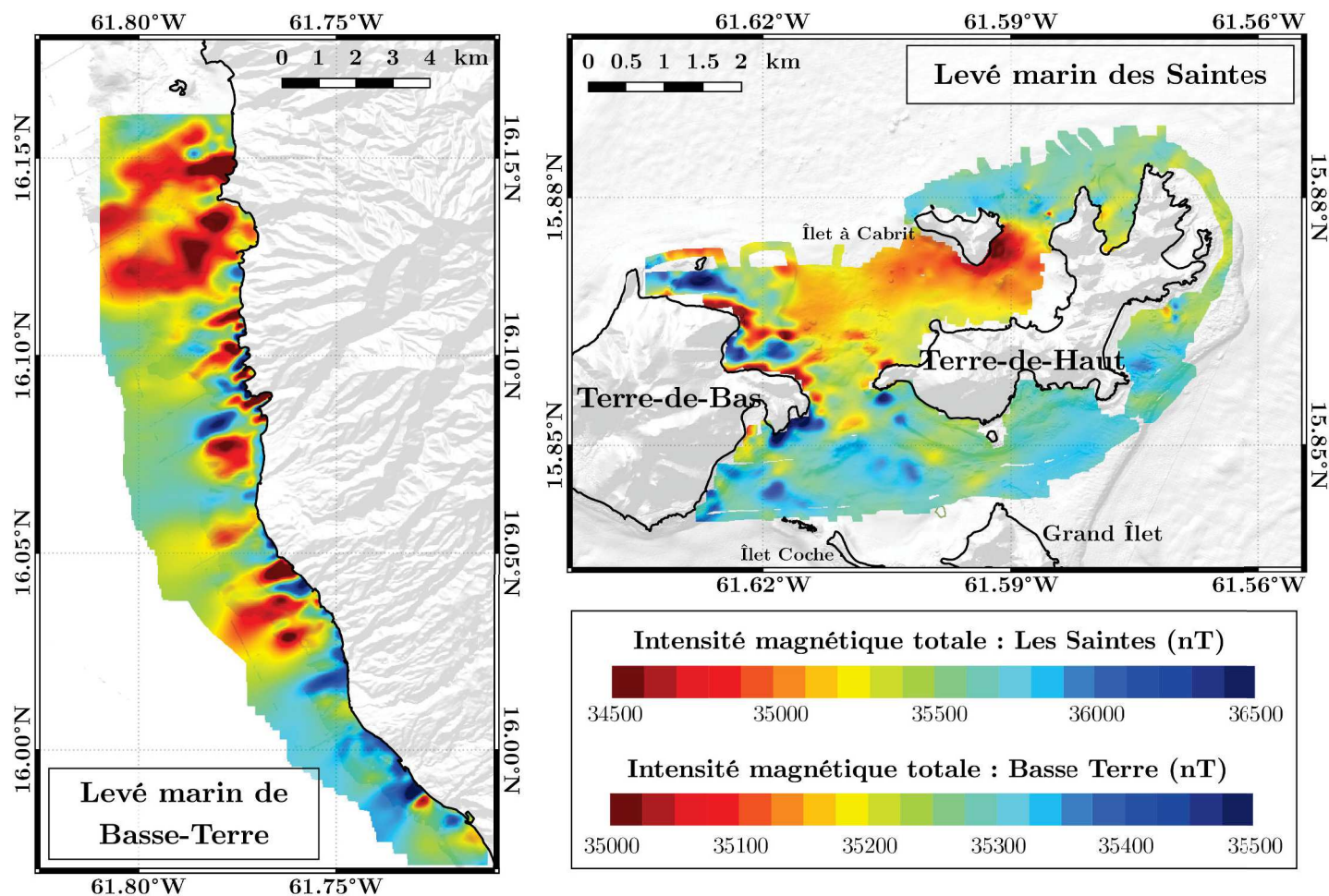


FIGURE 4.29 – Cartes magnétiques de la mission marine Basse-Terre (28 au 31 mars 2016) et de la mission marine des Saintes (21 au 24 mars 2016).

4.2.3 Données drone

Compte tenu de la légèreté et de la maniabilité de l'électronique et du capteur magnétique, un dispositif similaire peut être mis en œuvre sur un drone pour l'acquisition aérienne, au-dessus de la végétation.

4.2.3.1 Métrologie

Le dispositif d'acquisition magnétique utilisé par l'IPGS comprenant l'électronique et le capteur pèse au total environ 400 g (électronique : 220 g, capteur fluxgate : 80 g, antenne GNSS : 50 g auxquels s'ajoutent les câbles de branchement). Le capteur mesure 20 cm de long pour un diamètre de 2,5 cm tandis que l'électronique représente un pavé de $11 \times 7,5 \times 3$ cm. Des évolutions récentes dans la technologie permettent d'alléger l'électronique et les câbles de branchements. Enfin, des solutions ont été par la suite développées pour récupérer les données de navigation du drone, plus précises que le GNSS initialement associé à l'électronique.

Nous avons utilisé un drone de type quadcoptère DJI (Dià-Jiàn Innovations) *Matrice 100* de moins de 4 kg équipé d'un contrôleur de vol. Le contrôleur de vol peut être asservi par un logiciel de programmation de profils de navigation capable de gérer des modèles numériques de terrain (MNT) avec une précision de l'ordre du mètre. La légèreté du dispositif drone + électronique + capteur permet une grande flexibilité de vol, autant d'un aspect pratique (suivi de la topographie) que législatif : plus les appareils sont légers, plus les permis français et internationaux sont souples.

Les vols du drone sont programmés par avance et l'appareil suit automatiquement les routes indiquées une fois que celles-ci sont chargées. Ce n'est qu'au décollage et à l'atterrissage qu'il est contrôlé par le pilote. Le drone utilise une antenne de type GNSS ainsi qu'un capteur de pression barométrique pour son positionnement. La résistance au vent du *Matrice 100* est de l'ordre de 10 m/s ce qui lui permet de voler en vitesse de croisière à environ 12 m/s dans des conditions même extrêmes de vent (43 km/h). Ces conditions n'ont été rencontrées que très brièvement lors des deux missions d'acquisition. Si le drone est de manière générale résistant à la pluie, l'électronique et le capteur embarqués ne permettent pas, pour l'instant, de vol en cas de pluie intense. Cela s'est révélé être un véritable frein lors de missions hors saison sèche.

La société contractée pour le pilotage du drone est spécialisée dans l'intégration et la fabrication de drones sur mesure. Elle a permis d'apporter une solution aérienne fiable permettant l'embarquement de l'électronique 15F1 développée par DIEFI et conçue par l'IPGS et du capteur fluxgate trois composantes Bartington MAG03-MC. L'électronique et son GNSS embarqué sont fixés sous le corps du drone et le capteur est situé au bout



FIGURE 4.30 – Image du drone Matrice 100 équipé de l’électronique IPGS/DIEFI et du capteur fluxgate trois composantes Bartington. A droite, le drone en vol avec la perche magnétométrique déployée

d’une perche de 50 cm pouvant être dépliée par télécommande après décollage sans déstabiliser l’ensemble (figure 4.30). La perche de 50 cm permet d’éloigner suffisamment le capteur des moteurs et de l’électronique du drone pour que le champ magnétique variable de ces sources électromagnétiques perturbent le moins possible les mesures.

4.2.3.2 Procédure de vol

Deux missions d’acquisition drone ont été réalisées en mai 2016 et août 2017, avec des objectifs différents.

La première mission a pour objectif d’acquérir des données magnétiques sur une surface aussi grande que possible dans le PER, à 80 m d’altitude avec un espacement de profils de 80 m. Les zones à couvrir ainsi que les routes sont préparées à l’avance, et des points de décollage sont repérés pour optimiser l’acquisition.

En pratique et pour des raisons de sécurité, les points de décollage doivent permettre de garder le drone à vue en continu et de garder la communication avec électronique. De plus, l’appareil doit rester dans un rayon de 1 km du pilote, même lorsqu’il est en vue. La topographie étant parfois importante, le drone risque parfois d’être invisible à moins d’1 km. Pour cette raison, 49 points de décollage ont été identifiés pour couvrir la totalité de la zone prévue (figure 4.32).

Dans ce contexte la procédure de vol est la suivante à chaque point de décollage.

1. Lancement de l’acquisition et vol d’étalonnage à 80 m d’altitude. La procédure d’étalonnage en drone doit être réalisée par le pilote (et non en mode automatique) :
 - deux tours du drone sur lui-même,
 - quatre accélérations dans chacune des directions (deux par deux) pour faire varier au maximum l’attitude du capteur relié au drone,
 - deux tours du drone sur lui-même.

2. À terre, chargement des points de navigation : profils ou traverses à 80 m d'altitude et avec 80 m d'espacement des profils.
3. Décollage du drone en mode automatique et vol jusqu'à épuisement de ses batteries (pour des questions de sécurité, le drone doit revenir à son point de départ avec un minimum de 40% de ses batteries).
4. Les deux étapes précédentes sont répétées jusqu'à ce que tous les profils et traverses pouvant être effectués depuis le point de décollage aient été couverts.
5. Vol d'étalonnage au même point que le premier et suivant une procédure identique, puis arrêt de l'acquisition.

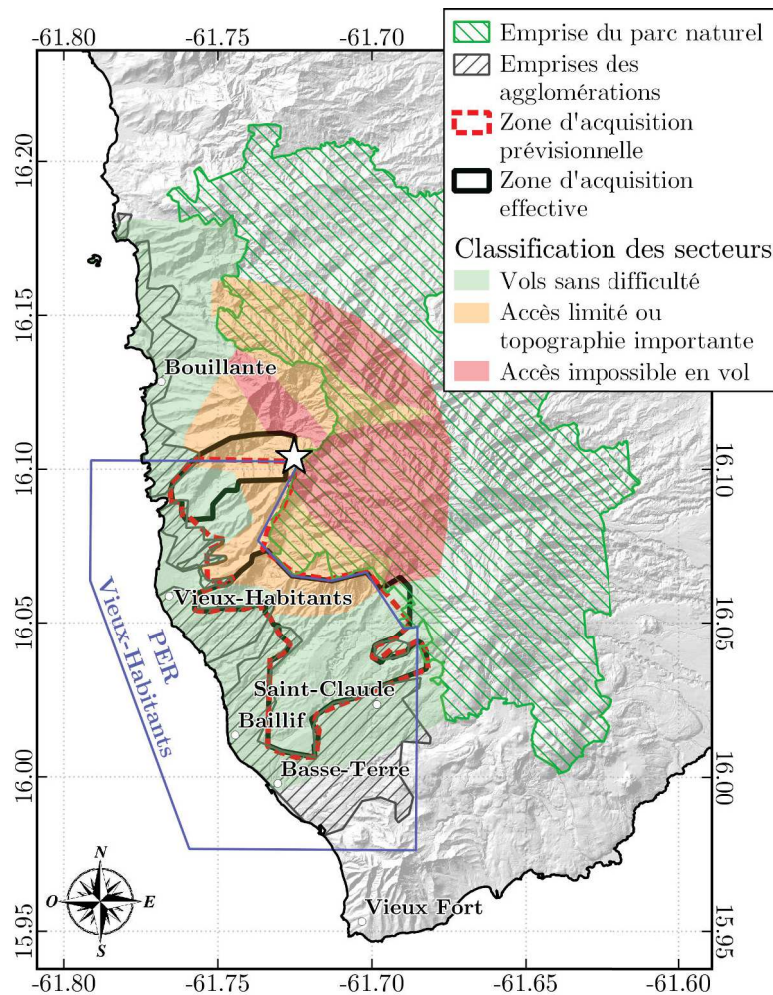


FIGURE 4.31 – Préparation de la première mission drone : objectifs et contraintes. Fond de carte : topographie IGN. L'étoile blanche indique la zone dans laquelle le drone a été perdu (morne Beaupin).

Lors de la préparation de la mission, une zone de 39 km² est prévue pour l'acquisition (figure 4.31). Dans un premier temps des secteurs sont définis dans un large polygone selon les possibilités de navigation en drone. En effet le vol en drone nécessite l'accès à un point de décollage de préférence localisé sur une crête et certaines zones en Basse-Terre sont inaccessibles pour le matériel. De plus, plus la topographie est importante plus

les points de décollage devront être proches les uns des autres. En prenant en compte ces contraintes, les limites ouest du levé prévisionnel correspondent principalement aux limites d'agglomérations, telles que définies par la DGAC. Les limites est correspondent à la limite du parc naturel régional de Basse-Terre. Dans ces deux types de zones, les autorisations de vol sont particulières et des procédures aéronautiques plus strictes sont en vigueur. Les profils sont orientés nord-sud par l'opérateur du drone et des traverses sont prévues afin de recouper l'ensemble des profils acquis.

Les routes suivies lors de la mission drone sont présentées à la figure 4.32 et couvrent une surface de 34 km². L'ensemble de la zone prévue n'a pu être couverte. La priorité a été donnée à des cibles précises, laissant une zone non couverte vers le nord. À l'inverse, certains secteurs hors du PER ont été ajoutés au levé prévu initialement car ces zones présentent un intérêt géologique particulier (figure 4.31).

Le pilotage automatique du drone et son positionnement GNSS de bonne qualité permettent d'obtenir des routes d'acquisition remarquablement rectilignes, comparativement à d'autres méthodes d'acquisition magnétique. Les données de navigation du drone ne peuvent être récupérées à cause d'un blocage du constructeur (*DJI*) ce qui explique la nécessité d'un GNSS propre à l'électronique du magnétisme qui est de moindre qualité.

La mission s'est achevée par la perte du drone dans la végétation au niveau de morne Beaupin (étoile blanche sur la figure 4.31), lors de la dernière journée d'acquisition prévue. L'appareil n'a pas été récupéré à ce jour, malgré plusieurs essais de recherche.

Une seconde mission a pour but d'acquérir de la donnée haute précision sur de petites zones et à différentes altitudes. Les objectifs de cette mission sont multiples (figure 4.33).

- Compléter certaines lacunes de données sur le PER (vols à 80 m) et sur les zones d'intérêt prioritaires.
- Acquérir des preuves terrain permettant de comparer des zones dans lesquelles la géologie est bien connue avec les données acquises pour vérifier la sensibilité de l'anomalie magnétique (vols à 80 m).
- Acquérir des données multi-échelle pour mieux comprendre la complexité du signal magnétique et profiter des multiples possibilités offertes par l'acquisition drone (vols à altitudes variables). Ces zones ont été déterminées pour leur intérêt géologique ou en raison de la complexité du signal magnétique.

Des points de décollage ont également été repérés à l'avance mais l'objectif de cette mission n'est pas la productivité en surface. La procédure de vol est similaire, bien que la hauteur de vol et la hauteur des étalonnages soient variables en fonction des zones et des altitudes à prospector. Cette mission a eu lieu du 29 juillet au 7 août 2017 et a présenté

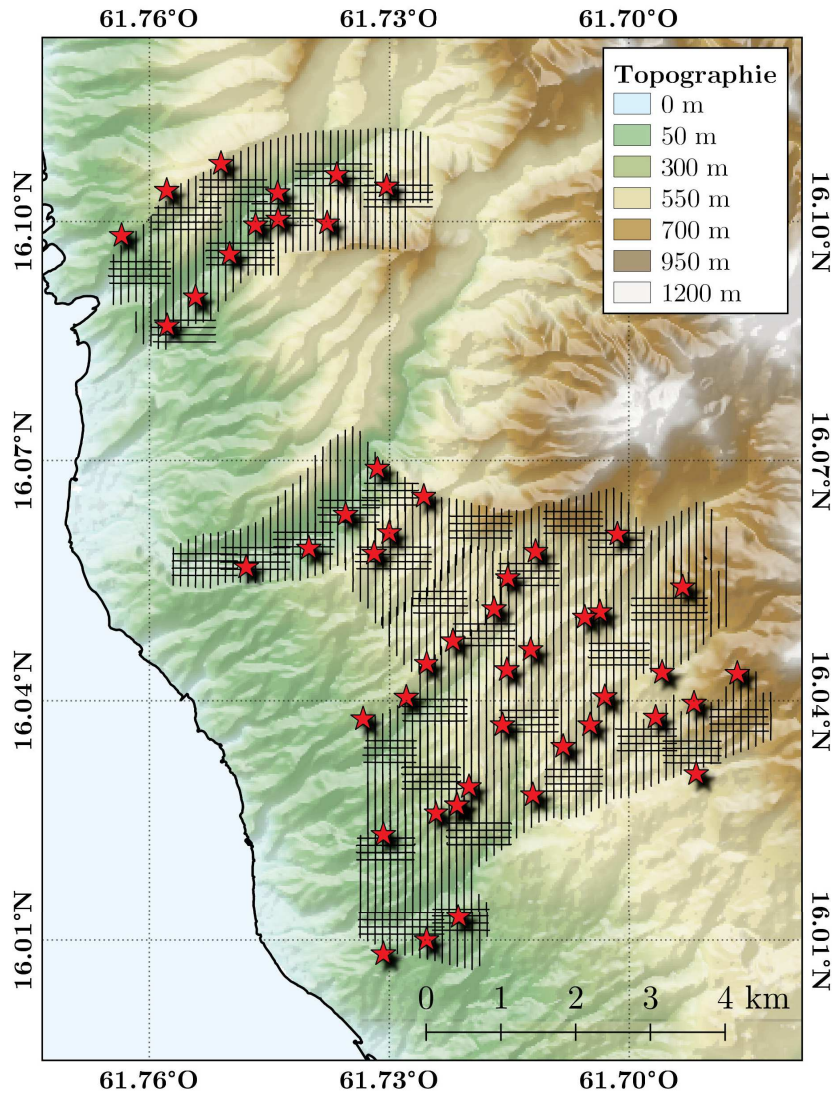


FIGURE 4.32 – Navigation du drone lors de la mission drone de mai 2016 (lignes noires). Les étoiles représentent les 49 points de décollage du drone ayant permis cette couverture.

de nombreuses difficultés pour les vols à basse altitude en raison de la faible précision du MNT disponible (précision à 30 m) par rapport aux altitudes de vol¹. D'autre part, les conditions météorologiques à cette période étaient peu favorables au vol en drone avec des vents forts et de nombreuses précipitations. Les appareils ayant subi de nombreux dommages, une grande partie des objectifs de la mission n'ont pu être remplis. Seules les zones d'Anse Machette (figure 4.33) et d'Anse à la Barque ont été couvertes par le levé magnétique. Comme prévu, la zone d'Anse Machette a fait l'objet de vols multi-échelle à 6 m, 10 m, 17 m, 30 m et 80 m. À Anse à la Barque, les vols ont été réalisés à 30 m et 80 m.

1. Des MNT plus précis existent, dont le jeu de données LITTO3D, précis à 1 m dans les zones littorales. D'autre part, le jeu de données de l'IGN, précis à 5 m a été récupéré par la suite. Ceux-ci n'ont pu être implémentés au contrôleur de vol du drone lors de cette campagne pour des raisons de software.

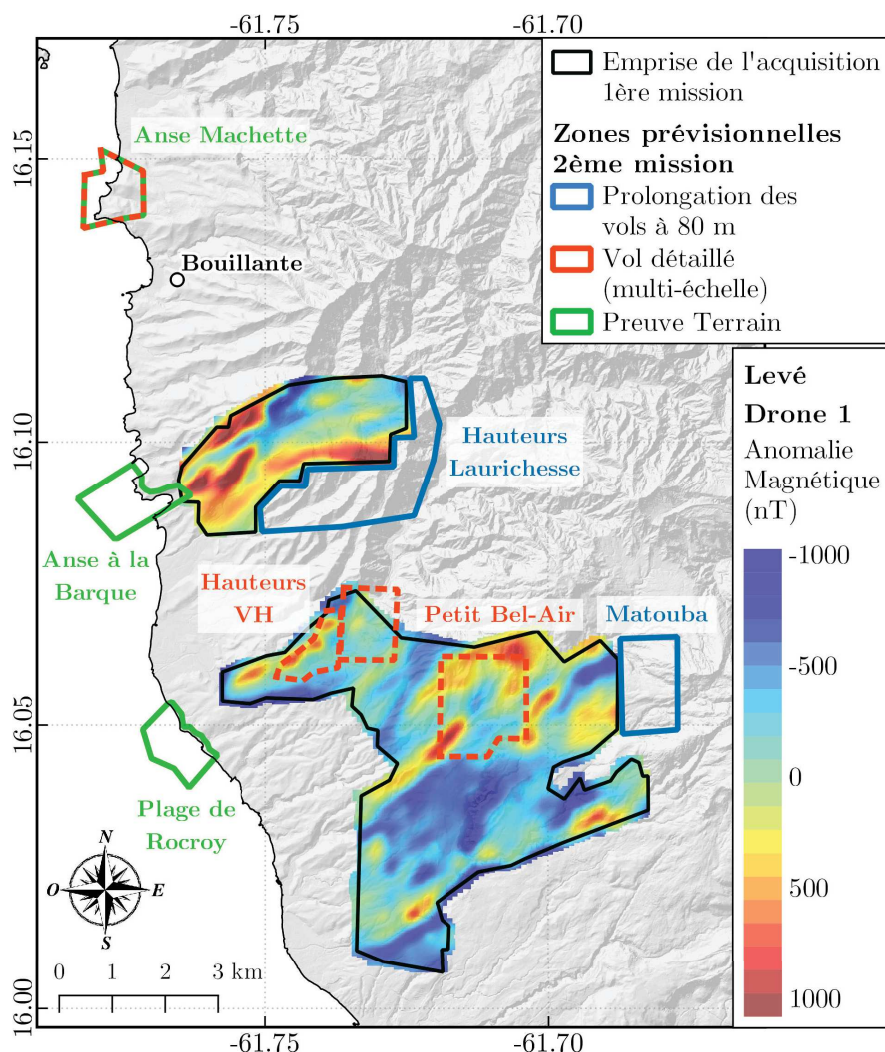


FIGURE 4.33 – Zones prévisionnelles d’acquisition pour la seconde mission drone et objectif à atteindre pour chacune de ces zones. Fond de carte : topographie IGN (grisé) et carte d’anomalie magnétique de la première mission drone.

Le traitement explicité par la suite concerne en priorité la première mission drone, néanmoins une chaîne de traitement similaire est appliquée dans les zones très réduites acquises au cours de la seconde mission drone.

4.2.3.3 Statistiques d’acquisitions

En 13 jours de terrain, 479 km linéaires ont été acquis, répartis en 358 km de profil (400 profils), 116 km de traverses (136 traverses) et 102 étalonnages. La moyenne de production est de 37 km par jour avec un temps moyen sur zone de 4h15 et une durée moyenne sur profil, traverse ou étalonnage de 1h41. La production de cette mission est résumée sur la figure 4.34. On remarque de fortes disparités dans la production journalière. Ces disparités sont causées en grande partie par les conditions météorologiques

plus ou moins favorables (pluie, vents importants en altitude). D'autre part, ce type de mission sur terrain inégal nécessite de consacrer du temps au repérage de terrain, en particulier pour le repérage des points de décollage. Les périodes d'inactivité forcées causées par les aléas météorologiques ont permis de faire ce repérage pour optimiser les périodes d'acquisition.

Un tableau résumant les statistiques d'acquisition par jour est présenté en annexe C.3. La vitesse moyenne observée sur profils et traverses est de 29,2 km/h, différente de la vitesse moyenne totale (24,9 km/h). En effet, la vitesse moyenne constatée est impactée par les vitesses sur étalonnages, beaucoup plus faibles.

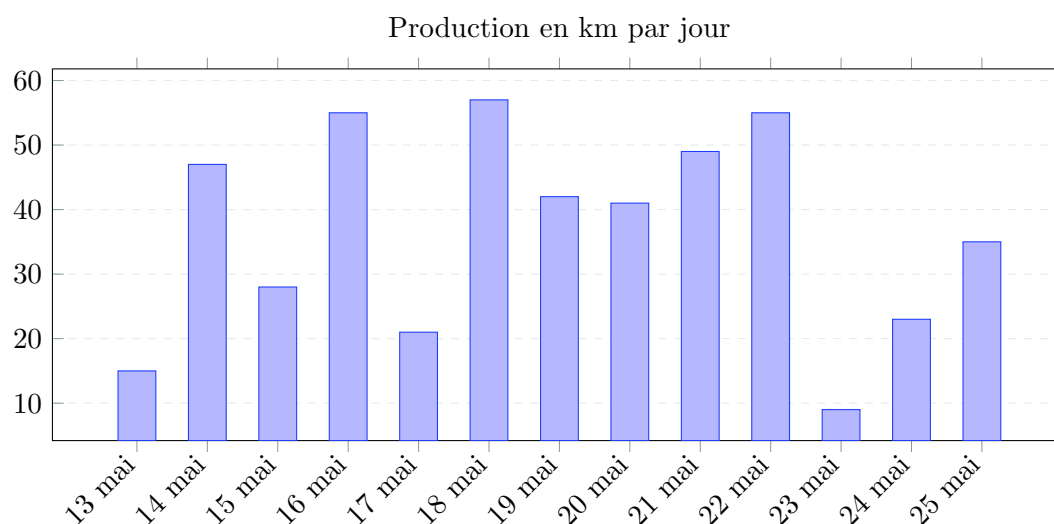


FIGURE 4.34 – Production en km linéaire par jour lors de la première mission drone.

4.2.3.4 Calibration et contrôle de la qualité des données

Le dispositif repose sur le même principe que le dispositif d'acquisition magnétique marine fluxgate présenté précédemment. Ainsi, le fonctionnement de la calibration détaillé à la section 4.2.2.2 (p.113) pour la marine est similaire au processus de calibration du drone.

Un exemple d'étalonnage est présenté sur la figure 4.35. Un total de 102 étalonnages ont été acquis. L'amplitude pic à pic du signal enregistré est en moyenne de 169,5 nT : ces variations sont surtout dues à l'effet magnétique du drone porteur. Avant calibration, ces profils ont donc un écart-type de 35,55 nT, réduit à 4,98 nT en moyenne après calibration.

Les étalonnages sont réalisés aux points de décollage, or ceux-ci ne sont pas toujours inclus dans les zones de vol correspondants. Pour cette raison nous n'avons pu calibrer grâce au champ magnétique des grilles. Nous avons utilisé un champ magnétique constant

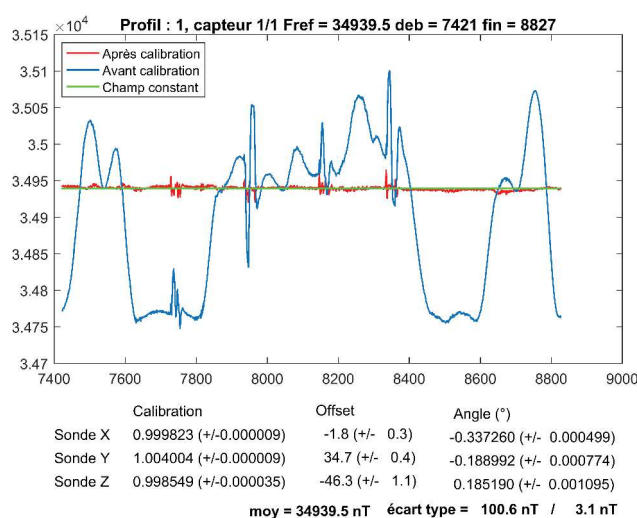


FIGURE 4.35 – Exemple de calibration-compensation sur champ constant réalisé en vol lors du levé drone. La ligne bleue représente les données avant calibration, la ligne rouge correspond aux données après calibration et la ligne verte correspond à l'intensité de référence utilisée pour la calibration.

pour les étalonnages du drone. Le champ constant choisi comme référence est la valeur moyenne obtenue pour chaque étalonnage, qui diffère parfois de la valeur donnée par l'IGRF en ce point car il s'agit d'un modèle de grande longueur d'onde.

4.2.3.5 Traitement des données

Une fois les données acquises, la chaîne de traitement est similaire à celle du traitement réalisé pour la campagne marine, dans la mesure où le dispositif d'acquisition est le même que celui utilisé précédemment (section 4.2.2.5). La calibration, partie importante de la chaîne de traitement, a été détaillée dans une section spécifique (section 4.2.3.4, p.129).

Correction de la navigation

Le capteur et le GNSS associé à l'électronique sont à la même position horizontale. La précision du GNSS est de ± 5 m et l'écartement des profils de 80 m, ce qui signifie que l'erreur de localisation n'excède jamais 7% de l'espacement des profils.

Les profils étant séparés en plusieurs sous-profils pour des raisons pratiques (le drone doit rester à vue du pilote et dans un rayon de 1 km de celui-ci pour que la transmission fonctionne) et pour des raisons réglementaires, les sous-profils sont rassemblés pour recréer une grille homogène. Les sous-profils adjacents se superposent sur quelques dizaines de mètres pour assurer la jonction.

Correction de la variation temporelle

La correction de variation temporelle peut être réalisée de la même manière que décrite précédemment, en utilisant les bases magnétiques de Kourou (Guyane française) et/ou de San Juan (Porto Rico). Comme lors des acquisitions marines, le signal temporel des bases magnétiques n'est utilisé que pour confirmer l'absence d'orages magnétiques. L'effet de la variation diurne est ensuite décorrélé du signal grâce aux corrections aux points de croisement.

Correction de l'IGRF

La correction de l'IGRF peut être réalisée de la même manière que décrite précédemment, à partir du modèle IGRF12 à l'altitude du levé (80 m) pour obtenir l'anomalie d'intensité du champ total. À l'échelle du levé, l'IGRF varie d'une amplitude 60 nT (figure 4.36).

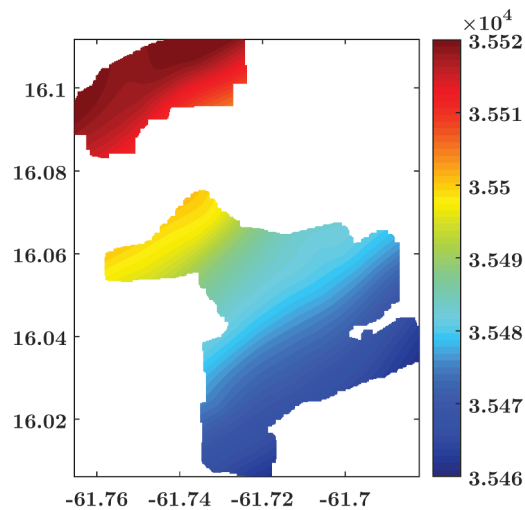


FIGURE 4.36 – Variation du champ régional (IGRF) sur l'étendue du levé aéromagnétique par drone de l'IPGS.

Correction aux points de croisement

Ce traitement est réalisé afin de s'assurer de la bonne qualité des données, comme détaillé en section 4.1.1.2 (p.99). Un total de 1569 points de croisement sont utilisés pour ce levé. L'écart-type du signal magnétique en ces points a été réduit de 23,6 nT à 6,2 nT.

Cet écart-type avant correction est important car la moyenne de chaque session d'acquisition, contenant au maximum une dizaine de profils, affiche une moyenne différente à chaque point de décollage. En effet, le champ moyen utilisé comme référence diffère pour chaque étalonnage (voir section 4.2.3.4). D'autre part, la correction aux points de croisement inclue également dans ce cas la correction temporelle.

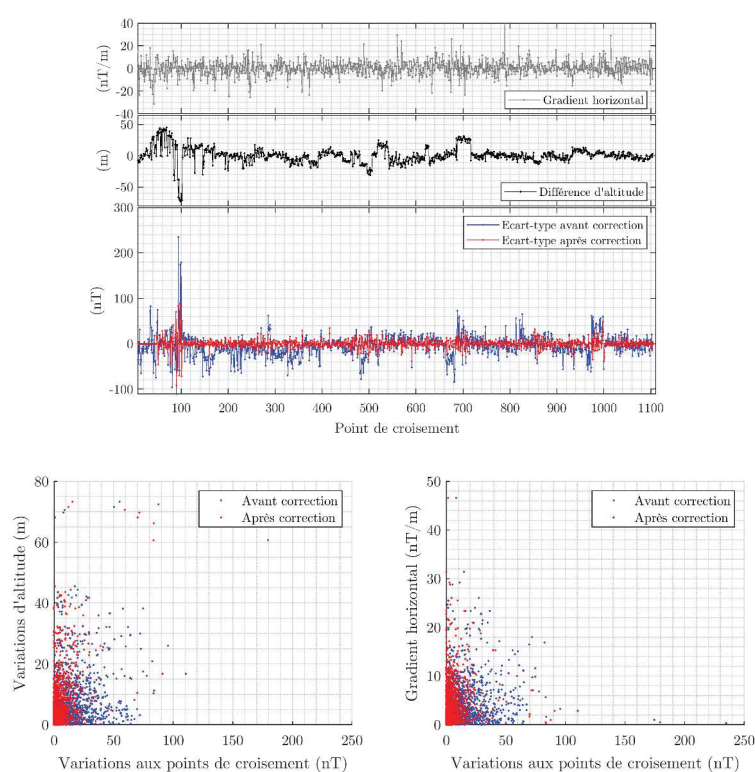


FIGURE 4.37 – Différences aux points de croisement sur le levé drone en Basse-Terre. La comparaison est faite avec la variation horizontale du champ et les différences d'altitude en ces points afin de mieux comprendre les causes d'incertitude. Les deux figures du bas illustrent la corrélation entre ces grandeurs et la variation aux points de croisement.

Création de grilles

Comme pour les autres campagnes de données magnétiques, la distribution des données est hétérogène en fonction de la direction d'acquisition : la densité de données est plus importante dans la direction des profils que dans les autres directions. D'autre part, du bruit haute fréquence d'amplitude non-négligeable peut apparaître en raison de la proximité du numériseur (électronique) et des moteurs du drone. L'algorithme proposé plus haut (D'Errico, 2010) permet de calculer des grilles magnétiques sans que le bruit n'ait d'incidence sur la qualité de celles-ci, comme l'illustre la figure 4.38. Le maillage de la carte obtenue, présentée figure 4.39, est de 40 m (demie distance entre les profils) pour un nombre total de mailles de 294×223 .

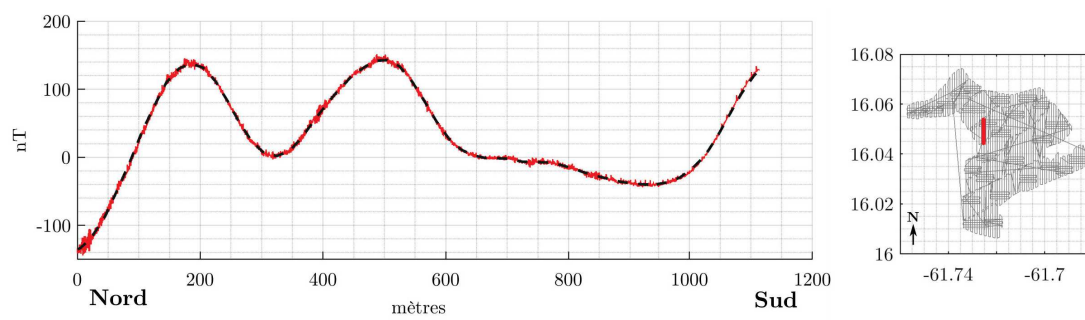


FIGURE 4.38 – Comparaison d'un profil extrait de la grille calculée par l'algorithme *gridfit* et du profil correspondant de l'anomalie magnétique. La localisation du profil en question au sein des routes du drone est donnée par la figure sur la droite.

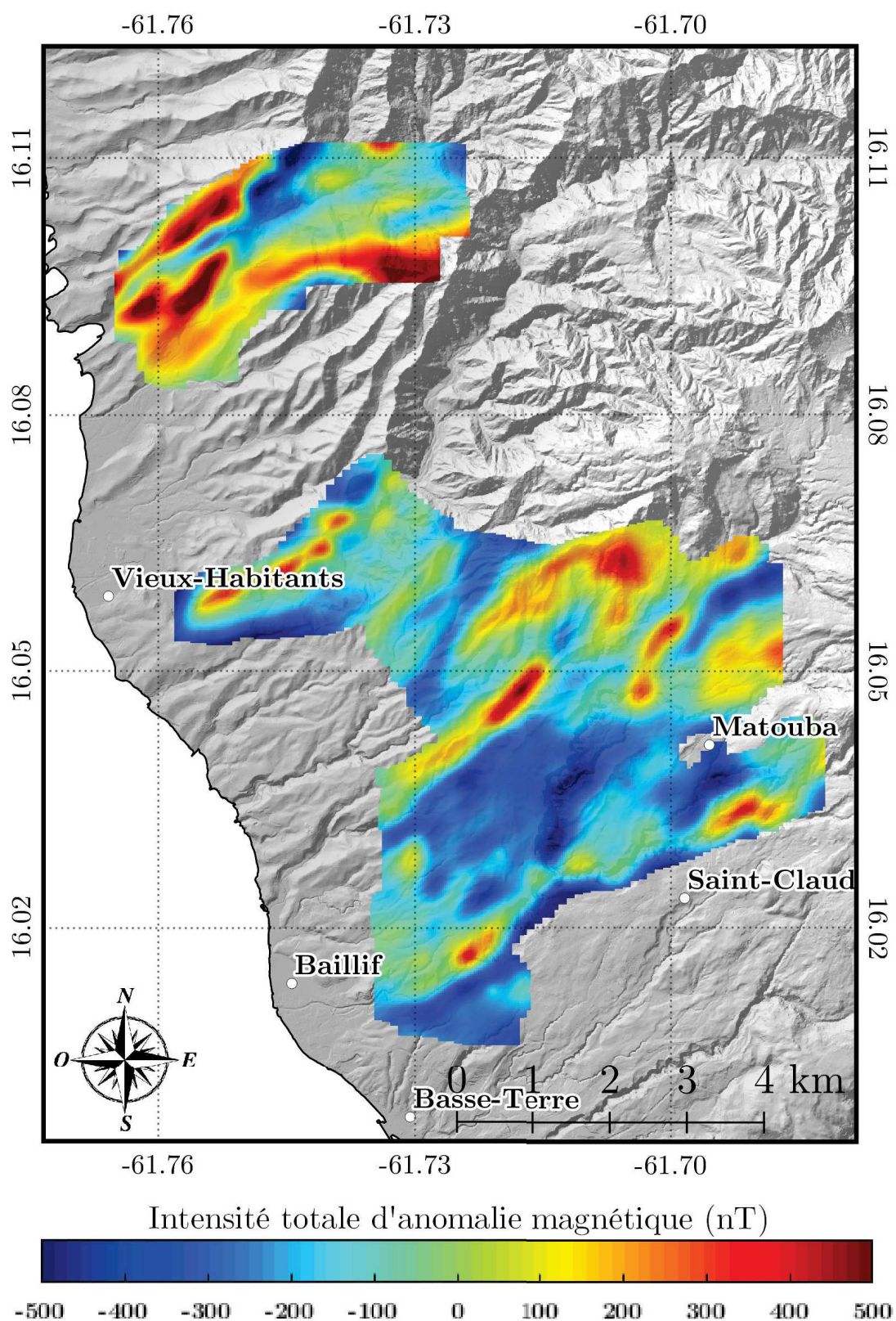


FIGURE 4.39 – Carte de l'anomalie d'intensité magnétique obtenue par drone sur le périmètre du PER.

4.3 Synthèse et compilation des données magnétiques

Une synthèse des caractéristiques de tous les jeux de données exploités au cours de cette thèse et décrits dans ce chapitre est présentée par le tableau 4.4. Le processus de traitement des données suit une logique similaire pour chacun des levés. Ainsi, nous résumons ce processus par le diagramme de la figure 4.40.

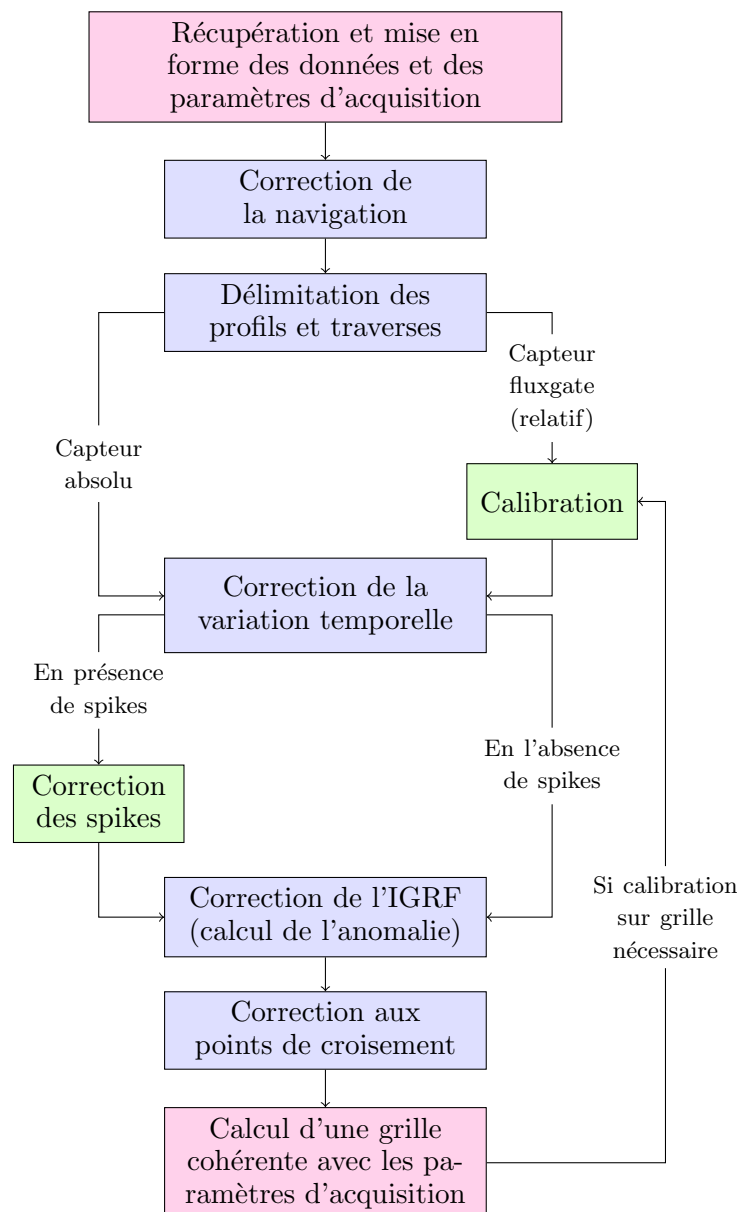


FIGURE 4.40 – Diagramme décrivant le processus de traitement des données magnétiques.

Nom du levé	Zone	Responsables de l'acquisition	Date	Type de levé	Type de porteur	Distance parcourue	Surface	Vitesse moyenne	Espace-ment profils	Altitude	ECT final
<i>GUADEM</i>	Archipel Guadeloupéen	Projet GUADEM (pilote par le BRGM ; via SkyTEM)	2013	Aérien	Hélicoptère	5394 km	1650 km ²	71,9 km/h	De 100 à 400 m	Drapant - 50 m	23,8 nT
<i>Geotref Marine</i>	Côtes de l'île de Basse-Terre	Projet GEOTREF (UA & GdG)	2015	Marin	Navire océanographique AnteaII	2330 km	967 km ²	10,2 km/h	Profils non parallèles	Non drapant - 20 m	7,6 nT
<i>Basse-Terre HR</i>	Côtes du PER	Projet GEOTREF (IPGS)	2016	Marin	Bateau à moteur	584 km	73,5 km ²	24,6 km/h	100 m (zone à 300 m)	Non drapant - 0 m	4,0 nT
<i>Les Saintes HR</i>	Côtes de Terre-de-Haut	Projet GEOTREF (IPGS)	2016	Marin	Bateau à moteur	329 km	18,5 km ²	21,3 km/h	50 à 100 m	Non drapant - 0 m	5,8 nT
<i>Drone 1</i>	PER	Projet GEOTREF (IPGS)	2017	Aérien	Drone	474 km	34 km ²	29,2 km/h	80 m	Drapant - 80 m	6,2 nT
<i>Drone 2</i>	Zones ciblées du PER (Anse Machette)	Projet GEOTREF (IPGS)	2017	Aérien (expérimental)	Drone	-	-	Variable	5 à 80 m	Drapant - 6 à 80 m	Variable

TABLEAU 4.4 – Synthèse des caractéristiques des levés exploités au cours de ce travail. ECT = Écart-type. La distance parcourue indique les kilomètres linéaires parcourus sur profils et traverses uniquement. Les acronymes UA, GdG et IPGS signifie Université des Antilles, Géothermie de Guadeloupe et Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

4.3.1 Comparaison des étalonnages en fonction des porteurs

Une attention particulière est portée aux levés réalisés au cours de la thèse et aux processus de traitement qui leur sont appliqués. Plus spécifiquement, la bonne qualité des mesures est tributaire des résultats de la calibration. De fait, les grilles présentant les plus grandes erreurs aux points de croisement correspondent en général aux grilles ayant les plus grands écart-types d'étalonnage, et ce indépendamment des erreurs de navigation qui contrôlent majoritairement l'écart-type résiduel aux points de croisement dans nos levés.

Le dispositif d'acquisition composé de l'électronique, du capteur et du GNSS peut être monté sur différents porteurs comme cela a été expérimenté au cours de cette thèse. En fonction du porteur, la calibration sera plus ou moins difficile : cela peut dépendre de la maniabilité du porteur ou encore du contexte d'acquisition (marin, aérien, terrestre). Une comparaison des différentes solutions est proposée sur le tableau 4.5. Le levé Drone 2 n'est pas présenté dans ce tableau car c'est un levé expérimental comprenant diverses zones ayant des paramètres et propriétés différents.

Nom du levé	E	P	T	Paramètres de calibration			ECT final
				Amplit.	ECT Av	ECT Ap	
<i>Basse-Terre HR</i>	13	162	12	1064 nT	325,8 nT	2,4 nT	4,0 nT
<i>Les Saintes HR</i>	16	218	56	987 nT	316,2 nT	4,7 nT	5,8 nT
<i>Drone 1</i>	102	400	136	170 nT	35,5 nT	5,0 nT	6,2 nT

TABLEAU 4.5 – Caractéristiques et étalonnages des acquisitions magnétiques. Les lettres E, P, T indiquent respectivement le nombre total d'étalonnages, de profils et de traverses acquis au cours des différents levés. ECT signifie Écart-type. L'écart-type final est un rappel de l'écart-type aux points de croisement (figure 4.4). ECT Av = moyenne des écart-types avant calibration, ECT Ap = moyenne des écart-types après calibration, Amplit. = moyenne des amplitudes de champ magnétique mesuré lors des calibrations.

Il est à noter que seuls les dispositifs utilisés en Guadeloupe sont présentés sur le tableau 4.5 tandis que d'autres dispositifs (d'autres porteurs) ont été testés, dans d'autres contextes (Gavazzi et al., 2019). En effet, l'amplitude totale des profils d'étalonnage, mais également l'écart-type après étalonnage sont fortement dépendants du milieu d'acquisition. Par exemple, l'amplitude acquise lors des étalonnages est considérablement plus faible pour la campagne en drone que pour les campagnes marines (tableau 4.5) : en effet le drone vole à 80 m de la topographie tandis que le bateau réalise ses étalonnage dans des zones où le fond marin est situé à moins de 50 m sous le niveau moyen de l'eau. Plus les mesures sont acquises près des sources magnétiques plus les variations d'amplitude sont grandes, comme l'illustrent les cas synthétiques présentés au chapitre précédent. Pour cette raison, il pourrait être judicieux d'exprimer les écart-types d'étalonnage comme un pourcentage des anomalies détectées sur les zones prospectées.

De manière générale, en Guadeloupe, l'environnement est fortement aimanté ce qui rend les processus de calibration moins précis. La figure 4.41 présente des exemples d'écart-types avant et après étalonnages dans des contextes différents (Gavazzi et al., 2019).

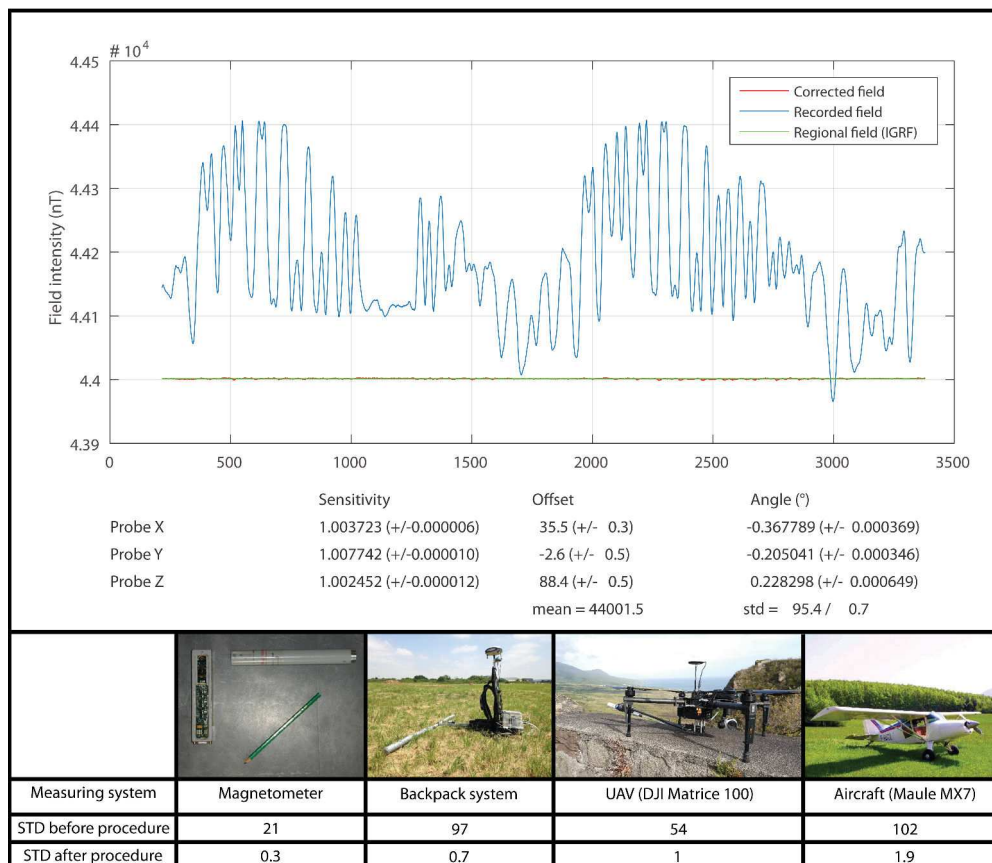


FIGURE 4.41 – En haut : intensité du champ magnétique mesuré par un capteur vectoriel fluxgate (Bartington MAG03) au cours du processus de calibration/compensation avec un montage de sac à dos. La donnée brute est en bleu, la donnée étalonnée est en rouge et le champ de référence (IGRF) est en vert. Les paramètres de correction (sensibilité, offset et angles) pour chaque sonde du capteur sont indiqués sous les courbes. En bas : le tableau donne les écart-types avant et après la procédure d'étalonnage pour les différents porteurs illustrés par les photographies (Gavazzi et al., 2019).

4.3.2 Compilation de grilles

Une fois toutes les données traitées, il est possible de compiler plusieurs jeux de données afin de compléter ou préciser les différentes grilles. Les jeux de données les plus haute résolution sont intégrés aux compilations de cartes moins haute résolution et étudiés séparément pour tirer le maximum de parti de leur précision.

Afin de compiler des cartes acquises à différentes altitudes, il est nécessaire de prolonger vers le haut les données acquises le plus près du sol pour que toutes les cartes devant être assemblées aient la même hauteur moyenne (hauteur calculée depuis la to-

pographie). De manière similaire, un seul pas de grille est sélectionné, en cohérence avec la hauteur finale de la grille. Pour des raisons évidentes, il n'est pas possible de faire l'opération inverse consistant à augmenter la précision des levés acquis aux plus hautes altitudes. Nous n'avons pas traité des variations qui peuvent apparaître lors de la compilation de levés drapants (au dessus de la topographie) et non-drapants (en mer) au cours de ce travail.

Finalement, les différentes grilles utilisées pour l'interprétation sont présentées par le tableau 4.6.

Nom de la grille	Jeux de données	Limites lat/lon	(Lig,Col)	Pas	Hauteur
<i>Basse-Terre1</i>	- GUADEM - Drone 1	-61,81° : -61,46° 15,83° : 16,44°	1683, 951	40 m	80 m
<i>Basse-Terre2</i>	- GUADEM - Drone 1 - GEOTREF Marine - Basse-Terre HR	-61,94° : -61,56° 15,90° : 16,39°	1378, 1027	40 m	80 m
<i>Drone1</i>	- Drone 1	-61,77° : -61,68° 16,01° : 16,11°	294, 223	40 m	80 m
<i>Les Saintes</i>	- Les Saintes HR	-61,63° : -61,56° 15,84° : 16,89°	109, 154	50 m	0 m

TABLEAU 4.6 – Caractéristiques des grilles utilisées pour l'interprétation magnétique. Les limites en latitude (lat) et longitude (lon) sont les coordonnées minimales et maximales des grilles. Les dimensions d'une grille sont indiquées en nombre de nœuds par ligne (Lig) et par colonne (Col). Le pas indique la distance en mètres entre les nœuds de la grille, leur répartition étant homogène dans les deux directions du plan de cartographie. Enfin, la hauteur indique l'altitude moyenne en mètres (depuis la topographie) à laquelle la grille est calculée.

Chapitre 5

Interprétation des cartes magnétiques

Sommaire

5.1	Interprétation des cartes magnétiques	142
5.1.1	Dépendance à la topographie	143
5.1.2	Preuve terrain : le cas d'Anse Machette	145
5.1.3	Étude des cartes magnétiques transformées en Basse-Terre	149
5.1.4	Étude linéamentaire détaillée	156
5.1.4.1	Pointé automatique	156
5.1.4.2	Interprétation des pointés	156
5.1.5	Étude détaillée : la zone de Matouba	162
5.1.5.1	Qualité des données	162
5.1.5.2	Interprétation lithologique du pointé	164
5.1.5.3	Interprétation structurale du pointé	165
5.1.5.4	Conclusions dans la zone de Matouba	169
5.2	Terre-de-Haut, Les Saintes	170
5.2.1	Enjeux	170
5.2.2	(Article) Magnetic mapping in Terre-de-Haut	170
5.2.2.1	Abstract	170
5.2.2.2	Introduction	171
5.2.2.3	Regional setting and geothermal system	172
5.2.2.4	High-resolution marine magnetic survey	176
5.2.2.5	Magnetic effect of bathymetry	181
5.2.2.6	Filed transforms for magnetic interpretation	182
5.2.2.7	Spectral inversion of magnetization	184
5.2.2.8	Interpretations of the magnetic data	188
5.2.2.9	Conclusions	192
5.2.2.10	Acknowledgements	194
5.2.3	Réduction au pôle et signal analytique	195

Dans ce chapitre, nous nous attachons à l'interprétation des différentes données acquises. Dans un premier temps, un certain nombre d'informations peuvent être tirées des transformées et méthodes explicitées au chapitre 3 lorsqu'elles sont appliquées aux jeux et compilations de données magnétiques acquis au cours de cette thèse. Par la suite, une méthode originale d'inversion spectrale de la norme de l'aimantation est proposée et appliquée à la zone spécifique des Saintes. Cette section sera en partie présentée sous la forme d'un article.

5.1 Interprétation des cartes magnétiques

Les méthodes potentielles souffrent d'une indétermination bien connue : de multiples répartitions d'aimantations peuvent expliquer un même jeu de données. Cela complique l'interprétation de telles données car des contraintes doivent être apportées pour isoler différents effets. A supposer que le traitement est correctement réalisé, les anomalies magnétiques mesurées en géologie peuvent correspondre à plusieurs effets.

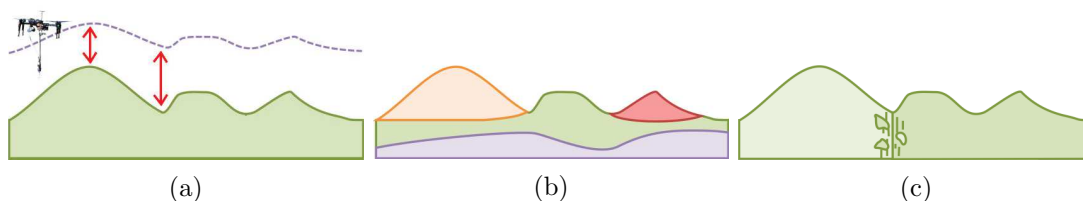


FIGURE 5.1 – Représentations schématiques des différentes sources d'anomalies magnétiques à considérer en géologie. a) Effet de topographie. b) Effets lithologiques. c) Effet structural.

- **Un effet topographique** (figure 5.1a). De fait, même lorsque le levé est drapant, des effets dus à l'altitude de mesure par rapport à la topographie peuvent apparaître, comme ont pu l'illustrer les cas synthétiques de la figure 3.20 au chapitre 3. Ces effets sont d'autant plus importants lorsque les levés sont non-drapants. Les effets de topographie ne correspondant pas à des caractéristiques magnétiques du sous-sol, il est important de les décorréler ou au moins de les estimer afin de ne pas les interpréter comme des variations ou des contrastes d'aimantation.
- **Un effet lithologique** (figure 5.1b). Une anomalie magnétique apparaît lorsque deux unités lithologiques d'aimantations différentes sont en contact horizontal (les lithologies sont en contact dans les directions horizontales). Le contact entre des couches lithologiques empilées (les couches sont en contact dans la direction verticale donc on parle de contact vertical) ne peut être estimé facilement en magnétisme, comme a pu l'illustrer brièvement la modélisation de l'anomalie magnétique correspondant à un sill, qui correspond à une couche géologique homogène horizontale (figure 3.18f, au chapitre 3). Des variations verticales d'ai-

mantation peuvent toutefois être estimées si les différentes couches horizontales sont incisées, auquel cas leurs limites supérieures et/ou inférieures ne sont pas parfaitement horizontales.

- **Un effet structural** (figure 5.1c). La présence de failles et fractures engendre le décalage des unités géologiques ce qui peut entraîner l'apparition de contrastes d'aimantation, comme expliqué précédemment. Des modélisations de contact à pendage sont proposées au chapitre 3 (voir figure 3.17), illustrant l'anomalie magnétique créée par une telle géométrie et son comportement lors des transformations de cartes. D'autre part, le processus de fracturation peut entraîner une transformation du matériel au niveau de la rupture (cœur de faille et zone endommagée), modifiant ainsi leurs paramètres physiques, y compris leur aimantation. Enfin, la circulation de fluides dans ces conduits privilégiés explique que ces objets géologiques sont à l'origine de signaux magnétiques bien particuliers.

Les anomalies dues à des effets anthropiques ne sont pas incluses dans cette liste car les longueurs d'onde de telles anomalies ne correspondent pas à celles mesurées en géologie dans ce contexte. De plus, aux altitudes considérées, leur effet est négligeable.

En pratique, il est difficile voir impossible en de tels contextes de différencier les effets dus à l'un ou l'autre de ces facteurs. De plus, tous sont fortement liés les uns aux autres : les différentes lithologies s'insèrent ou se déposent dans une topographie liée aux dépôts antérieurs et aux failles et fractures puis sont elles-mêmes à l'origine d'une topographie particulière, comme peut l'illustrer la figure 5.2.

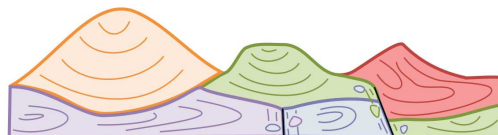


FIGURE 5.2 – Représentation schématique des différentes sources d'anomalies magnétiques à considérer en géologie (d'après la figure 5.1) et de leur intercorrélations.

5.1.1 Dépendance à la topographie

Dans chacune des grilles proposées, au premier ordre, beaucoup d'anomalies magnétiques majeures paraissent corrélées à la topographie. En effet, des anomalies de grande amplitude (jusqu'à 800 nT) sont observables au niveau des principales ravines de Basse Terre, malgré les vols drapants réalisés au cours des campagnes d'acquisition. Il est important d'estimer l'effet que pourraient avoir les variations topographiques sur les mesures magnétiques afin de ne pas interpréter celles-ci comme des objets géologiques (structural ou lithologique).

L'effet de la topographie a été estimé grâce à un modèle de terrain obtenu à partir du SRTM, d'une maille d'environ 30 m. L'utilisation d'un MNT ayant une maille plus fine n'est pas nécessaire si on considère la maille des levés magnétiques (50 m en moyenne).

Nous modélisons une couche drapante d'aimantation et d'épaisseur constante sous la topographie et nous calculons l'effet que cette couche produit sur le plan de mesure. Ce plan de mesure est localisé à altitudes variables, données par les altitudes de vol du drone. Une aimantation (constante) est choisie par essai-erreur afin que la carte calculée ait une amplitude similaire à la carte de données. Cela permet par ailleurs de s'affranchir des problèmes de représentativité volumique des dipôles dans l'espace (notion abordée lors du dimensionnement des modèles synthétiques à la section 3.3.4, p.69).

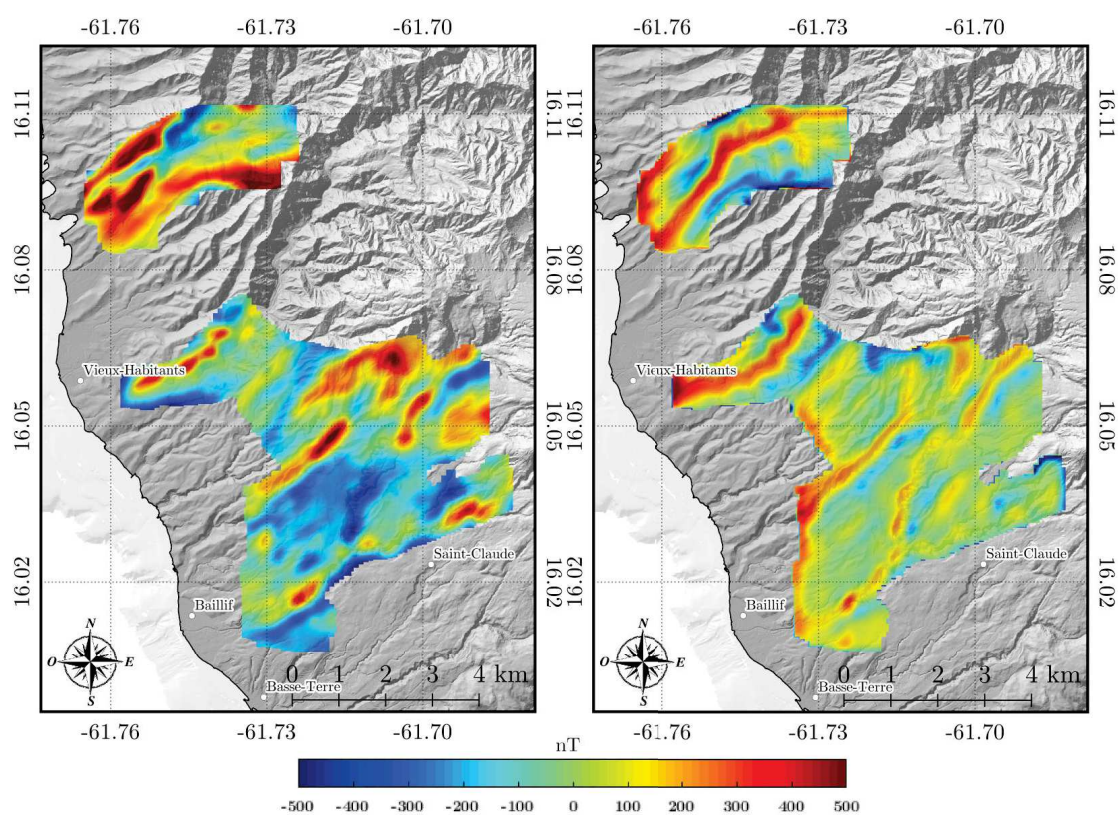


FIGURE 5.3 – Carte de l'intensité d'anomalie magnétique mesurée lors de la campagne *Drone1* (à gauche) et effet calculé pour une couche d'aimantation constante sur la topographie sur l'emprise de cette campagne (à droite). Arrière-plan : topographie IGN ombrée.

En raison de la présence de lithologies variables dans la zone considérée, le modèle de couche d'aimantation constante explique mal les données. Nous visualisons l'effet maximum que pourrait produire la topographie sur les données obtenues avec un modèle à simple couche. La direction d'aimantation est choisie pour être celle donnée par les études paléomagnétiques, c'est-à-dire $I = 30^\circ$ et $D = 0^\circ$ (Carlut et al., 2000). La figure 5.3 montre les résultats obtenus sur la zone du PER à partir de la grille *Drone1*.

Dans ce cas extrême, un effet topographique est observable et partiellement corrélé

à l'anomalie magnétique mesurée, tout au moins dans ses géométries. Néanmoins la totalité du signal ne peut être expliqué de telle manière. De plus, la corrélation entre l'anomalie magnétique et la topographie est potentiellement causée par la superposition d'effets géologiques et morphologiques (comme le résume la figure 5.2 au paragraphe précédent).

Dans la mesure où le modèle utilisé est erroné, nous n'utilisons pas les cartes de résidus corrigés de la topographie pour aller plus loin dans l'interprétation, mais toujours les cartes d'intensité totale de l'anomalie magnétique. Cette modélisation nous permet néanmoins de conclure que les anomalies pouvant être observées et interprétées en magnétisme sont majoritairement dues à des variations lithologiques et structurales et non à des effets topographiques.

5.1.2 Preuve terrain : le cas d'Anse Machette

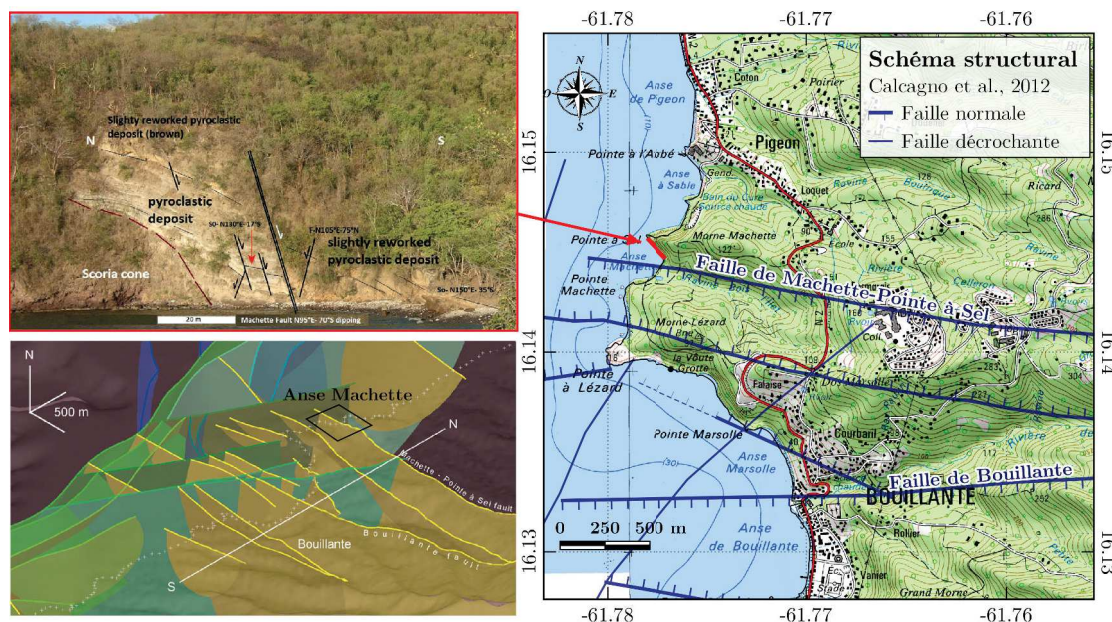


FIGURE 5.4 – A gauche : affleurement de la faille de Machette-Pointe à Sel et interprétation de [Calcagno et al. \(2012\)](#), modèle de faille 3D dans la zone de Bouillante ([Calcagno et al., \(2012\)](#)). A droite : carte IGN de la zone d'Anse Machette et localisation de l'affleurement par un trait rouge. Schéma structural de [Calcagno et al. \(2012\)](#).

Au cours de la campagne drone de l'été 2017, des levés à des hauteurs différentes (80, 30, 17, 10 et 6 m) ont été réalisés sur la plage d'Anse Machette dont la géologie est précisément connue (figure 5.4). Une telle procédure a été appliquée afin que cette zone bien connue serve de preuve terrain à l'interprétation magnétique.

Dès 80 m d'altitude (figure 5.5a), nous voyons apparaître au nord et au sud de la cible des structures linéaires de grande amplitude pouvant être interprétées comme des contacts lithologiques mais également comme des marqueurs de failles (voire les deux).

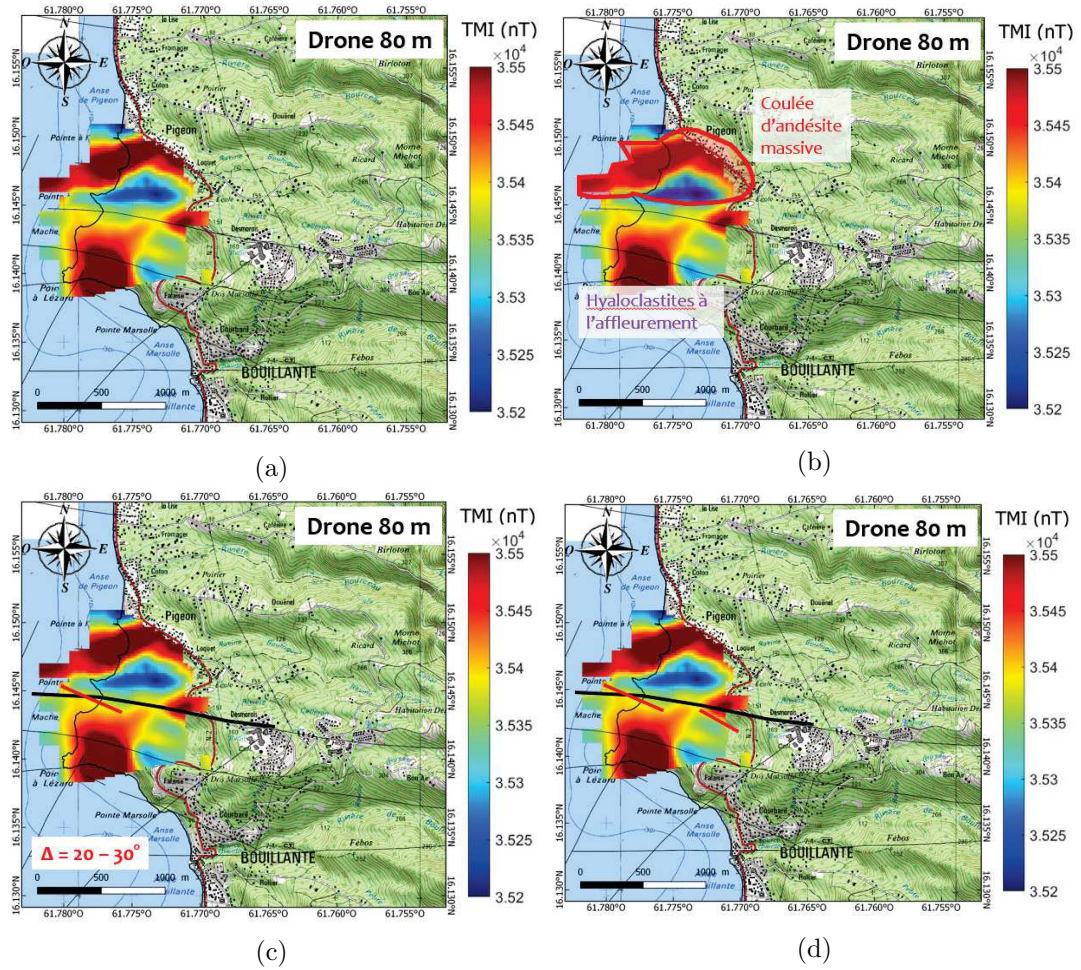


FIGURE 5.5 – Champ magnétique issu du levé drone à 80 m (mission été 2017) au niveau d'Anse Machette, superposé à la carte IGN et aux tracés de failles d'après [Calcagno et al. \(2012\)](#). b) Interprétation lithologique des anomalies de grande amplitude au nord et au sud. c) Comparaison du tracé de faille issu de [Calcagno et al. \(2012\)](#) (en noir) avec la direction pointée par le magnétisme (en rouge). Un angle Δ de 20 à 30° différencie ces deux directions. d) Interprétation magnétique (en rouge) pouvant correspondre à une faille en échelons autour de la direction observée par la géologie.

D'après le relevé de terrain, l'anomalie de grande amplitude située au nord pourrait correspondre à une coulée d'andésites massives tandis que celle située au sud semble corrélée avec des hyaloclastites à l'affleurement (figure 5.5b).

Nous observons également un signal de moindre amplitude au centre. Cette anomalie est orientée N120. Cette orientation est différente de celle proposée dans les études géologiques pour la faille de Machette-Pointe à Sel, qui indiquent une direction de faille de N090 – N100 (voir figure 5.4). L'anomalie magnétique n'est pas corrélée avec une variation de topographie notable. Pour aller plus loin dans l'interprétation, il est possible d'imaginer une structure en échelon comme présentée sur la figure 5.5d qui, à petite échelle, pourrait correspondre à une direction générale telle qu'observée par [Calcagno et al. \(2012\)](#).

Les dimensions de ce levé sont petites par rapport à l'amplitude des anomalies détectées. De fait, nous constatons que les anomalies ne sont pas complètes car les parties positives et négatives de chaque anomalie ne sont pas visibles entièrement. Pour cette raison, il est risqué d'appliquer des opérateurs de méthodes potentielles et de transformer une anomalie incomplète. Dans ce cas particulier, le pointé de la direction de faille est donc fait directement sur la carte d'anomalie. Un tel pointé est dépendant de l'échelle de couleur et implique un biais important de l'interpréteur quant à la position exacte du linéament. Néanmoins, si la position horizontale de la limite est qualitative, le pointé directionnel du linéament est moins sensible à ce biais. D'autre part, les différentes échelles d'étude permettent de préciser ces observations (figure 5.6).

Les levés les plus proches de la surface sont également les moins étendus. Ils sont ciblés sur la zone de gradient magnétique correspondant à la rupture de pente sur les levés à 80 et 30 m. Nous voyons apparaître une fourche dans l'anomalie magnétique des levés à 10 et 6 m (figures 5.6e et 5.6f). La direction de cette fourche se rapproche de la direction de faille telle qu'observée par [Calcagno et al. \(2012\)](#). Elle se superpose toujours à une direction N120.

Ainsi, nous interprétons la direction N120 observable sur tous les levés à la variation latérale de lithologies (hyaloclastites au sud et coulée d'andésite au nord). Si l'anomalie étudiée ici n'est pas liée à une variation topographique évidente, la direction N120 est présente morphologiquement dans le secteur nord de Bouillante sur de petites longueurs d'onde : on la retrouve le long de Pointe à Sel, de Pointe Machette et, plus au nord, de pointe à l'Abbé (figure 5.4). Elle est reliée à l'histoire de la mise en place des formations rocheuses de cette région.

La direction N090-N100 est liée à un signal structural d'après les observations et mesures géologiques. Cette direction n'est observable en magnétisme que sur des levés haute résolution en proche surface. Au premier abord, l'apparition de cette anomalie sur les levés les plus détaillés indique qu'il peut s'agir d'un effet de surface et/ou de petite amplitude. Dans la mesure où les modèles 3D montrent que cette faille s'enracine profondément sous la surface ([Calcagno et al., 2012](#)), cela signifie que le contraste d'aimantations généré par cette fracture n'est pas suffisant pour la rendre observable à petite échelle. Cela peut être dû à un faible endommagement de la zone de faille (le plan de faille n'est pas à l'origine d'une anomalie significative) ou au fait que les lithologies impliquées dans la rupture en surface ont peu de contraste d'aimantation (le contact penté de ces lithologies n'est pas à l'origine d'une anomalie significative).

Ainsi, l'interprétation d'une structure en échelons présentée en figure 5.5d n'est pas favorisée.

Ce cas d'étude guidera par la suite nos interprétations, afin de comprendre au mieux les anomalies magnétiques en Basse-Terre. Les études magnétiques permettent en général

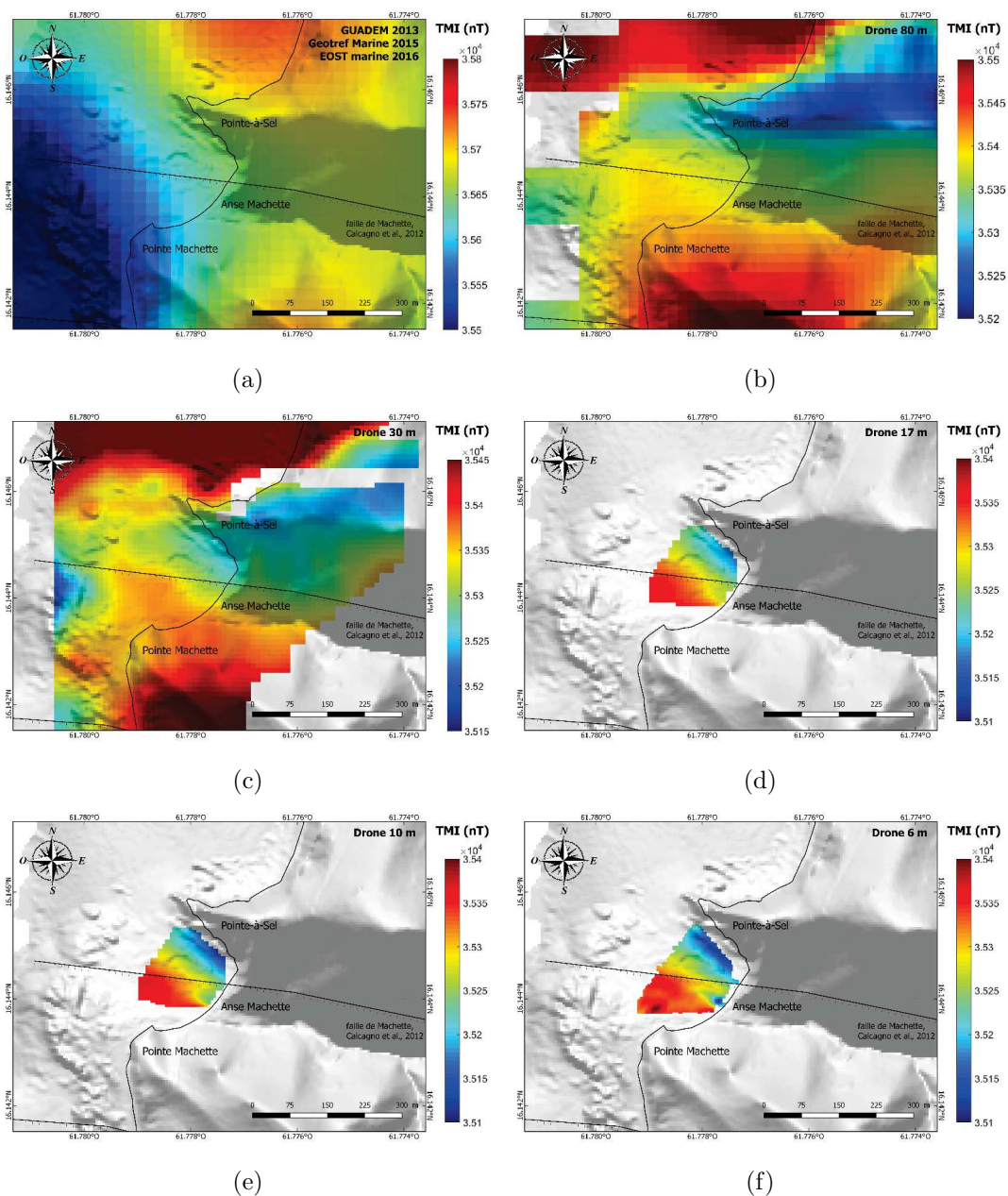


FIGURE 5.6 – Cartes d'intensité du champ magnétique (nT) à Anse Machette. a) Carte issue des données GUADEM et des données marines, d'altitude théorique de 30 m mais d'une précision à 200 m en raison des paramètres de vol de la mission GUADEM (voir section 4.1.1). b) à f) Cartes issues de levés multi-échelles en drone, à b) 80 m, c) 30 m, d) 17 m, e) 10 m, f) 6 m.

plus de précision à petite échelle que cet exemple, lorsque la surface du levé (par rapport à la dimension des anomalies) est suffisante pour appliquer des transformées spécifiques aux méthodes potentielles (chapitre 3). Néanmoins, dans le contexte de l'étude, il semblerait que les limites lithologiques soient majoritairement à l'origine des contrastes d'aimantation.

5.1.3 Étude des cartes magnétiques transformées en Basse-Terre

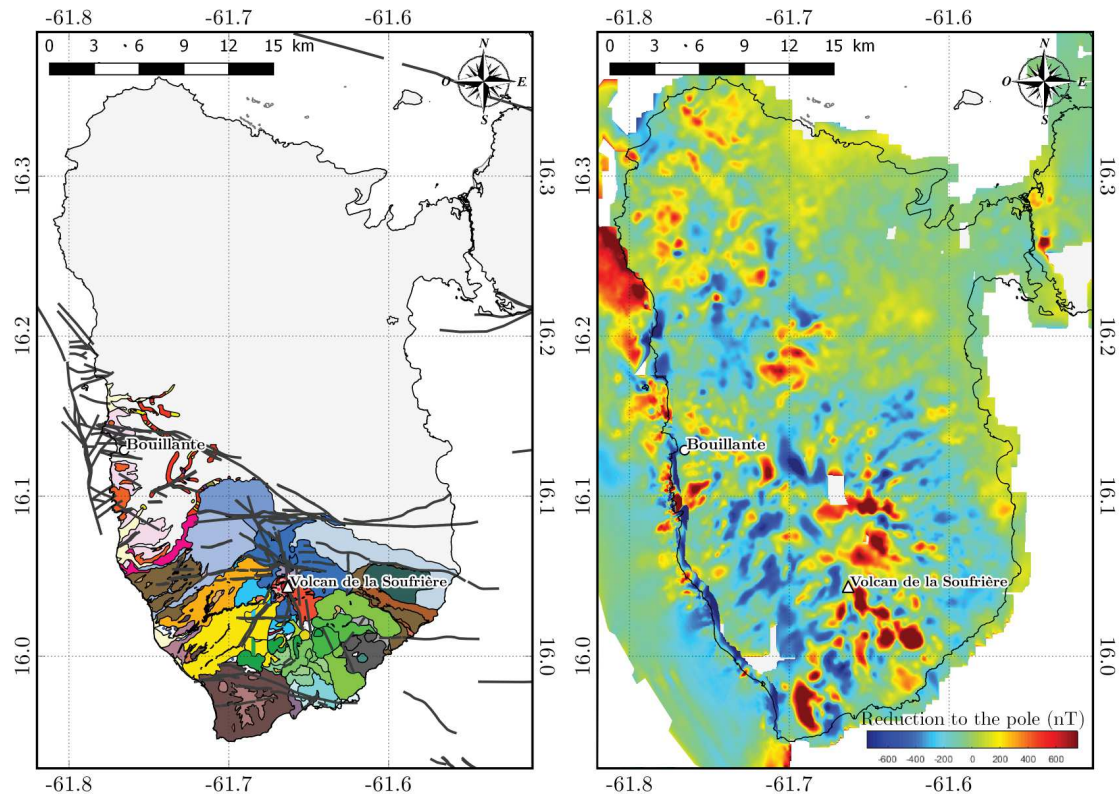


FIGURE 5.7 – À gauche : lithologies et failles dans le sud de Basse-Terre. La légende détaillée des lithologies est présentée en p.31. À droite : double réduction au pôle des données magnétiques sur la grille *Basse Terre2*.

Sur les cartes réduites au pôle, les données magnétiques font apparaître des structures qui peuvent être confrontées aux données géologiques (figure 5.7). En mer, le décrochement de la topographie le long de la côte de la Basse Terre est nettement observable, ainsi que de petits massifs volcaniques marins, ces objets ayant déjà été documentés grâce aux études magnétiques et bathymétriques précédentes (Thinon et al., 2010 ; Gailler et al., 2014). A terre, on observe de très nombreuses structures. Une étude approfondie de ces objets sera réalisée dans la zone ciblée du PER. Pour une étude au premier ordre des objets géophysiques principaux sur la zone de Basse-Terre et dans le secteur secondaire de Bouillante, nous appliquons un prolongement vers le haut.

Parmi les transformations présentées, le prolongement vers le haut donne une

meilleure vision des objets profonds en atténuant l'effet des structures de petite longueur d'onde (de surface) en comparaison de l'effet des grandes structures. Celui-ci est en l'occurrence appliqué après une double réduction au pôle afin de centrer les maxima des anomalies à l'aplomb de leurs sources. Cette opération permet d'avoir une première approche de la géologie de l'île et en particulier des structures majeures pouvant être mises en évidence grâce à la méthode magnétique. L'opérateur est appliqué à une compilation de tous les jeux de données disponibles sur la Basse-Terre, à terre et en mer, pour en obtenir une vision globale (grille *Basse-Terre2*).

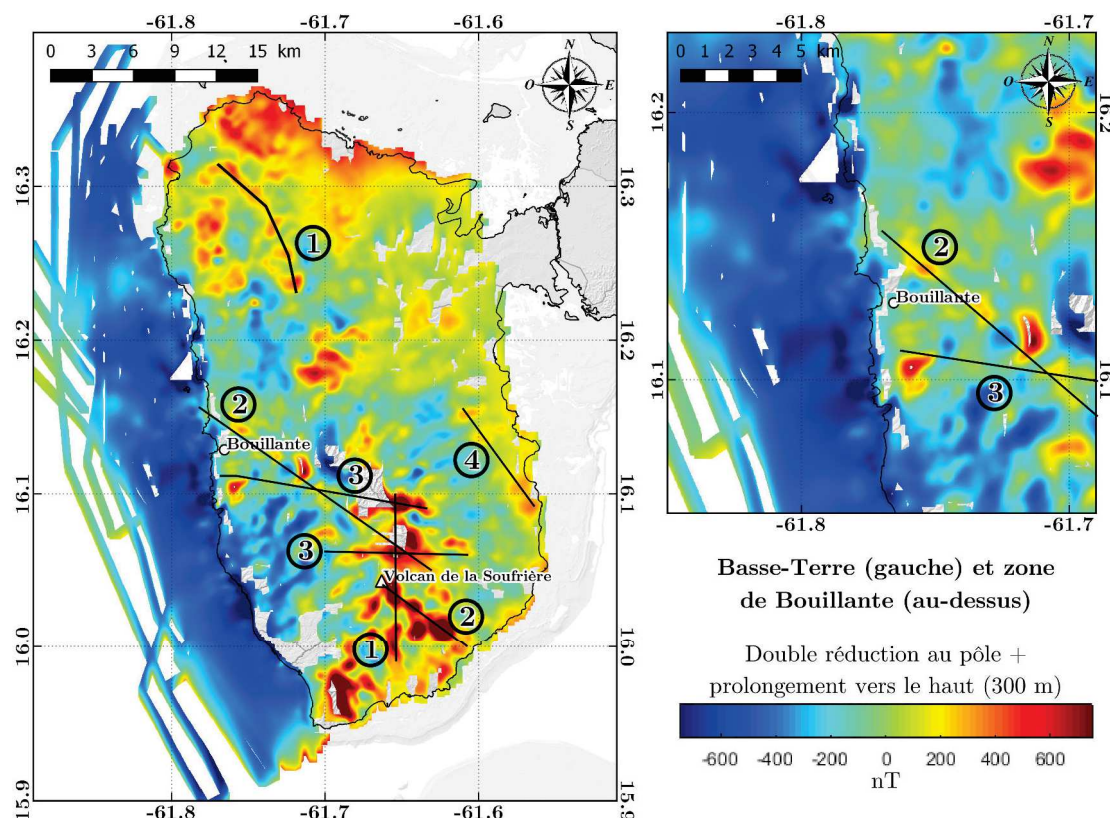


FIGURE 5.8 – Prolongement vers le haut (300 m) associé à une (double) réduction au pôle sur la Basse Terre (à gauche) et mise en évidence des linéaments magnétiques principaux. ① Directions nord-sud cohérentes avec la mise en place de l'île. ② Directions N140-N150 cohérentes avec la direction majeure de Montserrat-Bouillante. ③ Directions est-ouest cohérentes avec les structures du bassin de Marie-Galante. ④ Direction additionnelle observée, peut-être liée à l'axe nord-sud de mise en place de l'île.

La figure 5.8 montre que le prolongement 300 m au dessus de la topographie fait apparaître différents objets. Dans un premier temps, on observe des directions correspondant à l'axe volcanique, à peu près nord-sud (directions ① sur la figure 5.8). Un grand linéament entre la Soufrière et Bouillante (ou plus précisément entre la Soufrière et Pigeon, lieu-dit situé juste au nord de Bouillante) est observable (directions ②). Celui-ci s'exprime par une anomalie de grande amplitude et d'orientation N140-N150. Cette direction structurale correspond à l'axe Montserrat-Bouillante, très présent dans la région. Cette direction n'était pas observée à cette échelle et dans l'île de Basse-Terre

(*onshore*) jusqu'à présent lors des relevés géologiques et géophysiques. S'ajoutent des directions est-ouest bien marquées, correspondant à la direction structurale du bassin de Marie-Galante (directions ③), que l'on retrouve donc principalement à l'est de Basse-Terre. Finalement, une dernière orientation est relevée (notée ④), qui ne correspond pas exactement à des directions structurales connues. Cet alignement pourrait toutefois être lui-aussi lié à la mise en place de l'île (migration globale du volcanisme dans l'axe nord-sud) dans la mesure où il est presque parallèle à l'alignement volcanique entre la Madeleine et la Soufrière (direction ①, la plus au sud).

La dimension de ces anomalies et leur amplitude tendent à indiquer des sources profondes, mais celles-ci peuvent être le fait d'un alignement de plusieurs anomalies de moindre amplitude. Une des limites principales de la méthode magnétique est qu'elle ne permet pas d'estimer précisément la profondeur de telles sources en considérant les nombreuses inconnues au problème (les principales étant le nombre et les dimensions des sources ainsi que la ou les directions d'aimantation).

Les données de sismicité de l'île montrent des résultats convergents (figure 5.9).

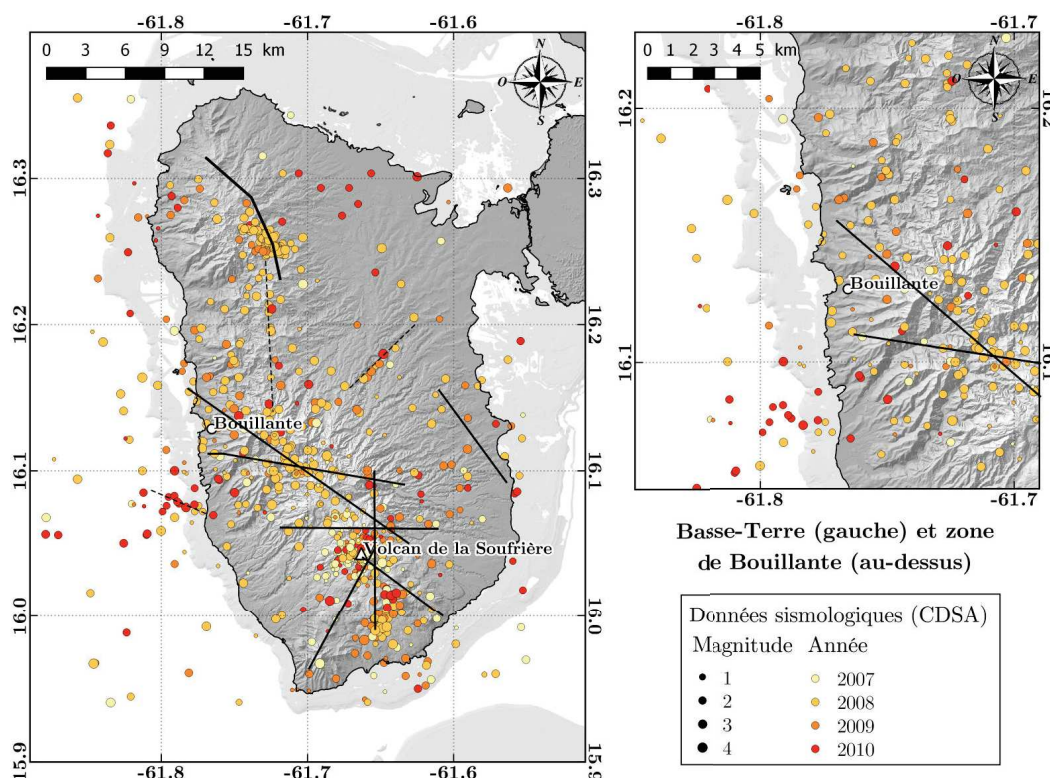


FIGURE 5.9 – Localisation des événements sismiques d'après le Centre de Données Sismologiques des Petites Antilles (CDSA) sur les années 2007-2010. La magnitude indiquée correspond à la magnitude de Richter. Mise en relation avec les directions majeures détectées en Basse-Terre grâce au magnétisme (traits noirs pleins). Les linéaments additionnels interprétés sur des alignement de foyers sont représentés en lignes noires tiretées.

En contexte de volcanisme actif, les données des observatoires sismologiques per-

mettent de déterminer les secteurs de faiblesse structurale et donc les zones de fracture. A l'échelle régionale, des structures majeures peuvent être interprétées, qui sont en accord avec les résultats obtenus en magnétisme. Quelques linéaments additionnels ou prolongements peuvent être interprétés à partir de ces données. L'incertitude importante quant à la relocalisation des foyers, en particulier en profondeur, limite toutefois l'utilisation de telles données (GEOTREF, 2017) pour des études plus détaillées et/ou en trois dimensions.

D'autre part, les maxima ponctuels de réduction au pôle montrent une bonne corrélation avec les structures volcaniques reconnues dans la lithologie (figures 5.10 et 5.11). Parmi les exemples remarquables, dans le sud-est de l'île on relèvera le dôme de la Madeleine (lettre M des figures 5.10 et 5.11), celui de la Citerne (lettre C), le dôme de Petite Montagne à Trois-Rivières (lettres PM), ou encore les coulées superposées de Trois-Rivières (lettres TR). Au sud, les dômes de lave massive des Monts Caraïbes se distinguent nettement au sein des hyaloclastites et brèches qui les entourent (lettres MC). Certains objets dessinés de cette manière ne correspondent pas directement à des lithologies connues en surface mais sont cohérentes avec des sommets associés à des centres volcaniques ou des anciennes caldeiras. C'est le cas notamment au niveau du sommet de la Grande Découverte (GD), du Sans-Toucher (ST), ou encore de la crête des Icaques (CI). Cette dernière sera étudiée plus en détail par la suite.

Enfin, à l'extrême nord de l'île, on constate que le Complexe Basal est également cohérent avec un maximum local de réduction au pôle (lettres CB). A l'inverse, dans le PER, les coulées détritiques du sud-ouest de la Basse-Terre impliquent plutôt de faibles valeurs de réduction au pôle. Cette observation peut être interprétée par la présence de matériaux plus faiblement aimantés.

D'après ces observations et les connaissances géologiques de la zone, la direction ① observée sur la figure 5.8 est bien associée à l'alignement nord-sud des volcans successifs de l'île. Comme attendu, les directions ② et ③ ne correspondent pas à des alignements lithologiques évidents, ils sont en revanche corrélés à des directions structurales connues. D'après les relevés de terrain, il semblerait improbable que ces linéaments correspondent directement à des structures cassantes telles qu'une faille. Néanmoins, la corrélation entre les directions en magnétisme et les données de sismicité peuvent amener à interpréter une direction générale dans la structure de l'île (empilement des coulées, mouvements tectoniques ou encore altérations profondes : compaction ou altération hydrothermale par exemple). De ce fait, ce type de direction pourrait correspondre à un drain majeur pour des fluides.

Des linéaments secondaires peuvent être observés sur les cartes de prolongement présentées précédemment (figure 5.12). Ces linéaments secondaires sont tous fortement corrélés à la géomorphologie. Ils peuvent être interprétés comme des directions liées à

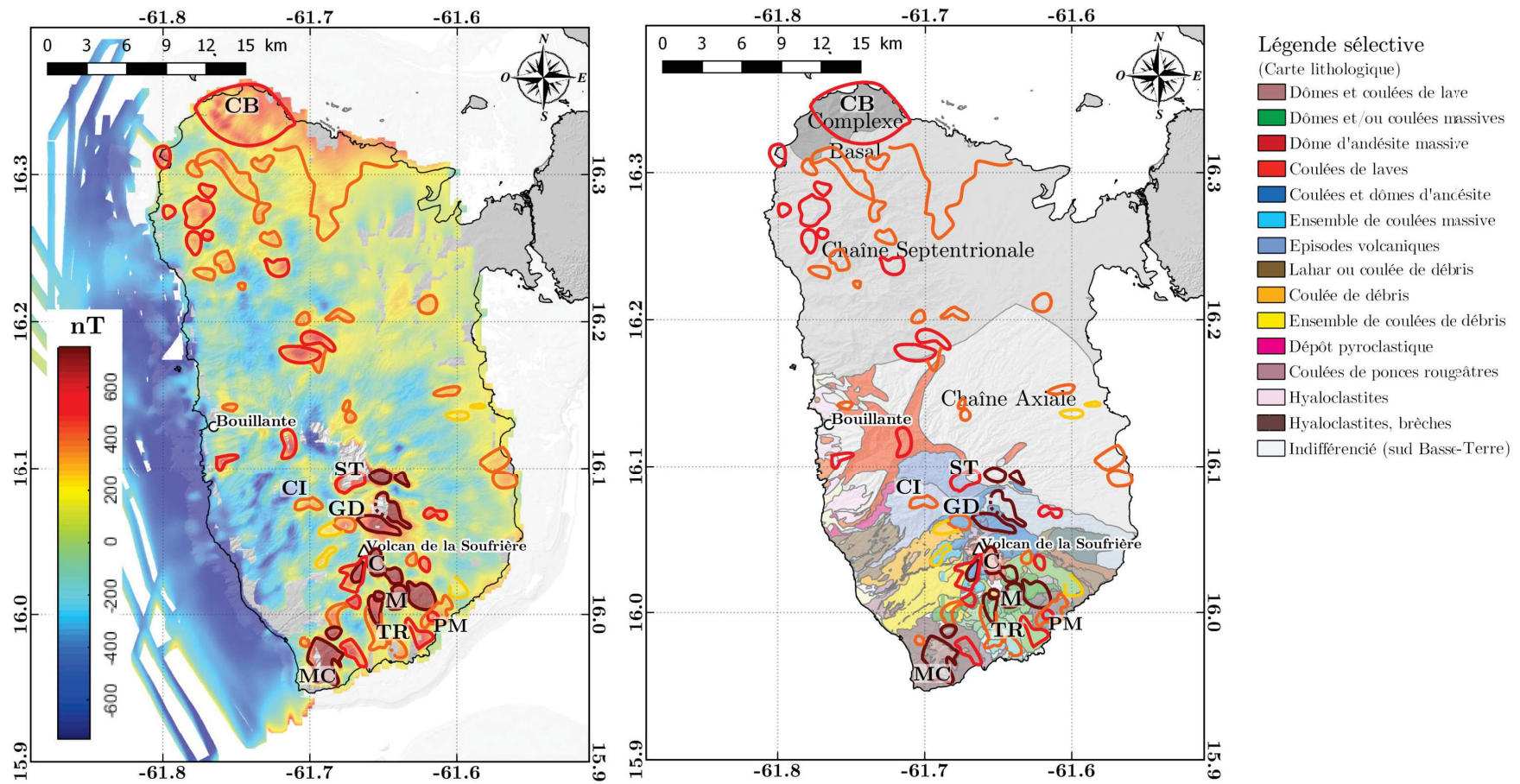


FIGURE 5.10 – Prolongement vers le haut (300 m) associé à une (double) réduction au pôle sur la Basse Terre (grille *Basse-Terre2*, à gauche) avec un pointé interprétatif des maxima de réduction au pôle. Les couleurs indiquent l'importance du gradient horizontal de réduction au pôle. Superposition des pointés avec la carte lithologique de Basse-Terre (à droite). CB = Complexe Basal, M = Dôme de la Madeleine, C = Cratère de la Citerne, TR = Coulées superposées de Trois-Rivières, PM = dôme d'andésite massive de Petite Montagne à Trois-Rivières, MC = Monts Caraïbes, ST = Sommets du Sans-Toucher, GD = Sommet de Grande Découverte, CI = Crête des Icaques.

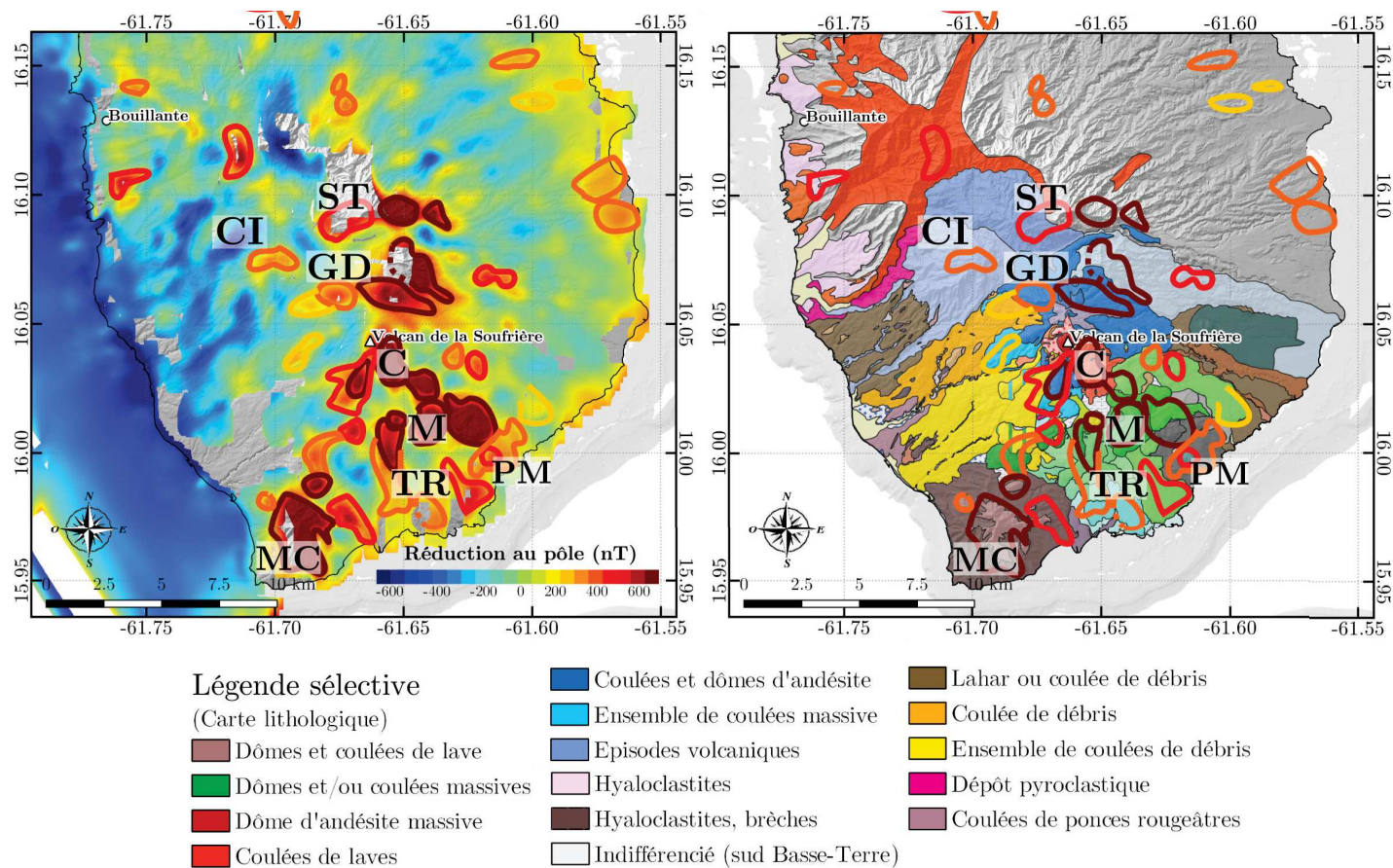


FIGURE 5.11 – Détails de la figure 5.10 : sud de Basse-Terre. Prolongement vers le haut (300 m) associé à une (double) réduction au pôle sur la Basse Terre (grille *Basse-Terre2*, à gauche) avec un pointé interprétatif des maxima de réduction au pôle. Les couleurs indiquent l'importance du gradient horizontal de réduction au pôle. Superposition des pointés avec la carte lithologique de Basse-Terre (à droite). M = Dôme de la Madeleine, C = Cratère de la Citerne, TR = Coulées superposées de Trois-Rivières, PM = dôme d'andésite massive de Petite Montagne à Trois-Rivières, MC = Monts Caraïbes, ST = Sommets du Sans-Toucher, GD = Sommet de Grande Découverte, CI = Crête des Icaques.

des coulées volcaniques (effet lithologique) au premier ordre. Ils sont nettement moins présents au nord de l'île, ce qui peut être expliqué par le fait que le nord de l'île est plus ancien et les lithologies y sont sensiblement différentes (voir section 2.2.3). Un grand nombre de ces linéaments sont observables sur les cartes non prolongées (réduites au pôle ou non). Une étude linéamentaire détaillée sera menée en section suivante pour tenter de comprendre l'origine de ces anomalies magnétiques.

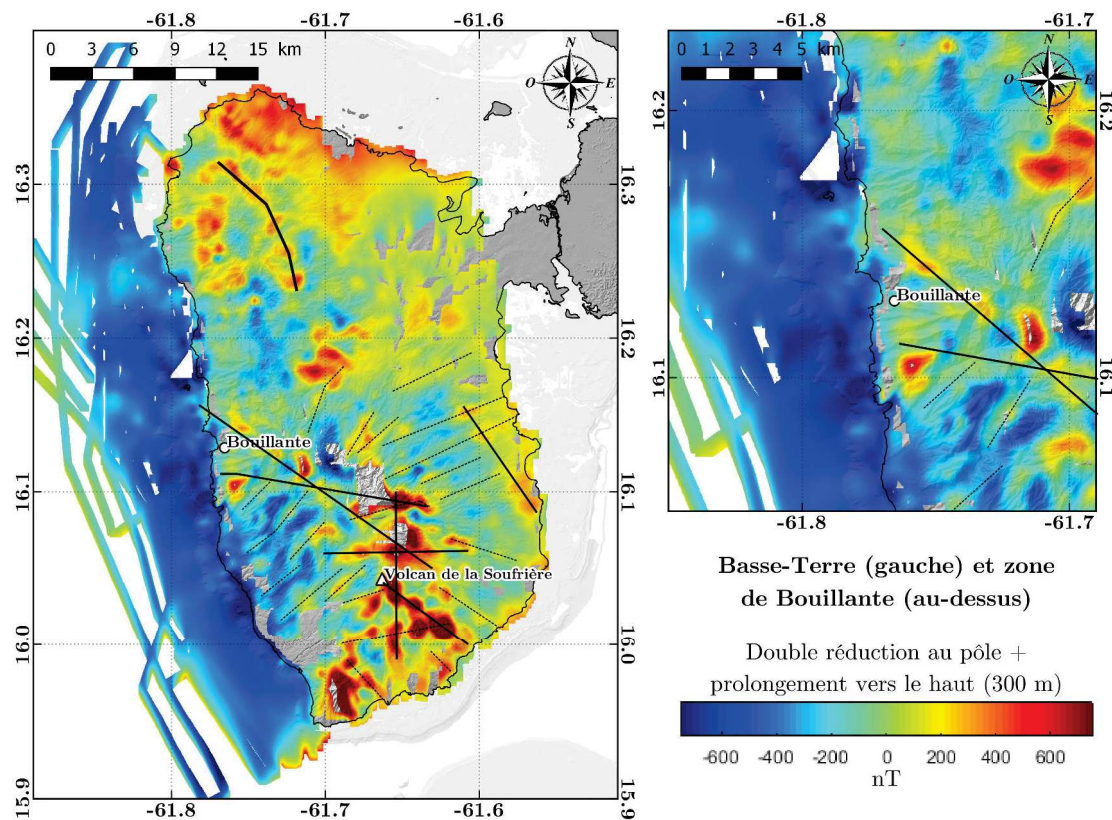


FIGURE 5.12 – Prolongement vers le haut (300 m) associé à une (double) réduction au pôle sur la Basse Terre (à gauche) et mise en évidence des linéaments magnétiques principaux (traits noirs pleins) et secondaires (pointillés).

5.1.4 Étude linéamentaire détaillée

5.1.4.1 Pointé automatique

Le pointé automatique tel que décrit dans la section 3.5 est adapté à l'interprétation des linéaments magnétiques, en particulier lors d'une étude détaillée. Ce type de pointé est dans un premier temps réalisé sur la compilation issue de l'ensemble des données disponibles sur Basse-Terre (grille *Basse-Terre2*). D'autre part, les quatre indices directionnels N sont étudiés dans un premier temps afin d'estimer au mieux le rapport signal/bruit.

La résolution des différents jeux de données étant hétérogène, la précision de certaines données a été dégradée pour obtenir la compilation finale. La figure 5.13a montre que des différences apparaissent entre les différentes zones de la compilation finale. En particulier, les données marines GEOTREF2015 sont plus bruitées de manière générale que les autres jeux de données. Le seuil à appliquer pour faire disparaître l'incertitude intrinsèque aux données est plus important pour les données marines, or celui-ci est directement lié au rapport signal/bruit.

Comme expliqué dans la section 3.5, les nœuds apportant le plus d'information directionnelle sont ceux tels que $N = 2$ et $N = 3$, ainsi que peut l'illustrer la figure 5.13, avec les pointés automatiques réalisés sur la carte totale de Basse-Terre.

Un tracé précis de linéaments magnétiques peut être extrait des différentes cartes, apportant une information plus ou moins détaillée sur les zones considérées (figure 5.13b). Les variations topographiques ne pouvant expliquer la totalité de l'anomalie magnétique dans les zones considérées, les linéaments pointés sur les cartes magnétiques et les cartes transformées doivent être expliqués majoritairement par des variations d'aimantation dont la source peut être différente.

5.1.4.2 Interprétation des pointés

Tous les pointés sont automatiques et donc réalisés sans *a priori* géologique ou structural. Néanmoins, les linéaments ainsi obtenus semblent fortement corrélés avec la carte lithologique établie au cours du projet GEOTREF (chapitre 2). Ainsi, les gradients les plus importants semblent être reliés à des variations lithologiques (figure 5.14), ce qui est cohérent avec les résultats de la preuve terrain présentée en section 5.1.2.

Basse-Terre

Au premier ordre, les coulées volcaniques ont un impact important dans le pointé automatique. En effet, on observe des géométries radiales autour des centres d'émission

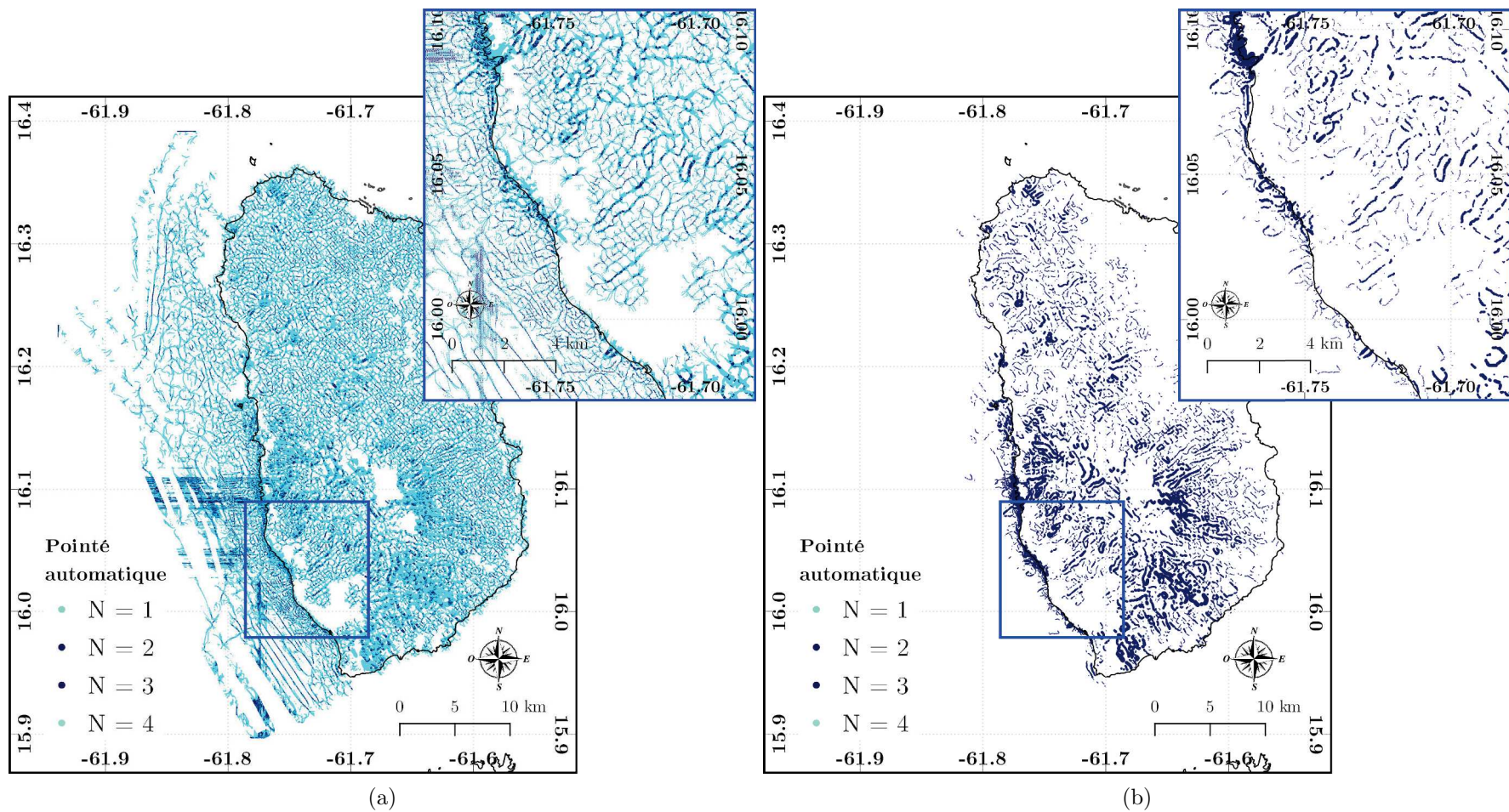


FIGURE 5.13 – a) Carte de la Basse-Terre et zoom sur le PER du pointé automatique en différenciant les indices $N = 1$ et 4 des indices $N = 2$ et 3. b) Représentation du pointé automatique sur les deux zones de la carte a), en ne prenant en compte que les indices $N = 2$ et 3.

du sud de la Basse-Terre (les volcans les plus récents). D'autre part, les zones figurant un gradient important (pointés plus épais) sont en général au niveau de complexes volcaniques. En particulier, le dôme de la Soufrière est bien retracé par cette méthode (figure 5.14). Au sud, les dômes de lave des Monts Caraïbes présentent le même signal qu'à la Soufrière et les limites de ces lithologies sont superposées aux pointés magnétiques. Ces observations, déjà faites sur les cartes prolongées vers le haut (figure 5.10), permettent de déterminer quantitativement les limites des objets.

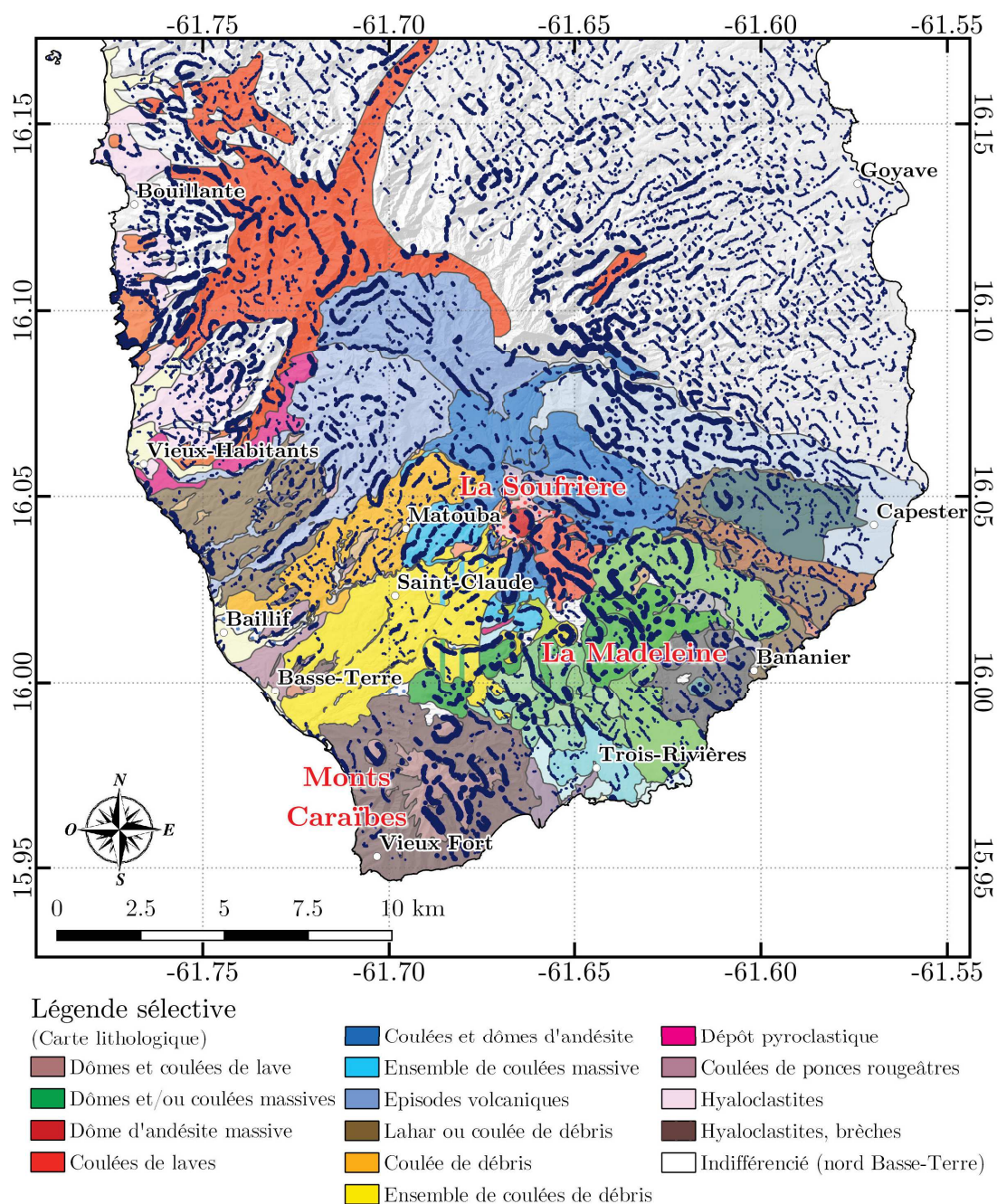


FIGURE 5.14 – Pointés automatiques dans le sud de la Basse-Terre et superposition avec la carte des lithologies établie au cours du projet GEOTREF. Une légende sélective est présentée dans la figure, la légende complète est donnée en p.31).

Dans certaines zones, nous constatons que l'analyse des pointés automatiques pourrait permettre d'améliorer la carte structurale établie. Les zones où le pointé automatique est légèrement décalé par rapport à la carte lithologique pourraient indiquer soit un pendage dans les lithologies repérées grâce à la méthode magnétique, soit une erreur de localisation de la limite lithologique. En effet, les linéaments magnétiques intègrent des variations latérales d'aimantation sur une certaine épaisseur (de l'ordre de 10 à 100 m, épaisseur liée à l'altitude) en raison de la hauteur des acquisitions. Par exemple, au sein du complexe volcanique de la Madeleine, au sud-est de l'île, le pointé magnétique semble apporter de l'information à la carte lithologique. À l'inverse, notons que toutes les limites lithologiques ne sont pas corrélées avec un important gradient magnétique (figures 5.14 et 5.15). Comme attendu, il y a peu de contraste entre les différentes coulées de débris (teintes jaunes, orangées et marrons), tandis que de forts gradients apparaissent à l'interface entre les coulées de débris et les épisodes volcaniques (teintes bleues, vertes, rouges), comme l'illustre la figure 5.15.

Une partie des lignes tracées par l'interprétation quantitative n'est pas directement reliée à des variations dans la carte lithologique. Ces linéaments peuvent être interprétés de manières différentes.

- Soit il s'agit d'une variation lithologique mais celle-ci n'affleure pas : cela indique alors des variations de lithologies en profondeur.
- Soit la carte lithologique en surface est incomplète auquel cas ces linéaments peuvent indiquer une variation qui n'est pas encore cartographiée.
- Soit ces linéaments indiquent des variations structurales pouvant entraîner un contraste d'aimantation (effet structural) : des zones de fractures faisant apparaître de la compaction, du remaniement de matériaux ou encore des circulations de fluides peuvent être à l'origine d'un tel contraste. Cela revient à considérer les linéaments comme les marqueurs d'une structure cassante. La géométrie de telles structures est *a priori* moins tortueuse que ce qui est obtenu sur les résultats présentés par la carte 5.14. D'autre part, l'exemple de l'Anse Machette ne va pas dans le sens de cette interprétation.

Zone du PER

Dans la zone du PER, nous interprétons les linéaments apparaissant à l'intérieur des coulées de débris comme des informations sur les lithologies et structures sous-jacentes. Au sein des coulées de débris de Vieux-Habitants (en marron) et de la ville de Basse-Terre (en jaune), peu de linéaments magnétiques apparaissent. En revanche, de l'information apparaît sous la coulée de débris de Baillif (en orangé). Les différentes coulées de débris sont issues de l'effondrement de cratères différents et à des périodes variables. En particulier la structure d'effondrement au niveau de Baillif (orange) est issue de l'épisode Carmichaël (il y a 11500 ans) et celui au niveau de la ville de Basse-

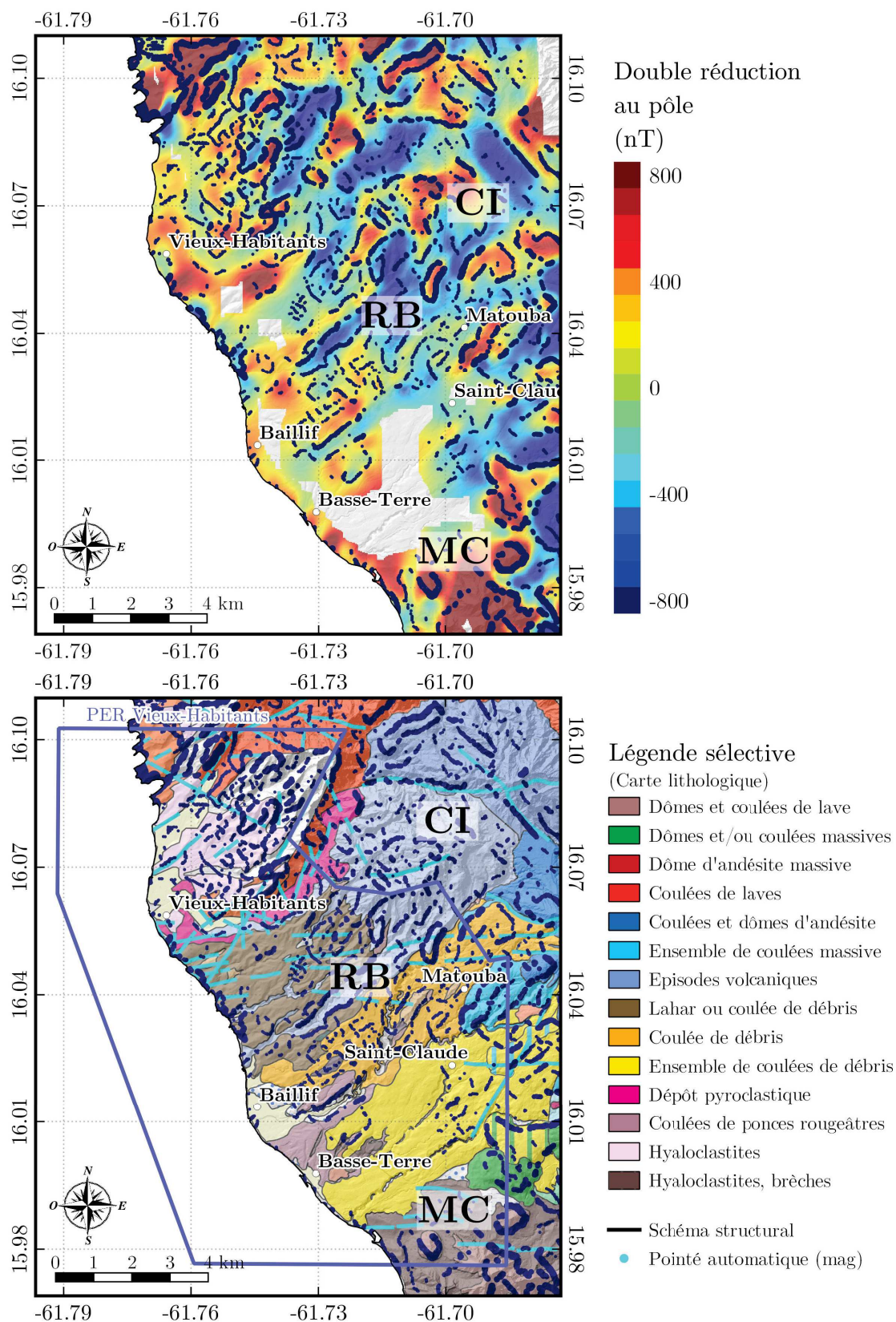


FIGURE 5.15 – Lithologies et failles (gauche) et double réduction au pôle des données magnétiques (droite) dans la zone du PER Vieux-Habitants. La légende détaillée des lithologies est présentée en p.31. Sur cette figure ont été ajoutés les pointés automatiques issus de la dérivée de la réduction des cartes *Basse-Terre2* et *Drone1*, pour permettre une meilleure définition dans la zone PER. CI = Crête des Icaques ; RB = Ravine de Baillif ; MC = Monts Caraïbes.

Terre (jaune) provient de l'effondrement du cratère Amic (il y a moins de 7700 ans) (Boudon, 1987 ; Boudon et al., 2008 ; Lahitte et al., 2012). Cette dernière avalanche de débris recouvre une plus grande surface que les deux autres, elle est *a priori* plus épaisse. Cela peut expliquer pourquoi les pointés automatiques révèlent moins de structures sous cette coulée que sous les deux autres (les sources très aimantées sont sans doute plus profondes).

Une des structures marquantes dessinées par cette méthode à cette échelle est la ravine de Baillif (RB sur la figure 5.15) dont les limites lithologiques sont cohérentes avec les pointés magnétiques. En revanche, au sein de cette même lithologie issue d'un épisode volcanique du Sans-Toucher (les volcans du Sans-Toucher sont localisés au nord-est du PER), on observe une anomalie importante cohérente avec la crête des Icaques qui n'est pas cartée géologiquement (CI sur la figure 5.15). Cette anomalie n'est pas aussi nette que celle observée sur des dômes volcaniques, comme par exemple aux Monts Caraïbes (MC sur la figure 5.15). Cela laisse penser qu'il s'agit plutôt d'une structure plus profonde, telle qu'un dôme intrusif enfoui ou recouvert.

5.1.5 Étude détaillée : la zone de Matouba

La zone de Matouba a été étudiée en détail car c'est un secteur privilégié pour l'exploitation géothermique au sud de la Basse-Terre. Ce ciblage a été accompli par l'interprétation du cube d'inversion 3D des données magnétotelluriques (cette méthode est expliquée dans la suite de ce manuscrit).

5.1.5.1 Qualité des données disponibles dans la zone considérée

Comme précédemment, nous disposons de deux jeux de données magnétiques afin d'effectuer une analyse de la zone de Matouba. La qualité et la couverture de ces levés est variable. La figure 5.16 présente les données GUADEM obtenues pour le projet GEOTREF (après traitement) ainsi qu'un zoom sur la zone de l'étude détaillée. On constate dans cette zone que la direction des profils est mal respectée, ce qui peut induire des erreurs lors de l'étalonnage des capteurs. D'autre part, l'espacement de profil est très important en comparaison de la hauteur d'acquisition, ce qui impose une grande part d'interpolation entre les profils (voir section 4.1.1).

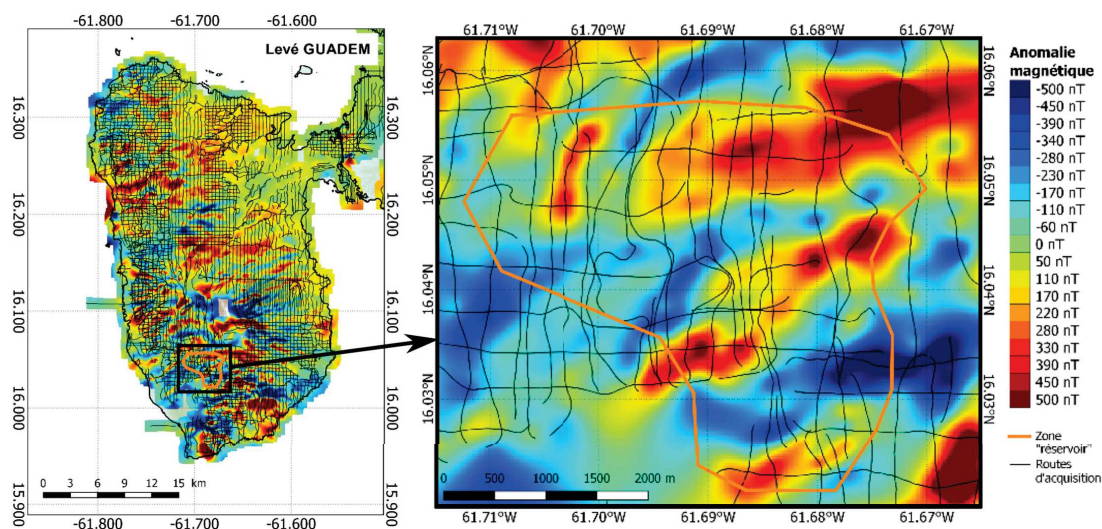


FIGURE 5.16 – Levé GUADEM 2013, avec les routes d'acquisition suivies par l'hélicoptère. Les niveaux de zoom sont différents pour mieux visualiser la zone de Matouba (polygone orange) sur la figure de droite.

La figure 5.17 présente les données drone (après traitement) ainsi qu'un zoom sur la zone de l'étude détaillée. Des contraintes pratiques (contraintes de temps et de météo principalement) ont limité le prolongement du levé dans la zone de Matouba, qui aurait ainsi permis la couverture complète de la zone d'intérêt de cette étude.

Dans la mesure où nous contrôlons mieux la donnée et la qualité du levé drone, c'est celui-ci que nous utiliserons en priorité lors des interprétations magnétiques. Ce levé ne couvre pas l'intégralité de la zone d'étude, c'est pourquoi nous utilisons en

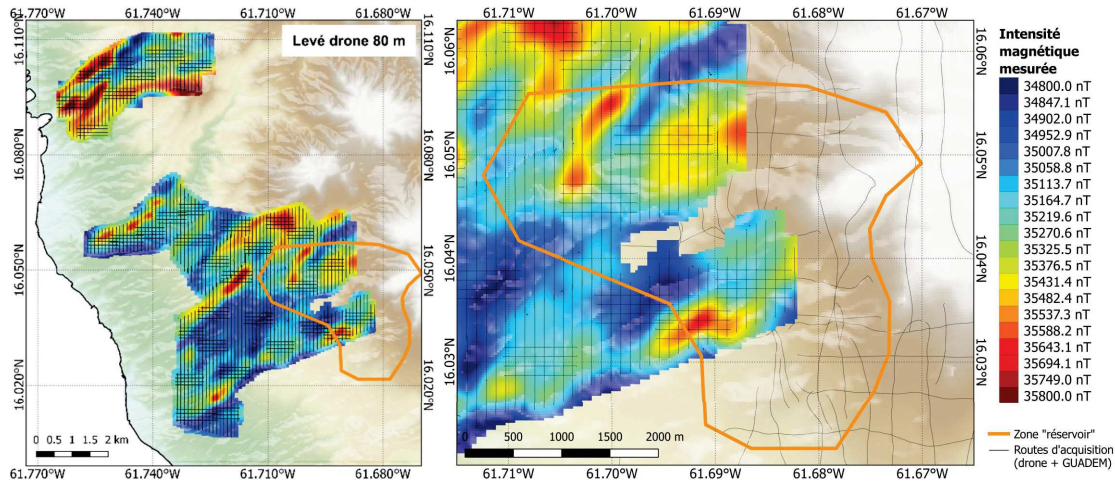


FIGURE 5.17 – Levé drone sur la Basse-Terre (grille *Drone1*), à 80 m au-dessus du sol, avec 80 m d'espacement de profil, avec les routes d'acquisition suivies par le drone. Les niveaux de zoom sont différents pour mieux visualiser la zone de Matouba (polygone orange) sur la figure de droite.

complément les données GUADEM pour compléter l'interprétation. La figure 5.18 résume ces considérations dans la zone Matouba.

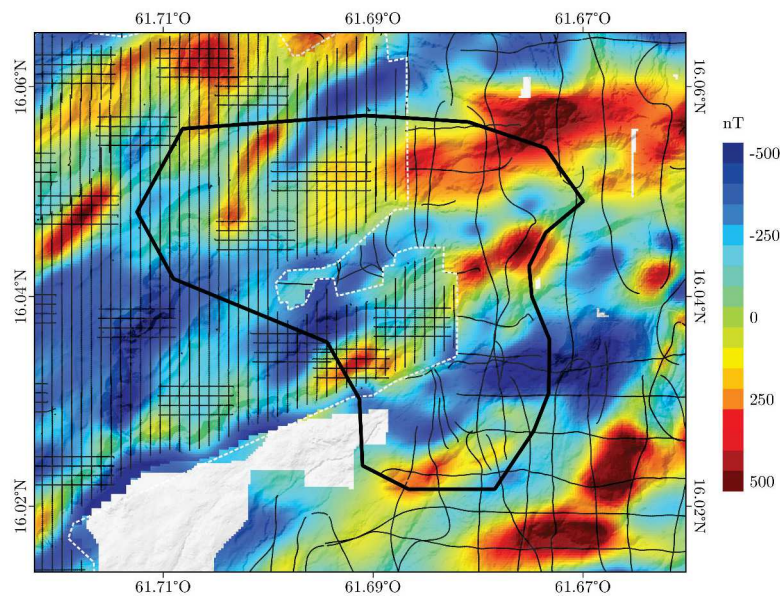


FIGURE 5.18 – Superposition des grilles magnétiques *GUADEM* et *Drone1*. Les routes d'acquisitions de chacun des levés sont indiquées en traits noirs fins. Le polygone noir indique la zone d'intérêt prioritaire de Matouba.

La méthode de pointé automatique de [Blakely et Simpson \(1986\)](#) est encore une fois appliquée. Aucun seuil permettant de ne pas prendre en compte le bruit n'est appliqué à la carte présentée figure 5.19, car les données sont de bonne qualité. Néanmoins cette carte ne fait apparaître que les points de $N = 2$ ou 3, selon la définition donnée à la section 3.5 car ces valeurs sont celles apportant le plus d'information sur les linéaments magnétiques.

5.1.5.2 Interprétation lithologique du pointé

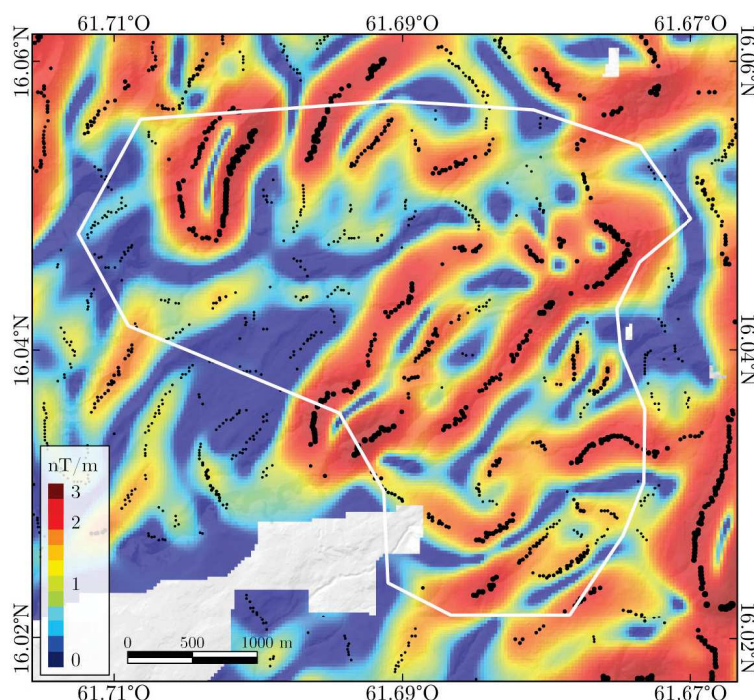


FIGURE 5.19 – Pointé automatique (quantitatif) par la méthode de [Blakely et Simpson \(1986\)](#), présenté en superposition des cartes de dérivation horizontale au premier ordre de la (double) réduction au pôle de l'anomalie magnétique (grilles *Drone1* et *GUADEM*).

Certaines corrélations entre le pointé automatique, dont le détail est présenté en figure 5.19, et la carte lithologique sont évidentes. Quelques exemples de ces limites sont notées ① sur la figure 5.20. Tous les exemples de ce type marquent une limite entre deux grands ensembles lithologiques :

- des coulées et dômes volcaniques, qui sont des formations massives très aimantées ([Carlut et al., 2000](#) ; [Bouligand et al., 2016](#) ; [Navelot et al., 2018](#)) ;
- des avalanches de débris, lahars, ou dépôts pyroclastiques, qui sont toutes des formations moins aimantées que les premières, en partie en raison de leur mode de dépôt.

Comme cela a pu être observé à petite échelle, toutes les limites entre ces deux types de formations ne sont pas observables en magnétisme, c'est le cas par exemple de la limite notée ② sur la figure 5.20.

Enfin, des limites apparaissent à l'intérieur des formations connues (limites notées ③ sur la figure 5.20), dont l'origine peut varier.

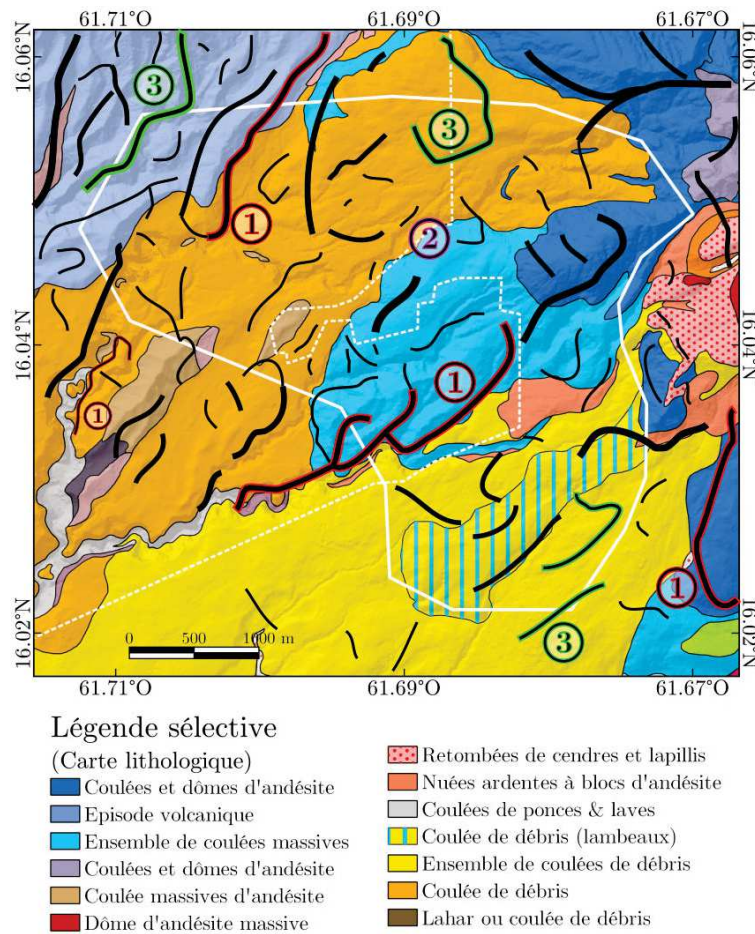


FIGURE 5.20 – Superposition des résultats du pointé automatique avec la carte lithologique de la zone. ① Corrélation de premier ordre avec la lithologie connue : contraste entre une formation massive et une formation moins massive. ② Limite lithologique entre une formation massive et une avalanche de débris qui n'est pas à l'origine d'un contraste magnétique repérable au premier ordre. ③ Linéament magnétique qui n'est pas corrélable directement avec les limites lithologiques connues.

5.1.5.3 Interprétation structurale du pointé

Le cas d'étude d'Anse Machette (section 5.1.2) nous indique que la majorité des lignes ainsi tracées doivent correspondre à des limites lithologiques. Cependant, les limites lithologiques peuvent être contrôlées par des structures tectoniques (par exemple dans le cas d'une coulée chenalisée au pied d'une faille). De plus, après application de l'opérateur de dérivation, qui favorise l'observation des structures de petites longueurs d'onde, certaines anomalies peuvent être corrélées à des failles et fractures. Nous pensons notamment aux linéaments notés ③, qui ne sont pas forcément expliqués par des variations lithologiques de surface.

Ainsi, un pointé interprétatif est réalisé dans le secteur *Matouba*, présenté en figure 5.21, pour mettre en valeur les directions principales relevées par cette analyse.

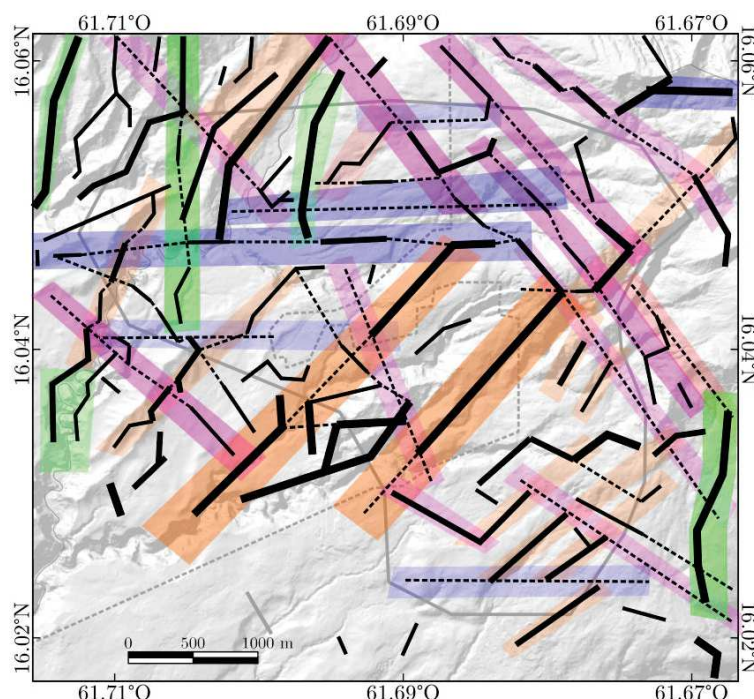


FIGURE 5.21 – Tracé interprétatif issu du pointé quantitatif. Les traits noirs pleins correspondent directement à des directions du pointé automatique de plus ou moins d'importance en fonction de l'épaisseur (importance du gradient de la réduction au pôle des anomalies magnétiques). Les traits noirs tiretés sont des tracés interprétatifs à partir du premier pointé. Des directions structurales générales sont extraites de ces interprétations, représentées par des polygones dont la couleur indique la direction : N0 - N10 en bleu, N30 à N50 en orange, N80 - N100 en vert et N140 - N150 en rose.

Nous séparons les linéaments relevés de cette manière en deux catégories. D'une part, nous soulignons des ruptures dans le signal : certaines anomalies sont interrompues ou déviées brutalement selon des directions linéaires marquées, ce qui ne peut être expliqué que par des effets structuraux ou lithologiques. La majorité de ces linéaments sont orientés selon une direction est-ouest, qui n'apparaît presque pas dans le pointé automatique. D'autre part, nous relierons les linéaments qui semblent se compléter pour indiquer une direction majeure. Ces continuations ou complétions d'anomalies sont souvent de moindre amplitude que le signal pointé automatiquement mais pas toujours. Le résultat final du pointé est présenté sur la figure 5.21.

Finalement, les directions principales issues de cette analyse sont relevées, afin d'en extraire le schéma directionnel général. Si l'on considère que toutes les directions lithologiques et morphologiques qui peuvent être observées lors de l'étude magnétique sont corrélées directement ou indirectement à des directions structurales (figure 5.1c), ce schéma directionnel peut alors être envisagé comme un schéma structural.

Mise en relation avec le pointé structural sur MNT 5 m

Le pointé structural sur le MNT (figure 5.22) est réalisé par une équipe de géologues de Teranov au sein du projet GEOTREF (GEOTREF, 2017). Ce type de pointé est réalisé car aucune autre méthode de caractérisation géologique de terrain n'est possible dans cette zone. En effet, la végétation y est dense et dans les zones peuplées, les affleurements sont recouverts.

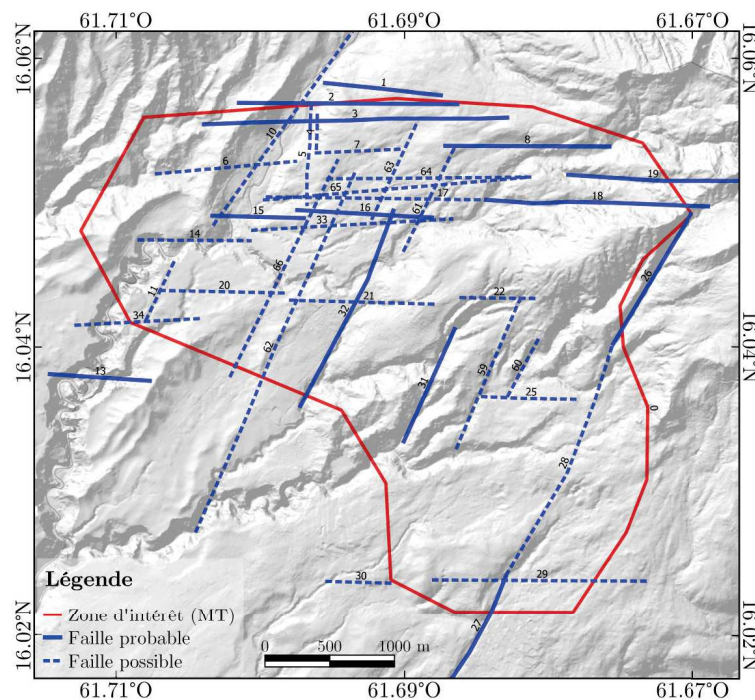


FIGURE 5.22 – Analyse structurale de la zone *Matouba* à partir du MNT 5 m réalisé par Teranov (GEOTREF, 2017) dans le secteur de Matouba.

Une forte corrélation est observable au premier ordre entre les failles tracées lors de l'analyse structurale (figure 5.23) et le pointé magnétique. De fait, les directions sont particulièrement cohérentes, comme le montrent les rosaces directionnelles (figure 5.24) correspondant à chacun des levés. Il est à noter que le pointé magnétique est fait sur des données ayant une maille de 80 m : la précision de ce pointé n'est donc pas comparable à la précision du MNT (5 m).

Les deux pointés (sur le MNT et sur les cartes magnétiques) sont comparables. De manière générale, ils correspondent aux directions structurales connues dans la région.

- Une direction est-ouest (N080 - N100) s'exprime, correspondant à la direction tectonique du bassin de Marie galante (présente principalement à l'est de l'île). Cette direction est un peu moins présente dans les pointés magnétiques en pourcentages. De fait, le schéma structural tracé sur le MNT 5 m propose une grande concentration de failles possibles dans cette direction, avec une résolution que les levés magnétiques ne permettent pas, en particulier dans la partie nord de la zone

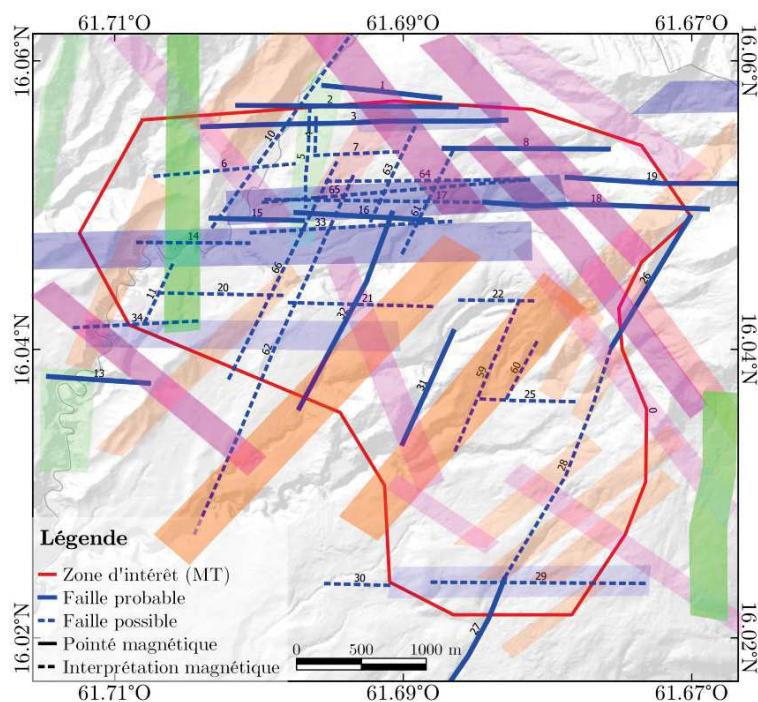


FIGURE 5.23 – Superposition de l’analyse structurale de la zone *Matouba* à partir du MNT 5 m réalisé par Teranov (GEOTREF, 2017), en traits bleus, avec les directions principales interprétées à partir de l’étude magnétique, en polygones de couleur dont la couleur indique la direction : N0 - N10 en bleu, N30 à N50 en orange, N80 - N100 en vert et N140 - N150 en rose.

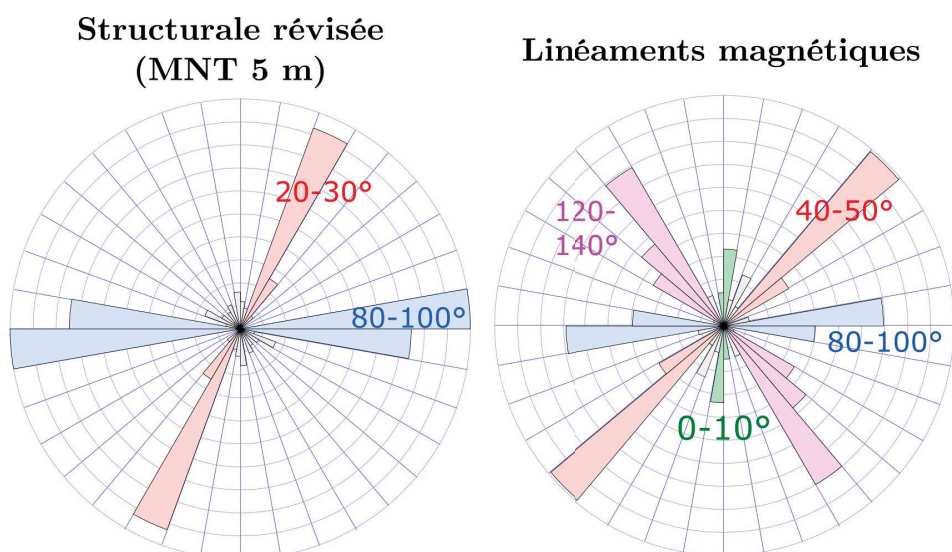


FIGURE 5.24 – Rosaces directionnelles des différentes méthodes de pointé. Les directions principales sont indiquées en couleur (cohérentes avec le schéma de la figure 5.23).)

Matouba.

- Une direction N020 - N030 s’exprime sur le pointé du MNT, qui peut être associée aux directions N040 - N050 observées en magnétisme. Ces directions pourraient être corrélées à la morphologie de la zone, pour laquelle on constate une évolution des directions de N030 au nord-ouest à N050 au sud-ouest, ce qui pourrait expliquer

la variabilité dans les résultats.

- Une direction N120-N140 est fortement présente à la suite de l'interprétation magnétique et dans les pointés automatiques quantitatifs. Il s'agit là encore d'une direction connue à l'échelle de la Guadeloupe, qui n'est donc pas improbable (correspondant au système majeure Montserrat-Bouillante-Les Saintes) et qui est nettement visible dans les données de géosciences marines (coupes sismiques (Legendre, 2018)). Il est possible que cette direction soit sous-estimée lors de l'interprétation du MNT.
- Une direction mineure nord-sud (N0 - N010) s'exprime en magnétisme. Elle n'est pas visible dans le pointé sur MNT. Cette direction correspond à l'axe de mise en place de l'île.

5.1.5.4 Conclusions dans la zone de Matouba

Les effets lithologiques, structuraux et morphologiques dans la zone de *Matouba* sont vraisemblablement intercorrélés (figure 5.1) et l'analyse des anomalies magnétiques ne permet pas de les dissocier aisément. Pour cette raison, l'analyse directionnelle est réalisée en magnétisme à partir d'une interprétation du pointé quantitatif de linéaments sans tenter de distinguer les différentes sources d'anomalies, bien que certains linéaments puissent directement être rapportés aux variations de lithologie en surface.

A petite échelle, les directions identifiées par les études magnétiques coïncident avec les grands systèmes de failles connus dans cette zone en géologie. On retrouve ces directions à presque toutes les échelles, qui apportent différents degrés de précision pour l'analyse directionnelle. Finalement, la bonne corrélation des directions entre les deux méthodes de détection permet de renforcer la confiance dans le pointé structural existant sur le MNT en l'absence d'autres données de terrain. De plus, la présence majeure des directions N040 - N050 et N120 - N140 nous porte à croire que celles-ci sont sous-estimées dans le pointé sur le MNT et qu'il s'agit de directions importantes dans cette zone.

Ces résultats sont majeurs pour le projet GEOTREF car les zones de fractures constituent des conduits de circulation pour les fluides et les intersections de failles sont des zones privilégiées pour l'exploitation géothermique, formant des réservoirs fracturés en profondeur.

5.2 Étude de l’analogue de réservoir de Terre-de-Haut, Les Saintes

5.2.1 Enjeux

Cette section est consacrée à l’étude de l’île de Terre-de-Haut et en particulier de la partie marine de l’île qui n’a pas pu être étudiée lors des relevés géologiques de terrain. Nous avons choisi de présenter ces travaux sous la forme de l’article qui a été soumis à *Journal of Volcanology & Geothermal Research* en 2019. De ce fait, certains éléments d’introduction sont redondants avec les parties précédentes de ce manuscrit. L’étude des transformées de carte s’inscrit en continuité de la section précédente. D’autre part, une technique d’inversion spectrale est proposée, appliquée à des cas synthétiques puis sur les données acquises aux Saintes.

5.2.2 High-resolution magnetic mapping using a speed boat: Contribution to the geological understanding of Terre-de-Haut, Les Saintes, Lesser Antilles

Authors list: Mercier de Lépinay J.¹, Munsch M.¹, Géraud Y.², Diraison M.², Navelot V.²

¹ Université de Strasbourg, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS, 5 rue René Descartes, Strasbourg 67084, France

² Université de Lorraine, UMR 7359 GeoRessources, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 2 rue du Doyen Marcel Roubault, Vandoeuvre-lès-Nancy 54500, France

Keywords: magnetic mapping, magnetic method, marine acquisition, spectral inversion, map transforms

5.2.2.1 Abstract

Volcanic settings are key environments for geothermal exploitation due to their high heat flows combined with the presence of favorable conduits for fluid circulation. However, seismic prospection in such contexts is demanding. Imaging of reservoir geometry is often uncertain. Moreover, volcanic systems usually have complex three-dimensional geometries and high heterogeneity in their tectonic and lithologic structures as well as poor outcropping conditions, which makes imaging these geothermal reservoirs difficult. High-resolution non-seismic prospecting can be decisive in such environments. In the Les Saintes archipelago, south of Guadeloupe (Lesser Antilles), an outcropping paleo-geothermal system has been identified in Terre-de-Haut Island. Susceptibility measure-

ments suggest that the highly altered materials of the paleo-geothermal reservoir have weak magnetization compared with other volcanic materials on the island: the context is propitious for magnetic exploration. Geophysical surveys offshore Les Saintes show little evidence of deep structures and the correlation with the onshore structures is not clear. To address both the issues of the continuation of deep structures and of the offshore paleo-reservoir, a high-resolution magnetic survey is conducted in the Terre-de-Haut coastal area. To achieve the desired resolution of at least 50 m, an innovative acquisition method is designed using a lightweight three-component magnetometer aboard a small speedboat. The latter's magnetic effect is compensated with an original process, which allows good data reliability. The obtained dataset is interpreted with potential field map transforms, that display the main structures around Terre-de-Haut. Finally, a spectral inversion method is proposed, derived from [Gunn \(1975\)](#), that gives a repartition of the magnetization intensities. This spectral inversion is illustrated by synthetic cases that match the parameters of the survey and is then applied to the acquired dataset from Terre-de-Haut. The results confirm previous interpretations and validate the offshore continuation of the weakly magnetized body in the central part of Terre-de-Haut, which is interpreted to be a paleo-geothermal reservoir.

5.2.2.2 Introduction

Volcanic fields are one of the main targets for high enthalpy geothermal production [Moeck \(2014\)](#). Prospecting of geothermal plays in a volcanic context is difficult due to the heterogeneity of the volcanic formations and the complex organization of the plumbing network. Seismic prospecting is expensive and of poor quality in this context. Development of joint inversion methods for non-seismic data is a main axis, with magnetic, gravimetric or magnetotelluric data. For that, recognition, of the different lithology signatures for each technique is of first importance. Magnetic data can be obtained from airborne, marine or field surveys and are currently used to characterize underground formations ([Nabighian et al., 2005](#) ; [Coyle et al., 2014](#)) and high-resolution magnetic analyses of recent volcanic architectures are increasing in number. Geothermal prospects have been investigated in several islands of the Caribbean archipelago (Guadeloupe, Martinique, Dominique, Saint Christopher and Nevis), and a specific workflow is needed to properly interpret geophysical data and develop new conceptual geological models in andesitic volcanic plays. Terre-de-Haut Island (les Saintes archipelago) is considered as a possible analogue of the geothermal field of Basse-Terre Island (Guadeloupe) and magnetic mapping has been performed to characterize its petrographic and structural elements. Such elements are presented and discussed to develop a methodological approach in the prospect of conceptual reservoir modelling.

In this study, the marine extension of an outcropping paleo-hydrothermal system is investigated using high-resolution magnetic acquisition and processing. Geological and

magnetic susceptibility studies reveal that such data can help the understanding of the hydrothermally altered material that underlies the Les Saintes reef plateau. Because the area to be surveyed is shallow and near the coasts, a specially designed survey method is developed to acquire high-resolution marine data. Different specific corrections are applied before the interpretation to highlight lithotypes and structural features used for fluid circulation. Magnetization is then computed in the spectral domain on a flat surface, and the methodology is assessed via a synthetic case. These results are then compared with the workflows of classic interpretations.

5.2.2.3 Regional setting and geothermal system

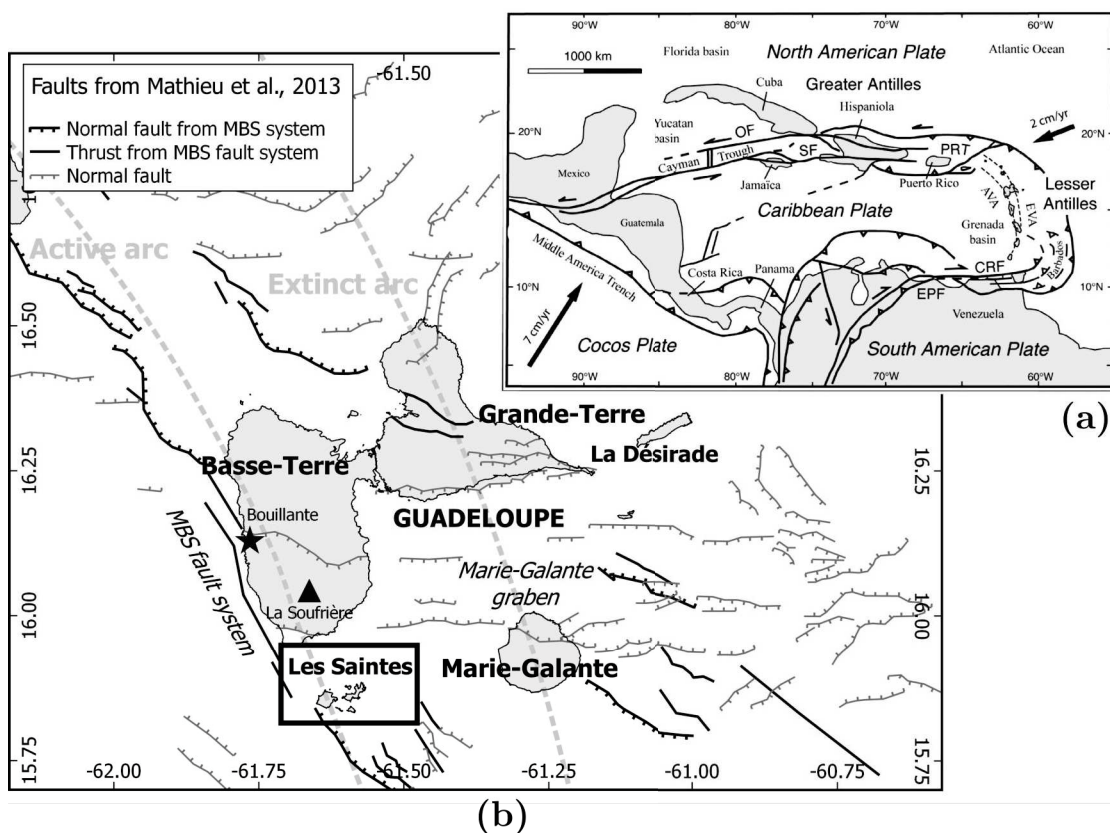


FIGURE 5.25 – (a) Geodynamic setting of the Lesser Antilles arc (Pindell et Kennan, 2009 ; Corsini et al., 2011). Les Saintes archipelago is squared with black and Terre-de-Haut is its most easterly island. (b) Tectonic structures in Guadeloupe archipelago (Feuillet et al., 2002 ; Bazin et al., 2010 ; Mathieu et al., 2013). MBS = Montserrat-Bouillante-Les Saintes.

The convergent boundary between Caribbean and North American plates has been responsible for the formation of two distinct volcanic arcs through time (Bouysse et al., 1986 ; DeMets et al., 2000) (Figure 1-a). Guadeloupe is located at the meeting point of these two arcs. Whereas the eastern islands Grande-Terre and Marie-Galante can be associated with the ancient and extinct arc, the western island Basse-Terre and the Les Saintes archipelago are parts of the recent and active arcs (Bouysse et Westercamp, 1990

; Münch et al., 2014, 2013). The important heat flow due to the geological activity in Basse-Terre creates an optimal context for geothermal exploitation (Bouchot et al., 2010 ; Lopez et al., 2010a). In 1985 a geothermal plant was set up in Bouillante (Figure 1-b) for electricity production: it was able to provide 7% of the island's electricity in 2015 with a capacity of approximately 16 MWe (Sanjuan et Traineau, 2008). However despite the geoscience studies that have been conducted in Basse-Terre (Lopez et al., 2010a ; Thinon et al., 2010 ; Münch et al., 2013 ; Deparis et al., 2014 ; Legendre et al., 2014 ; Gailler et al., 2014), knowledge of the Bouillante geothermal system remains limited due to the complexity of the structural and geological background and to the outcropping conditions (Calcagno et al., 2012).

In the Les Saintes archipelago, located 15 km to the south of Basse-Terre (Figure 1-b), a geothermal paleo-system was identified by (Verati et al., 2016) in Terre-de-Haut Island. For this reason, the study of Terre-de-Haut can aid understanding of hydrothermal systems in volcanic settings. Moreover, this area could be a paleo-analogue of the geothermal system in Basse-Terre (Verati et al., 2016).

The study of such an analogue is essential to better understand the geothermal resource of Guadeloupe. The geothermal reservoir that is exploited in Bouillante remains active today and has been thoroughly studied. However, the onset of hydrothermal activity is still uncertain. Recent studies have determined that the geothermal system began its activity 0.25 Ma ago (Verati et al., 2014). The latest interpretations in Terre-de-Haut state that the paleo-analogue in Les Saintes has been functioning for 0.4 My in the Pliocene (from 2.4 to 2 Ma) and is currently inactive (Verati et al., 2016).

Terre-de-Haut geology

The Les Saintes archipelago is surrounded by an isolated carbonate reef plateau (Leclerc et al., 2014) and includes two main islands, Terre-de-Haut and Terre-de-Bas and several smaller islets. They are the emerged remnants of volcanic edifices (Jacques et al., 1984 ; Jacques et Maury, 1988). Zami et al. (2014) identified three volcanic phases on Terre-de-Haut, all of them dated between 2.00 and 2.98 ± 0.04 My. The age uncertainties are large since they are inferred from a reduced number of samples. Offshore, the carbonated terraces that form the seafloor are reef structures that are considered as non-magnetic even in the absence of magnetization or magnetic susceptibility measurements. These platforms are 250 m thick and were emplaced during the Upper-Pleistocene to the Holocene (figure 5.26).

Large scale offshore geophysical studies (Feuillet et al., 2002 ; Gailler et al., 2014 ; Leclerc et al., 2014, 2016 ; Barnoud et al., 2017) have shown a significant NW-SE fault network. Leclerc et al. (2014, 2016) noted several bathymetric steps off the shore of Terre-de-Haut at shallow depths (0 to 40 m) from a high precision bathymetric study. These authors also delineated all the visible faults in the Les Saintes plateau with a main

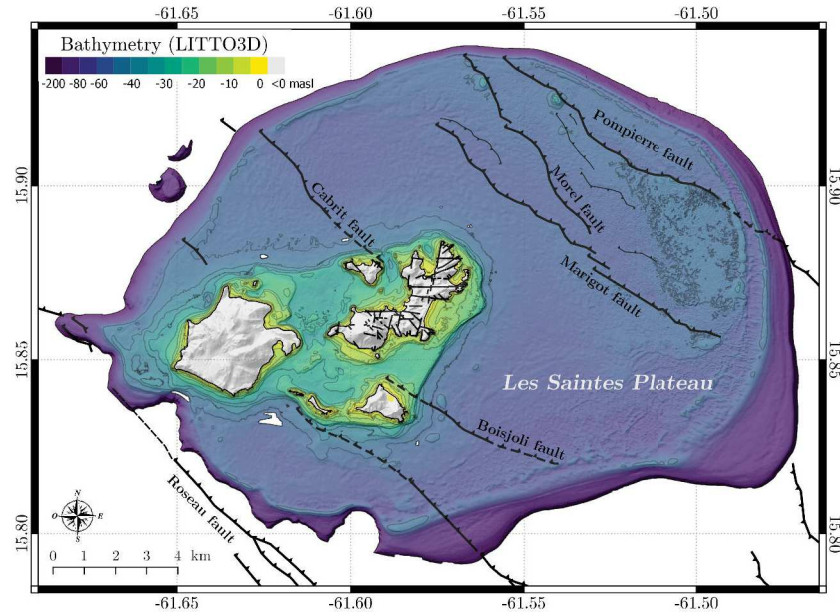


FIGURE 5.26 – Les Saintes submarine plateau bathymetric map; associated with [Leclerc et al. \(2016\)](#) synthetic interpretation based on bathymetry, slope and azimuth maps. Fault traces are thicker and solid when their scraps are higher, thinner and dashed when they are less clearly active ([Leclerc et al., 2016](#)). Isobaths are every 20 m.

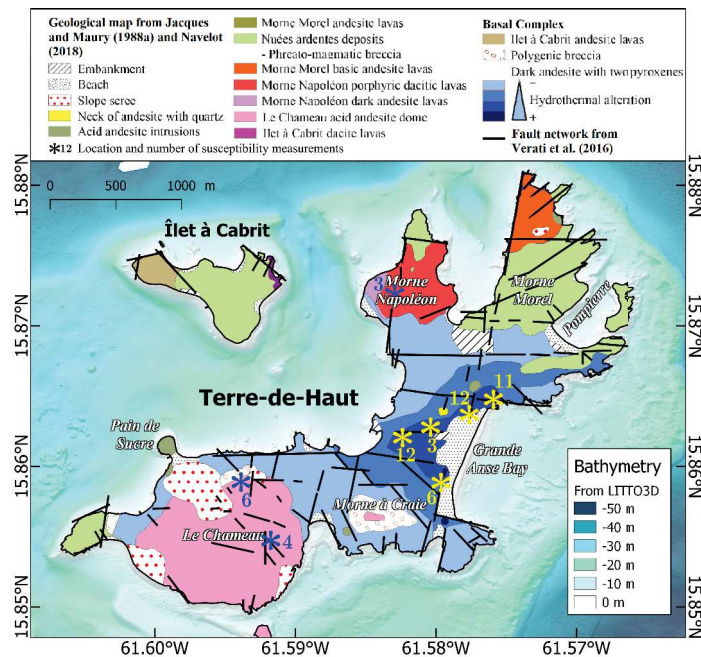


FIGURE 5.27 – Simplified geological map of Terre-de-Haut with the dominant lithologies in each area and tectonic sketch map of the main faults. Modified from [Jacques et Maury \(1988\)](#) ; [Verati et al. \(2016\)](#) ; [Navelot et al. \(2018\)](#). Asterisks indicate sites where susceptibility measurements were performed during this study. For each site, the number of surveyed samples is indicated. Sites displaying highly altered material are represented in yellow, and sites with fresh or slightly altered material are represented in blue.

general direction of N135-N140 (figure 5.26). In the coastal area of Terre-de-Haut, only fault traces from the Boisjoli and Cabrit faults are interpreted (figure 5.26); however,

the geophysical survey essentially shows that there is no major fault in this area.

Concurrently, the detailed onshore field studies depict a more complex fault network (figure 5.27) with four main directions: N0-N20, N50-N70, N90-N110 and N130-N140 (Verati et al., 2014). The authors show that the extension of the hydrothermal alteration is controlled by the N090-N110 and N130-140 fault systems intersections that caused the collapse of the island's central part during the development of the geothermal system.

Magnetic susceptibility measurements

Several different outcropping samples from Terre-de-Haut were investigated using an SM-20 (GF-Instruments) field susceptibility meter (figure 5.27). Its sensitivity is approximately 10^{-6} SI for the range of studied susceptibilities. A wide range of susceptibilities are measured for each type of rock. This is partly due to the poor acquisition conditions: the SM-20 susceptibility-meter is supposed to measure over flat surfaces, but outcrops are usually very rough. Navelot et al. (2018) showed that the different types of rocks (lavas, debris flows) on Basse-Terre (Guadeloupe) display magnetic susceptibilities of the same order of magnitude unless they are highly altered. For this reason, we chose to differentiate samples based on their alteration degree rather than their initial petrographic facies. Table 5.1 presents the compilation of data collected by Navelot et al. (2018) over Basse Terre and our survey over Terre-de-Haut Island.

		Fresh	Slightly altered	Highly altered
A	Median	10.27	13.18	0.12
	Min - Max	2.94 – 26.18	3.73 – 25.46	-0.06 – 13.26
	n	61	30	14
B	Median	7.15		0.03
	Min - Max	6.02 – 10.3		-0.01 - 0.78
	n	12		44

TABLE 5.1 – Total susceptibility for lavas and debris flows [$\cdot 10^{-3}$ SI]: measurements on outcrops and blocks were made with a handheld susceptibility meter. A: data from Navelot et al. (2018) and B: additional data exclusively from this study on Terre-de-Haut rocks. The latter values were measured at locations indicated on figure 5.27.

Table 5.1 shows that highly altered materials have a magnetic susceptibility significantly lower than fresh or slightly altered materials in Terre-de-Haut. Thermomagnetic curves on Terre-de-Haut samples show that all minerals bearing the magnetization are transformed by advancing hydrothermal alteration (Navelot et al., 2018). Therefore, although the authors did not measure remanent magnetization, the altered samples could either have a very low remanent magnetization or be fully diamagnetic or paramagnetic, without remanent magnetization. On the contrary, fresh or slightly altered samples not only have high susceptibilities responsible for an important induced magnetization component, but they must also have a remanent component that could dominate the total magnetization.

Demagnetization of the materials is a common feature in geothermal contexts (Rona, 1978 ; Nakamura et al., 2013 ; Bouligand et al., 2014 ; Soengkono, 2016). Accordingly, the offshore geology of the island where no surface data are available can be understood via magnetic analyses.

5.2.2.4 High-resolution marine magnetic survey

To better understand the geology of this analogue, it is important to interpret its offshore part as well as its onshore one. For this purpose, a high-resolution marine magnetic survey was performed. However, an oceanographic vessel cannot be used to survey this shallow and narrow area, and a cost-effective method for a high precision magnetic survey in this specific area is thus proposed.

Metrology

A high-resolution magnetic dataset was acquired around Terre-de-Haut using a fluxgate magnetometer (Bartington Mag-03MC) aboard a small speedboat. This sensor measures the three components of the magnetic field. Using vector magnetometers, Munsch et Fleury (2011) showed that it is possible to compensate the effect of all compounds rigidly attached to the sensor with the same equations as the ones used for the calibration of the sensor. The sensor does not need to be towed behind or under the ship and is rigidly attached to it which also reduces the positioning errors. The electronics and sensor are located at the far front of the boat (figure 5.28) to be as far as possible from the engines, which generate low to high frequency magnetic fields.

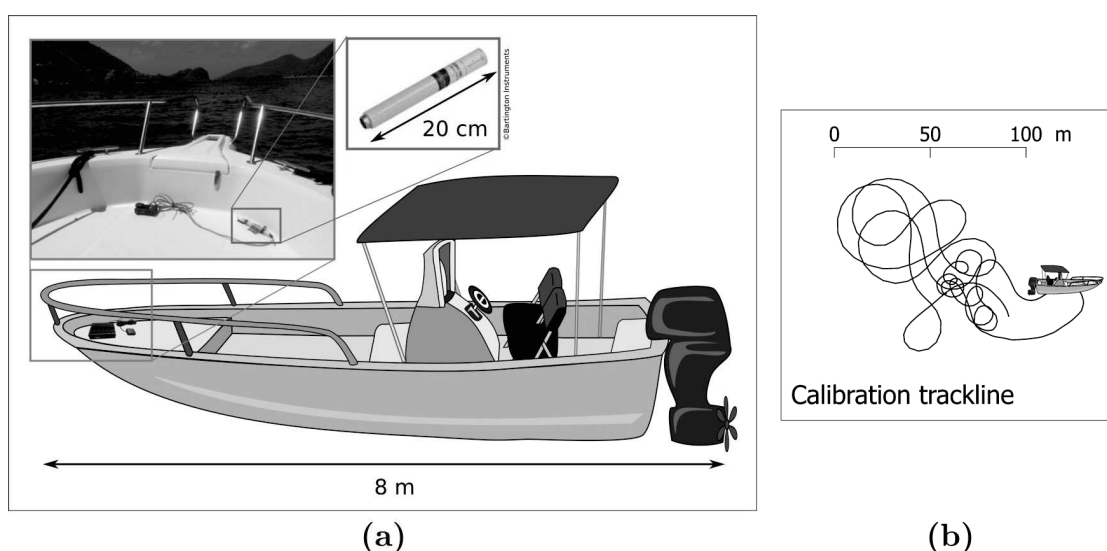


FIGURE 5.28 – (a) Location of the electronics and sensor on the boat. (b) Track line of the speedboat during the calibration process. See calibration results in figure 5.29.

The compensation-calibration process requires the measuring equipment to be ro-

tated in all three directions of space. The measuring equipment includes the sensor and electronics as well as the entire carrier, which is the ship in this application. In practice, the ship cannot rotate 360° in all 3D directions and it thus spins as fast as possible clockwise, then anti-clockwise, over a constant-field area to browse as many attitude angles as possible (roll, pitch and yaw). With this procedure, the calibration area has to be as small as possible to meet the constant-field hypothesis. Depending on the navigation conditions, the calibration area has a surface of approximately 100×100 m (see figure 5.28).

Survey

The survey covered an area of 18.5 km^2 , with 626 km of profiles acquired over 218 in-lines and 56 tie-lines during a total of 4 days of measurements in March 2016 (figure 5.30). A total of 16 calibrations were performed each one before and after $\frac{1}{2}$ day of acquisition at the same location (black star on figure 5.30).

The mean speed of the boat along the profiles was 18 km/h and the data were sampled at 25 Hz, giving one measurement approximately every 20 cm along each profile. The profile spacing was set between 50 to 100 m and the tie-lines were acquired at least every 500 m, as shown in figure 5.30. The mounted GNSS has a positioning error of 5 m that could stand for 10% of the line spacing at worst.

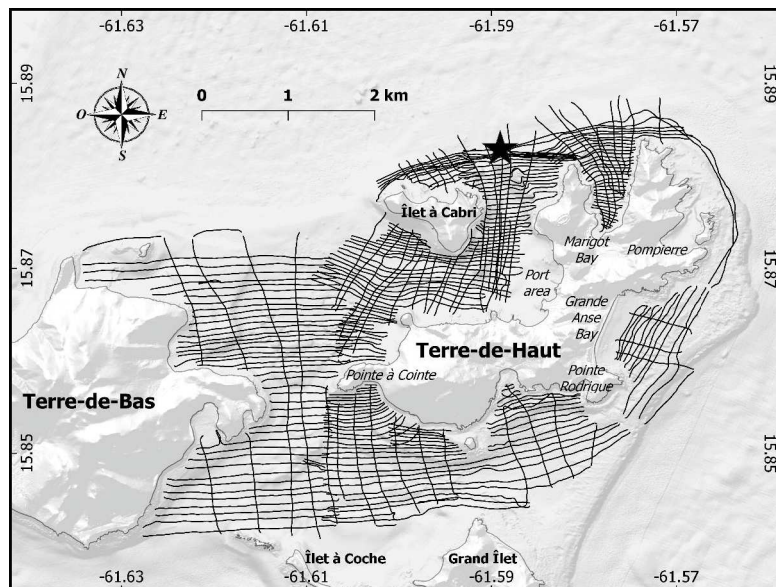


FIGURE 5.29 – TTrack lines of the high-resolution magnetic survey. The calibration point is marked with a black star. Topography and bathymetry are from the LITTO3D tiles.

Because the size of the boat did not allow operation in rough seas, the survey was mostly conducted within the western part of Terre-de-Haut, where the swell is weaker. In contrast, it was possible to sail very close to the shoreline at shallow depths, to 2 m. Non-compensated magnetic data acquired over calm seas had a slightly better

quality because the speedboat attitude variations were smaller. The North-East area as well as the Grande Anse bay and the South (East of Pointe Rodrigue) were the most difficult parts to sail due to the swell and the waves of the Atlantic Ocean. Similar limitations settled the northern boundary of the survey because the waves are stronger in the channel between Les Saintes and the Basse-Terre Island. The inner part of the port area was not surveyed due to the high number of vessels at anchor. Moreover, in this area slight drifts from the profiles were sometimes necessary due to the shallow reefs (1 m – 50 cm depth). Most profiles were acquired in an E-W direction, except when the geometry of the island (Marigot bay for example) or the sailing conditions (Grande Anse bay) forced adaptation and modification of the direction. Changes in profile directions did not alter the resulting data as long as transverses profiles were measured over these areas. Such geographic parameters also played a major role in the line and transverse spacing choices.

Data quality control and data reduction

The calibration process consisted of the inversion of 9 parameters that allowed transformation of the field measured during a calibration profile (described in figure 5.28-b) into a constant mean field. A total of 16 calibration profiles were acquired and inversion was performed on each. The resulting parameters were then applied to the total survey to compensate for the magnetic effect of the boat, the effects of the sensor's orientation and to calibrate the sensor. For example, for the first calibration profile, the standard deviation of the magnetic field is 267.4 nT before and 29.7 nT after calibration. A unique calibration location was chosen at the beginning of the survey and there was a risk of a local magnetic anomaly that would result in an inconstant mean field used for calibration, which in this case led to the degradation of the compensation quality compared with what could be obtained in other areas. The answer to such a problem is to perform a second calibration using the resulting magnetic map from the survey instead of considering a constant mean magnetic field over the calibration point. The results are displayed in the right part of figure 5.29: the standard deviation is equal to 7.8 nT and the histogram of the magnetic compensated field displays a sharp Gaussian shape, which is commonly associated with white noise. This noise can originate partly from the magnetic effect of the ship engines or from instrumental noise, for example. In contrast, when using a constant magnetic field for compensation, the histogram is not Gaussian due to the presence of the local magnetic anomaly.

The mean peak-to-peak amplitude of the uncompensated magnetic field for the 16 calibrations is 987 nT with a standard deviation of 316 nT. This mainly represents the magnetic effect of the speedboat (blue curves for the example of figure 5.29), whereas the error of the fluxgate magnetometer produces a standard deviation of 63.6 nT before calibration and 1.4 nT after calibration in a non-magnetic environment (Munsch et al., 2007). In this case the geological material cannot be considered as non-magnetic, and

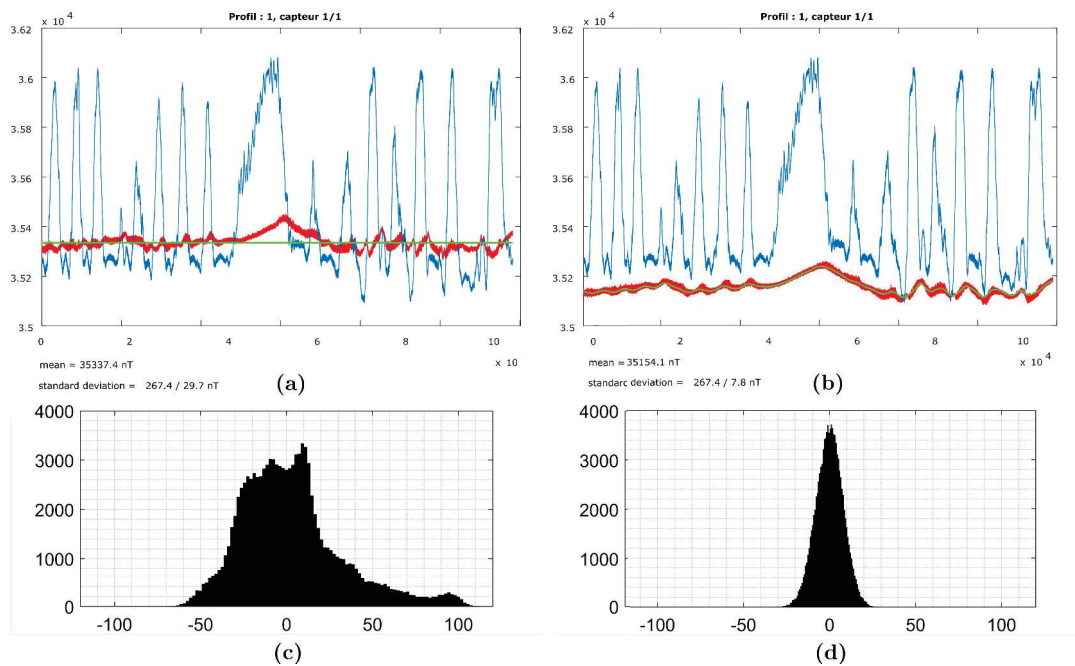


FIGURE 5.30 – Example of calibration. Left column (a, c): calibration using a constant magnetic field. Right column (b, d): calibration using the magnetic map. Upper row (a, b): the blue line is the measured uncompensated total magnetic intensity, the green line is the reference for calibration and the red line is the total magnetic intensity after calibration. Lower row (c, d): histogram of the difference between the reference field (constant or magnetic field extracted from the map) and the calibrated magnetic field.

the expected values, even after calibration, are thus higher. The calibration using a constant magnetic field intensity used the value obtained from the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) from [Thébault et al. \(2015\)](#), which is 35337.4 nT at the calibration location. This process reduces the standard deviations to a mean of 16 nT (29.7 nT for the example of figure 5.29). The magnetic map of the calibration area shows that the magnetic field is not constant but varies with an amplitude of 186 nT. Considering this variable magnetic field intensity, parameters can be computed more precisely and the standard deviations are reduced to a mean of 4.7 nT (7.8 nT in the example of figure 5.29).

The calibration parameters were used to correct all the magnetic data of the survey. High-amplitude high-frequency variations are observed in the non-calibrated data (figure 5.31), mostly caused by the motions of the boat due to the waves. This effect is compensated without need to resort to any filtering. The remaining high frequency noise is caused by the motor variations and has a very low amplitude. Some low frequencies of the uncompensated field are well-correlated with the variations of the ship's heading. At 1500-2000 m along the profile displayed in figure 5.31, the ship deviated from its heading, which caused a variation of the magnetic field intensity of approximately 300 nT that had no relation to the magnetic field due to magnetization of the ground; this effect was also successfully compensated. Finally, the general slope of the uncompensated and

compensated magnetic profile are not the same: the intensity of the uncompensated magnetic profile slightly increases from west to east due to the progressive change of heading and is corrected by the compensation process.

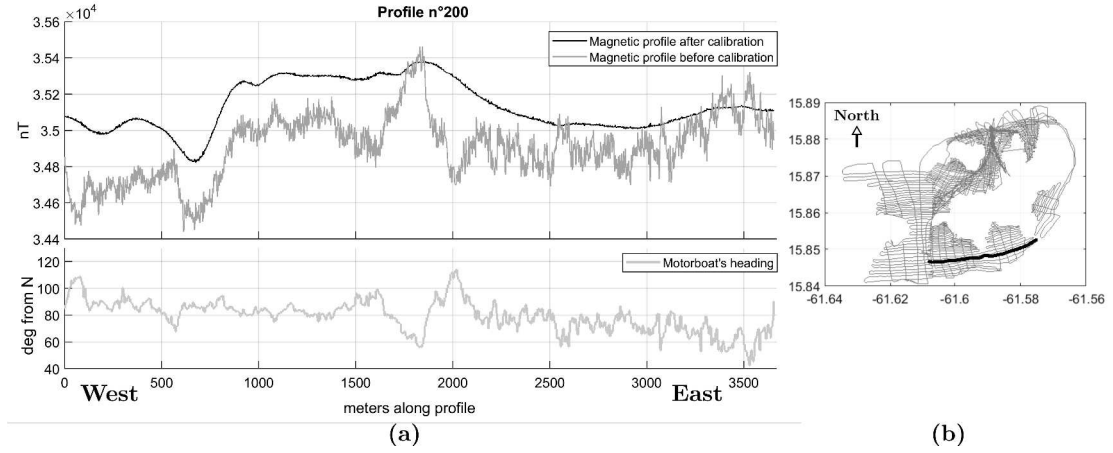


FIGURE 5.31 – a) Magnetic profile before and after the calibration process, in relation to the boat's heading. b) The bold black line shows the location of the profile among all boat track lines (thin grey lines).

No base station was set during the acquisition. Diurnal correction was computed with data from the closest magnetic observatory in San Juan, Puerto Rico. Finally, crossing points between profiles and tie-lines were used to correct for levelling effects (Coyle et al., 2014). For this purpose, a constant and a slope were assigned to each profile and tie-line. An inverse problem computed the values of these constants and slopes required to minimize the differences of the magnetic field at each crossing point. The survey contained 1376 crossing points, and the differences of magnetic intensities had a standard deviation of 7.2 nT. This larger value compared with the standard deviation after compensation (4.7 nT) is probably due to navigation errors, the estimated positioning error being 5 m. The levelling correction was also computed in the absence of the diurnal correction. The resulting grid has the same standard deviation, which shows that the diurnal correction could be artificially corrected by levelling in this specific case.

Using fully compensated data, a grid of the surveyed area was computed using the gridfit algorithm from D'Errico (2010), which is not an interpolant but a procedure to smoothly extrapolate beyond the convex hull of the data. This algorithm handles scattered data and doubles. The resulting grid has 109×154 nodes with a grid spacing of 50 m.

To obtain the total field magnetic anomaly (figure 5.32) the regional field was removed from the grid. The latter was computed at each node using the IGRF model (Thébault et al., 2015). The regional field correction has an amplitude of 22 nT with a mean value of 35365 nT over this area. The resulting grid has a mean value of 16.96 nT.

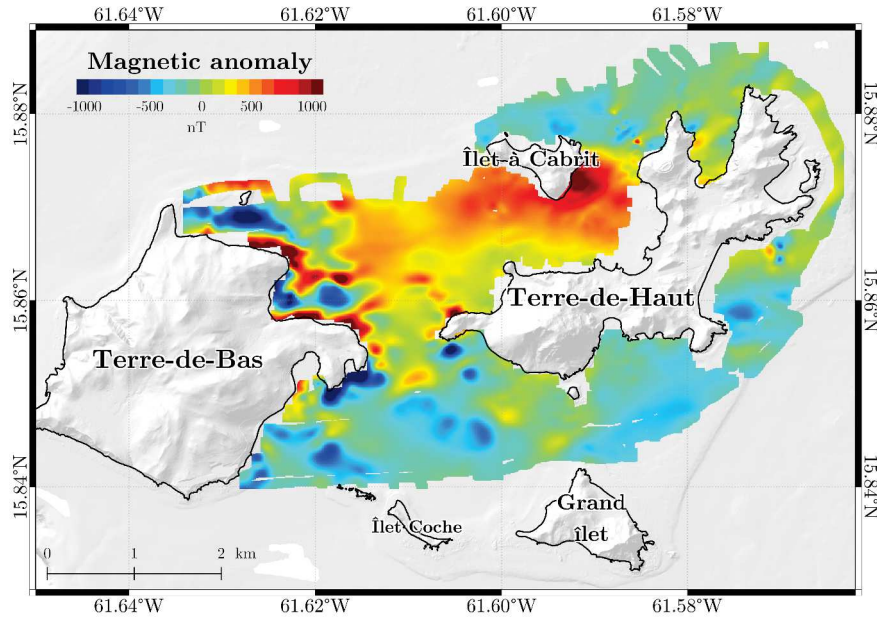


FIGURE 5.32 – Map of the magnetic anomaly computed from the high-resolution survey.

5.2.2.5 Magnetic effect of bathymetry

Topographic or bathymetric fluctuations create anomalies in the measured magnetic field that hinder the interpretation of magnetic maps, due to the distance-to-the-sources effect (Blakely, 1995). The different materials magnetization direction and norm can vary substantially, especially in volcanic contexts. However, it can be useful to quantify the amplitude of the effect of this topography on magnetic anomalies to avoid confusion between bathymetric variations and geological structures. In the simplest case, a layer draping the bathymetry and the topography with constant magnetization is considered.

This constant magnetization's direction corresponds to the direction of the Geomagnetic Axial Dipole ($I = 30^\circ$ and $D = 0^\circ$), proven to be a good approximation of the island mean magnetization direction in Basse-Terre, Guadeloupe (Carlut et al., 2000 ; Carlut et Quidelleur, 2000 ; Bouligand et al., 2016). Considering the Terre-de-Haut emplacement and the age of its volcanic phases there are probably some formations with reverse magnetization (Zami et al., 2014 ; Verati et al., 2014). Reversals of the magnetization direction can be expressed as changes in the sign of the norm of magnetization (Blakely, 1995), but it does not change its absolute value which is the main concern here. Without a priori information about the model total magnetization intensity, it is chosen so that the amplitude range of the modelled anomaly map match the amplitude range of the magnetic anomaly map. A magnetization of approximately 10 A/m allows for a magnetic anomaly amplitude range of approximately $[-1000; 1000]$ nT. This magnetization intensity does not represent a good approximation of the seafloor materials magnetization.

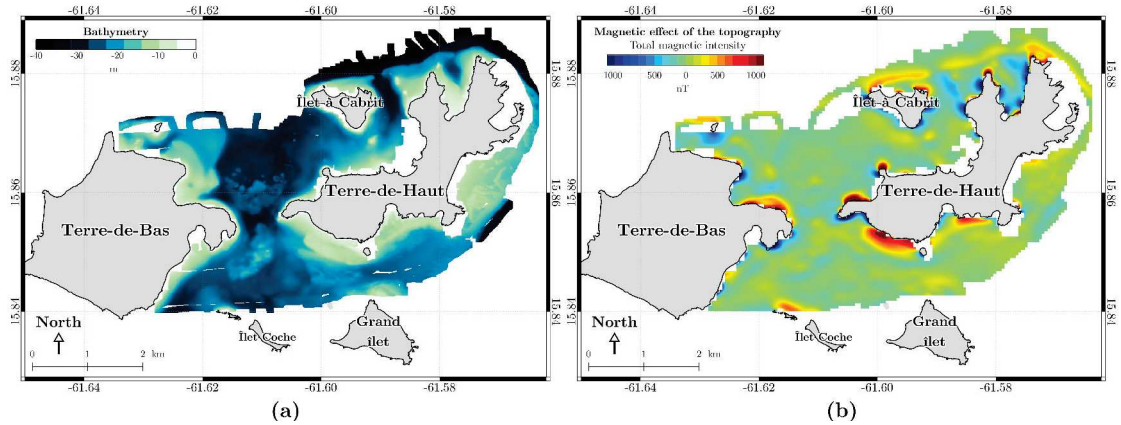


FIGURE 5.33 – a) Bathymetry of the magnetic survey, from LITTO3D survey. b) Magnetic effect of a layer of dipoles draping bathymetry and topography with constant magnetization (chosen magnetization is discussed in the text). Islands are in grey.

Figure 5.33-b shows that the magnetic anomaly contains some topographic effects for very short wavelength anomalies; however, the magnetic anomaly map due to the bathymetry is not overall well correlated with the magnetic anomaly map of figure 5.32. The long wavelength anomalies are not reproduced which indicates changes in the magnetization at greater depths or a deepening of the magnetized substratum. Anomalies close to the shoreline are incomplete because of the presence of magnetized material outside the survey limits.

5.2.2.6 Filed transforms for magnetic interpretation

Reduction to the pole (RTP)

The obtained magnetic anomaly map is first reduced to the pole (figure 5.34-b). This map transforms the signal into the one that would have been measured if the regional field had been vertical, in which case the anomalies are symmetrical and their maxima are centrally located over the sources (Blakely, 1995). For this reason, RTP is widely used for magnetic interpretation. One of the major difficulties with this map transform is that the direction of magnetization must be known. The RTP magnetic maps can help the geological interpretation by locating the centers of strongly or weakly magnetized bodies; however, RTP does not accurately determine the horizontal limits of the bodies and does not give estimates of susceptibility values.

The RTP transform being a spectral operator, the establishment of boundary conditions is crucial. In this case the gridding algorithm is designed to handle scattered data and fills the no-data areas -mostly onshore parts- with the best smooth approximation. Different filling methods for the no-data areas were compared to confirm that they have little to no effect on the geometry of the RTP.

Horizontal derivative and tilt angle computation

The horizontal extent of the bodies identified by the RTP map study cannot be precisely defined. To address this question, a usual transform is to compute its horizontal derivative to emphasize the high frequencies in the magnetic map. This horizontal derivative was performed on the RTP map so that the detected lines are centered above the anomalies' sources (figure 5.34-c). If RTP is well estimated (magnetization can be considered as constant with a known value), the horizontal derivative has a maximum over the edges of a body or over a vertical linear structure (Fairhead, 2015).

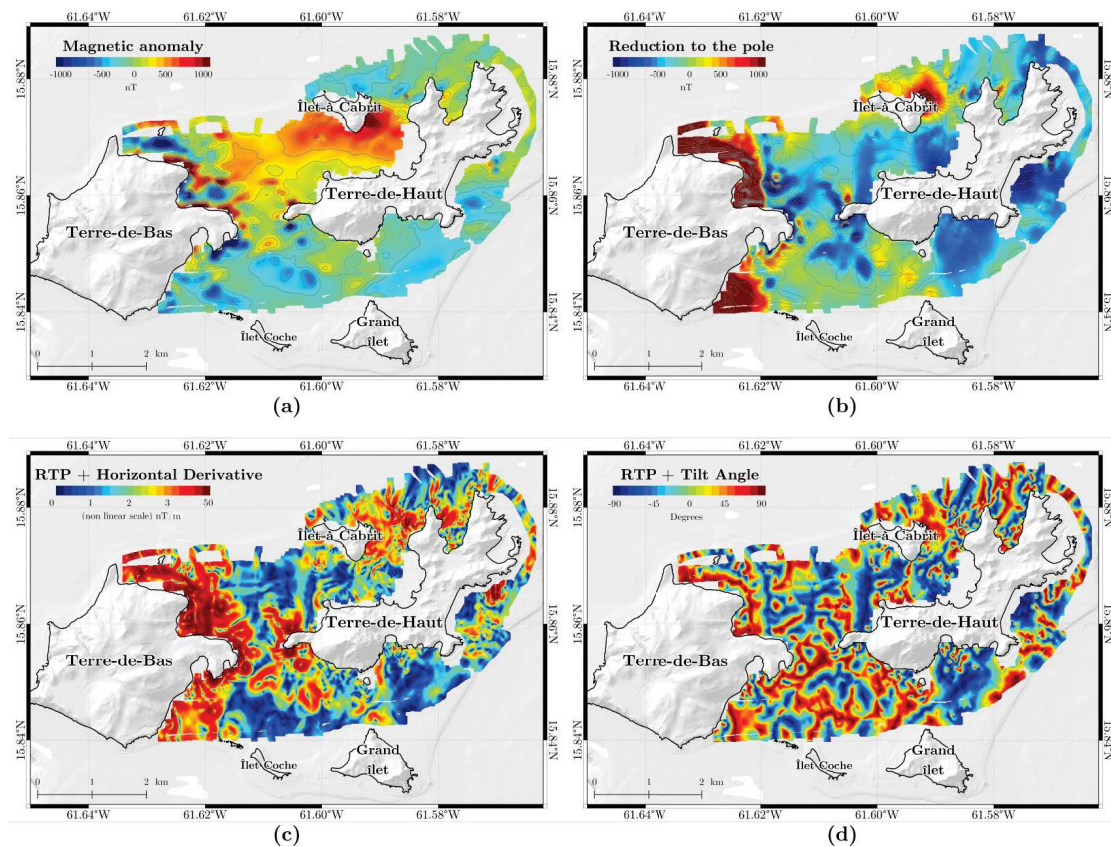


FIGURE 5.34 – Map transforms results of the Les Saintes high-resolution magnetic map. a) Total field magnetic anomaly with contour lines every 20 nT. b) Reduction to the pole of the magnetic anomaly with contour lines of the magnetic anomaly. c) Horizontal derivative performed after reduction to the pole. d) Tilt angle map transform performed after reduction to the pole. The shaded bathymetry is from the LITTO3D survey.

This method outlines large structures however high gradients can outweigh or mask anomalies with small gradients (Salem et al., 2007). The high precision bathymetric studies of les Saintes plateau showed that no major structural direction is visible in the coastal area of Terre-de-Haut (Leclerc et al., 2016) but the on-field study from Verati et al. (2016) recognized several directions that could have been masked in the bathymetric study. The tilt-angle map transform (figure 5.34-d) was specifically developed to highlight linear structures in magnetic studies (Miller et Singh, 1994 ; Salem et al., 2007 ; Verduzco et al., 2004) while normalizing the importance of every anomaly. If structure

edges are not vertical, both horizontal derivative and tilt transforms lead to uncertainty in positioning the limit. This uncertainty increases with the depth of the object and the inclination of the magnetization, among other parameters (Salem et al., 2002, 2007).

A simple automatic picking method is used to extract the main directions highlighted by both the horizontal derivative and the tilt angle map transform. Blakely et Simpson (1986) developed this picking method specifically to outline magnetic anomalies by finding the local maxima of the horizontal derivative of a reduced magnetic map. The same technique can be applied to the tilt-angle map by finding zero values instead of maxima.

5.2.2.7 Spectral inversion of magnetization

General principle

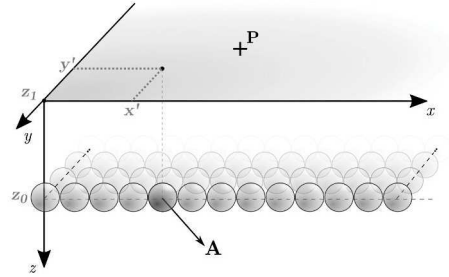


FIGURE 5.35 – Infinite layer of spheres in Cartesian coordinates. P is located on the measuring plane at $z = z_1$ whereas all unit spheres are located on the $z = z_0$ plane. Each sphere has a total magnetization A resulting from both remanent and induced magnetizations.

Gunn (1975) has proposed a method to compute the Fourier transform of the potential and total-field anomaly due to a dipole (uniformly magnetized sphere). Consider a sphere located at (x', y', z_0) with a constant magnetization $\vec{A}(x', y', z_0)$ in a right-handed Cartesian coordinate system. The magnetization intensity of the sphere is $\|\vec{A}(x', y', z_0)\| = A(x', y', z_0)$ and the direction cosines of $\vec{A}(x', y', z_0)$ are denoted (l, m, n) . The magnetic anomaly created by this sphere on the measuring plane at a given point $P(x, y, z_1)$ can be expressed as the convolution of different functions. The convolution theorem states that if two functions are convolved in the space domain then they are multiplied in the frequency domain and F_s , the Fourier transform of the magnetic anomaly created by this sphere, can be expressed as (Blakely, 1995)

$$F_s(u, v, z_0) = 2\pi \cdot A(x', y', z_0) \cdot (jlu + jmv - ns) \cdot (jLu + jMv - Ns) \cdot e^{-(z_1 - z_0)s} \cdot e^{jux'} e^{jvy'} \quad (5.1)$$

where j denotes the imaginary number such as $j^2 = -1$, (L, M, N) are the direction

cosines of the regional magnetic field, u and v are the spectral frequency coordinates associated with x and y , respectively, and $s = \sqrt{u^2 + v^2}$ is the spectral frequency associated with z .

Considering equation 5.1, the 2D Fourier transform of the anomaly of magnetic intensity F at $P(x, y, z_1)$ created by a horizontal continuum of spheres located at z_0 (figure 5.35) is

$$F_s(u, v, z_0) = 2\pi \cdot (jlu + jmv - ns) \cdot (jLu + jMv - Ns) \cdot e^{-(z_1 - z_0)s} \cdot \iint_{-\infty}^{+\infty} A(x', y', z_0) e^{jux'} e^{jvy'} dx dy. \quad (5.2)$$

Equation 5.2 implies that the magnetization direction is independent from (x', y') , which means that all spheres have the same magnetization direction. The last function of equation 5.2 can be recognized as the Fourier transform of the magnetization repartition A and $F(u, v, z_0)$ becomes

$$F(u, v, z_0) = \frac{2\pi}{s} \cdot (jlu + jmv - ns) \cdot (jLu + jMv - Ns) \cdot e^{-(z_1 - z_0)s} \cdot A(u, v, z_0). \quad (5.3)$$

Therefore, the 2D Fourier transform of magnetization $A(u, v, z_0)$ is obtained from equation 5.4 by multiplication of a filter in the Fourier domain, i.e.

$$A(u, v, z_0) = F(u, v, z_0) \cdot \frac{s \cdot e^{-(z_1 - z_0)s}}{(jlu + jmv - ns) \cdot (jLu + jMv - Ns)}. \quad (5.4)$$

In equation 5.4, a combination of reduction to the pole and downward continuation can be recognized

$$A(u, v, z_0) = F(u, v, z_0) \cdot \frac{1}{s} \cdot \frac{s^2}{(jlu + jmv - ns) \cdot (jLu + jMv - Ns)} \cdot e^{-(z_1 - z_0)s}. \quad (5.5)$$

This equation is the expression of the inverse Earth filter proposed by Schouten (1971) and Schouten et McCamy (1972) for filtering marine magnetic anomalies and considering a distribution of spheres. This calculation is unstable if too much resolution is attempted (Bott et Hutton, 1970 ; Blakely, 1995). The estimation of possible resolution for the current study is carried out via synthetic analysis.

Synthetic cases

A few synthetic inversions were conducted to evaluate the effectiveness of this spectral magnetization inversion compared with the RTP transform. Three synthetic magnetic maps are computed at different altitudes (10, 40 and 100 m) for a given layer at a depth of 0 m with a thickness of 10 m, displayed at the top of figure 5.36. The magnetized layer has an induced magnetization. The inclination and declination of the regional magnetic field are 30° and 0° , respectively. The total extension of the model is 500×500 m with a magnetization intensity of 1 A/m. This magnetization intensity corresponds approximately to the intensity that can be obtained at these latitudes for the induced component of fresh rocks, considering the measured susceptibilities (table 5.1). A large demagnetized rectangle (magnetization intensity is null) is located in the center of the layer. Three smaller squares of more magnetized material are added, with normal and reverse magnetization, which is expressed by positive and negative magnetizations “norms” (magnetizations intensities of -2, -1 and 2 A/m), respectively.

Depending on the acquisition altitude of the magnetic map, the shapes of the anomalies drastically change and the magnetic anomalies due to the small squares almost disappear, as shown by figure 5.36-C. The geometric information of the sources is rapidly lost when moving away from the sources, and the amplitude of the anomalies also quickly decreases. If the magnetized sources are located at depths of 100 m or greater, the magnetic anomaly will have an amplitude of a few dozens of nT. In this study the sources might lie under the reef plateau that is 200 to 300 m thick. If the sources are this deep, this means they have a very high total magnetization. Considering the susceptibility measurement on fresh materials (table 5.1), this means fresh rocks must have a strong remanent magnetization that is likely to dominate the induced component.

The RTP transform effectively locates the sources of anomalies (figure 5.36-1b, 2b and 3b). However it has less resolution than spectral inversion depending on the altitude (figure 5.36-1c, 2c and 3c). RTP interpretation gives a first order repartition of the magnetization in most cases: RTP maxima and minima indicate the presence of anomalous sources but figure 5.36-3b illustrates the inaccuracy of edge picking using this map transform. Moreover, RTP interpretation over figure 5.36-3b could lead to the interpretation of a 45° direction at this altitude due to the interaction between the magnetic effects of separated sources aligned along this direction.

The spectral inversion allows recovery of the geometries and the magnetization intensities of the initial model for all presented altitudes. Because Fourier transforms are used, the mean value of inverted models is null. If the mean value of the magnetization over the prospected area is non-zero, which is usually the case with non-synthetic data, the magnetizations are inverted to within a constant.

Equation 5.4 shows that the spectral inversion contains a $e^{(z_1-z_0)s}$ function ($z_0 = 0$

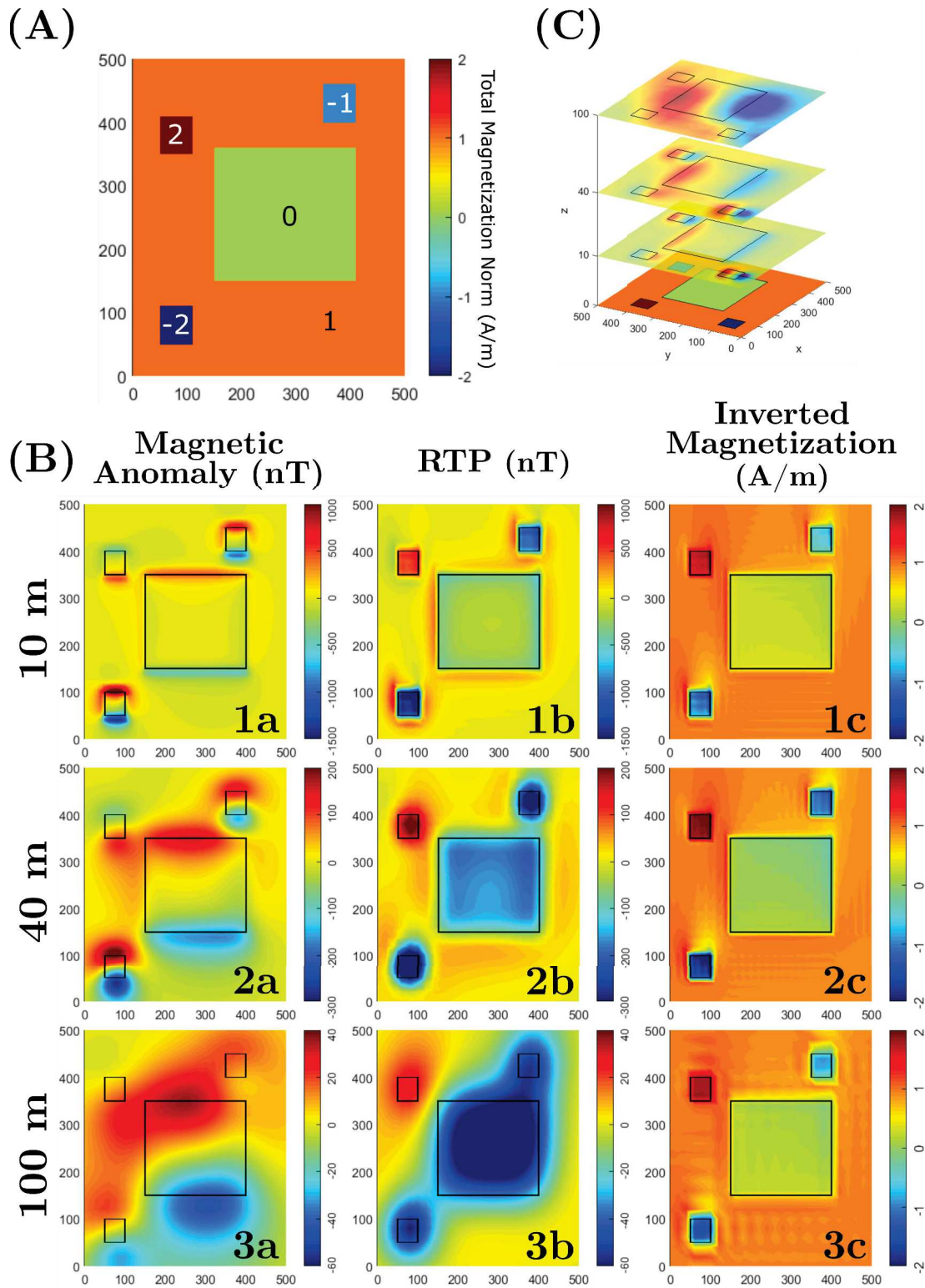


FIGURE 5.36 – (A) Geometric model of a magnetization repartition with no topography. The different sources bear different total magnetization intensities (-2; -1; 0; 1; 2) A/m, and their magnetization direction is $I = 30^\circ$ and $D = 0^\circ$ which matches the imposed regional field. The grid is 500×500 m with a 10 m sampling rate and is located at altitude 0. (B) 1a), 2a) and 3a) Magnetic anomaly, 1b), 2b) and 3b) reduction to the pole (RTP) and 1c), 2c) and 3c) spectral inversion of this initial model computed at altitudes of 1) 10 m, 2) 40 m and 3) 100 m. (C) 3D display of the total magnetic intensity of the models 1a), 2a) and 3a) over the grid model at their computation altitude (not to scale).

and z_1 is positive) corresponding to the downward continuation transform. This function is the reason for high frequency outbreaks when z_1 increases. High frequencies generally appear when downward continuation is greater than 3 times the sampling interval. In the case of the synthetic inversions presented, the maximum values of $e^{(z_1-z_0)s}$ can be very high (table 5.2), the maximum value of s being equal to $\sqrt{2}\pi$.

Altitude	Sampling interval	Downward continuation function $e^{(z_1-z_0)s}$	Downward continuation function maximum value
10 m	10 m	e^{1s}	85.0
40 m	10 m	e^{4s}	$5.2 \cdot 10^7$
	20 m	e^{2s}	$7.2 \cdot 10^3$
100 m	10 m	e^{10s}	$1.9 \cdot 10^{19}$
	50 m	e^{2s}	$7.2 \cdot 10^3$

TABLE 5.2 – Maximum values of the downward continuation function depending on the altitude of the magnetic map and on the sampling interval, for the examples illustrated by figure 5.36. The chosen sampling interval for spectral inversions of figure 5.36 are in bold for each altitude.

For example, in the case of figure 5.36-2c, the downward continuation with a sampling rate of 10 m is four times the sampling interval to reach the depth of 40 m and the function has a maximum value of $5.2 \cdot 10^7$. Therefore, without changing the sampling interval, it is impossible to invert the data for figure 5.36-2c and 5.36-3c. The only solution to this numeric problem is to change the sampling rate to prevent the downward continuation to be greater than three times the sampling interval ($e^{3s} = 6.1 \cdot 10^5$ when s is maximal). Table 5.2 shows the chosen sampling interval depending on the altitudes. This increase of grid spacing is consistent with the usual magnetic survey's specifications where profile spacing fits the altitude of the survey.

5.2.2.8 Interpretations of the magnetic data

Interpretations over the RTP transform

Anomalies from the RTP map seem noticeably different from the total magnetic field (TMI) map, and 3 main observations can be made: there are wide maximum areas near Terre-de-Bas Island and in the eastern part of Îlet à Cabrit (figure 5.34-b), a wide minimum occurs in the vicinity of the central part of Terre-de-Haut Island, and there are smaller areas with anomalies that exhibit distinct positive and negative parts with similar geometry. In the last cases, it is possible that the assumption of a constant magnetization for all volcanic rocks of Terre-de-Haut is showing its limits, which leads to anomalies that maintain skewness. Magnetic sources bearing remanent magnetization in another direction than the regional magnetic field direction considered by the RTP

can exhibit such behavior. The synthetic models of figure 5.36 show that a normally magnetized object such as the square in the upper left corner will have an anomaly oriented N170 with its negative part in the North and its positive part in the South when the anomaly is projected on the measurement plane. The comparison of the high wavelength anomalies with the expected dipole anomaly with normal magnetization shows that their orientation differs. This interpretation is supported by the presence of fresh or massive lavas in the vicinity of these anomalies.

The RTP highlights several features in the magnetic survey. The presence of fresh and magnetized material can explain the important maximum around Terre-de-Bas Island (figure 5.34-b) in the RTP map. The island has indeed a slightly different emplacement story from Terre-de-Haut: it is overall aged less than 1 My (Zami et al., 2014) with a unique volcanic phase and presents no advanced form of hydrothermal alteration (Verati et al., 2016). The other main maximum from the RTP map is in the coastal part of Îlet à Cabrit. This islet does not have a distinct geology that could explain such an anomaly compared with other areas in Terre-de-Haut. This RTP anomaly maximum locates the top of a source interpreted as a deep and highly magnetized object. For example, an intrusion at depth can show a similar signal if its material is not altered.

Small local maxima indicate dipole anomalies at sea. These are interpreted as buried lava domes. The intensity of the RTP anomalies associated with the absence of relevant bathymetry variation in this area suggests deep structures. The map also shows a large minimum area of RTP anomaly in the central region of Terre-de-Haut. Its center and limits appear consistent with the onshore-measured weak susceptibilities corresponding to altered materials. When compared with the limits of altered units, different degrees of alteration can be inferred from the RTP map, continuing the units of figure 5.27 offshore. Field and topographic studies show no evidence of a significant collapse of the central part of Terre-de-Haut compared with the rest of the island (Navelot et al., 2018) so this anomaly is interpreted as a variation in the magnetization of buried materials (demagnetization) as observed onshore instead of deepening of a magnetized layer due to subsidence.

Limits between the main areas may be carried by North-South linear structures. The North-South direction is also present with two linear minima at the West and North-East parts of Terre-de-Haut Island. Finally, the limits of the demagnetized area are probably produced by linear structures with orientations in accordance with the onshore recognized structures. This outlining process of the RTP is not accurate for precise horizontal identification of the edges of structures, as illustrated by the synthetic cases of figure 5.36-b. However, these directions indicate a possible structural control of the horizontal extension of the paleo-reservoir, mostly by an N-S system.

Inputs from lineaments picking over horizontal derivative and tilt analysis

The implementation of automatic picking over the two proposed map transforms in Les Saintes generates an intricate network (figure 5.34-c and d). This complex geometry indicates that no major lineament is to be seen with this technique. However, small linear structures and fractures could be interpreted. The amplitude of magnetic anomalies is controlled by the size of the objects but also by their depths, their horizontal distribution and by the magnetization contrast caused by contacts. The synthetic cases of figure 5.36-C illustrate how the magnetic signal is decreasing with altitude (or depth) and how this can lead to magnetic interactions between separated objects depending on their horizontal distribution. To further constrain the local structures in the area, we extrapolated the results of horizontal derivative lineaments with handpicked directions controlled by the previously described fault network (Leclerc et al., 2014 ; Verati et al., 2016) and the measured regional stress field (Navelot et al., 2018). Amongst other directions, the local fault systems controlling the paleo-reservoir (mainly oriented N130-N140) can be recognized (figure 5.37-b). This suggests that the fault network identified onshore is also present at depth however the difficult identification of these well-known systems indicates that they are either deep and/or that the magnetization contrast caused by these structures is not major.

To outline the structures detected via RTP interpretation, the lineaments obtained from tilt analysis are used (figure 5.37-c). This process delineates RTP isovalues to define objective domains. The previous RTP interpretation is needed to extrapolate the noteworthy domains (figure 5.37-d). The limits do not perfectly fit to the edges of the objects, firstly because 3-D geometry is not recovered by this 2-D analysis and secondly because the investigated objects most probably have blurred vertical limits. If objects remain in the subsurface, this uncertainty is reduced.

The link between land and sea structures is essential in such an insular context. Figure 5.38 gathers all domains and lineaments obtained from magnetic transforms studies at sea and combines them with the onshore lithologies and structures obtained from outcrop analyses to obtain a consistent outline of the offshore and onshore objects.

Magnetization zonation of the spectral inversion map

The magnetic survey has a profile spacing of 50 to 100 m, consistent with the 50-m grid spacing and the mean bathymetry located approximately 40 m below sea level. The data were inverted at 40 m, and the resulting map shows a strong magnetization intensity of western materials, close to Terre-de-Bas, which dilates the magnetization scale. This result is expected considering previous interpretations and susceptibility measurements; however, the inverted intensities reach 35 A/m, which appears to be an overestimation. A cropping of the grid was carried out around Terre-de-Haut, because this area is the principal concern of this study. Terre-de-Bas emplacement is indeed

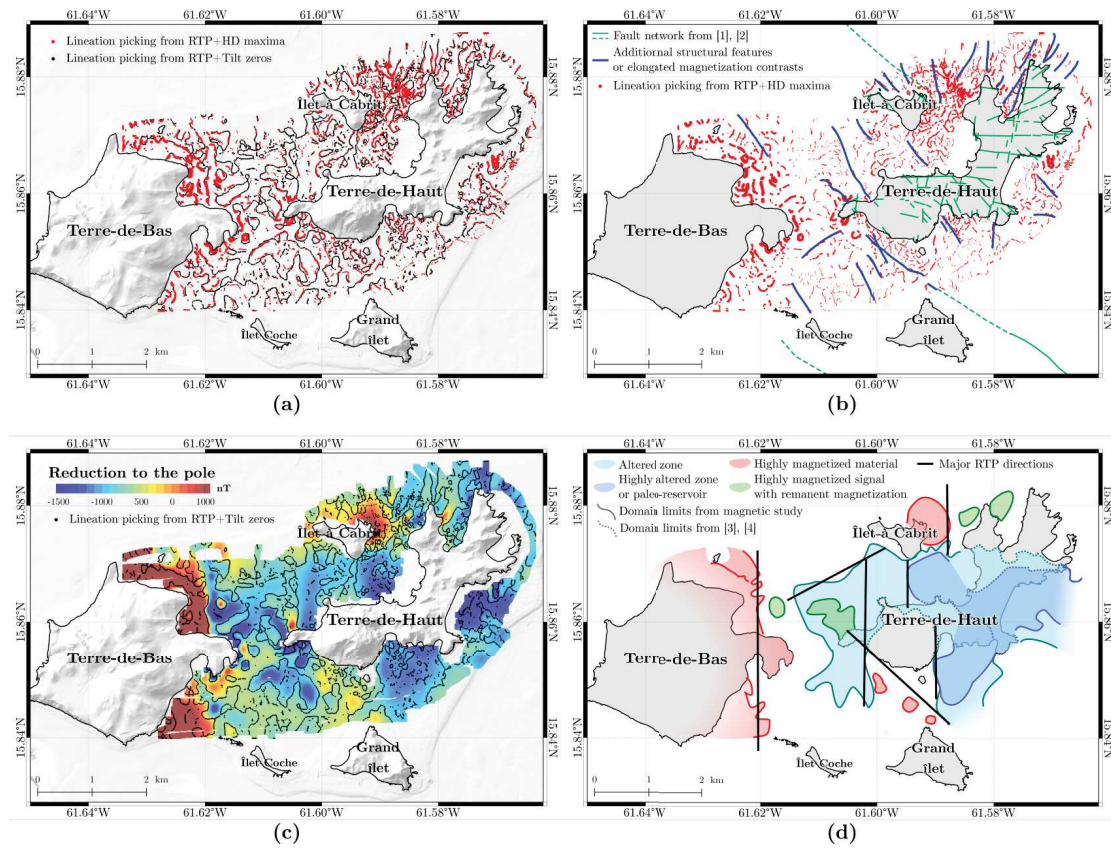


FIGURE 5.37 – a) Automatic picking (dots) of the main directions highlighted by horizontal derivative (HD) and tilt-angle map transforms after RTP. The size of the red dots indicates the amplitude of the horizontal gradient and thus the importance of the lateral change in total magnetic intensity. The tilt map map transform does not show these differences in scale. The background map is the shaded bathymetry map from the LITTO3D survey. b) Automatic picking (dots) of the main directions highlighted by horizontal derivative (HD) map transforms alongside the fault network (green lines) from [1] Verati et al. (2016) and [2] Leclerc et al. (2014). Offshore plain lines indicate observed faults whereas dashed lines indicate inferred faults. Blue lines are magnetic lineaments deduced from the simultaneous study of the automated picking and the fault network. c) Reduction to the pole map with automatic picking (black dots) of the main directions highlighted by the tilt angle map. d) Main geological structures interpreted from the reduction to the pole map. The outlining of the objects is guided by the tilt automated picking (offshore, plain lines) and by the onshore geological units from [3] Jacques et Maury (1988) and [4] Verati et al. (2016) (onshore, dotted lines).

different from Terre-de-Haut and its lithologies are more recent and more magnetized than those of Terre-de-Haut. Moreover, the magnetization direction may not be the same in this area. The result of the spectral inversion at 40-m depth in the Terre-de-Haut coastal area is presented in figure 5.39. The 40-m depth was chosen to fit the mean seafloor depth of the Les Saintes reef plateau. The carbonated platform is 250 m thick and the inversion represents an arbitrary 1-m magnetized horizontal layer. Figure 5.39 thus represents a mean apparent susceptibility at this distance.

The weakest magnetization intensity obtained from this inversion is located close to Grande Anse Bay. The limits of this patch of weak magnetization intensity match the

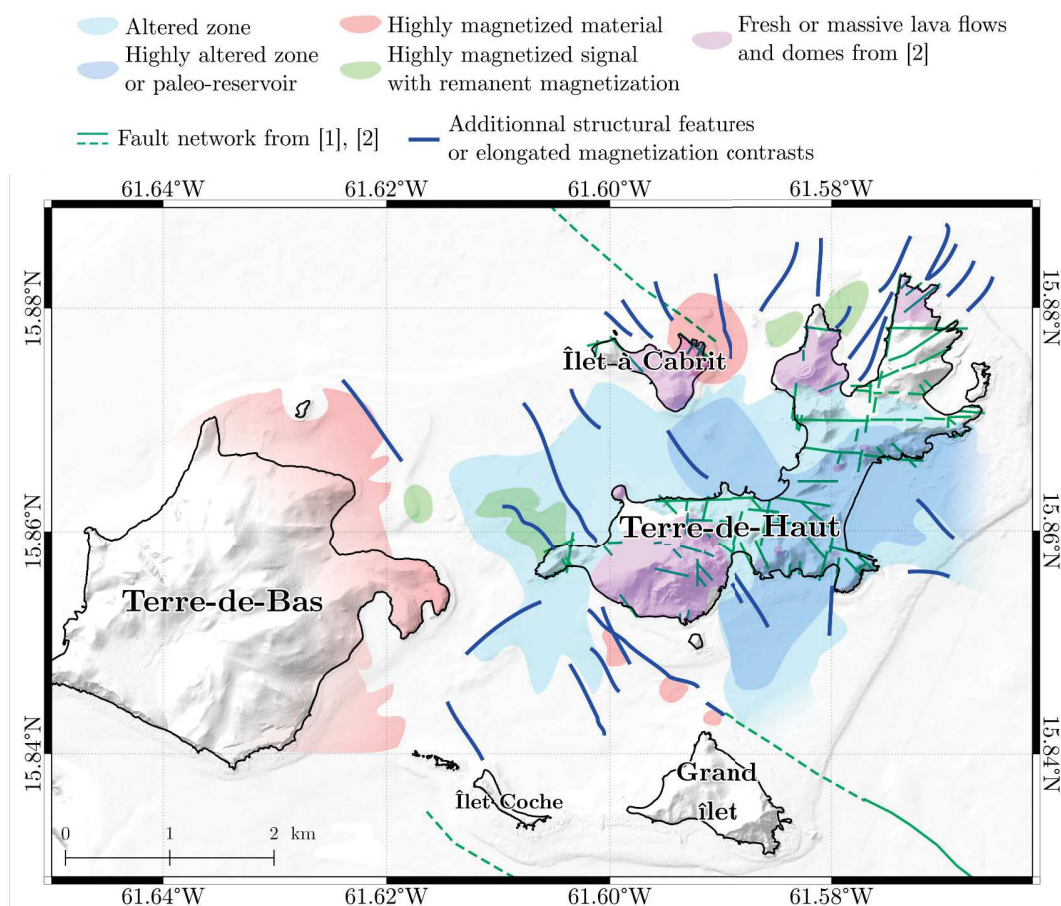


FIGURE 5.38 – Offshore extension of the onshore geological structures, as obtained by magnetic interpretation. [1] Verati et al. (2016) [2] Leclerc et al. (2014). Background shades are the bathymetry and topography from IGN data.

limits of the mostly hydrothermalized lithology. In the vicinity of the very low intensity magnetization, the materials also seem to be weakly magnetized over an area that can be extended from the altered lithologies seen onshore.

The highly magnetized islet of Îlet à Cabrit shows the expected high intensity magnetization. Magnetization intensity also seems to increase in the south-western part of the survey, perhaps due to Terre-de-Bas influence. This variation could also correspond to the presence of buried magnetized bodies, as it is interpreted with RTP analysis. This variation in magnetization intensity seems to be in continuity with the Boisjoli fault. First order directional interpretation of the inverted map shows major N140 directions that are consistent with the regional stress field.

5.2.2.9 Conclusions

A high-resolution magnetic map was obtained off the shore of Les Saintes by means of an innovative set-up that was designed to be cost- and time-effective. The final

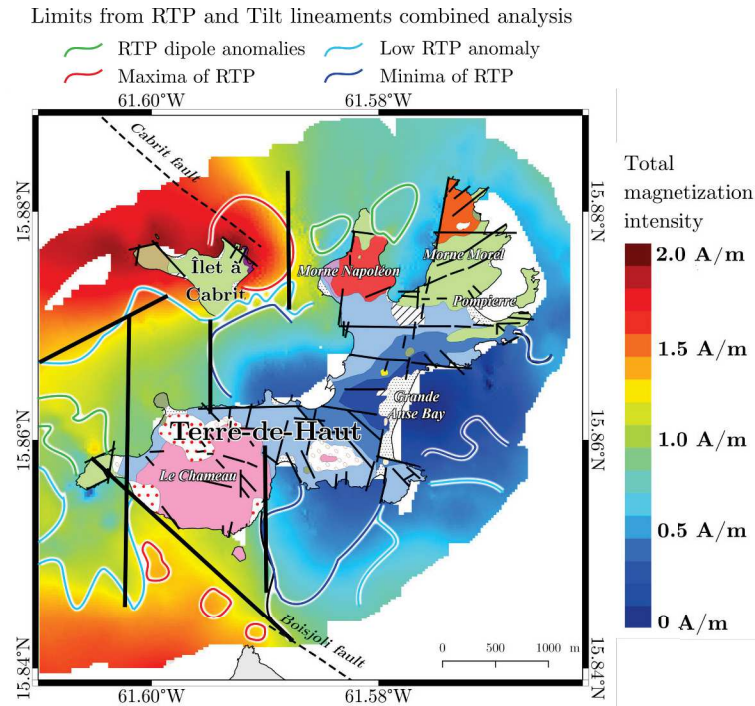


FIGURE 5.39 – Spectral inversion of the Les Saintes survey in the Terre-de-Haut area with RTP domains interpretations. Thick black lines are orientations deduced from the RTP study. The lithologies and faults (thin black lines) are presented in figure 5.27 (Jacques et Maury, 1988 ; Verati et al., 2016 ; Navelot et al., 2018).

calibration errors were estimated to be approximately 0.5% of the anomalies over the study area, which led to good quality data for this survey. This also means that it is possible to compensate for highly magnetized devices in magnetized environments, which allows the use of a variety of different carriers for the electronics and magnetometer. The remaining errors, mainly caused by positioning errors, could be corrected by upgrading the GNSS navigation system to a lightweight and far-reaching D-RTK GNSS system.

Magnetic studies are sometimes able to highlight structural lineaments either due to the crushing and grinding of magnetized material in the fault damage zones (Fairhead, 2015) or to the mineralization and fluid circulations in the fracture zones (Vauchez et da Silva, 1992 ; Fairhead, 2015). The detailed study of magnetic lineaments here shows great heterogeneity. The fault network identified onshore is not easily recognized offshore. The markers of the N130-N140 system indicate that such structural directions may express at depth or with a small magnetization contrast. RTP analysis showed minima and maxima whose positions were consistent with the geological units onshore, which thus led to the conclusion that they highlight diversely magnetized areas or variations in the topography of the magnetic substratum underlying the reef platforms or, most likely, a combination of both effects. These results allowed inference of the offshore continuation of the onshore hydrothermalized area. The exact extension of the altered zone could not be inferred from reduction to the pole; however, major directions

consistent with the regional stress field could be observed. The horizontal extension of the paleo-reservoir is controlled by N-S directions interpreted as structural directions. They are either responsible for the collapse of the central part of Terre-de-Haut together with the N130-N140 and N90-N110 systems or they represent fluid barriers during the emplacement of the geothermal system.

Spectral inversion with a filter was introduced and showed good results during the feasibility study using the synthetic data compared with classical map transforms interpretations, namely, reduction to the pole and the combination of directional derivatives. This inversion demands several hypotheses: the magnetization direction must be constant over the prospected area, it must be known, and the effect of topography must be negligible. These hypotheses are also necessary to perform most potential field transforms. Although all hypotheses were not perfectly met in this complex volcanic setting, the spectral inversion showed results generally consistent with previous interpretations and with the geological knowledge of the archipelago. The offshore limits of the altered zone inferred from spectral inversion vary little from what is interpreted with previous map transforms and quantitative interpretation of magnetization intensity correlates well with the onshore knowledge over Terre-de-Haut.

5.2.2.10 Acknowledgements

This paper is a contribution to the GEOTREF project funded by the French government in the frame of the “Investissements d’Avenir” program and tutored by ADEME. Partners of the GEOTREF project are Teranov, Kidova, Mines ParisTech, ENS Paris, GeoAzur, GeoRessources, IMFT, IPGS, LHyGes, UA, UCP-GEC.

5.2.3 Réduction au pôle et signal analytique

Ce commentaire est une sous-section additionnelle qui n'est pas discutée dans l'article soumis. De ce fait elle est rédigée en français.

Lors de l'interprétation magnétique, le signal analytique de la grille est calculé, dans sa formulation 3D telle que décrite par Roest et al. (1992) et dans la section 3.4, pour obtenir la figure 5.40.

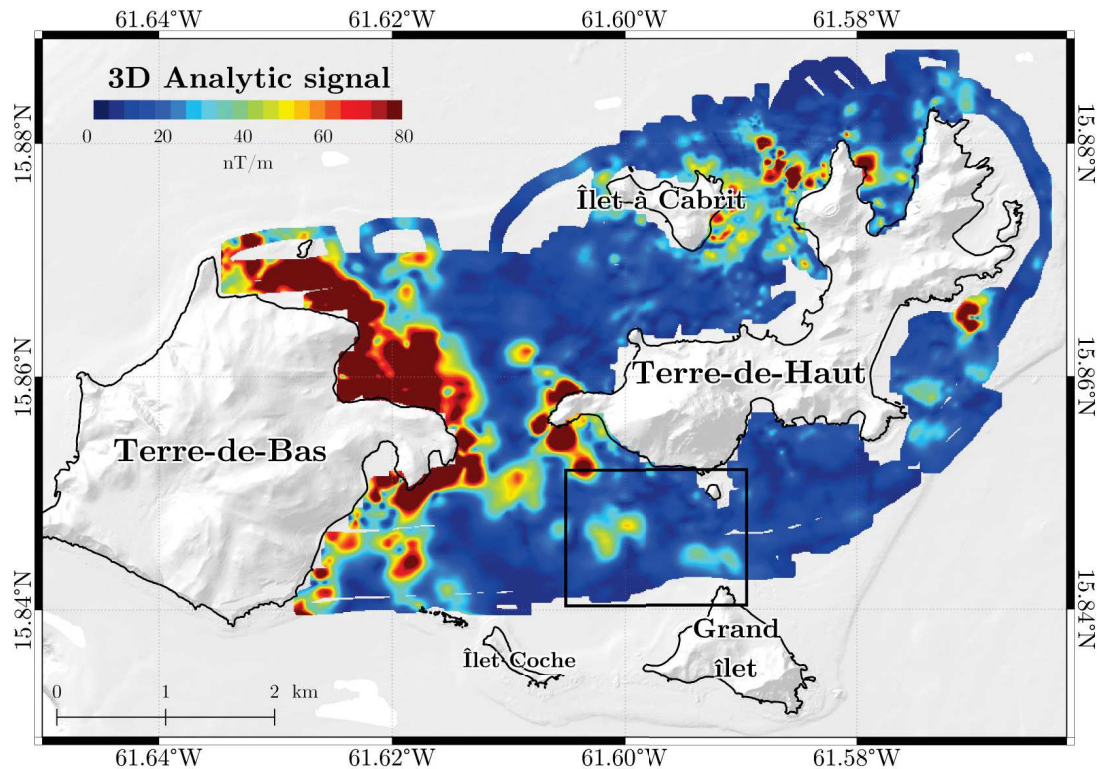


FIGURE 5.40 – Signal analytique vectoriel de la carte d'anomalie de l'intensité du champ magnétique aux Saintes. Le cadre noir indique les structures étudiées figure 5.41.

Les structures interprétables sur ce type de cartes sont sensiblement les mêmes que celles interprétables en réduction au pôle (figure 5.34b). Au sud-ouest de Terre-de-Haut (cadre noir de la figure 5.40), trois maxima de réduction au pôle ont été interprétés comme des dômes volcaniques enfouis (car non visibles dans la bathymétrie). On constate sur la figure 5.41 que le signal associé à ces objets est sensiblement décalé en signal analytique par rapport à ce qui est observable en réduction au pôle. D'autre part, ce signal semble de moins d'importance en signal analytique par rapport aux autres structures qu'en réduction au pôle.

Sur la figure 5.41 on remarque que

- l'objet 1 a une géométrie plus allongée que les autres, avec un maximum local au nord. La transformation en signal analytique montre qu'il s'agit peut-être de deux objets différents et non d'un seul objet ayant une géométrie complexe. La

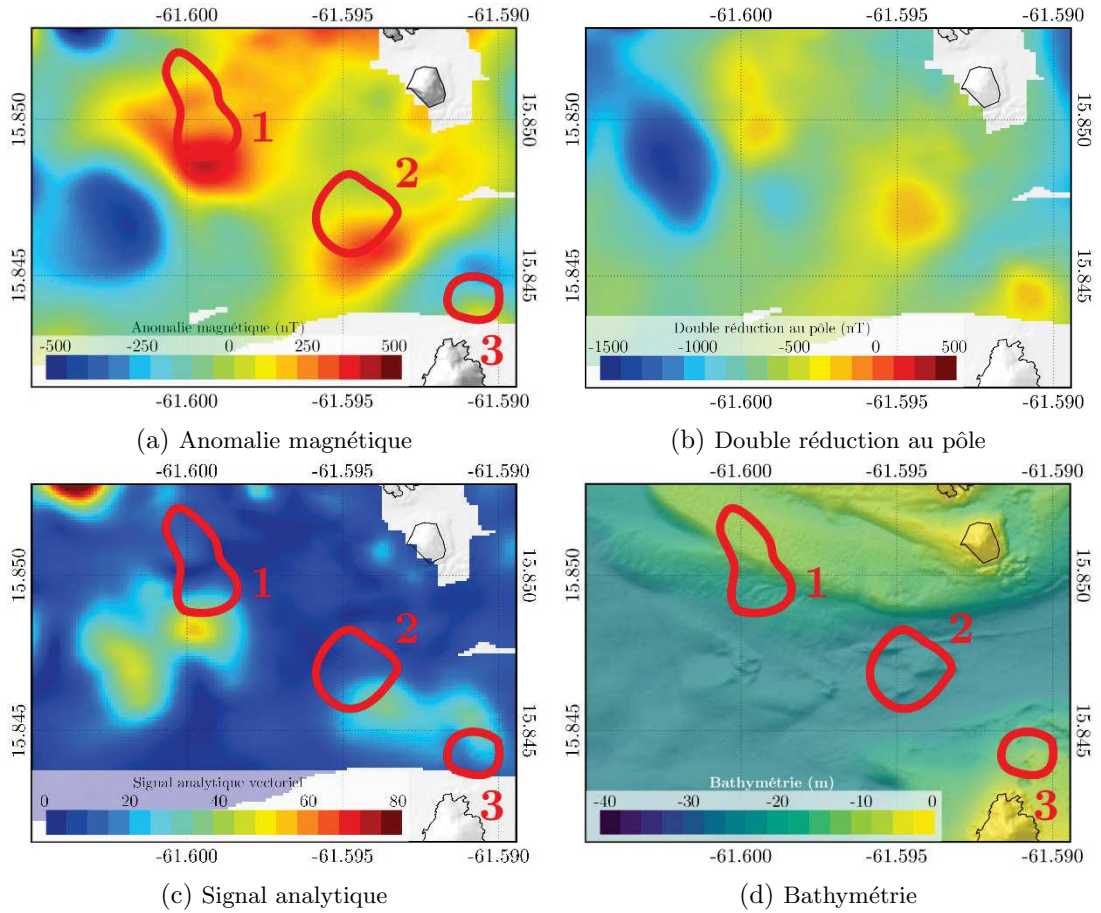


FIGURE 5.41 – Détail de la zone encadrée en noir sur la figure 5.40. a) Carte de l'anomalie magnétique. b) Carte de réduction au pôle. c) Carte de signal analytique (non réduit au pôle). d) Bathymétrie de la zone (LITTO3D). Les contours approximatifs des trois objets interprétés sur la réduction au pôle sont tracés en rouge sur la carte de signal analytique.

bathymétrie montre que cela pourrait aussi être lié à un effet topographique.

- L'association des pôles négatifs/positifs dans la carte d'anomalie magnétique n'est pas évidente. En particulier pour l'objet 3, la partie négative n'est pas entièrement imagée.
- le décalage entre signal analytique et réduction au pôle de l'objet 3 est dans le sens inverse par rapport aux deux autres objets (le maximum de SA est au nord du maximum de DRP). Cela peut suggérer la présence d'aimantation rémanente (ou une géométrie plus complexe).

La figure 5.42 rappelle les résultats de modélisations réalisées au chapitre 3, qui montrent un comportement de ce type dans le cas d'une source sphérique. Si l'on suppose pour chacune de ces trois structures une source sphérique d'aimantation purement induite, alors le maximum de réduction au pôle indique la position horizontale du centre de la sphère. L'erreur de positionnement horizontal du maximum de signal analytique par rapport au centre de la sphère est une fonction de l'inclinaison du champ et de la

profondeur (voir section 3.4.4, figure 3.29). Ainsi, il est possible de déduire la profondeur maximale théorique de telles sources, si l'on considère un champ magnétique d'inclinaison $I = 30^\circ$. En effet, on estime que pour cette inclinaison, le décalage horizontal entre les maxima dans les deux opérateurs représente 30% de la profondeur (Le Maire, 2017) et qu'il est maximal (figure 3.29).

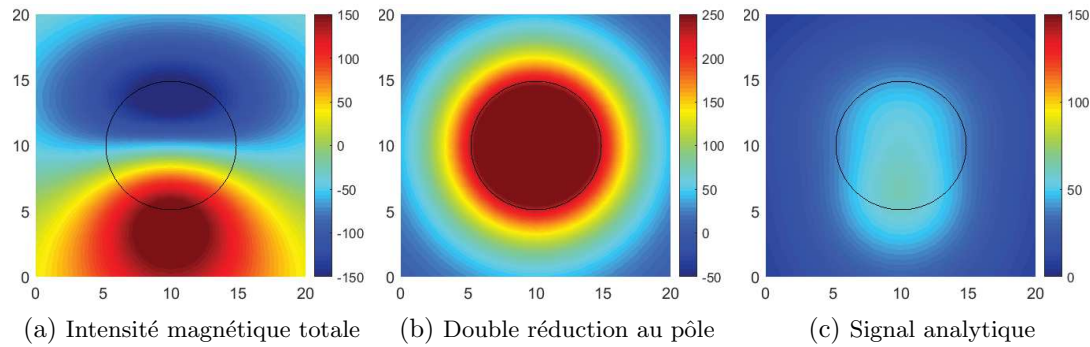


FIGURE 5.42 – Modélisation de l'effet magnétique d'une sphère d'aimantation induite dans un champ régional de direction $I = 30^\circ$ et $D = 0^\circ$, et application des opérateurs de réduction au pôle et de signal analytique. La position du diamètre maximum de la sphère est indiquée par un cercle noir.

Pour les trois structures considérées, on obtient les profondeurs présentées dans le tableau 5.3. L'expérience est également réalisée sur le modèle synthétique présenté figure 5.42, pour estimer la validité de cette méthode. Pour le modèle synthétique, on retrouve par cette méthode la profondeur du centre de la sphère.

Objet	Décalage horizontal des max. (m)	Profondeur maximum (m)
Modèle	3	10
Dôme 1	172	573
Dôme 2	168	560
Dôme 3	128	427

TABLEAU 5.3 – Profondeur inversée pour le modèle synthétique et pour les trois dômes interprétés en réduction au pôle, en les considérant comme des structures sphériques d'aimantations induites dans un champ régional d'inclinaison $I = 38,6^\circ$ et de déclinaison $D = -14,7^\circ$.

Si l'inclinaison du champ magnétique est différente de 30° , alors cette méthode sur-estime la profondeur (Nodot, 2014 ; Le Maire, 2017).

Ces estimations de profondeur, autour de 500 m pour ces dômes, pourraient avoir de l'importance pour comprendre l'enfouissement et donc l'histoire de ces structures, mais les hypothèses qui ont dû être faites pour les obtenir sont fortes.

Chapitre 6

Mise en relation des interprétations magnétiques avec des résultats issu d'autres données géophysiques

Sommaire

6.1	Magnétotellurie (MT)	200
6.1.1	Les résistivités dans le sol	200
6.1.2	Principe de la méthode MT	202
6.1.3	Faisabilité en Guadeloupe	207
6.1.4	Données et résultats d'audio-magnétotellurique	208
6.1.5	Données magnétotelluriques en Basse-Terre	210
6.1.5.1	Campagne MT GEOTREF 2015	210
6.1.5.2	Campagne MT Imagir-GEOTREF 2016	214
6.1.5.3	Cartes et résultats d'inversion MT	216
6.1.6	Les zones d'intérêt à caractère géothermique	217
6.1.7	Données MT/AMT et magnétisme	221
6.2	Électromagnétisme en domaine temporel (TDEM)	225
6.2.1	Principe de la méthode	225
6.2.2	Faisabilité en Guadeloupe	226
6.2.3	Données TDEM de GUADEM	227
6.2.4	Traitement et inversion des données	228
6.2.5	Cartes de résultat	229
6.2.6	Lien entre les données TDEM et le magnétisme	230
6.2.6.1	Section de surface (0-2 m)	231
6.2.6.2	Section à 21 m (21-26 m)	234
6.2.6.3	Section à 262 m (262-299 m)	236
6.2.6.4	Section à 300 m (≥ 300)	239

6.2.6.5	En résumé	241
6.2.7	Comparaison avec les données MT	242
6.3	Gravimétrie	244
6.3.1	Principe de la méthode	244
6.3.1.1	Le champ gravimétrique	244
6.3.1.2	Les corrections gravimétriques	246
6.3.2	Faisabilité de la gravimétrie en Guadeloupe	247
6.3.3	Limites de la méthode	248
6.3.4	Données et anomalie de Bouguer en Basse-Terre	249
6.3.5	Interprétations dans la zone PER	251
6.3.6	Apport des données gravimétriques en Basse-Terre et sur le PER	253
6.3.7	Relation de Poisson	255

L'ampleur du projet GEOTREF a permis l'étude simultanée d'un grand nombre de méthodes géophysiques. Afin de caractériser les objets géologiques de la Guadeloupe, des campagnes marines de sismique, de bathymétrie et de magnétisme ont été menées ainsi que des campagnes terrestres de magnétisme, de gravimétrie et d'électromagnétisme. D'autre part, un certain nombre de données géophysiques étaient déjà disponibles au démarrage du projet. Un important travail de croisement des données a été réalisé en collaboration avec les acteurs du projet GEOTREF pour interpréter au mieux la structure de la Basse-Terre. Nous présenterons dans ce chapitre les campagnes et données gravimétriques, magnétotelluriques et d'électromagnétisme en domaine temporel, et nous croisons pour chaque méthode les interprétations pouvant être faites avec les interprétations issues de l'étude magnétique.

6.1 Magnétotellurie (MT)

Les méthodes électromagnétiques en général sont basées sur l'induction de courants électriques dans le sol (courants de Foucault) par un champ magnétique primaire variable (loi de Lenz-Faraday). Ces courants de Foucault induisent eux-mêmes un champ magnétique secondaire (loi de Bio et Savart). Ce champ secondaire sera dépendant de la résistivité des milieux dans lesquels les courants de Foucault se sont diffusés. C'est ce champ magnétique secondaire qui est mesuré (figure 6.1), puis décorrélié du champ primaire.

6.1.1 Les résistivités dans le sol

En fonction de la capacité des différentes roches et matériaux à conduire le courant, les champs induits mesurés à la surface varient. Cette capacité à conduire le courant est quantifiée par la résistivité électrique (notée ρ), ou son inverse la conductivité électrique

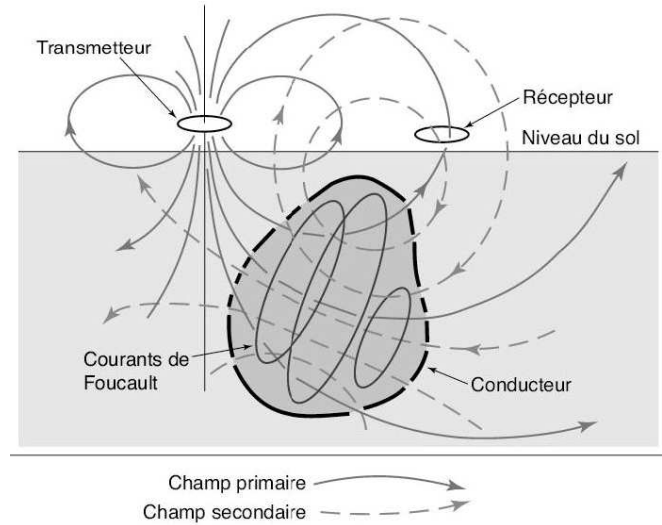


FIGURE 6.1 – Principe général de l'électromagnétisme. (Everett, 2013)

notée σ (Constable et Constable, 2004 ; Blakely, 1995).

Les méthodes électromagnétiques dans leur ensemble s'attachent à la mesure des résistivités électriques du sol. La connaissance de la distribution de la résistivité électrique peut apporter des informations sur les fluides présents dans le sous-sol (type, saturation) ainsi que sur les roches qui le composent. En effet, la loi d'Archie relie la résistivité d'un milieu (ρ_{milieu}) à la résistivité des fluides présents dans ce milieu (ρ_{fluide}) et à la porosité Φ des roches qui le composent

$$\rho_{milieu} = A \cdot \rho_{fluide} \Phi^{-m} \quad (6.1)$$

A étant un préfacteur déterminé empiriquement et m un facteur caractérisant la géométrie du milieu (appelé exposant de cimentation, il est également déterminé empiriquement et dépend de la forme des pores et de la compaction). Sans informations supplémentaires, il n'est pas possible de séparer les effets les uns des autres.

L'objectif des méthodes électromagnétiques est de déterminer la distribution de résistivité de la subsurface. Le tableau 6.1 relie certains matériaux courants à une valeur de résistivité typique.

L'eau a des propriétés conductrices, surtout lorsqu'elle est salée, en particulier par contraste avec les roches volcaniques qui, au contraire, sont fortement résistantes. Ainsi, dans le cas général il est possible de distinguer si une roche est chargée en eau. C'est pourquoi les méthodes électromagnétiques sont souvent utilisées pour la détection de réservoirs, que ce soit en géothermie ou pour l'exploration pétrolière par exemple. D'autre part la loi d'Archie montre qu'en plus d'être proportionnel à la conductivité du fluide poral, la conductivité d'un milieu dépend aussi de la porosité de celui-ci. Si un réservoir est très poreux, il sera plus riche en fluide conducteur, sa conductivité augmentera ainsi

	Matériau	Resistivité ($\Omega.m$)
①	Granite	25 – 1500
	Basalte	$10^3 - 10^6$
	Schistes	10 – 1000
②	Grès	333 – 6700
	Calcaires	67 – 1000
	Argiles	1 – 500
	Sables	100 – 200
③	Eaux de surface	$\leq 0,5$
	Nappes et aquifères	30 – 150

TABLEAU 6.1 – Résistivités typiques des matériaux terrestres (Telford et Sheriff, 1984).

① roches ignées et métamorphiques, ② roches sédimentaires et sols, ③ eaux.

que sa valeur économique.

6.1.2 Principe de la méthode MT

Une méthode passive

La méthode magnétotellurique (MT) est une méthode électromagnétique passive utilisant les champs électromagnétiques naturels comme sources, en particulier les variations dues au vent solaire dans la magnétosphère ainsi que l'activité orageuse dans l'atmosphère. Ces sources créent des variations dans le champ magnétique terrestre (voir figure 6.2) et induisent des courants électriques dans la Terre.

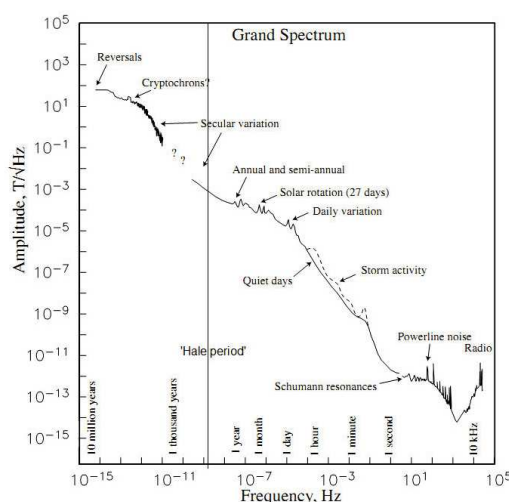


FIGURE 6.2 – Spectre d'amplitude des variations géomagnétiques d'après Constable et Constable (2004). Les annotations indiquent les processus physiques correspondant aux différentes périodes.

Équations de diffusion des champs électromagnétiques

L'induction des champs électromagnétiques est un phénomène régi par les équations de Maxwell. Celles-ci sont écrites dans le cas général de l'électromagnétisme.

$$\nabla \times \vec{h} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{d}}{\partial t} \quad (6.2)$$

$$\nabla \times \vec{e} = -\frac{\partial \vec{b}}{\partial t} \quad (6.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{d} = \frac{1}{\sigma} \quad (6.4)$$

$$\nabla \cdot \vec{b} = 0 \quad (6.5)$$

Où $\vec{e}$ est le champ électrique [V/m], $\vec{h}$ est le champ magnétique [A/m], $\vec{b}$ est l'induction magnétique [T], $\vec{d}$ est le déplacement diélectrique [C/m²] et $\vec{j}$ est la densité de courant électrique [A/m³]. σ est la conductivité électrique [S/m] des roches, qui est l'inverse de la résistivité électrique ρ [Ω .m] (voir section 6.1.1).

Pour résoudre ces équations, des relations constitutives relient les champs et excitations électriques et magnétiques introduits ci-dessus grâce à des convolutions avec les propriétés physiques des roches du sous-sol : σ , ϵ la permittivité diélectrique [F/m] et μ la perméabilité magnétique [H/m] des roches. En toute rigueur, ces propriétés physiques sont des tenseurs complexes, dont le comportement est potentiellement non-linéaire. Pour simplifier, l'on se place dans le cas de l'étude le plus courant d'un milieu homogène, isotrope et linéaire. Cette hypothèse permet de considérer les paramètres physiques du sol comme des scalaires (des fonctions scalaires complexes *a priori*). Si de plus ces paramètres sont indépendants de la fréquence alors ils deviennent des scalaires réels et les produits de convolution se traduisent simplement par des multiplications.

$$\vec{d} = \epsilon \vec{e} \quad (6.6)$$

$$\vec{j} = \sigma \vec{e} \quad (6.7)$$

$$\vec{b} = \mu_0 \vec{h} \quad (6.8)$$

Notons que l'équation 6.7 est l'expression locale de la loi d'Ohm. De plus, pour écrire l'équation 6.8, on considère que $\mu = \mu_0$, la perméabilité du vide, ce qui permettra d'utiliser la valeur de la littérature : $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m.

L'association de ces relations constitutives aux équations de Maxwell permettent de ré-écrire les équations de Maxwell sous la forme :

$$\nabla \times \vec{h} = \sigma \vec{e} + \epsilon \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} \quad (6.9)$$

$$\nabla \times \vec{e} = -\mu_0 \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} \quad (6.10)$$

$$\nabla \cdot \vec{e} = \frac{1}{\sigma \epsilon_0} \quad (6.11)$$

$$\nabla \cdot \vec{h} = 0 \quad (6.12)$$

Ces équations montrent, entre autres choses, que les champs $\vec{e}$ et $\vec{h}$ sont liés. En particulier, en calculant le rotationnel ($\nabla \times$) des équations 6.9 et 6.10 (respectivement les ré-écritures des équations de Maxwell-Ampère et de Maxwell-Faraday) puis en les combinant aux relations constitutives 6.6 à 6.8, on obtient les équations de Helmholtz en domaine temporel pour $\vec{e}$ et $\vec{h}$

$$\nabla^2 \vec{e} - \mu_0 \epsilon \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = \vec{0} \quad (6.13)$$

$$\nabla^2 \vec{h} - \mu_0 \epsilon \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = \vec{0} \quad (6.14)$$

En MT, les fréquences utilisées sont très basses ce qui permet de négliger la dérivée seconde en temps. Cette simplification est appelée l'approximation des régimes quasi-stationnaires et permet de montrer que, dans le cas particulier des méthodes électromagnétiques où les fréquences considérées sont très basses, les champs électromagnétiques satisfont une équation de diffusion ([Nabighian, 1988](#))

$$\Delta \vec{e} - \mu \sigma \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = \vec{0} \quad (6.15)$$

$$\Delta \vec{h} - \mu \sigma \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = \vec{0} \quad (6.16)$$

Si l'on considère une onde plane sinusoïdale diffusant selon la direction verticale z (cas 1-D), la résolution de cette équation permet de connaître l'équation de diffusion de cette onde électromagnétique dans un milieu homogène

$$\vec{e}(z, t) = \vec{e}_0 e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad (6.17)$$

$$\vec{h}(z, t) = \vec{h}_0 e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad (6.18)$$

Les facteurs de cette équation peuvent être explicités séparément.

- $\vec{e}_0$ et $\vec{h}_0$ sont le champ électrique montant (amplitude, sens et direction) ;
- $e^{-i\alpha z}$ représente une oscillation selon z ; i est le nombre imaginaire pur et α la

partie réelle du nombre d'onde ;

- $e^{i\omega t}$ représente une oscillation dans le temps ; ω est la pulsation ;
- $e^{-\beta z}$ représente l'atténuation du champ (diminution de son amplitude) avec la profondeur ; β est (l'opposé de) la partie imaginaire du nombre d'onde.

Ainsi on exprime la profondeur de pénétration (ou profondeur de peau) $\delta = 1/\beta$ comme la profondeur (en mètres) nécessaire à une diminution de l'amplitude d'un facteur $1/e$ (Ward et Hohmann, 1988)

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \sigma \omega}} \quad (6.19)$$

Avec δ la profondeur de peau en mètres, μ_0 la perméabilité du vide en H/m , σ la conductivité des milieux traversés (en S/m) et ω la pulsation ($\omega = 2\pi \times \text{fréquence}$).

La profondeur de peau correspond à une limite de diffusion des ondes en exploration électromagnétique. Cette profondeur de peau permet une estimation au premier ordre de la profondeur maximale pour la détection des structures géologiques et dépend

- du domaine fréquentiel étudié (ω) : plus on veut *voir* profond, plus les longueurs d'onde mises en jeu sont grandes (donc lorsque la fréquence f ou la pulsation ω sont basses). En pratique, pour avoir accès aux grandes longueurs d'onde, il faut mesurer les champs sur une longue durée. Les méthodes électromagnétiques permettant la meilleure résolution en profondeur sont les méthodes à sources passives telles que la méthode magnétotellurique (MT). En effet, les sources passives très lointaines ont des domaines fréquentiels 5 à 10 fois plus faibles que ceux produits par des générateurs artificiels (le contenu fréquentiel est explicité par la figure 6.2).
- des résistivités des matériaux étudiés ($\sigma = 1/\rho$) : plus la résistivité moyenne d'un milieu est faible, mieux les courants circulent et plus l'atténuation de l'amplitude de ces courants est rapide. Par conséquent, la profondeur de peau est d'autant plus faible que la résistivité des milieux est faible. En Guadeloupe, la présence de nombreux matériaux volcaniques devrait impliquer une résistivité moyenne du milieu plutôt élevée (voir tableau 6.1).

Tenseur d'impédance

La résolution des équations de diffusion en 2D et 3D permet de montrer que le champ électrique horizontal (e_x, e_y) est lié au champ magnétique horizontal (h_x, h_y) dans le domaine temporel par un produit de convolution (noté $*$) avec les fonctions de réponse impulsionnelle ($z_{xx}, z_{xy}, z_{yx}, z_{yy}$), composantes du tenseur d'impédance z

$$\begin{cases} e_x(t) = z_{xx}(t) * h_x(t) + z_{xy}(t) * h_y(t) \\ e_y(t) = z_{yx}(t) * h_x(t) + z_{yy}(t) * h_y(t) \end{cases} \quad (6.20)$$

Ceci se traduit dans le domaine spectral par la relation matricielle

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (6.21)$$

Où E_x , E_y , H_x et H_y sont les transformées de Fourier des composantes horizontales des champs électriques ($\vec{e}$) et magnétiques ($\vec{h}$) et Z_{ij} sont les composantes du tenseur d'impédance complexe Z . En pratique, l'impédance MT s'estime à partir d'une composition des séries temporelles des champs $\vec{e}$ et $\vec{h}$ mesurés dans les trois directions de l'espace.

Le tenseur d'impédance peut être relié à deux quantités interprétables : la résistivité apparente ρ_a et la phase apparente Φ_a , définies comme la résistivité et la phase d'un milieu homogène ayant la même réponse que le milieu étudié, telles que

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{\mu_0 \omega}, \quad \Phi_a = \arg(Z). \quad (6.22)$$

Dans le cas d'un milieu 1D, le tenseur d'impédance est anti-diagonal et $Z_{xy} = -Z_{yx}$. Dans le cas d'un milieu homogène ρ_a et Φ_a sont constantes en fonction de la fréquence. Dans le cas d'un milieu tabulaire où ρ varie avec la profondeur, ρ_a et Φ_a varient avec la fréquence. Si les systèmes géothermiques ont généralement des géométries très 3D, une approximation 1D ou 2D tabulaire sont parfois faites dans certaines études sur ce sujet.

Mise en place pratique

On place donc deux dipôles électriques orientés pour mesurer les composantes E_x (champ électrique en Nord-Sud) et E_y (champ électrique Est-Ouest), et trois bobines magnétiques mesurant les composantes H_x , H_y et H_z du champ magnétique, comme illustré par la figure 6.3. Une électrode centrale est disposée au centre : celle-ci est commune à tous les dipôles. Une acquisition dure entre quelques minutes et plusieurs heures, parfois une journée entière. Les électrodes et les bobines doivent être orientées précisément par rapport au nord lors de la mise en place.

Les électrodes utilisées pour la MT sont des électrodes impolarisables.

Les électrodes et les bobines doivent être enterrées pour assurer un bon contact avec le sol. En effet, contrairement au champ magnétique (mesuré par les bobines), le champ électrique est dépendant du contact entre les électrodes et le sol. C'est pourquoi les cavités creusées pour les électrodes de MT sont généralement remplies d'une solution conductrice (eau salée + terre + bentonite) afin d'assurer le meilleur contact possible. L'enterrement permet également d'assurer l'immobilité des bobines au cours de l'acquisition mais aussi de minimiser les écarts de température qui peuvent perturber

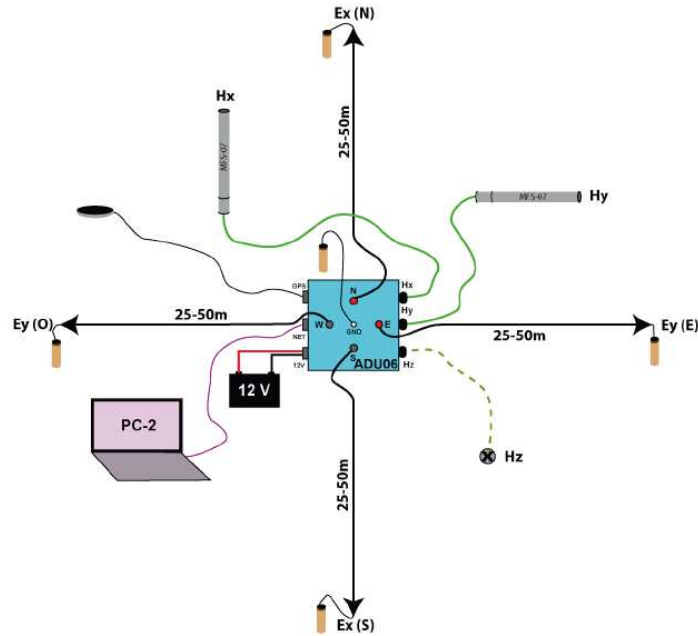


FIGURE 6.3 – Schéma d’implantation d’une station MT-AMT, issu de [Coppo et Mathieu \(2013\)](#). La longueur des câbles peut être variable d’une campagne à l’autre mais elle est en général comprise entre 25 et 100 m (longueur totale entre deux électrodes).

l’acquisition.

Gamme de fréquences

On distingue parfois la magnétotellurique (MT) de l’audio-magnétotellurique (AMT). Ces méthodes se basent sur le même principe, la différence est faite sur les fréquences mesurées : en MT on considère des fréquences entre 10^{-4} et 10 Hz tandis qu’en AMT on mesure des fréquences entre 1 Hz et 10 kHz. La MT permet d’estimer la résistivité des couches des premiers km du sous-sol (cibles classiques : 300 m à quelques km), l’AMT utilisant des fréquences plus grandes, elle est plus adaptée pour des prospections de subsurface.

6.1.3 Faisabilité en Guadeloupe

Cette méthode est la plus utilisée dans le contexte de l’exploration géothermique car elle permet d’imager des résistivités/conductivités en profondeur. Or la résistivité des milieux diminue significativement en présence de fluides géothermiques, qui peuvent montrer de forts contrastes de résistivité avec les roches encaissantes. Ce peut être aussi le cas de la couche altérée surplombant les réservoirs (chapeau d’altération) ([Bouchot et al., 2010](#)). Les résistivités peuvent enfin varier pour diverses autres raisons, notamment des changements minéralogiques, la présence de cavités ou de géométries particulières.

La méthode MT est la méthode électromagnétique qui a la profondeur d’investiga-

tion la plus grande et permet de déterminer la répartition des résistivités en 3D. C'est donc une méthode très intéressante pour avoir des informations sur les répartitions des résistivités en profondeur. La profondeur d'investigation peut varier en fonction des milieux, dans le contexte présent nous avons une profondeur d'investigation allant jusqu'à 5 km environ d'après les estimations de premier ordre (à une fréquence de 10 Hz et pour un milieu ayant une résistivité moyenne autour de $1000 \Omega.m$). Il faut noter cependant que plus la profondeur augmente moins la résolution est bonne.

La principale faiblesse de la méthode réside dans la complexité de la mise en place. Les stations MT doivent être placées sur des sites assez grands pour les recevoir (25 à 100 m), de préférence avec un minimum de topographie. Le dispositif complet peut être lourd et encombrant si le site en question n'est pas directement accessible grâce à un véhicule. Ainsi, les zones densément boisées en Guadeloupe sont moyennement accessibles pour la MT. La méthode étant de plus sensible au bruit électromagnétique anthropique (comme en magnétisme), les zones habitées sont également à proscrire. L'hétérogénéité dans la distribution de stations peut par la suite poser problème lors de la création de la grille d'inversion.

Finalement, l'acquisition magnétotellurique est faite en point par point. L'obtention d'une grille complète sur la zone peut être assez longue et coûteuse (chacune des campagnes GEOTREF a duré 1 mois environ). Néanmoins aucune autre méthode électromagnétique ne peut avoir une profondeur de pénétration suffisante pour les cibles de GEOTREF et pour donner des informations tridimensionnelles sur les sources dans ce contexte.

6.1.4 Données et résultats d'audio-magnétotellurique

Des données d'audio-magnétotellurique (AMT) ont été acquises lors du projet GHEZAB mené par le BRGM (Coppo et Mathieu, 2013) et mises à disposition pour le projet GEOTREF (24 sondages). Cette méthode est similaire à la méthode MT mais les fréquences utilisées sont plus élevées (temps d'acquisition moindre). Ces différences dans la gamme de fréquences font que cette méthode a une profondeur moyenne de pénétration plus faible qu'en MT. Dans le cas de la campagne GHEZAB en Guadeloupe, on peut estimer la profondeur d'investigation à 1 km maximum, ce qui ne permet pas de mener à bien l'étude du réservoir ou de la couche d'altération. D'autre part la couverture des données AMT mériterait d'être agrandie pour le projet (Figure 6.4).

Les résultats d'inversion réalisées par le BRGM sur une partie des stations sont présentés dans Coppo et Mathieu (2013) et reportés sur la figure 6.5. Les 14 stations utilisées pour cette inversion sont les sites 01 à 08, 18, 19 et 21 à 26 (les sites 22 et 25 n'existant pas).

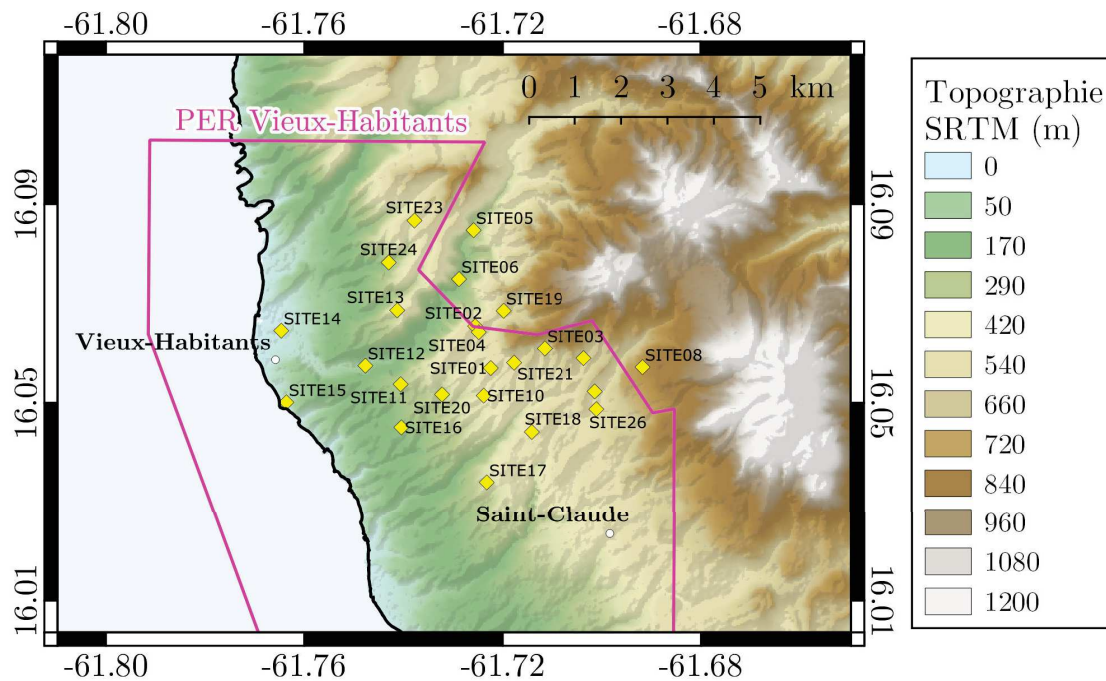


FIGURE 6.4 – Répartition des stations AMT de la campagne GHEZAB, d'après [Coppo et Mathieu \(2013\)](#)

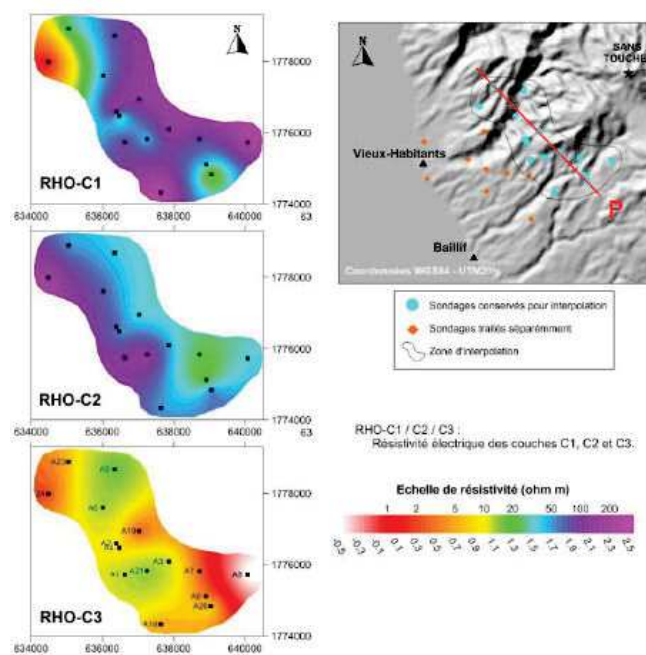


FIGURE 6.5 – Représentation des cartes des résistivités issues des modèles 1-D pour les sondages AMT amont ([Coppo et Mathieu, 2013](#)).

Ces cartes figurent trois couches de résistivité.

- La première couche (RHO-C1), représente les couches superficielles.
- La deuxième couche (RHO-C2), représente une épaisseur d'environ 200 m entre 200 et 400 m de profondeur.

- La troisième couche (RHO-C3), représente une épaisseur d'environ 300 m entre 200 et 500 m de profondeur.

La profondeur de pénétration de ces données n'est pas tout à fait adaptée aux cibles visées en ce contexte, plus profondes d'après les études géologiques.

6.1.5 Données magnétotelluriques en Basse-Terre

Au démarrage du projet, aucun jeu de données de MT n'est disponible. Pour pallier ce manque d'information concernant les résistivités profondes, des campagnes d'acquisition MT ont été menées au sein du projet GEOTREF.

Campagne	Responsable de l'acquisition	Date	Nombre de stations acquises	Nombre de stations utilisées pour l'inversion 3D
MT 2015	Teranov	08-09/2015	121	71
MT 2016	Teranov & Imagir	11-12/2016	48	47

TABLEAU 6.2 – Campagnes d'acquisition MT réalisées au cours du projet GEOTREF

6.1.5.1 Campagne MT GEOTREF 2015

La première campagne d'acquisition MT a été organisée par Teranov en collaboration entre l'IPGS et avec un contracteur extérieur. L'acquisition et le traitement des données de cette campagne n'ont pas été réalisés par l'IPGS. Les informations relatives à l'acquisition de la campagne proviennent des rapports d'acquisition (Teranov, 2015) et de traitement des données, réalisés par IMAGIR, disponibles dans un rapport dédié à ce sujet (Hautot et Tarits, 2015).

Description de la campagne

L'acquisition s'est déroulée sur un mois du 28/08/2015 au 28/09/2015, pour un rendement de 3,84 stations déployées par jour. Une grille régulière de 122 stations a été proposée par l'IPGS, en prenant grossièrement en compte l'accessibilité des sites et en sélectionnant la zone d'intérêt principale. Le maillage initial proposé était de 1 à 2 km selon l'accessibilité. Parmi ces stations, 27 sont restées inaccessibles car elles étaient situées sur des terrains privés dont les propriétaires ont refusé l'accès. Les 95 autres stations ont été occupées auxquelles s'ajoutent 7 nouvelles stations, proposées en cours de mission, portant le nombre total de sites d'acquisition à 102. Ces sites sont localisés

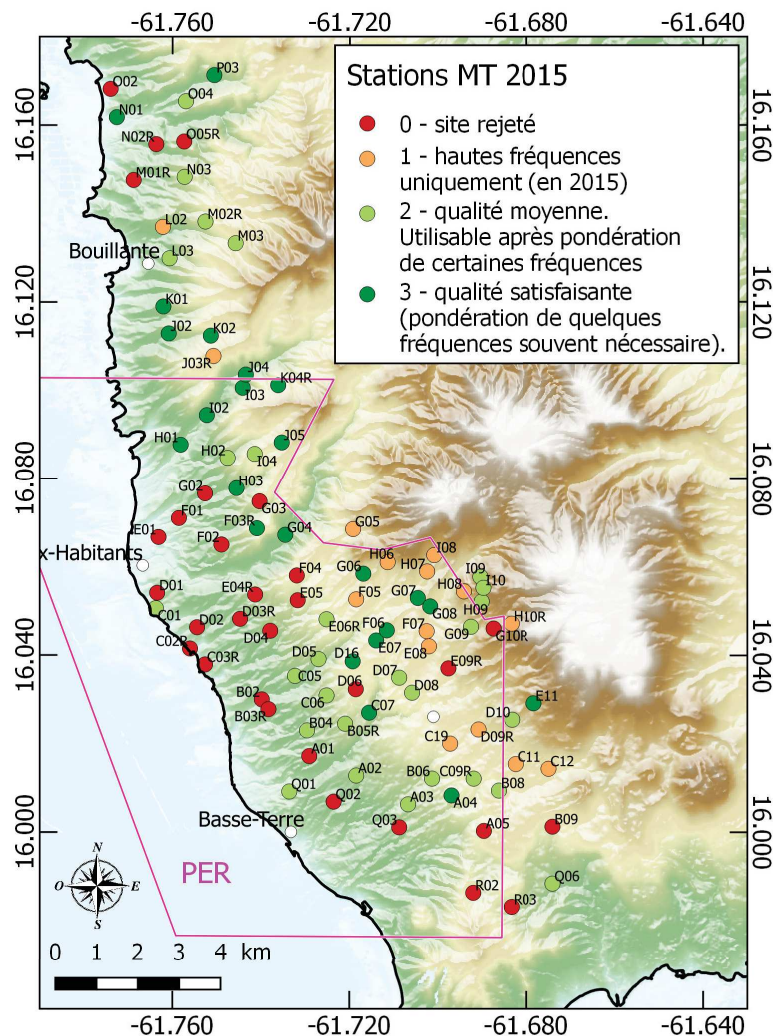


FIGURE 6.6 – Implantation des sites acquis lors de la campagne MT 2015

sur la figure 6.6. En raison du fort bruit environnemental proche de certaines stations, un total de 20% de répétitions ont été effectuées sur 21 stations.

Paramètres d'acquisition (Teranov, 2015 ; Hautot et Tarits, 2015)

Le dispositif classique d'acquisition est présenté sur la figure 6.3 et la section 6.1.2.

Quatre équipements Metronix (ADU06) ont été utilisés pour cette campagne.

Trois fréquences d'échantillonnage ont été utilisées : 4096, 2048, et 128 Hz. La série d'enregistrements totale comprend :

1. Un premier run à 4096 Hz avec un gain de 4. Durée : 4 minutes.
2. Un deuxième run à 4096 Hz avec un gain de 8. Durée : 4 minutes.
3. Un run à 2048 Hz avec un gain de 8. Durée : 19 minutes.
4. Un run à 128 Hz avec un gain de 8. Durée : 14 heures et 30 minutes.

Traitements

Le traitement des données a été réalisé par IMAGIR (Hautot et Tarits, 2015). Le traitement inclut une estimation et une amélioration de la qualité des données afin de sélectionner les sites susceptibles d'apporter de l'information de bonne qualité pour l'inversion. La qualité des données est fonction de l'activité géomagnétique, du bruit électromagnétique local et de problèmes instrumentaux divers. Plusieurs traitements du signal peuvent être appliqués pour améliorer la qualité des données.

Activité géomagnétique. Les orages magnétiques sont des perturbations magnétiques causées par le vent solaire. Celles-ci ont lieu pendant les périodes d'activité solaire intense, qui apparaissent une à deux fois par mois pendant plusieurs jours. Les orages magnétiques sont irréguliers : ils peuvent durer de quelques centaines de secondes jusqu'à plusieurs jours, et peuvent se produire à peu près n'importe quand. Les orages magnétiques constituent une bonne partie du champ source en MT. L'indice d'activité géomagnétique K_p est associé à l'intensité quotidienne de l'activité du soleil et permet de discriminer les jours calmes des jours perturbés par ces orages sur une échelle de 0 à 9. Cet indice varie en fonction de la latitude. On définit en général les périodes calmes par un indice $K_p \leq 3$. En période calme, le champ source de la MT est de faible énergie. Le rapport signal/bruit des mesures est alors plus difficile à optimiser.

La figure 6.7 indique l'évolution de K_p au cours de la campagne d'acquisition 2015.

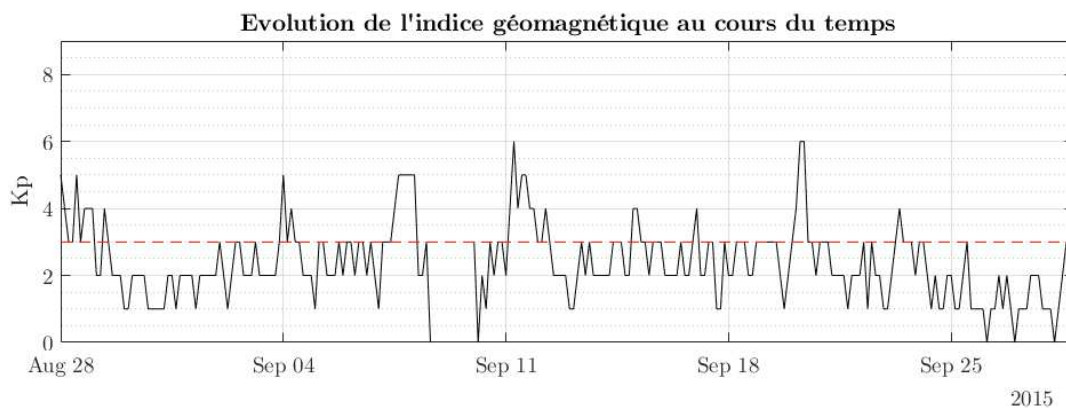


FIGURE 6.7 – Indices géomagnétiques enregistrés par périodes de 3 heures au cours de la mission MT 2015 par le SWPC (*Space Weather Prediction Center*) pour des latitudes faibles à moyennes. Au delà de la ligne en pointillés rouges ($K_p > 3$) les données MT enregistreront un bruit géomagnétique non-négligeable.

Une partie du bruit de mesure de ce jeu de données peut être expliquée par l'activité géomagnétique plutôt faible en moyenne durant le levé, qui justifie un rapport signal/bruit faible. Toutefois, l'activité géomagnétique n'est pas seulement en cause dans la mesure où la qualité des données est comparable voire supérieure lors de la campagne suivante malgré une activité plus faible en moyenne.

Bruit environnemental (filtrage du 50 Hz). Les enregistrements à 2048 Hz sont affectés par le bruit électromagnétique environnemental, représenté essentiellement par les lignes électriques (50 Hz et ses harmoniques). Cette fréquence est donc filtrée. Il peut arriver que la fréquence des lignes électriques ne soit pas exactement de 50 Hz mais comprise entre 49 et 51 Hz.

Station de référence. Lorsque du bruit électromagnétique vient perturber les champs électromagnétiques, les séries temporelles magnétiques et électriques présentent un bruit corrélé. Celui-ci est donc difficile à corriger et est amplifié lors du calcul du tenseur d'impédance (section 6.1.2). Les impédances obtenues de cette manière sont peu fiables. Au cours des campagnes magnétotelluriques de GEOTREF, le bruit électromagnétique anthropique est un problème majeur car les zones accessibles sont souvent les zones habitées.

Pour corriger les séries temporelles de ce bruit, [Goubau et al. \(1978\)](#) et [Gamble et al. \(1979\)](#) proposent d'utiliser les champs électriques et magnétiques d'une seconde station suffisamment éloignée de la station de mesure pour que celle-ci ne soit pas affectée par le bruit électromagnétique local. Cette station appelée station de référence (*remote reference*) ou encore référence lointaine doit être synchrone avec la station de mesure lors des enregistrements (séries et fréquences d'acquisition).

Une station de référence a été utilisée pendant toute la durée de l'acquisition. Malheureusement, la station de référence présente elle-même un bruit électromagnétique important. La figure 6.8 montre deux exemples d'enregistrement à la station de référence, représentatifs du bruit de forte amplitude sur les composantes magnétiques.

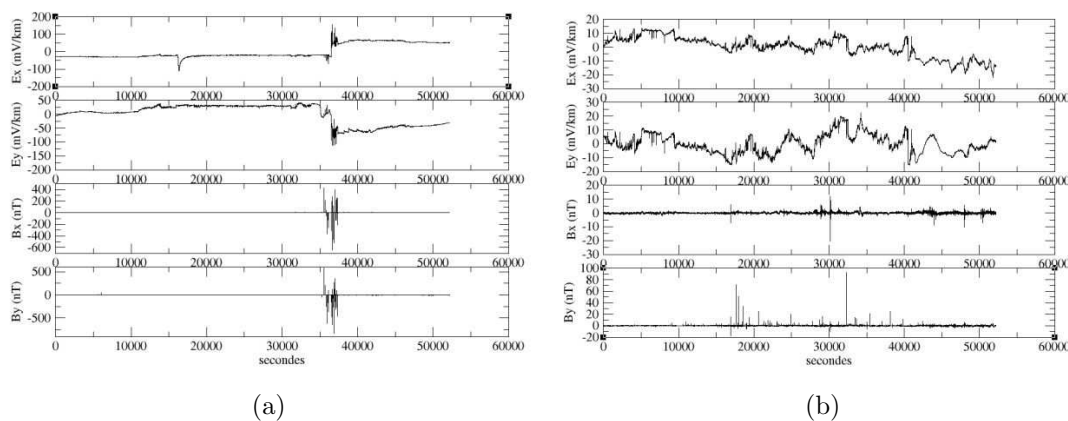


FIGURE 6.8 – Séries temporelles mesurées à la station de référence. a) Le 31/08/2015. b) Le 08/09/2015. ([Hautot et Tarits, 2015](#))

Les données sur l'ensemble des sites étant généralement bruitées, des sections sont sélectionnées (plusieurs sections sont possibles pour un site) pour être les plus longues possibles et avec le minimum de bruit. Cette sélection s'est avérée difficile également. C'est pourquoi l'utilisation de la station de référence n'a été possible que très rarement

pour cette campagne (Hautot et Tarits, 2016b).

6.1.5.2 Campagne MT Imagir-GEOTREF 2016

La seconde campagne d'acquisition MT a été organisée et menée par Teranov en collaboration avec l'entreprise IMAGIR en 2016. Les informations quant aux paramètres d'acquisition, aux spécificités du levé et aux problèmes rencontrés lors de cette campagne proviennent des rapports d'acquisition de cette campagne fournis par IMAGIR (Hautot et Tarits, 2016a).

Description de la campagne

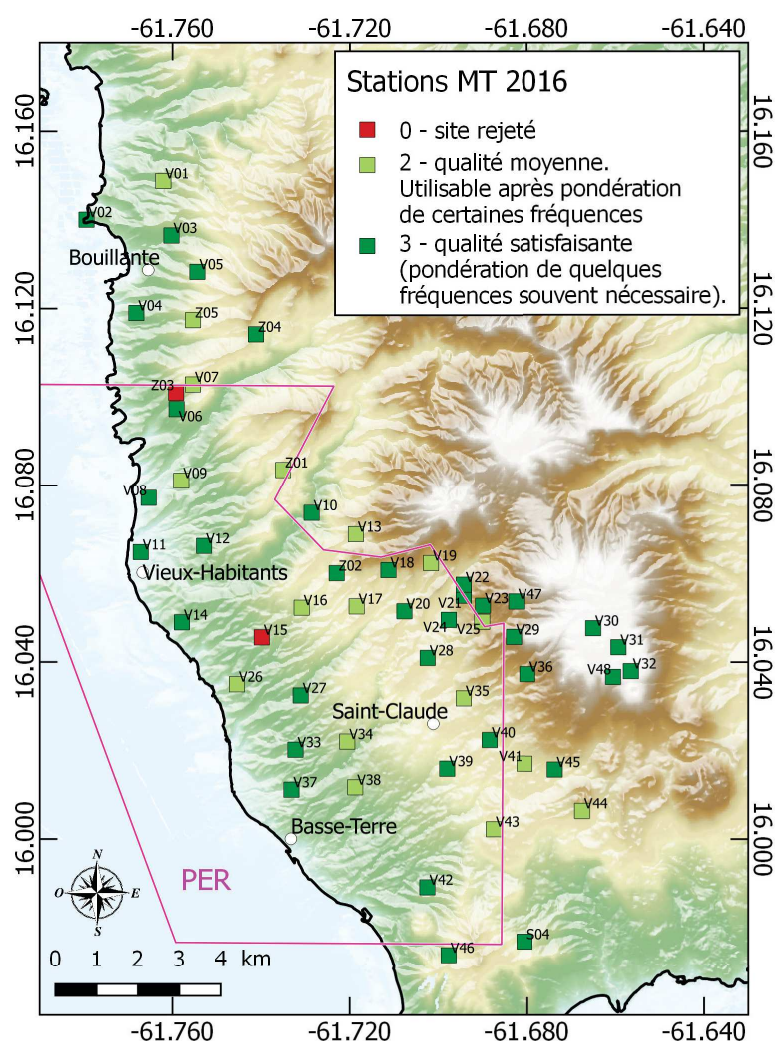


FIGURE 6.9 – Implantation des sites acquis lors de la campagne MT 2016

Au total, 48 sites MT ont été acquis (figure 6.9). La localisation des sites d'acquisition a été choisie de manière à compléter l'acquisition GEOTREF 2015, durant laquelle un grand nombre de stations ont acquis des données de qualité moyenne à faible (voir figure

6.6). La campagne s'est déroulée sur 19 jours du 17/11/2016 au 6/12/2016.

Paramètres d'acquisition

Le dispositif classique d'acquisition est présenté sur la figure 6.3 et la section 6.1.2.

Cinq équipements Metronix (ADU07) ont été utilisés pour cette campagne. Les séries temporelles des champs E_x , E_y , B_x , et B_y ont été enregistrées selon une série d'enregistrement comprenant trois fréquences d'échantillonnage.

1. Un premier run à 256 Hz pour le test matériel. Durée : 5 minutes. Ce run permet avant tout la configuration du système et la vérification d'éventuels problèmes techniques.
2. Un run à 2048 Hz. Durée : 40 minutes.
3. Un deuxième run à 256 Hz avec un gain de 8. Durée : 19 minutes.
4. Un run à 32 Hz. Durée : 19 heures et 30 minutes maximum. En général cette série est arrêtée avant la fin de l'acquisition, au retour sur site après une journée.

Traitements

Le traitement de ces données a été réalisé par IMAGIR (Hautot et Tarits, 2016a). Ceux-ci sont sensiblement identiques aux traitements appliqués à la première campagne (section 6.1.5.1). Néanmoins, les données étant de meilleure qualité dans l'ensemble avant traitement, les procédures sont plus simples, ne serait-ce que pour l'estimation des stations à sélectionner pour inversion.

Activité géomagnétique. L'importance de l'estimation de l'activité géomagnétique, *via* l'indice K_p , est expliquée en section 6.1.5.1 (p.212). La figure 6.10 indique l'évolution de K_p au cours de la campagne d'acquisition 2016.

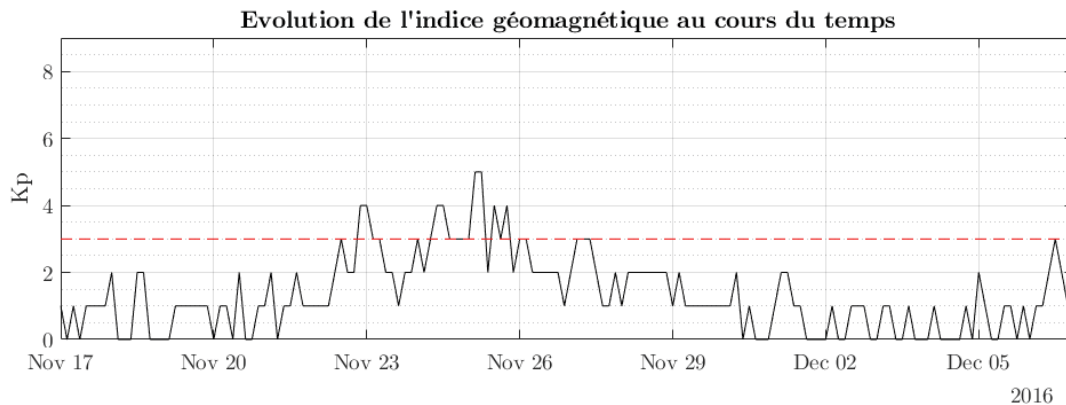


FIGURE 6.10 – Indices géomagnétiques enregistrés toutes les 3 heures au cours de la mission MT 2016 par le SWPC (*Space Weather Prediction Center*) pour des latitudes faibles à moyennes. Au delà de la ligne en pointillés rouges ($K_p > 3$) les données MT enregistreront un bruit géomagnétique non-négligeable.

L'activité géomagnétique est très faible en moyenne au cours de la mission, en dehors d'une période d'activité moyenne entre le 22 et le 25 novembre. Ce contexte n'est pas très favorable à l'acquisition MT.

Bruit environnemental. Une partie du bruit électromagnétique local peut être corrigée, lorsqu'elle est causée par le bruit électrique du réseau urbain. En effet les lignes électriques ont une fréquence autour de 50 Hz qui peut être filtrée en traitement du signal.

Station de référence. Au cours d'une campagne magnétotellurique, une station de référence est utilisée pour corriger les données de certains bruits locaux (bruit anthropique en particulier, voir section 6.1.5.1). Afin de décorréliser la contribution de ces bruits locaux, il est important que ceux-ci soient différents sur la zone d'acquisition et au niveau de la station de référence. Celle-ci doit donc être éloignée de la campagne d'acquisition et dans un site le plus calme possible. La station de référence a été utilisée tout au long de cette campagne et son enregistrement a été interrompu trois fois pour assurer une sauvegarde des données et pour contrôle (Hautot et Tarits, 2016a).

6.1.5.3 Cartes et résultats d'inversion MT

Une fois les traitements réalisés, les impédances sont calculées pour chacun des sites des deux campagnes, ainsi que les résistivités et phases apparentes.

L'inversion 3D des données MT a été réalisée entièrement par IMAGIR en 2015 et 2016. Les informations quant à ces inversions proviennent des rapports de traitement fournis à cette occasion (Hautot et Tarits, 2016a).

Pour l'inversion MT, 95 stations des campagnes 2015 et 2016 ont été sélectionnées pour la bonne qualité de leur mesures. Comme expliqué aux sections 6.1.5.1 et 6.1.5.2, la qualité des données acquises dépend en partie de la localisation de chaque station (bruit électromagnétique). Sur ces 95 stations, les quatre composantes du tenseur d'impédance (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} et Z_{yy}) et toutes les fréquences disponibles ont été utilisées pour l'inversion.

La résolution du modèle est dépendante de la distribution des sites d'acquisition. Pour obtenir un modèle de bonne qualité, il est normalement souhaitable de quadriller le site d'étude par des stations équidistantes. En l'occurrence, le bruit environnemental étant variable localement, certaines zones sont mieux couvertes que d'autres si l'on ne considère que les stations dont les données sont de qualité acceptable. A cela s'ajoutent les contraintes d'acquisition (accès aux sites) qui n'ont pas permis l'obtention d'une grille régulière. Cela entraîne une répartition hétérogène des sites de mesure. La résolution du modèle est donc moyennée pour tout le levé. La figure 6.12 présente la grille de calcul considérée.

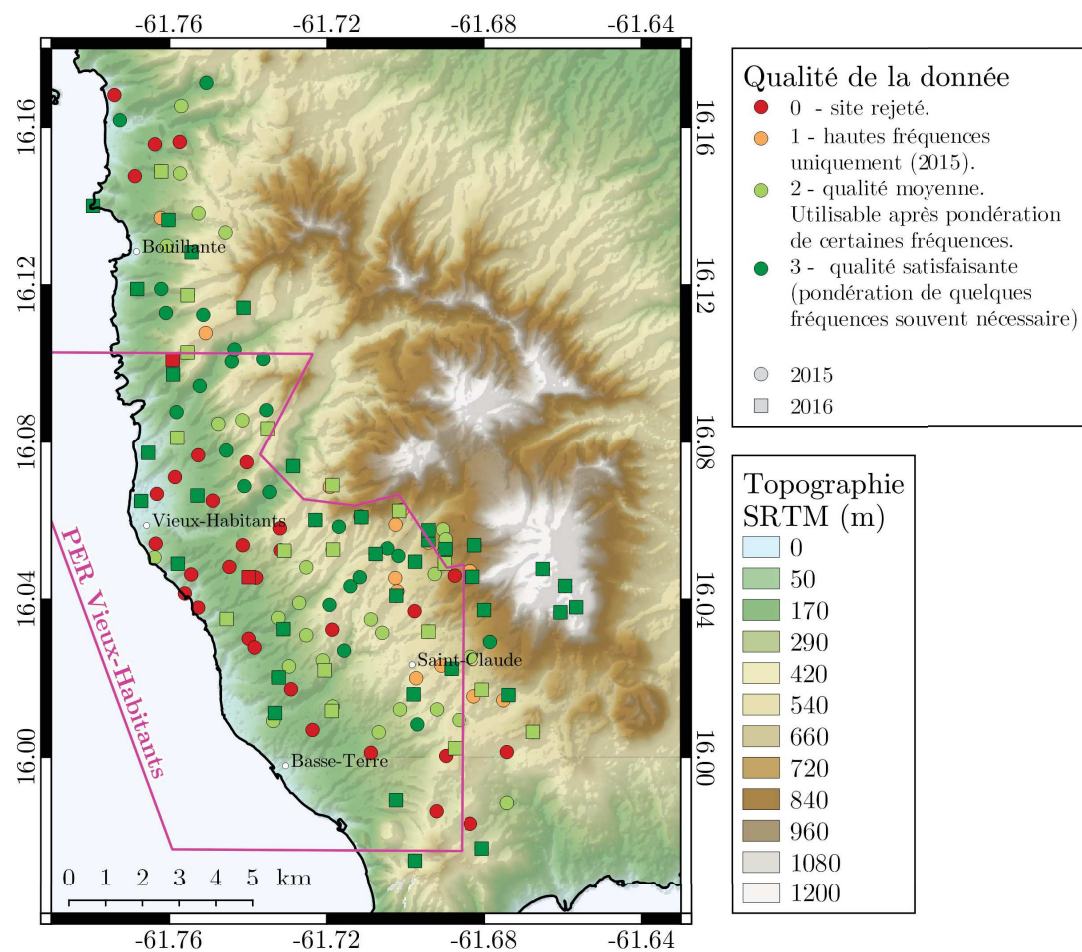


FIGURE 6.11 – Carte de localisation des sites MT acquis en 2015 (cercles) et en 2016 (carrés). La couleur du symbole indique la qualité du site (classement réalisé par Hautot et Tarits (2015)).

Dans un premier temps, un modèle initial de résistivité 3D doit être défini. Celui-ci est obtenu grâce à une analyse 3D des sites d’acquisition, ce qui fait en partie l’originalité et la qualité du code d’inversion *Minim3D* utilisé par IMAGIR (Hautot et al., 2007). Enfin, l’inversion a permis d’obtenir un modèle final en 3D, dont 15 couches sont extraites. Celles-ci sont explicitées dans le tableau 6.3 et 4 couches sont présentées dans la figure 6.13.

Une étude de sensibilité a été menée par IMAGIR pour confirmer que les structures observées sont bien contraintes par les données MT.

6.1.6 Les zones d’intérêt à caractère géothermique

La méthode MT (section 6.1) est couramment utilisée en prospection géothermique car elle permet souvent de déceler la présence d’un réservoir de fluide géothermique. Ceux-ci ont tendance à afficher une résistivité notablement plus faible que les encaissants

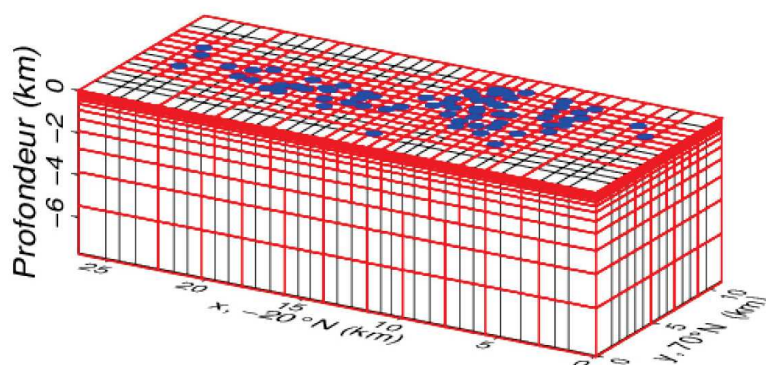


FIGURE 6.12 – Discretisation de la zone d’étude pour l’inversion 3D des données MT. Points bleus : Sondages MT; En noir : Grille pour le calcul de la réponse du modèle; En rouge : Paramétrisation du modèle en fonction de la sensibilité des données (Hautot et Tarits, 2016a).

N° couche	Prof. (m)	N° couche	Prof. (m)
1	10	9	850
2	35	10	1125
3	75	11	1525
4	137,5	12	2150
5	225	13	3025
6	325	14	4525
7	450	15	7525
8	625		

TABLEAU 6.3 – a) Liste des 15 couches extraites du cube d’inversion MT, avec la profondeur de chacune d’entre elles.

géologiques en raison de la présence d’argiles d’origine hydrothermale et simplement de la présence des fluides eux-mêmes. Cela est particulièrement marqué en contexte volcanique puisque les laves massives ont en général une résistivité élevée (voir tableau 6.1). L’activité géothermique en Basse-Terre a cette particularité d’être vraisemblablement causée par des infiltrations de fluides chauds dans les failles et fractures, des réservoirs dits fracturés (Navelot et al., 2018). Ainsi les réservoirs Guadeloupéens n’auront pas des géométries simples ce qui les rend plus difficiles à imager par les méthodes géophysiques. Néanmoins l’inversion du cube 3D de MT apporte certaines informations sur le sous-sol Guadeloupéen dans la zone du PER.

Les interprétations MT ont été réalisées par les partenaires du projet GEOTREF (Teranov, 2017). Elles sont basées en partie sur l’utilisation du cube de résistivités 3D et localement sur l’information haute fréquence que peuvent apporter les inversions 1D (à l’échelle d’un seul sondage). D’autre part, des sections 2D sont extraites du cube d’inversion pour mieux visualiser l’évolution des résistivités en profondeur.

Au travers de ces interprétations, deux zones ont été identifiées dans le PER comme

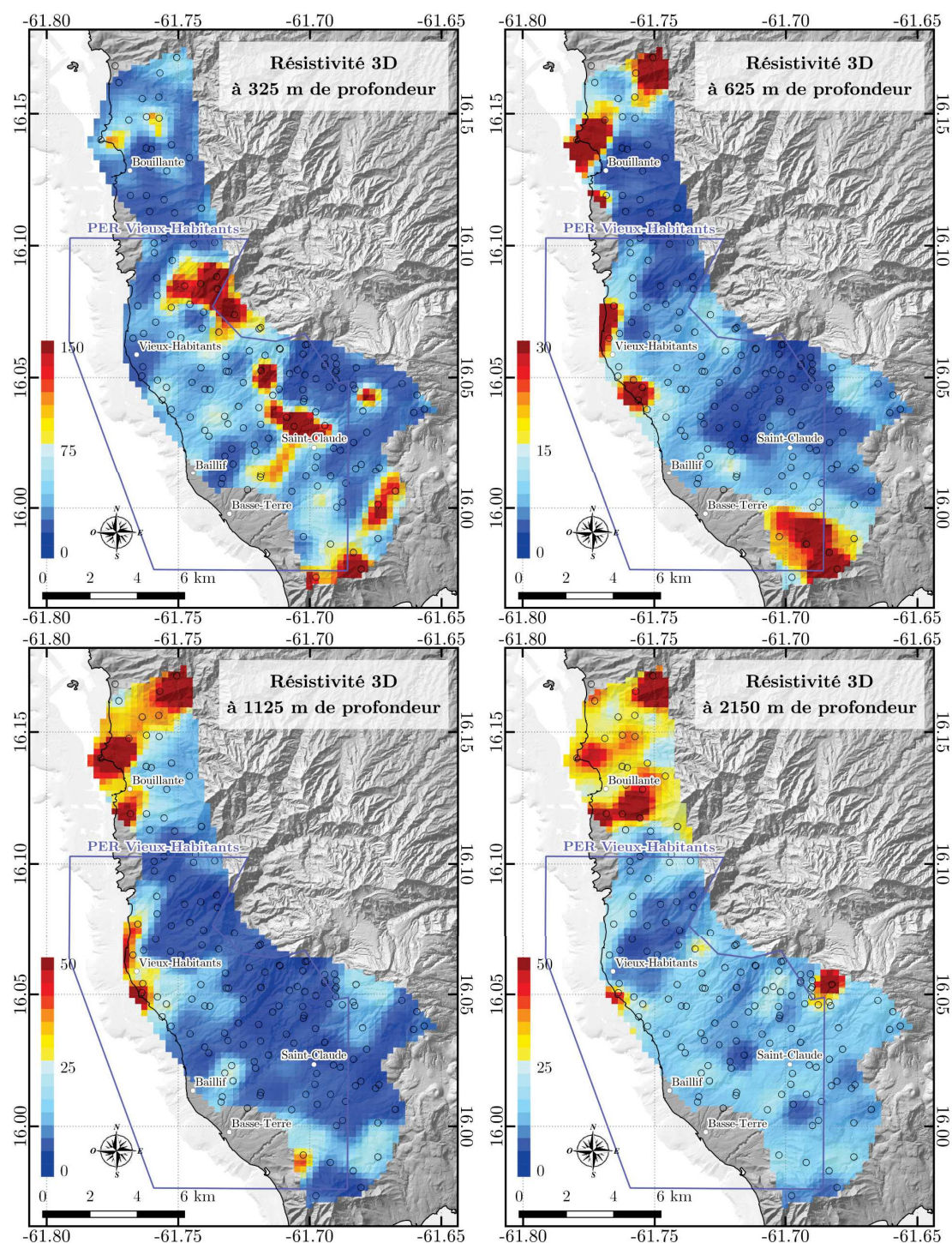


FIGURE 6.13 – Cartes de résistivités à profondeurs constantes extraites du modèle 3D. L'échelle de couleur est en $\Omega.m$. Les cercles noirs indiquent les points de mesure. La topographie est issue de données IGN.

sur l'existence de la ressource de haute température est élevé dans la mesure où la zone conductive interprétée est peu contrainte par les données (deux sites d'acquisition seulement) (Teranov, 2017). Le risque concernant la ressource à Matouba est également élevé (par exemple possibilité qu'il n'y ait pas suffisamment de perméabilité pour exploiter la ressource ou possible présence de gaz magmatiques acides).

La zone de Matouba ainsi délimitée est une des cibles potentielles de ce projet et correspond à la zone d'intérêt prioritaire présentée en section 5.1.5. Dans cette zone, la couche conductive forme un dôme bien marqué dont le centre est à peu près situé sous une résurgence d'eau chaude en surface. En son point le plus haut, le toit de la couche conductive est situé environ à 200 m sous la topographie, et sa base environ 300 m plus bas.

6.1.7 Données MT/AMT et magnétisme

Les cartes de résistivités inversées et de magnétisme ont peu de points communs en termes de géométries d'anomalies. La MT apporte davantage d'informations sur la profondeur. La figure 6.15 présente une comparaison entre ces deux méthodes à deux profondeurs données.

En proche surface (0 - 10 m), les résistivités affichent des géométries ponctuelles sans rapport évident avec les cartes magnétiques ou les cartes lithologiques.

En prolongeant la carte magnétique réduite au pôle à 300 m, nous imageons des structures dont les longueurs d'onde peuvent correspondre à des objets profonds de 300 m au minimum, ce qui permet de s'affranchir de l'effet des objets de surface. La figure 6.16 montre que malgré cette transformation, il est difficile de comparer les cartes magnétiques aux cartes de résistivités obtenues par inversion.

A cette profondeur, mais également sur des cartes à d'autres profondeurs, nous observons que les directions morphologiques N030 à N050 sont visibles en MT, bien que moins marquées qu'en magnétisme. De manière générale, cela confirme que la corrélation morphologique des données magnétiques est bien liée à un effet géologique, et non purement à un effet de la topographie du levé par rapport à la topographie physique.

Un alignement de résistivités élevées apparaît dans une direction N140, qui correspond à la direction structurale Montserrat-Bouillante-Soufrière. Cet alignement est observable sur les cartes de 225 m à 450 m de profondeur. Il est parallèle, mais non superposé, à la direction interprétée sur les cartes magnétiques prolongées vers le haut (figure 6.17).

La méthode AMT permet en général d'obtenir des informations de résistivité en surface. Nous comparons les méthodes MT, AMT et magnétique dans le secteur d'in-

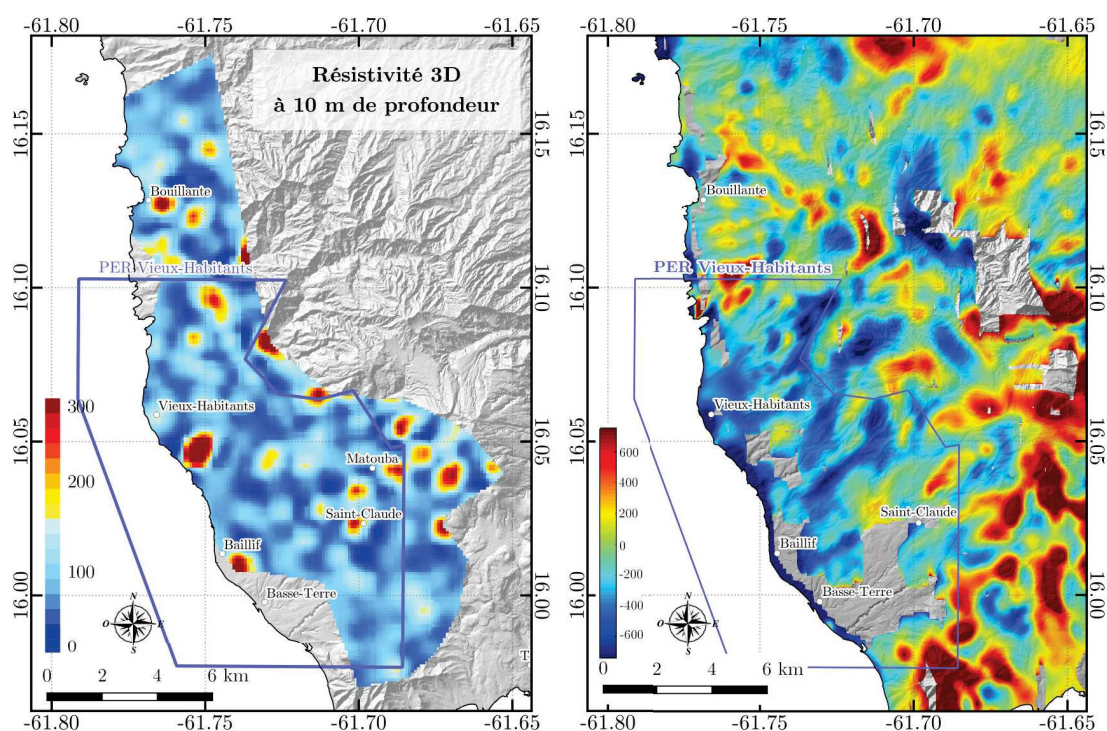


FIGURE 6.15 – Cartes des résistivités à 10 m de profondeur d’après l’inversion MT (échelle en $\Omega.m$) et de la réduction au pôle de l’anomalie magnétique (échelle en nT). La grille magnétique transformée est la grille *Basse-Terre2*, compilant les données *GUADEM* et *Drone1*.

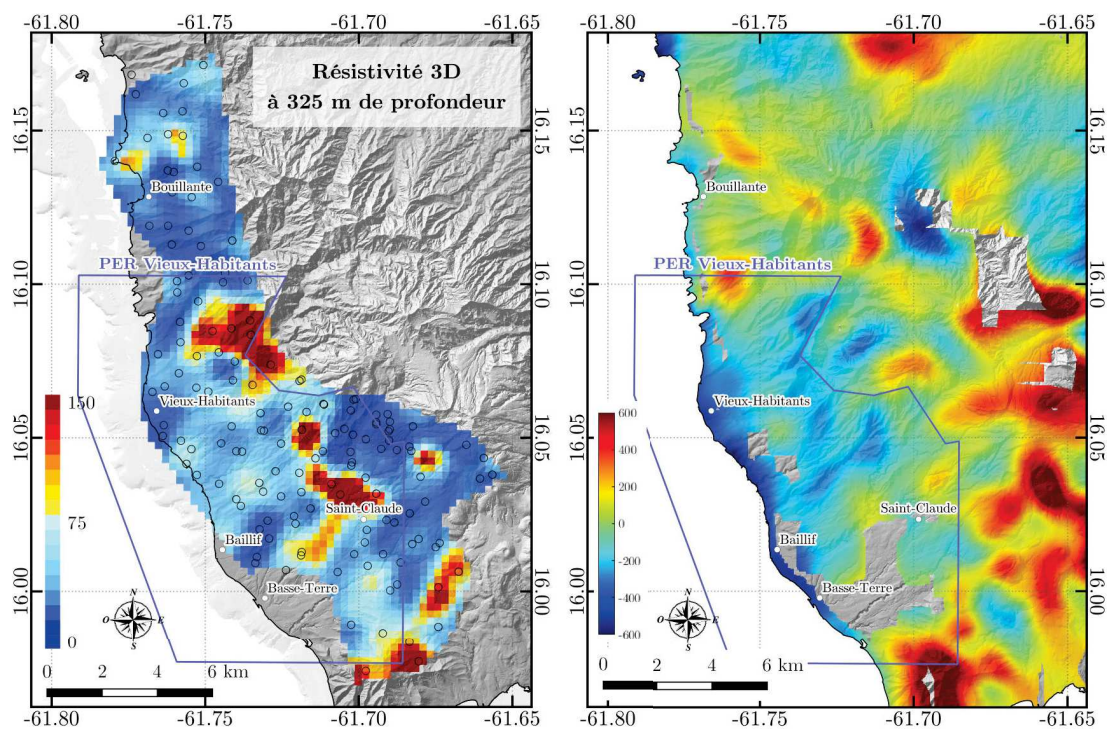


FIGURE 6.16 – Cartes des résistivités à 325 m de profondeur d’après l’inversion MT (échelle en $\Omega.m$) et de la réduction au pôle de l’anomalie magnétique (échelle en nT). La grille magnétique transformée est la grille *Basse-Terre2*, compilant les données *GUADEM* et *Drone1*.

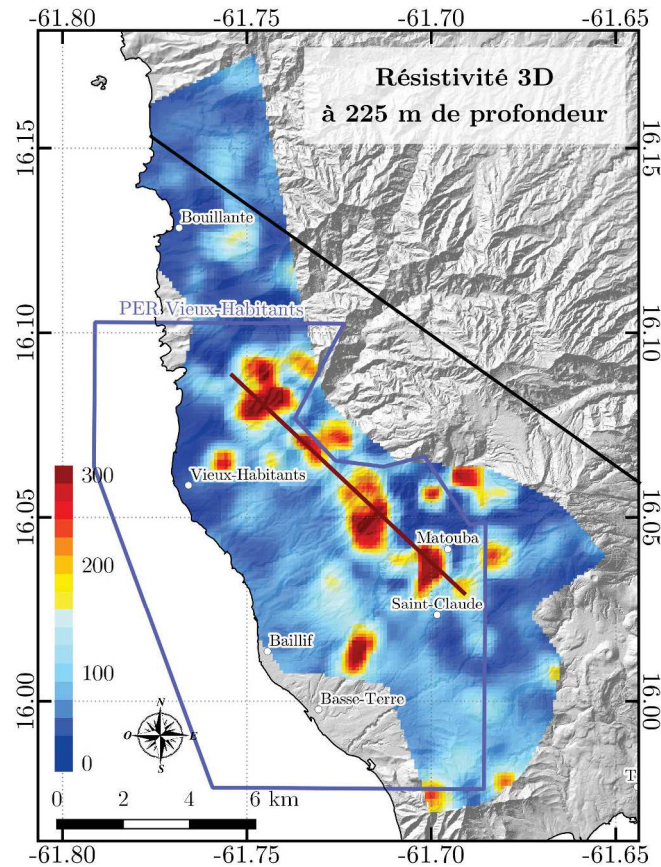


FIGURE 6.17 – Carte des résistivités à 225 m de profondeur d'après l'inversion MT (échelle en $\Omega.m$). En noir : direction interprétée d'après l'étude de cartes magnétiques. En rouge foncé : direction parallèle observable sur la carte de résistivités.

version AMT. La figure 6.18 représente en parallèle les données de magnétisme, de MT et d'AMT obtenues sur la zone nord-est du PER, et à des profondeurs comparables. La MT montre une importante direction N140 - N150 aux deux profondeurs présentées, qui se manifeste par un alignement de résistivités élevées. Dans une moindre mesure, des alignements dans une direction perpendiculaire N030 à N050 peuvent également être observés. La mise en relation des données MT et AMT montre avant tout la présence d'une zone conductive dans le sud-est de la zone présentée (qui correspond au nord de la zone cible appelée Matouba), en particulier à 300 m de profondeur. En dehors de cette zone, la répartition des résistivités est peu comparable dans les méthodes.

La deuxième couche d'inversion AMT montre des directions N030 à N050 observables dans toutes les méthodes et correspondant à une importante direction morphologique dans cette zone. Ces directions se retrouvent dans une moindre mesure dans la troisième couche de l'AMT.

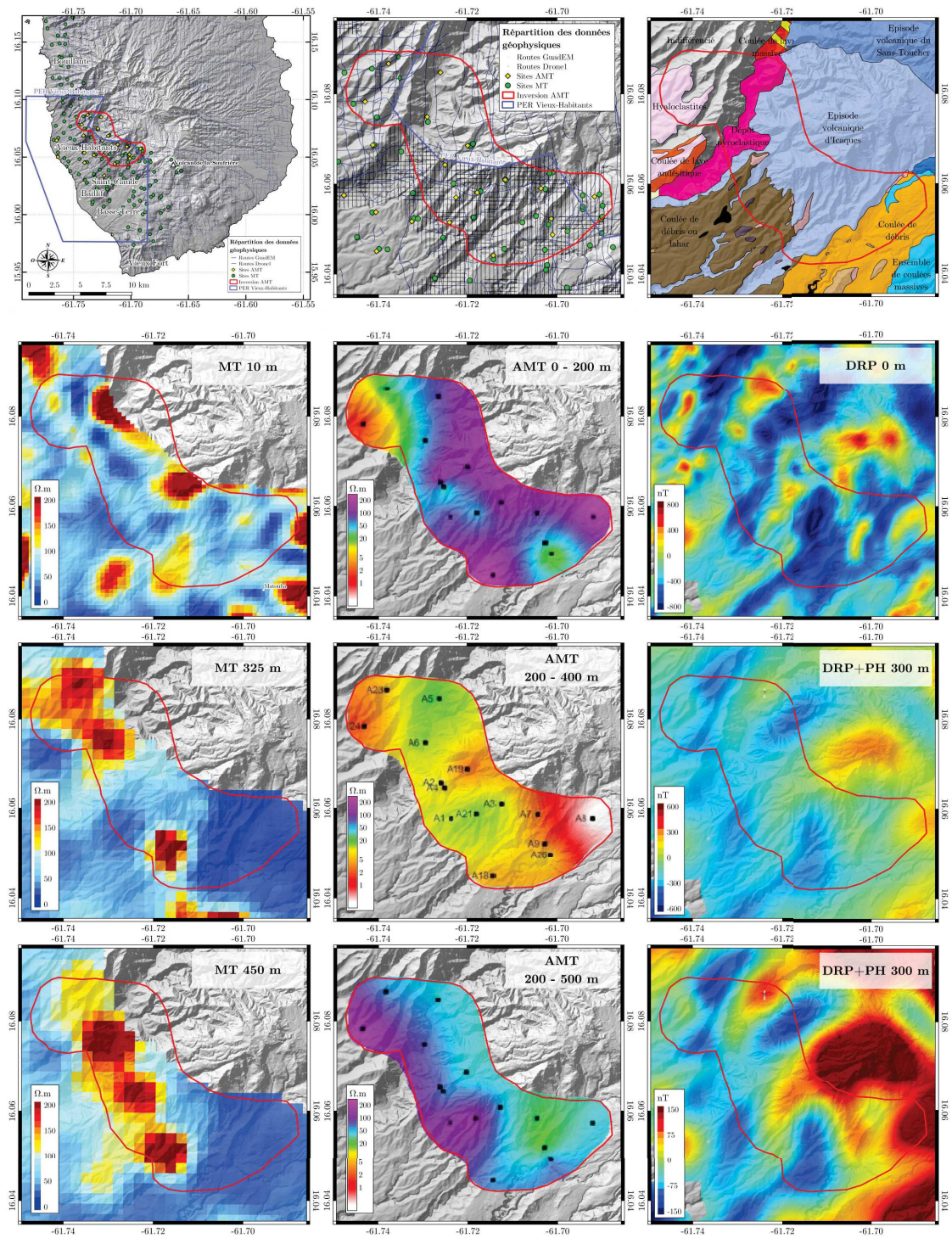


FIGURE 6.18 – Première ligne : localisation du secteur étudié, répartition des données géophysiques et données géologiques (lithologies et schéma structural) connues dans ce secteur. Le polygone rouge indique le secteur d'inversion AMT. Lignes 2, 3 et 4 : mise en relation des résultats de MT (première colonne), AMT (deuxième colonne) et magnétisme (troisième colonne) dans le secteur nord-est du PER. Deux cartes d'anomalie magnétique réduite au pôle (DRP) prolongée vers le haut (PH) à 300 m sont présentées avec une échelle de couleur différente pour mieux visualiser les anomalies. La grille magnétique transformée est la grille *Basse-Terre2*, compilant les données *GUADEM* et *Drone1*.

6.2 Électromagnétisme en domaine temporel (TDEM)

Cette méthode est également appelée électromagnétisme en mode (ou domaine) transitoire. Dans ce document, elle sera désignée par l'acronyme TDEM correspondant à *Time-Domain ElectroMagnetism*.

Tout comme la méthode magnétotellurique, l'électromagnétisme en domaine temporel s'attache à la détermination des résistivités du sous-sol. Cependant, ces deux techniques sont très différentes l'une de l'autre.

6.2.1 Principe de la méthode

Une méthode active

Dans le cas de la MT, les champs primaires sont des sources naturelles, ainsi les fréquences considérées sont extrêmement basses et il est possible de considérer un régime quasi-stationnaire pour la diffusion des ondes électromagnétiques.

A l'inverse, la TDEM est une méthode électromagnétique dite *active*. Cela signifie que, contrairement à la méthode MT, la source de champ primaire est une source contrôlée par l'opérateur. Cette source est une bobine émettrice alimentée par un courant. Une autre bobine dite réceptrice mesure le champ secondaire.

Une méthode temporelle/transitoire

Enfin, la méthode TDEM est, comme son nom l'indique, une méthode en domaine temporel. Cela signifie que l'on ne s'attache pas à l'étude du contenu fréquentiel du ou des champs mesurés, comme c'est souvent le cas en électromagnétisme, mais à l'évolution temporelle de ceux-ci. Afin d'imposer une variation temporelle dans le champ magnétique secondaire, il est nécessaire d'appliquer une variation dans le champ primaire (figure 6.19).

La mesure se fait en deux temps : durant la période *on-time*, on injecte un courant dans la bobine émettrice (souvent appelée *Tx*), puis l'injection est arrêtée brutalement, amorçant la période *off-time*. Cela fait varier le flux magnétique et cette variation génère une force électro-motrice qui, elle même, induit des courants de Foucault dans le sol en dessous de la bobine (loi de Faraday). Selon les mêmes principes qu'en MT, la bobine réceptrice (appelée *Rx*) enregistre le champ magnétique induit au cours du temps. Plus le temps est long, plus la profondeur de pénétration du système de courants est importante. Un des avantages de cette méthode par rapport à d'autres méthodes électromagnétiques (dont la MT) est que le champ reçu par la bobine *Rx* est uniquement le champ induit et non la composition de celui-ci avec un champ primaire, de beaucoup plus grande

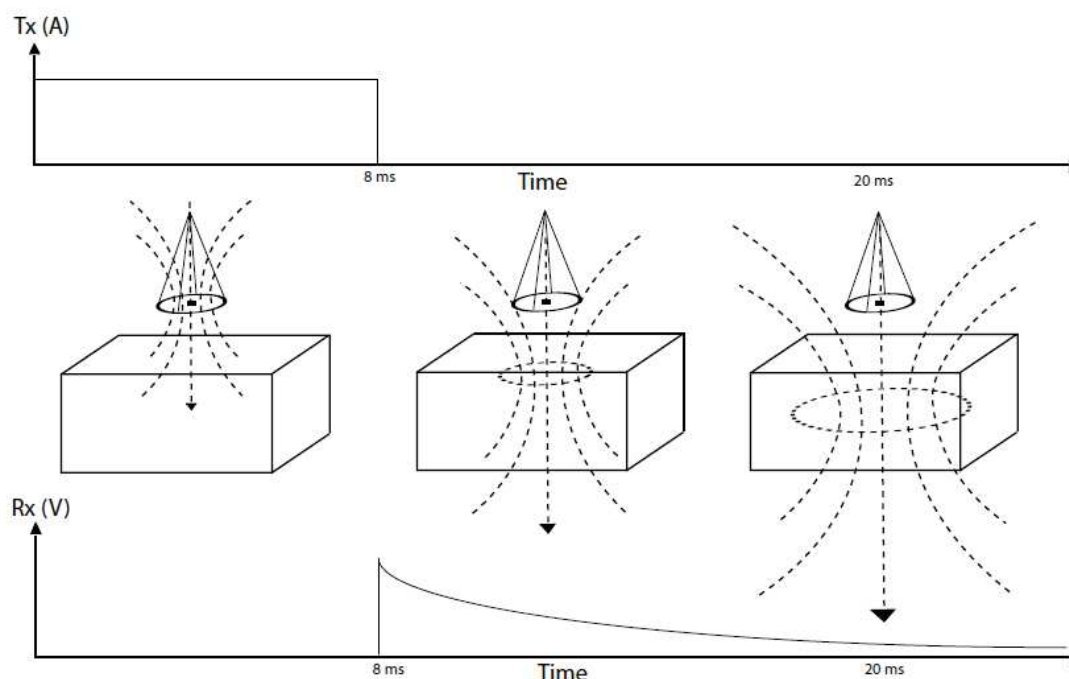


FIGURE 6.19 – Description schématique de la méthode EM transitoire. Une boucle de courants induits se diffuse en profondeur et génère un champ magnétique « réponse » ou « secondaire » qui est mesuré, après la coupure de courant dans la bobine émettrice (Tx), par la bobine réceptrice (Rx) en fonction du temps. La réponse est isolée du champ primaire car la mesure s'effectue quand la bobine Tx n'émet plus. (Guillemoteau, 2012).

amplitude, qu'il faut déconvoluer du signal. La mesure des flux de courant au cours du temps peut apporter de l'information sur les conductivités électriques des milieux dans lesquels ces courants se sont diffusés.

Le courant se diffuse dans le sol et la profondeur de détection correspond à la profondeur de la boucle de courant en fonction du temps (figure 6.19). La boucle s'élargit avec la profondeur c'est pourquoi la résolution diminue avec la profondeur. D'autre part, l'amplitude des courants diminue avec le temps à cause des pertes de Joule ce qui implique qu'il existe une profondeur maximale d'investigation, qui sera fonction de la conductivité (ou résistivité) des milieux traversés.

6.2.2 Faisabilité en Guadeloupe

Les mesures TDEM permettent de connaître les résistivités des premières couches du sous-sol grâce à un signal électromagnétique en réponse après l'interruption d'un courant au cours de cycles d'acquisition.

Cette méthode n'a en général pas une très grande profondeur de pénétration. Dans un contexte volcanique présentant un grand nombre de roches plutôt conductrices en subsurface (andésites par exemple), la profondeur de pénétration est encore diminuée.

Néanmoins les données de TDEM peuvent apporter de l'information sur la subsurface jusqu'à quelques centaines de mètres en 3D et sur une large emprise horizontale. Les cibles de TDEM seront donc les mêmes qu'en MT (mesures de résistivité), mais sur des couches différentes du sous-sol. Ainsi, la TDEM pourrait permettre de faire le lien entre les interprétations de MT et les interprétations magnétiques.

6.2.3 Données TDEM de GUADEM

Des données de TDEM ont été récupérées auprès du BRGM : il s'agit de mesures réalisées au cours du projet GUADEM (la présentation générale de cette campagne a déjà été faite dans la section 4.1.1).

La figure 6.20 rappelle le plan de vol de cette campagne, déjà présenté en figure 4.2, ainsi que l'emprise des données TDEM auxquelles utilisées pour les interprétations TDEM.

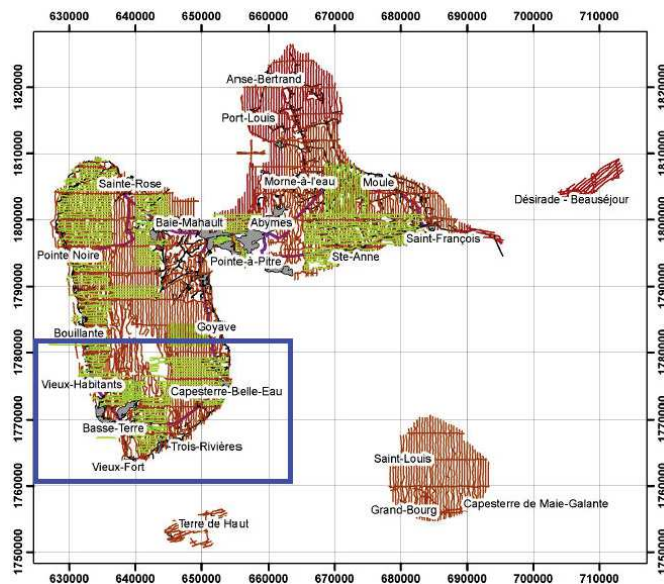


FIGURE 6.20 – Vue d'ensemble du plan de vol réalisé. Les lignes grenat représentent le plan de vol de base, les lignes vertes représentent les resserrements (Deparis et al., 2014). Le cadre bleu représente l'emprise des données TDEM utilisées pour les interprétations (cube 3D).

Le système utilisé ici pour l'acquisition TDEM est composé d'une boucle à moment fort (HM), ayant une grande pénétration mais une faible résolution et d'une boucle à moment super faible (SLM), ayant une meilleure résolution en surface mais moins de pénétration. Chaque boucle a des durées d'émission de courant et d'interruption/acquisition de la mesure différentes : autour de $100 \mu s$ pour le SLM et $10\,000 \mu s$ pour le HM, ce qui explique les différences de pénétration et de résolution de chacun des systèmes. Un cycle d'émission est composé d'une alternance de séries d'impulsions unitaires de chacune des boucles (66 pour le SLM et 126 pour le HM).

La figure 6.21 explicite la localisation des instruments les uns par rapport aux autres sur la boucle de courant dans un dispositif SkyTEM.

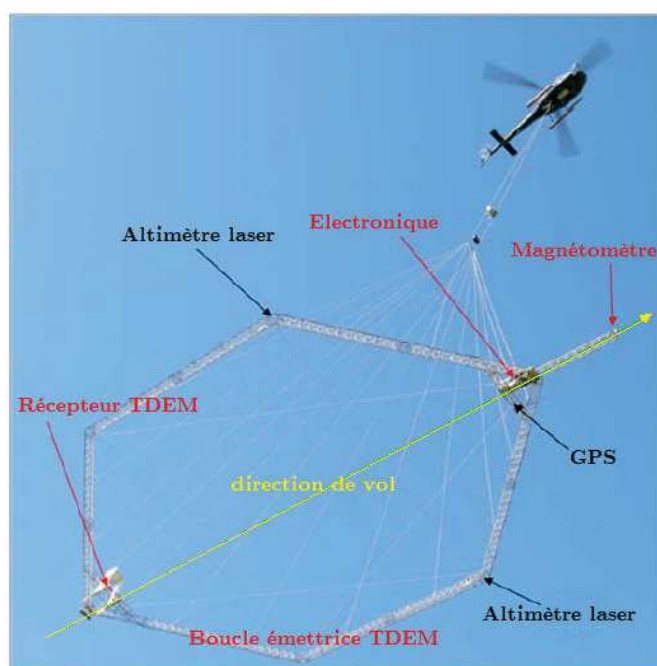


FIGURE 6.21 – Localisation des principaux instruments dans un dispositif standard d'acquisition fourni par SkyTEM. © SkyTEM.

6.2.4 Traitement et inversion des données

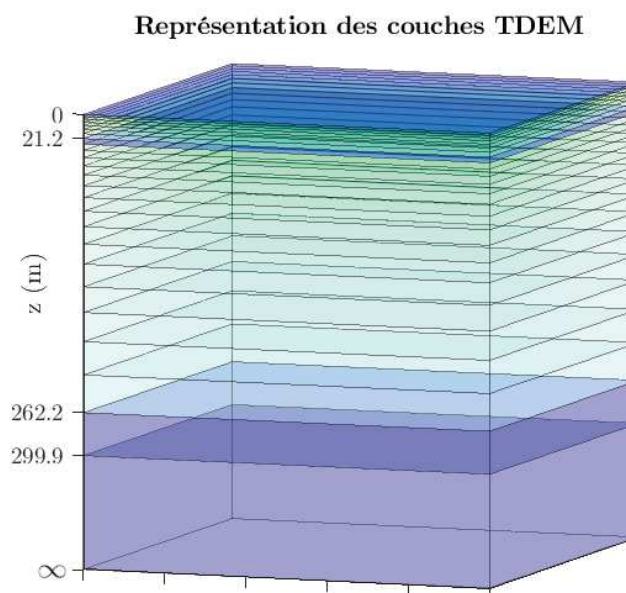
Le traitement et l'inversion des données sont fournis par le BRGM et réalisés en partie par le BRGM et en partie par la société Aarhus Geophysics.

- L'effet des infrastructures est éliminé des données par filtrage et par traitement manuel (Reninger et al., 2011 ; Deparis et al., 2014).
- Les variations d'altitude et d'attitude de la boucle de courant sont corrigées.
- Enfin les données sont inversées en 3D pour obtenir un bloc de résistivités. Une inversion à 25 couches est réalisée par Aarhus Geophysics, fournie au projet GEOTREF (la profondeur de chaque couche est précisée dans le tableau de la figure 6.22a). L'algorithme utilisé est non-linéaire et permet de contraindre spatialement l'inversion (Christiansen et Auken, 2008 ; Deparis et al., 2014). L'inversion utilise un modèle de départ avec des couches d'épaisseurs logarithmiques : la représentativité de la couche de surface est de 2 m, la 24^e couche représente une épaisseur de 37 m tandis que la dernière couche représente toutes les profondeurs supérieures à 300 m (figure 6.22). Le modèle de départ a une résistivité variable en fonction des secteurs. Dans la plupart des zones, la valeur de résistivité du modèle de départ est de 30 $\Omega.m$. Dans les zones de faibles résistivités comme dans les zones marines, ou dans les zones de fortes résistivité comme dans le sud de Basse-Terre,

les résistivités de départ sont différentes (Deparis et al., 2014).

N° couche	Prof. toit (m)	N° couche	Prof. toit (m)
1	0,0	14	62,6
2	2,0	15	73,1
3	4,3	16	85,1
4	6,9	17	98,7
5	9,8	18	114,1
6	13,1	19	131,6
7	16,9	20	151,5
8	21,2	21	174,1
9	26,1	22	199,8
10	31,7	23	229,0
11	38,0	24	262,2
12	45,2	25	300
13	53,3		

(a)



(b)

FIGURE 6.22 – a) Liste des 25 couches d'inversion TDEM avec le toit de chacune d'entre elles. La base de chaque couche correspond au top de la couche suivante. b) Vision schématique de la représentativité des couches du cube de résistivités inversées en TDEM. Les couches dessinées en bleu foncé (couches n°1, 8, 24 et 25) sont les couches présentées dans la section 6.2.5.

6.2.5 Cartes de résultat

Grâce aux données TDEM de GUADEM, 25 cartes de résistivité ont été réalisées, chacune correspondant à des profondeurs différentes entre 0 et 300 m. La représentativité de chaque carte, en termes d'épaisseur, est également variable en fonction de la profondeur : plus la profondeur est grande, plus les boucles de courant mesurées sont larges. Il en résulte que la représentativité spatiale des résistivités inversées augmente avec la profondeur. De fait, avec la profondeur, la résolution du système diminue et l'épaisseur représentée par les cartes augmente.

Quatre de ces cartes sont présentées figure 6.23.

Cette campagne fournit, après traitement, des informations en résistivité sur les 300 premiers mètres, ce qui se révèle trop proche de la surface pour permettre d'imager les réservoirs géothermiques et/ou le chapeau d'altération du réservoir, d'après les estimations géologiques et en MT (GEOTREF, 2017). En revanche, la TDEM est beaucoup plus résolutive que la MT pour les couches de surface.

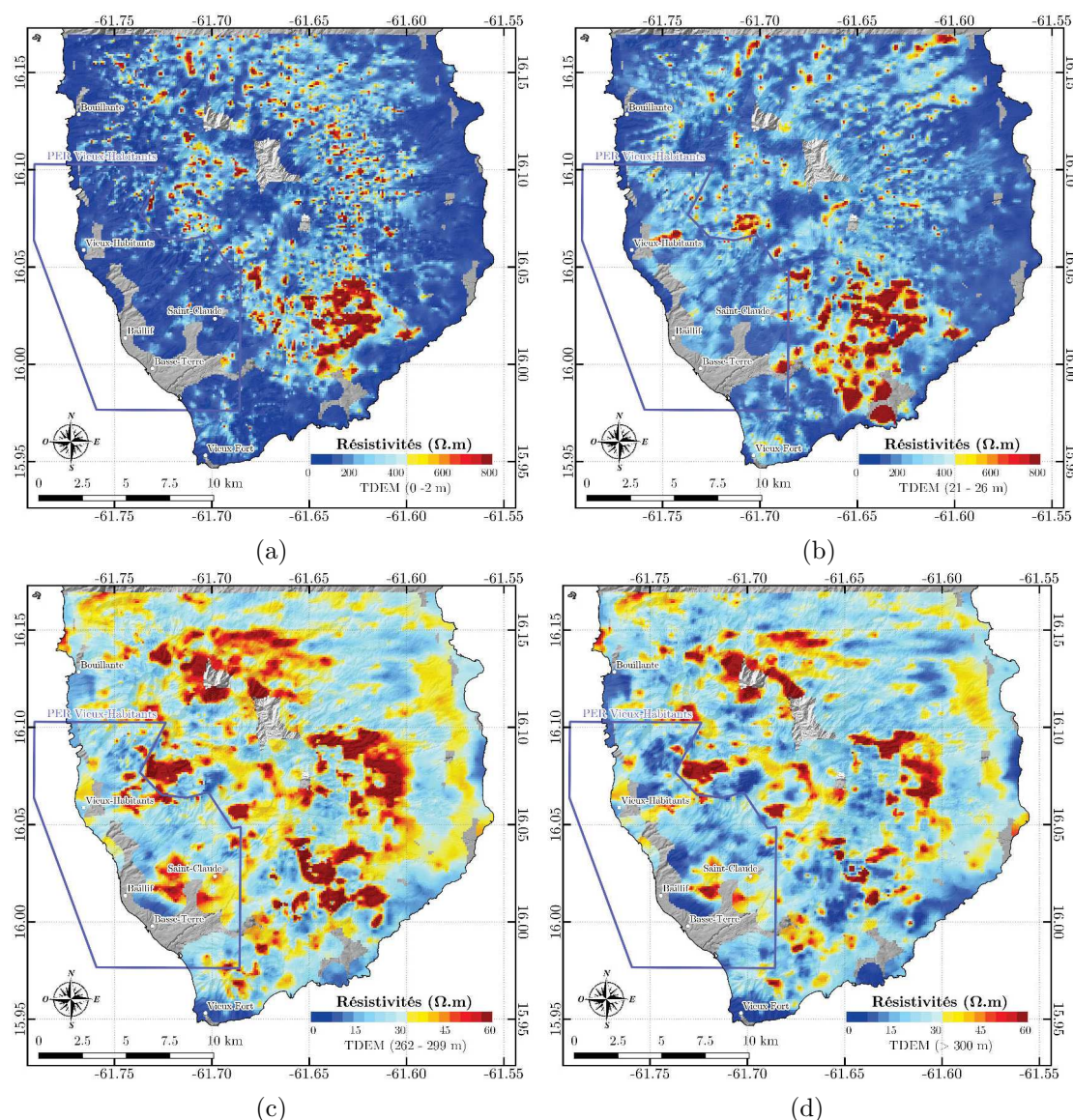


FIGURE 6.23 – Cartes des résistivités obtenues à partir des données GUADEM. a) Section représentant les profondeurs 0-2 m. b) Section représentant les profondeurs 21-26 m. c) Section représentant les profondeurs 262-299 m. d) Section représentant les profondeurs supérieures à 300 m.

6.2.6 Lien entre les données TDEM et le magnétisme

Les données de TDEM n'ayant pas été valorisées à l'heure actuelle, nous procédons à une interprétation préliminaire des cartes fournies. La méthode d'interprétation consistant à délimiter des zones d'anomalies en résistivité (plus forte ou plus faible) est dépendante des paramètres d'observation (échelle de couleur, biais d'observation), mais permet une première approche vis-à-vis de ces données. Les contours dessinés à partir des géométries observables en résistivité permettent de faciliter la comparaison entre les différentes méthodes.

Les données de résistivité se cantonnent à la partie terrestre de l'île, ainsi nous comparons ces résultats à la grille *Basse-Terre2*, qui compile les données magnétiques *onshore* de la Basse-Terre des campagnes *GUADEM* et *Drone1* (voir tableau 4.6 du chapitre 4). Cela permet d'avoir la plus grande couverture possible pour la comparaison entre les deux méthodes, tout en gardant la meilleure résolution possible dans les zones où la donnée magnétique drone est disponible.

6.2.6.1 Section de surface (0-2 m)

A cette profondeur, le long de certains profils, on remarque une forte corrélation entre les routes suivies par l'hélicoptère et l'alignement des maxima de résistivité (figure 6.24).

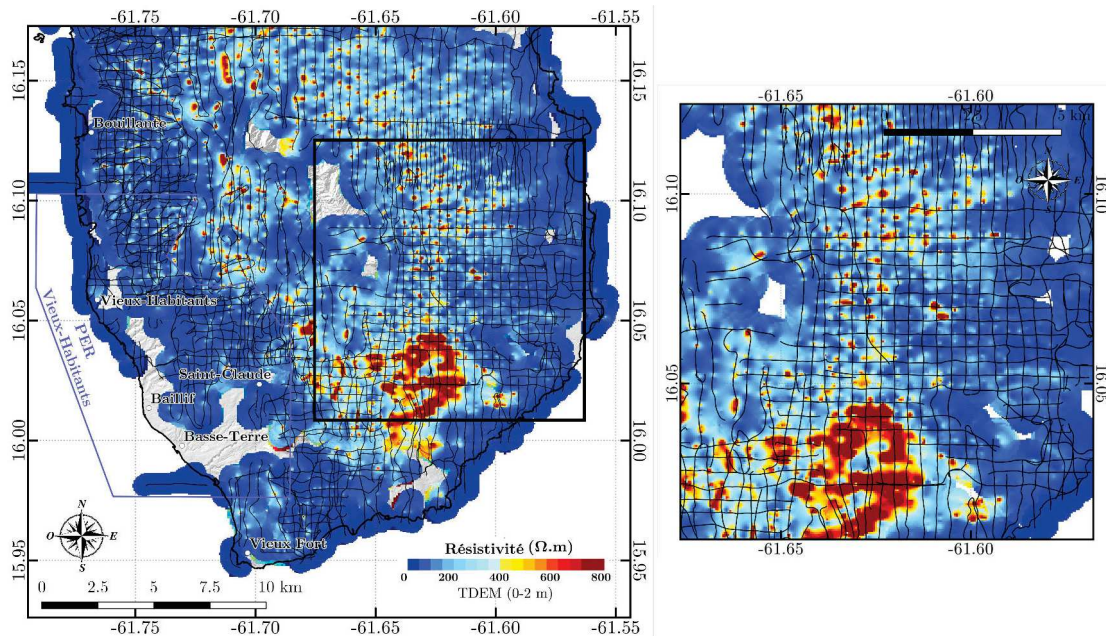


FIGURE 6.24 – Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM en surface, avec une représentativité verticale de 2 m, superposée avec les routes d'acquisition de GUADEM. Détails de l'encadré noir.

Plus particulièrement, il semblerait que les intersections de routes fassent apparaître des maxima de résistivité. De fait, la section de surface (représentant les 2 premiers mètres) est la plus sensible au bruit. Le phénomène est moins visible dans les zones où le signal est plus complexe géométriquement mais peut être présent également. Cependant ces maxima ponctuels sont parfois alignés le long de hauts topographiques ce qui peut permettre d'avoir une certaine vision de la géométrie des structures en surface.

Basse-Terre. En surface, les anomalies présentent des longueurs d'ondes courtes. Une partie des zones remarquables de résistivité sont cohérentes avec des structures reconnaissables en magnétisme au premier ordre (figure 6.25b). Les grandes résistivités

ne correspondent pas nécessairement à des maxima de réduction au pôle (indiquant *a priori* des formations plus aimantées), ni l'inverse. Cela peut s'expliquer par des lithologies différentes associant des résistivités variables à des aimantations plus ou moins fortes, mais aussi par des profondeurs de cibles différentes. Cette dernière hypothèse est confortée par le fait que les géométries dessinées par chacune des méthodes sont sensiblement différentes.

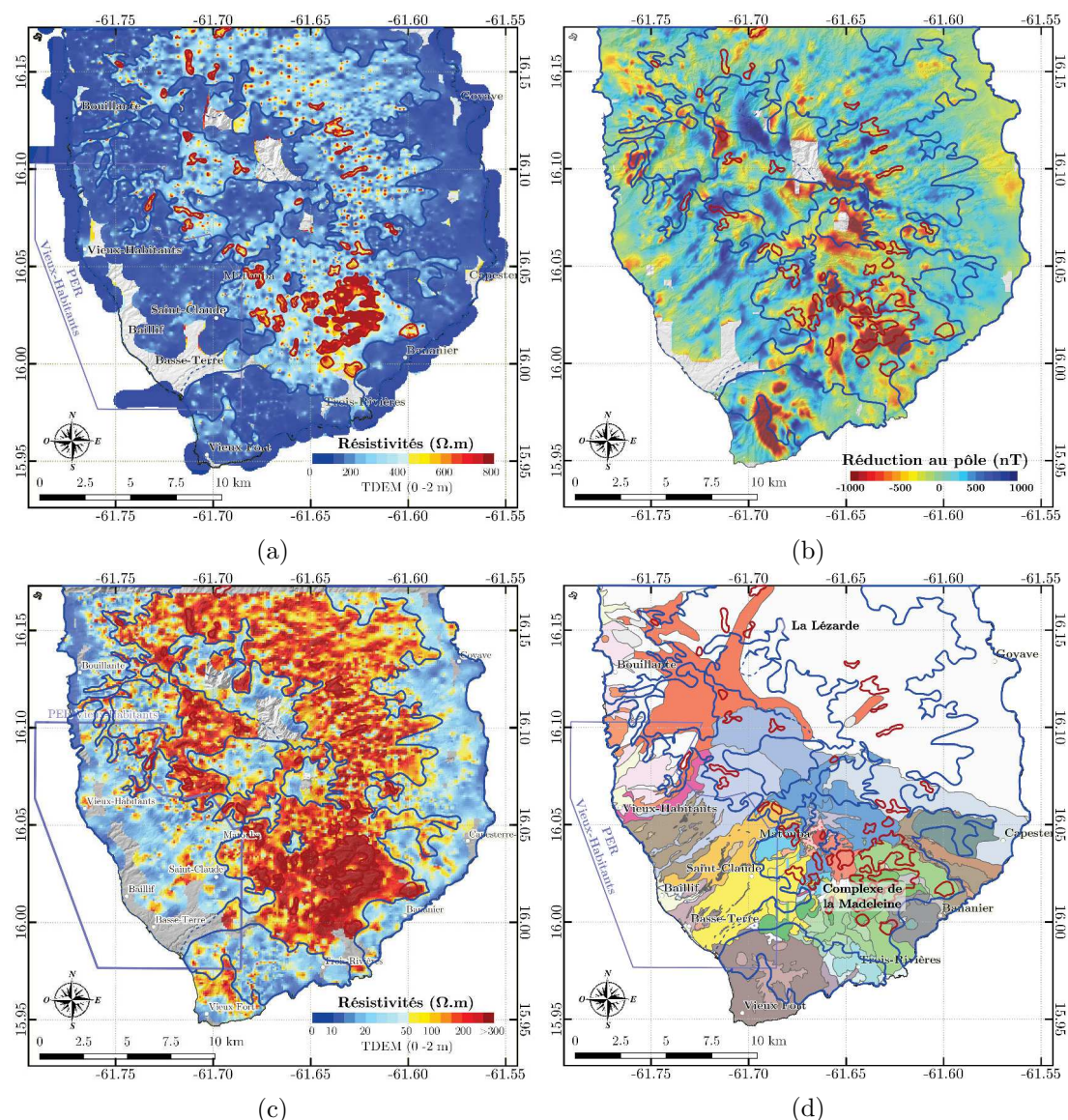


FIGURE 6.25 – a) Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM en surface, avec une représentativité verticale de 2 m. Les polygones bleus représentent des zones de résistivité relativement plus faible ($\rho \leq 100 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 500 \Omega.m$). b) Superposition avec la carte de réduction au pôle du champ magnétique. c) Représentation de la carte a) avec une échelle de couleur non-linéaire (en équipopulation). d) Superposition de la carte lithologique de Basse-Terre (légende en p.31) avec les pointés de TDEM en surface.

A cette échelle, certaines directions préférentielles de très courtes longueurs d'onde

sont visibles et sont cohérentes d'une part avec les interprétations magnétiques et d'autre part avec la morphologie et la lithologie de l'île. Elles correspondent à des coulées volcaniques et/ou détritiques et à des hauts topographiques (ces derniers étant liés). Ces orientations sont visibles en particulier au niveau de Bouillante (N080 et N040) et à l'est de la Soufrière, où les directions évoluent d'environ N050 au nord de la Soufrière (La Lézarde) jusqu'à environ N1100 au sud-est de la Soufrière (Bananier).

La mise en relation des domaines de résistivités avec la carte lithologique régionale montre que des structures perçues par les analyses de surface peuvent être reconnues (figure 6.25d). En particulier, les complexes volcaniques de la Madeleine, au sud-ouest, sont repérables à leur importante résistivité. De manière similaire, plusieurs coulées volcaniques au travers de toute la zone prospectée sont reconnaissables à leurs géométries et résistivités élevées.

Zone PER. Dans la zone du PER (figure 6.26), la résistivité est en moyenne plus faible que sur le reste de la Basse-Terre, ce qui correspond aux formations non-consolidées (avalanches et coulées de débris) de cette zone en surface (en jaune, orange et marron sur la figure 6.25d). De fait, sur le PER, on constate que les formations massives et andésitiques (en bleu, vert et rouge sur la figure 6.25d) présentent une résistivité $\geq 50 \Omega.m$ en surface.

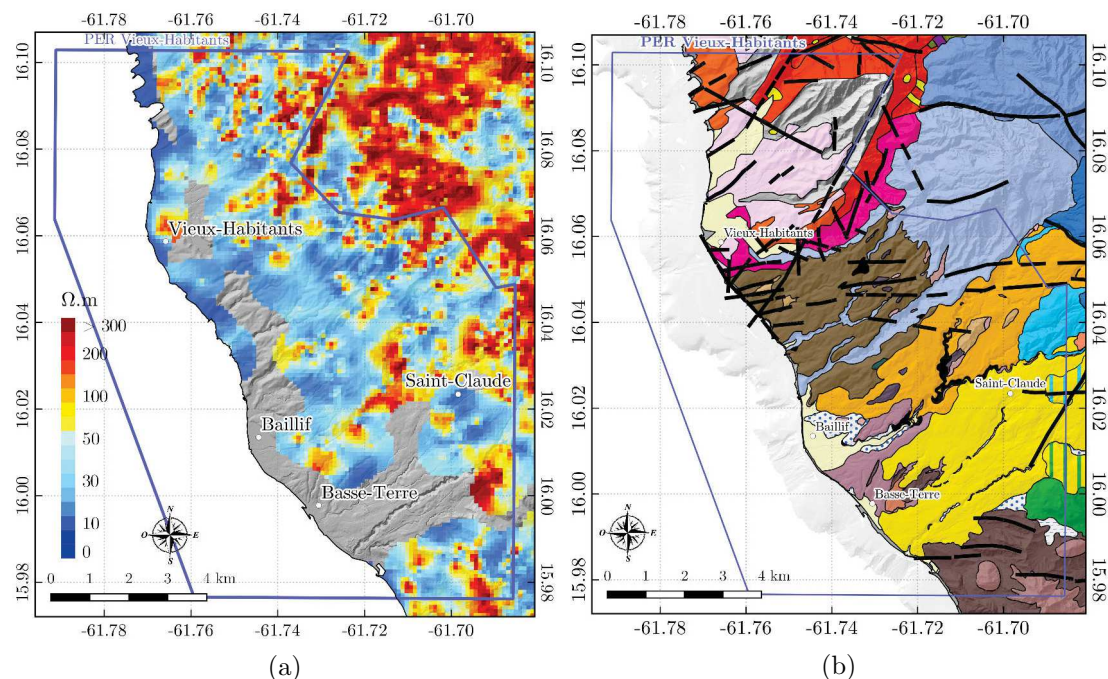


FIGURE 6.26 – Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM en surface avec une représentativité verticale de 2 m, dans la zone du PER. b) Carte lithologique et structurale de Basse-Terre (légende en p.31).

Les structures remarquables dans la zone du PER à cette profondeur sont des orientations linéaire N030-N040 (figure 6.26) correspondant à des coulées volcaniques ou

détritiques et à des hauts topographiques, comme mentionné au paragraphe précédent. Ces directions apparaissent sous la forme d'alignements de points. Ces points ne correspondent vraisemblablement pas à des objets ponctuels mais sont un effet de l'imprécision de mesure (voir p.231).

6.2.6.2 Section à 21 m (21-26 m)

A l'échelle de Basse-Terre. La carte des résistivités à 21 m de profondeur est présentée sur les figures 6.23b et 6.27a. Cette carte a une représentativité verticale de 5 m à partir de 21 m d'après les grilles d'inversion TDEM.

Les routes d'acquisition, en particulier leurs intersections, et/ou la topographie semblent toujours être à l'origine de maxima très locaux dans des zones de faible résistivité moyenne. Quelques structures se détachent à la fois des cartes de réduction au pôle et des cartes de résistivité, mais aucun ne se distingue particulièrement. Les deux cartes semblent plus cohérentes qu'en surface

La figure 6.27d montre que les anomalies positives ou négatives en résistivité sur la Soufrière sont de faible amplitude et confinent au bruit. En revanche, la zone correspondant au complexe de la Madeleine (sud-est) affiche toujours une résistivité élevée.

A ces profondeurs, le lien entre magnétisme et TDEM est fort. La figure 6.28 montre que les pointés manuels à petite échelle mais aussi les pointés automatiques réalisés sur les cartes magnétiques transformées (chapitre 5) soulignent des géométries qui peuvent se retrouver sur cette carte de TDEM. D'une part, parmi les structures linéaires à petite échelle, les directions ① à ③ (figure 6.28a) se retrouvent nettement sur les résistivités jusqu'à 450 m. Ces directions sont cohérentes avec l'histoire géologique de l'île.

- ① N090 - N100 correspondant à la direction structurale du bassin de Marie-Galante,
- ② N140 - N150 correspondant à la direction structurale Montserrat-Bouillante-Les Saintes,
- ③ N0 - N020 associée à l'axe de formation de l'île, du nord vers le sud.

La direction ④ n'est pas observable en TDEM. En outre, cette direction N160-N170 n'est pas associée à un signal géologique bien identifié (direction structurale ou alignement géologique) comme les trois autres.

D'autre part, les pointés secondaires de la figure 6.28a et la figure 6.28b montrent que les directions morphologiques relevées en magnétisme sont retracées sur une grande partie de la zone prospectée. Certaines de ces anomalies sont également visibles sur des cartes de TDEM plus profondes. Cela peut permettre d'estimer la profondeur des anomalies observées en magnétisme.

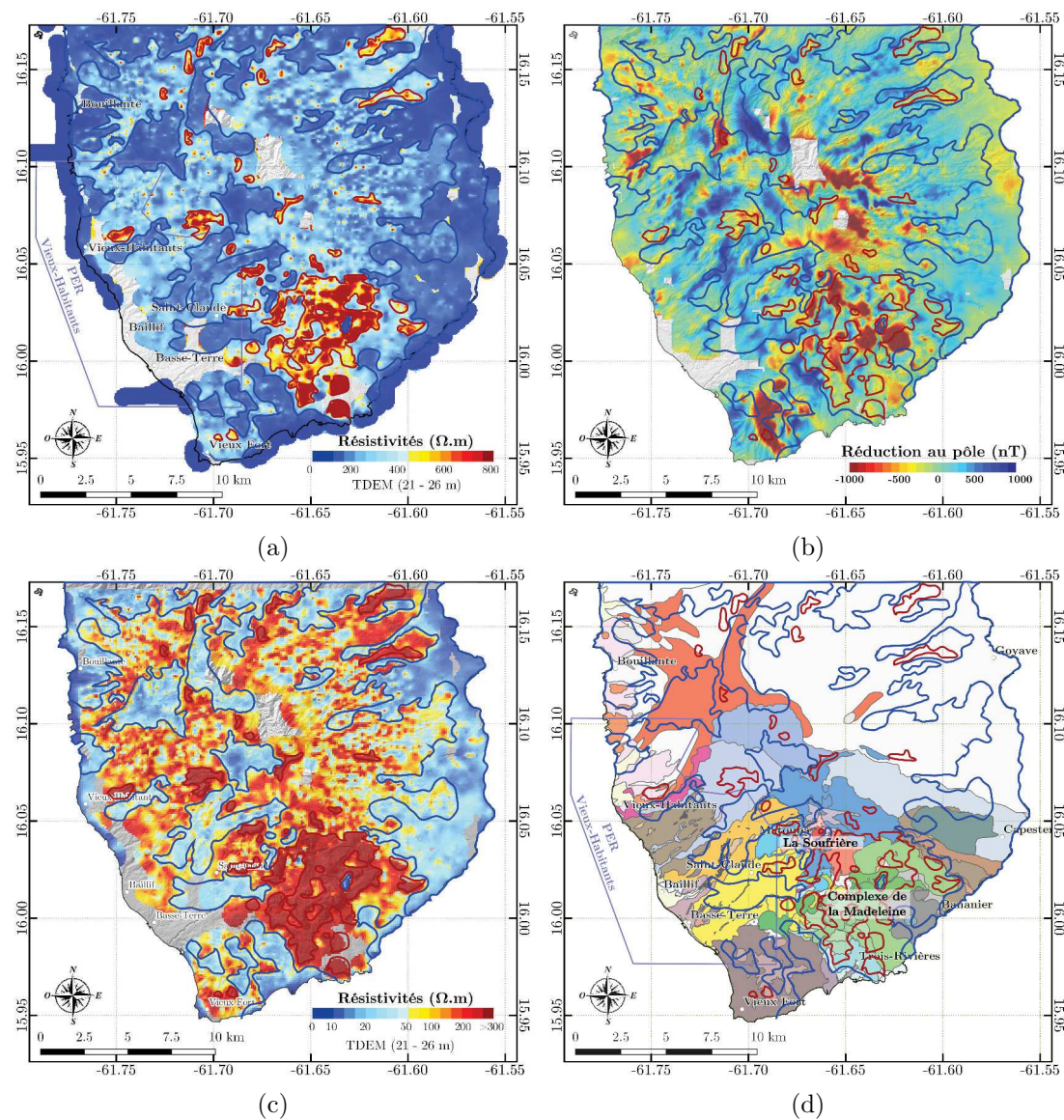


FIGURE 6.27 – a) Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM à 20 m de profondeur, avec une représentativité verticale de 5 m. Les polygones bleus représentent des zones de résistivité relativement plus faible ($\rho \leq 100 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 500 \Omega.m$). b) Superposition des pointés avec la carte de réduction au pôle du champ magnétique. c) Représentation de la carte a) avec une échelle de couleur non-linéaire (en équipopulation). d) Superposition de la carte lithologique de Basse-Terre (légende en p.31) avec les pointés de TDEM à ces profondeurs.

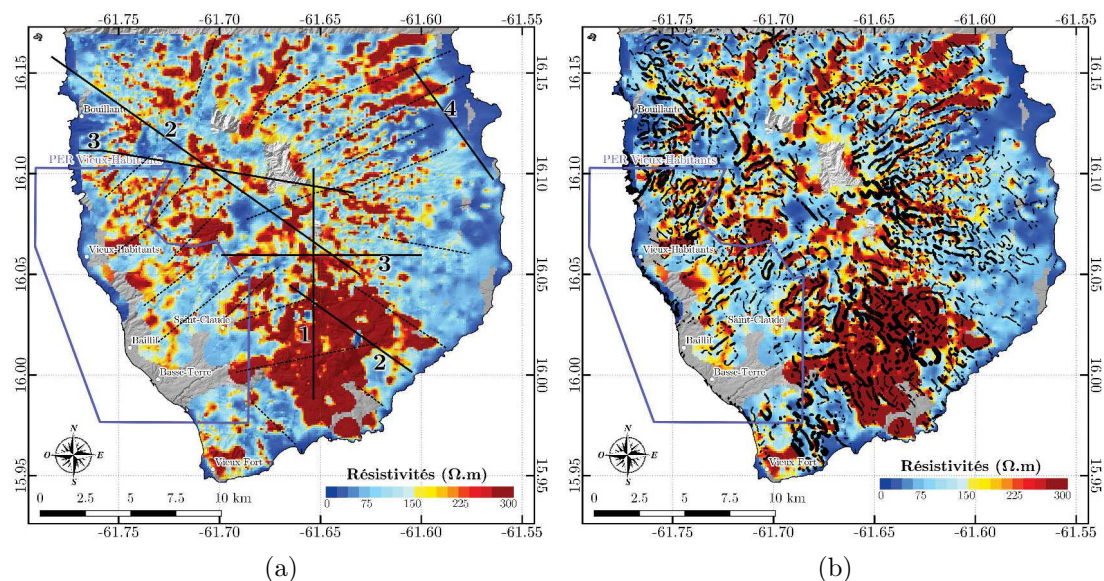


FIGURE 6.28 – Carte de résistivité à 21-26 m de profondeur, issue du cube d'inversion TDEM, échelle seuillée à 300 $\Omega.m$. a) Superposition avec les pointés directionnels de petite échelle réalisés sur une anomalie magnétique réduite au pôle et prolongée vers le haut. b) Superposition avec les pointés automatiques réalisés sur le gradient horizontal de la réduction au pôle de l'anomalie magnétique.

Zone PER. Dans ce secteur, la comparaison résistivités/réduction au pôle montre que certaines formations doivent avoir des paramètres d'aimantation et de résistivités cohérents. En particulier, des zones de faible résistivité sont corrélées à des minima de réduction au pôle au niveau de la coulée de débris de Baillif (orange, figure 6.29b et 6.29d). La limite nord de cette formation, cohérente dans les deux méthodes, ne correspond pas aux limites lithologiques données en surface, localisées sensiblement plus au sud. L'ensemble de coulées volcaniques massives (bleu clair, superposition de coulées issues de l'épisode volcanique du Sans Toucher) en contact avec cette coulée de débris au nord-est semble également figurer des limites cohérentes en magnétisme et en TDEM dans sa partie nord, au niveau de la Crête d'Icaque. La prolongation linéaire de cet objet vers le sud-ouest correspond à l'incision du lit de la rivière du Baillif (Ravine de Baillif) et semble présenter des paramètres géophysiques différents de sa partie nord.

6.2.6.3 Section à 262 m (262-299 m)

La résistivité évolue à peu près linéairement depuis la surface jusqu'aux sections les plus profondes.

Basse-Terre. La figure 6.30c présente les zones de fortes et faibles résistivités, ce qui permet de noter qu'en profondeur les résistivités indiquent des géométries très différentes des lithologies de surface. Cette évolution est attendue dans la mesure où l'île a été créée par des épisodes volcaniques successifs, en contexte tectoniquement très actif.

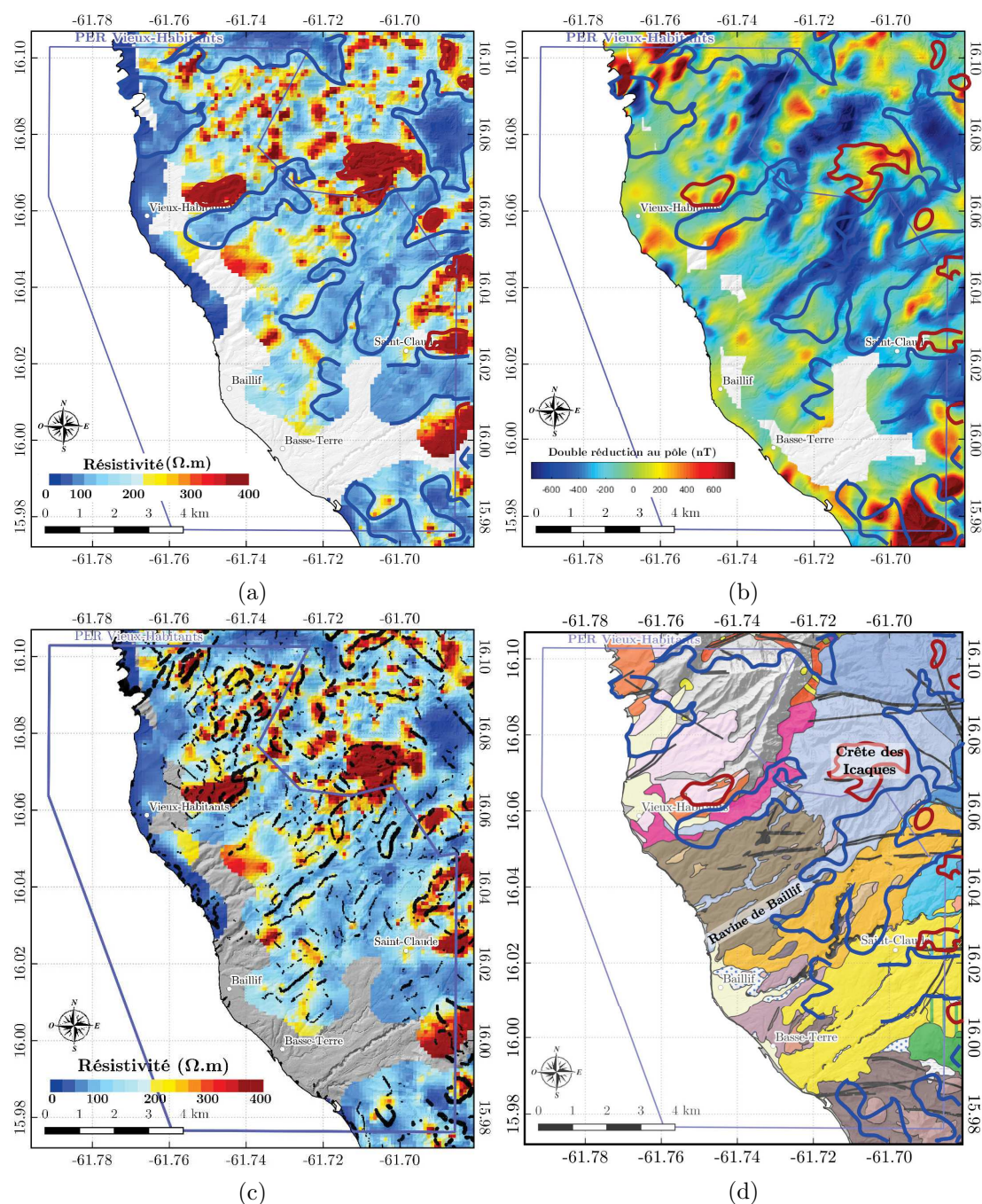


FIGURE 6.29 – a) Carte de résistivité dans le PER obtenues à partir des données GUDEM à 20 m de profondeur, avec une représentativité verticale de 5 m. Les polygones bleus représentent des zones de résistivité relativement plus faible ($\rho \leq 100 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 500 \Omega.m$). b) Superposition des pointés de résistivité avec la carte de réduction au pôle du champ magnétique. c) Superposition avec les pointés automatiques réalisés sur le gradient horizontal de la réduction au pôle de l'anomalie magnétique. d) Superposition de la carte lithologique de Basse-Terre (légende en p.31) avec les pointés de TDEM à ces profondeurs.

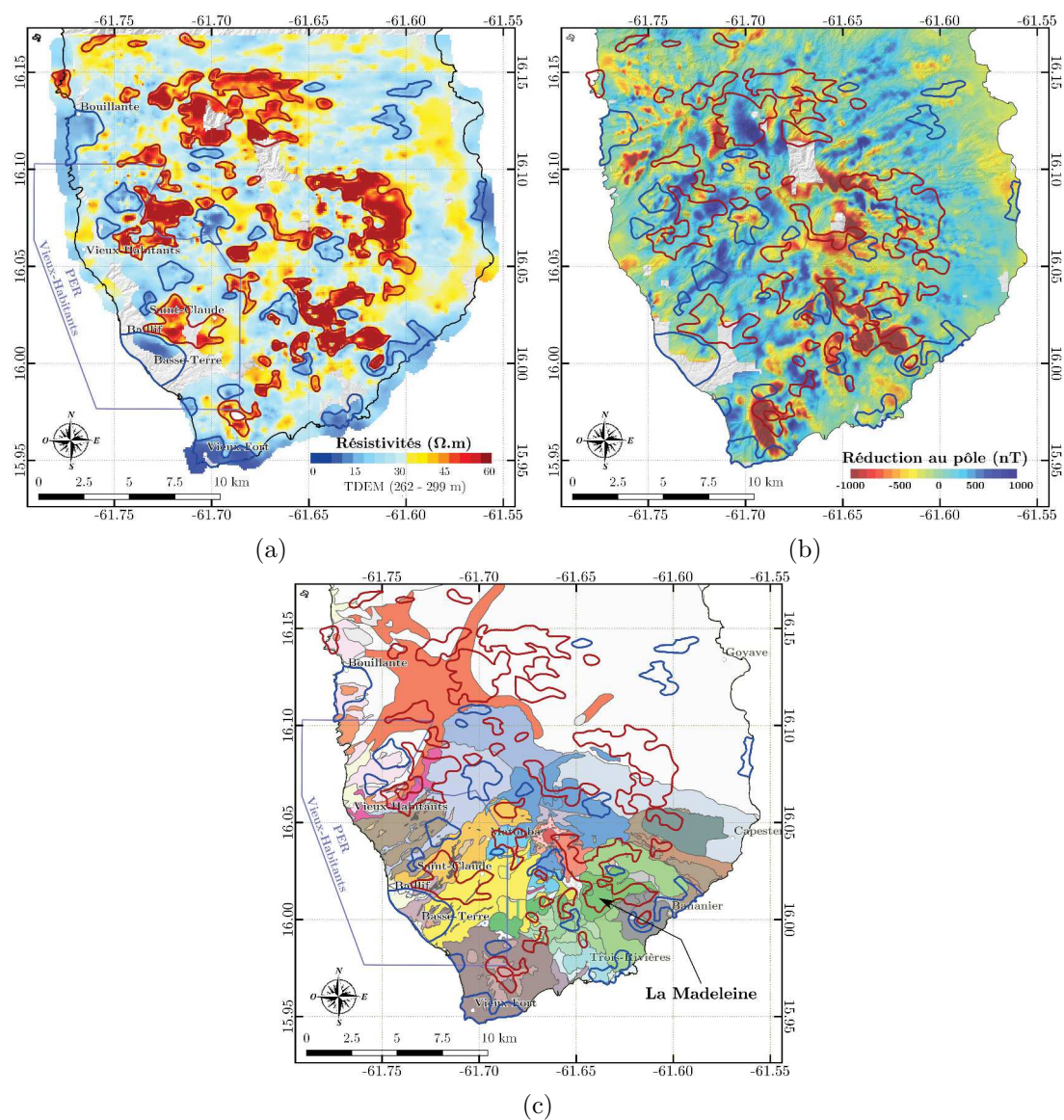


FIGURE 6.30 – a) Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM à 262 m de profondeur, avec une représentativité verticale de 37 m. Les polygones bleus représentent des zones de résistivité faible ($\rho \leq 10 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 40 \Omega.m$). b) Superposition des pointés avec la carte de réduction au pôle du champ magnétique. c) Superposition de la carte lithologique de Basse-Terre (légende en p.31) avec les pointés de TDEM à ces profondeurs.

Dans le nord-est de la carte de résistivité, des directions est-ouest apparaissent. Elles ne correspondent pas à des directions morphologiques ou à un signal géologique connu. Il n'est pas exclu que ces directions soient le fruit du bruit de mesure, propagé en profondeur, bien que dans cette zone aucun profil est-ouest n'ait été acquis. Elles pourraient enfin être un héritage de la mise en place de l'île (coulées volcaniques profondes par exemple).

La zone de Bouillante, secteur clé en raison de la présence d'une activité industrielle pour l'exploitation de la géothermie, présente une résistivité plutôt faible. Cette observation pouvait déjà être faite sur les coupes précédentes mais se confirme à ces profondeurs. La limite est de cette zone de faible résistivité est abrupte et suit une direction nord-sud qui n'est pas observée en surface. Ce linéament ne figure pas dans le réseau de failles connues, ni en surface, ni dans les modèles 3D existants dans cette zone (Calcagno et al., 2012 ; Gailler et al., 2014), ni dans les interprétations magnétiques.

La comparaison entre la carte magnétique réduite au pôle et les résistivités montre peu de similitudes en moyenne (figure 6.30b). L'absence des directions de petites longueurs d'ondes observées en surfaces et interprétées comme les directions de coulées volcaniques et/ou détritiques pourrait confirmer que ces objets sont uniquement surfaciques. Il est également possible que la résolution du TDEM à cette profondeur ne permette pas d'imager ces objets de petite envergure.

Une seule zone, dans le sud-est, fait apparaître une forte corrélation entre cette carte de résistivité et l'anomalie magnétique réduite au pôle (figure 6.30b). Au niveau des édifices de la Madeleine, toutes les cartes de TDEM montrent des résistivités fortes et les cartes magnétiques indiquent une zone de forte aimantation. Cependant, à cette profondeur (262-299 m), la géométrie des anomalies de ces deux méthodes géophysiques est quasiment superposée. Cela apporte une contrainte de profondeur pour comprendre l'anomalie magnétique et donc la répartition d'aimantation dans cette zone. Les édifices volcaniques récents de cette zone présentent vraisemblablement des aimantations très importantes à 250 - 300 m de profondeur, responsables de la quasi-totalité du signal magnétique.

Zone PER. Dans le PER, les géométries en résistivités sont très différentes des géométries issues des analyses magnétique et géologique. Entre Baillif et Saint-Claude, plusieurs zones de fortes résistivités apparaissent sous les coulées de débris récentes.

6.2.6.4 Section à 300 m (≥ 300)

Basse-Terre. Les résistivités représentées sur la carte 6.31a représentent la colonne de toutes les profondeurs ≥ 300 m. Les géométries mises en valeur par cette carte sont en partie similaires à celles relevées entre 262 et 299 m de profondeur. On retrouve

notamment les directions est-ouest dans le nord-est de l'île.

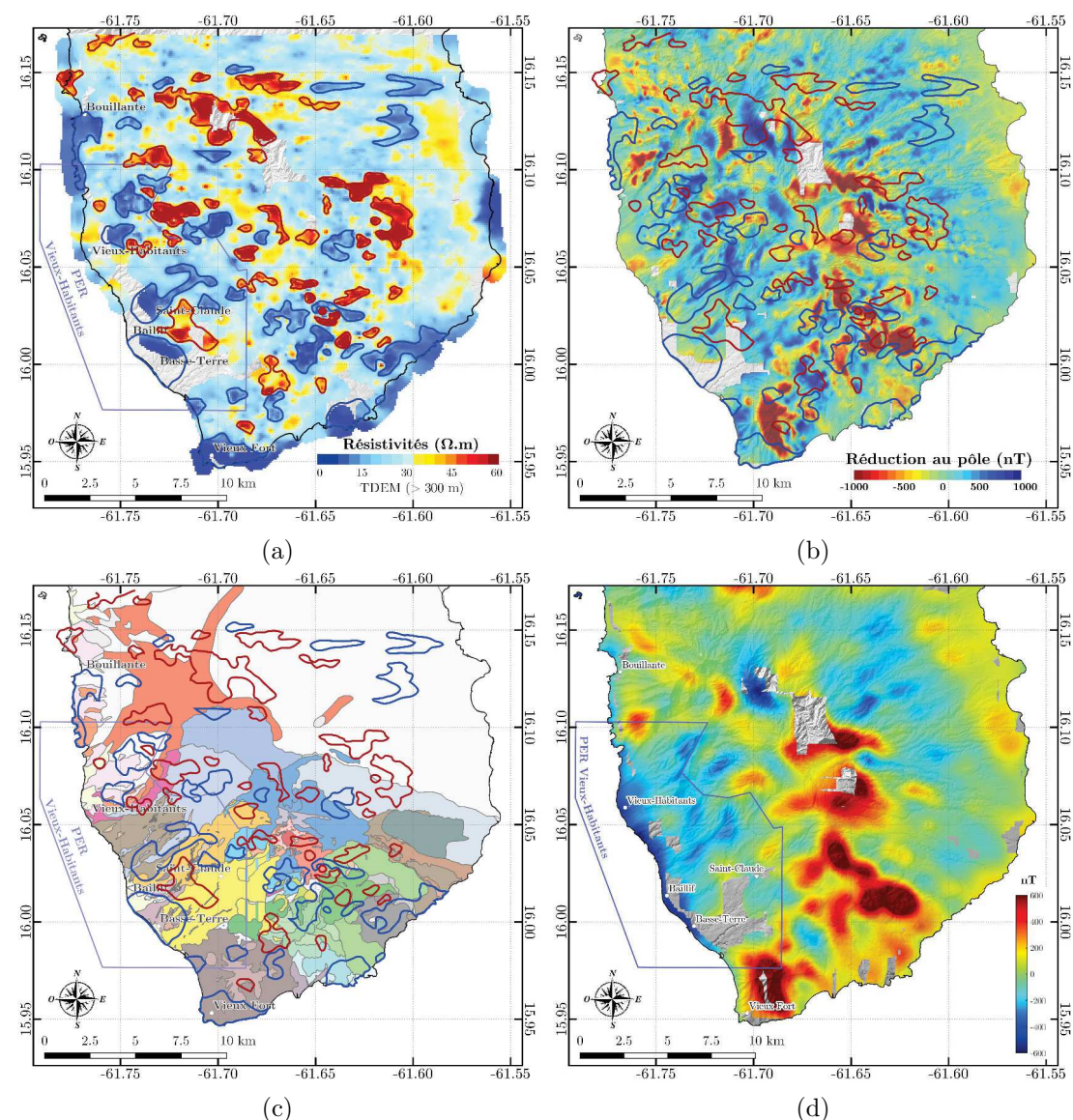


FIGURE 6.31 – a) Carte de résistivité obtenue à partir des données GUADEM à 300 m (et plus) de profondeur. Les polygones bleus représentent des zones de résistivité faible ($\rho \leq 10 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 40 \Omega.m$). b) Superposition des pointés avec la carte de réduction au pôle du champ magnétique. c) Superposition de la carte lithologique de Basse-Terre (légende en p.31) avec les pointés de TDEM à ces profondeurs. d) Superposition de la carte réduite au pôle et prolongée vers le haut à 300 m avec les pointés de TDEM.

Une des principales différences avec les cartes précédentes et avec les données magnétiques est la signature du complexe de la Madeleine (sud-est) à ces profondeurs (figure 6.31b). En effet, les résistivités ne montrent pas de géométrie particulière dans cette zone. Si les interprétations précédentes ont permis de penser que les aimantations responsables du signal magnétique de ces complexes sont localisées à des profondeurs supérieures à 250 m (environ), cette dernière observation permet de penser que ces sources aimantées ne sont pas localisées à des profondeurs supérieures à 300 m.

Enfin, la zone de Bouillante est toujours marquée par une résistivité plutôt faible. La limite est de cette zone est de nouveau très marquée et suit toujours une direction nord-sud.

6.2.6.5 En résumé

Les observations sur les cartes TDEM ont permis les constats suivants.

- Un bruit de mesure important est observable sur les résistivités des couches de surface.
- En surface, et malgré le bruit de mesure, on observe des anomalies de courtes longueurs d'ondes cohérentes avec les directions de coulées volcaniques et détritiques. Ces directions, également visibles en magnétisme, ne sont plus visibles à partir de 200 m de profondeur (ou plus selon les zones) dans le cube de résistivité. Il ne serait pas surprenant que ces objets soient avant tout surfaciques mais la résolution de l'observation peut aussi expliquer cette disparition.
- D'autres directions préférentielles orientées est-ouest apparaissent en profondeur (observables à partir de 200 m environ). Ces directions peuvent être causées par des structures profondes dont l'orientation serait issue de l'histoire de la mise en place de l'île, (ou par un bruit de mesure propagé en profondeur).
- Le complexe de la Madeleine, au sud-est, présente de fortes résistivités et peut être remarqué à toutes les profondeurs jusqu'à 300 m. La géométrie de cet objet est très proche de la géométrie relevée en magnétisme pour des profondeurs entre 260 et 300 m, pouvant indiquer qu'à ces profondeurs les aimantations sont probablement à l'origine de la plus grande partie du signal magnétique. Au delà de ces profondeurs, ce complexe ne présente plus de résistivité particulière par rapport aux autres formations.
- Le secteur de Bouillante montre des résistivités relativement faibles à toutes les profondeurs. Ce résultat est attendu d'après les analyses géologiques et géophysiques dans cette zone (Calcagno et al., 2012 ; Gailler et al., 2014), bien que ces profondeurs soient bien au-dessus des cibles pour la géothermie. Cette zone de faible résistivité est limitée à l'est par une direction nord-sud qui apparaît à partir de 150 m de profondeur environ et ne figure pas parmi les directions connues de failles en profondeur (Calcagno et al., 2012 ; Gailler et al., 2014). Aux profondeurs inférieures à 150 m, cette limite est plutôt orientée N140.
- La Soufrière n'est pas à l'origine d'anomalies de résistivité particulières dans ce cube de résistivité.

6.2.7 Comparaison avec les données MT

Les méthodes MT, AMT et TDEM sont toutes trois dédiées à la détermination des résistivités du sous-sol. Par conséquent, les résultats d'inversion de ces méthodes doivent coïncider aux profondeurs communes.

La première couche d'inversion MT représente les dix premiers mètres du sous-sol. Parallèlement, les cinq premières couches de TDEM sont comprises entre 0 et 10 m de profondeur. Nous choisissons de représenter la cinquième (toit 9,8 m et base 13,1 m, soit 3,3 m de représentativité verticale) car les longueurs d'onde des objets observables sur la première couche MT sont sensiblement plus grandes que celles observées sur les couches de surface en TDEM (figure 6.32). Les contrastes de résistivité dans ces deux méthodes n'ont pas les mêmes géométries, ils sont parfois même en opposition (figure 6.32).

Le toit de la couche d'inversion la plus profonde du TDEM (300 m et plus) peut faire correspondre cette couche à celle comprise entre 225 m - 325 m en inversion MT. Les pointés réalisés précédemment sont superposés à la carte de résistivité inversée en MT. Les échelles de résistivités inversées pour ces deux cartes sont très différentes, ainsi l'échelle des résistivités en MT est seuillée à 60 $\Omega.m$ pour que la comparaison soit pertinente. Seule la direction N030 - N050 est encore une fois observable sur les deux cartes, bien qu'elle ne s'exprime pas toujours par des contrastes allant dans le même sens dans les deux méthodes. Par exemple, au nord de Baillif, une direction N040 s'exprime par un alignement de résistivités faibles en TDEM ($\leq 10 \Omega.m$) alors qu'elle s'exprime en MT par un alignement de résistivités élevées ($\geq 40 \Omega.m$).

Ces divergences pourraient s'expliquer par la différence de pénétration et de résolution de chacune de ces méthodes.

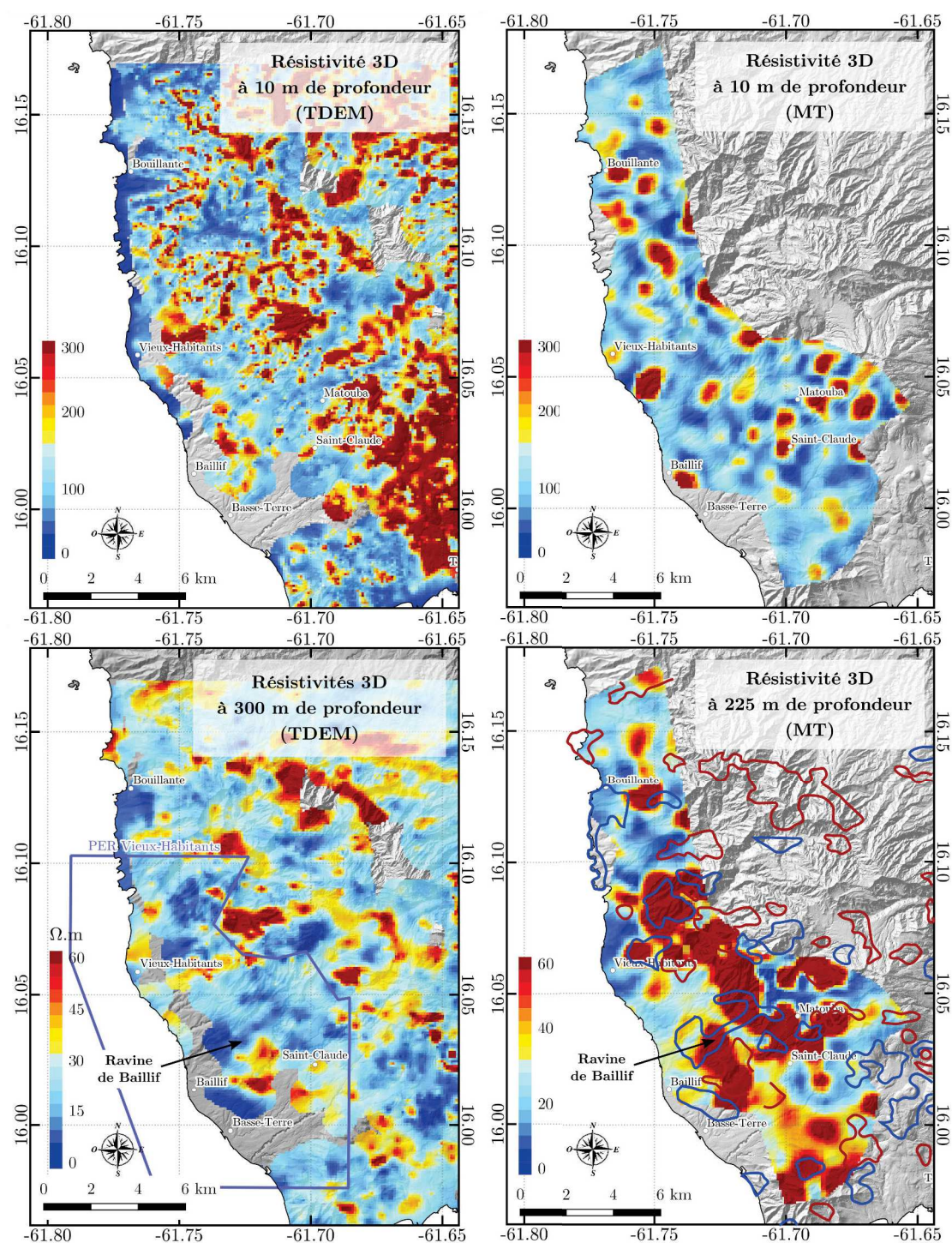


FIGURE 6.32 – Première ligne : Cartes de résistivités obtenues en TDEM (à gauche) pour les profondeurs entre 9,8 et 13,1 m et en MT (à droite), pour les profondeurs d'enfouissement entre 0 et 10 m. Deuxième ligne : Cartes de résistivités obtenues en TDEM (à gauche) pour les profondeurs supérieures à 300 m et en MT (à droite), pour les profondeurs d'enfouissement entre 225 et 325 m. Les pointés réalisés sur la carte TDEM de gauche sont reportés sur la carte MT de droite : les polygones bleus représentent des zones de faible résistivités ($\rho \leq 10 \Omega.m$) et les polygones rouges représentent des zones de résistivité élevée ($\rho \geq 40 \Omega.m$).

6.3 Gravimétrie

6.3.1 Principe de la méthode

La méthode gravimétrique consiste à mesurer des variations locales dans le champ gravitationnel par rapport à un modèle moyen uniforme. Ces anomalies sont dues à des variations de densité corrélées soit à des changements lithologiques (par exemple changement de minéralogie ou de porosité) ou des géométries et structures particulières (par exemple présence de failles, de cavités). Ainsi, la connaissance des répartitions des densités dans le sous-sol peut être cruciale pour comprendre la structure de celui-ci.

Matériaux	Densité	Matériaux	Densité
Densité moyenne de la Terre	5,5	Gabbros	2,7 à 3,3
Densité moyenne de la croûte continentale	2,67	Péridotite	3,1 à 3,4
Sédiments non consolidés	1,8 à 2,0	Charbon	1,2 à 1,8
Sables secs	1,4 à 1,65	Pétrole	0,6 à 0,9
Sables humides	1,9 à 2,05	Eau de mer	1,01 à 1,05
Grès	2,0 à 2,5	Glace	0,88 à 0,92
Sel	2,1 à 2,4	Chromite	4,5 à 4,8
Marnes	2,1 à 2,6	Pyrite	4,9 à 5,2
Calcaires	2,4 à 2,8	Hématite	5,0 à 5,2
Granites	2,5 à 2,7	Magnétite	5,1 à 5,3
Dolérite	2,5 à 3,1	Fer	7,3 à 7,8
Serpentine	2,5 à 2,6	Cuivre	8,8 à 8,9
Gneiss	2,65 à 2,75	Argent	10,1 à 11,1
Basaltes	2,7 à 3,1	Or	15,6 à 19,4

TABLEAU 6.4 – Différentes densités des matériaux terrestres (Dubois et al., 2011).

6.3.1.1 Le champ gravimétrique

La méthode gravimétrique repose sur la mesure du champ gravimétrique produit en un point par les corps du sous-sol. La loi de Newton de la gravitation universelle indique que la force $\vec{g}$ exercée par une masse m agissant sur une particule située à une distance r est :

$$\vec{g} = -G \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (6.23)$$

Où G est la constante universelle de la gravitation : $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{m}^3.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-2}$ et $\hat{r}$ est le vecteur directeur unitaire de $\vec{r}$ entre le point de mesure et la masse considérée, de sorte que $\vec{r} = r\hat{r}$. En conséquence, le vecteur $\vec{g}$ est également dirigé par $\hat{r}$ et le champ

gravitationnel est dans la même direction que $\vec{r}$ (voir figure 6.33). Ce vecteur correspond à une accélération exprimée dans le système d'unités international en $m.s^{-2}$. Néanmoins en géophysique on utilise généralement comme unité le $mGal$, défini comme $1 mGal = 10^{-3} Gal = 10^{-5} m.s^{-2}$.

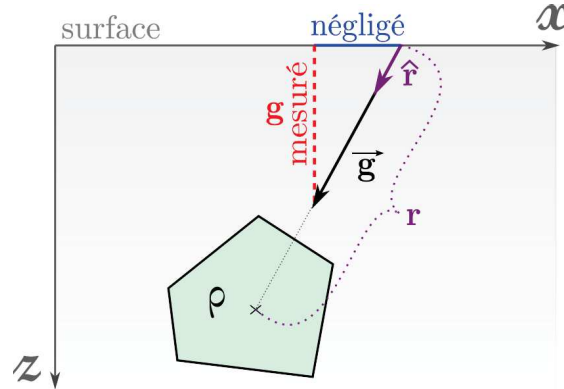


FIGURE 6.33 – Mesure du champ de pesanteur dû à une anomalie gravimétrique.

Comme le champ magnétique, le champ gravimétrique est additif : il est égal à la somme (vectorielle) des champs de l'ensemble des masses présentes dans l'espace.

Approximation du champ gravimétrique

En pratique, le champ gravimétrique ne peut être mesuré sur le terrain. En effet, avec la précision des instrumentations disponibles aujourd'hui, il est impossible de mesurer précisément la direction des trois composantes de ce champ vectoriel. Ainsi, sur le terrain, on approxime le champ gravimétrique par sa seule composante verticale et ses composantes horizontales sont négligées, tel qu'illustré (en 2D) par la figure 6.33. En pratique, cela nécessite uniquement de bien niveler le gravimètre afin de définir précisément la verticale. Cette approximation est acceptable pour des anomalies gravimétriques dont l'amplitude n'est pas trop forte. Par exemple, une anomalie gravimétrique de 10 mGal produit une déviation de la verticale inférieure à une seconde d'arc.

Considérant cette approximation, on définit le scalaire $g = g_{mesure} = \vec{g} \cdot \hat{u}_z$ appelé, par abus de langage, champ gravimétrique. C'est la valeur qui est représentée dans les cartes gravimétriques et qui représente le champ de pesanteur de la Terre, à une constante près.

Les gravimètres de terrain permettent une mesure relative de g : ils ne mesurent pas la valeur du champ gravimétrique, mais la différence de champ par rapport à un point de référence. Les mesures gravimétriques sur le terrain ne permettent donc pas de déterminer de façon absolue le champ gravimétrique, mais uniquement ses variations.

6.3.1.2 Les corrections gravimétriques

L'anomalie gravimétrique est obtenue par l'application de différentes corrections, en soustrayant à la mesure relative du champ gravimétrique g les effets connus qui ne nous intéressent pas directement et qui ne sont donc pas anomaliques à proprement parler (LaFehr, 1991 ; Chapin, 1996 ; Nowell, 1999 ; Li et Götze, 2001).

Dérive du gravimètre. Une première correction est relative à la dérive mécanique de l'instrument. Elle est réalisée en mesurant le champ gravimétrique en un même point au début et à la fin de chaque acquisition. La dérive instrumentale est supposée linéaire entre le début et la fin du levé.

Correction d'air libre. Cette correction permet de corriger l'effet général terrestre, c'est-à-dire la valeur moyenne de la gravité, la rotation de la Terre et la distance au centre de masse. On obtient ainsi l'*anomalie à l'air libre*. Elle se décompose en deux corrections distinctes.

- La correction de latitude retire l'effet de la Terre, de forme ellipsoïdale, et de sa rotation. En effet, la Terre étant en rotation, elle se déforme et son champ gravimétrique varie en fonction de la latitude. L'accélération centrifuge se combinant à l'accélération gravitationnelle dans les mesures de champ, la gravité de la Terre est diminuée à l'équateur d'environ $0,034 \text{ m.s}^{-2}$ par rapport aux pôles.
- La correction d'altitude prend en compte la distance du point de mesure au centre de masse de la Terre. En effet, si l'altitude du point de mesure augmente de 1 m, la gravité mesurée diminue de $3,1 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-2}$.

Corrections de Bouguer. Enfin, les corrections de Bouguer corrigent l'effet de la topographie. On sépare généralement les corrections de Bouguer en trois parties distinctes : les corrections de Bullard A (correction de plateau), B (courbure de la Terre) et C (correction de terrain). Chacune de ces correction nécessite de choisir une densité moyenne *a priori* du terrain afin d'estimer quelles sont les variations anomaliques.

- La correction de Bullard A est une correction 1D qui approxime la topographie à un plan infini d'épaisseur égale à la différence entre l'altitude de la mesure et le niveau 0. Elle se différencie de la correction d'altitude par la prise en compte des masses sous la station de mesure tandis que la correction d'altitude ne prend en compte que l'effet général de la Terre.
- La correction de Bullard B consiste à prendre en compte la courbure de la Terre lorsque la surface du relevé est grande.
- Enfin, la correction de Bullard C revient à enlever l'effet en trois dimensions des variations topographiques du terrain. Il faut donc calculer l'effet gravimétrique de la topographie du terrain en considérant la valeur de densité *a priori*.

L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue traduit les variations locales de densité en profondeur. C'est généralement à partir de ces cartes que l'interprétation géologique est possible.

La correction de Bullard C est souvent lourde à réaliser car elle nécessite un modèle numérique de terrain précis et une importante puissance de calcul. Pour cette raison, il est possible de ne réaliser que la correction de Bullard A parmi les corrections de Bouguer, auquel cas l'anomalie obtenue sera appelée anomalie de Bouguer simple.

6.3.2 Faisabilité de la gravimétrie en Guadeloupe

En gravimétrie, une anomalie positive en densité correspond à un excès de masse qui indique un matériau plus dense que ce que prévoit le modèle. À l'inverse, une anomalie négative en densité représente un défaut de masse qui indique un matériau moins dense que ce que prévoit le modèle.

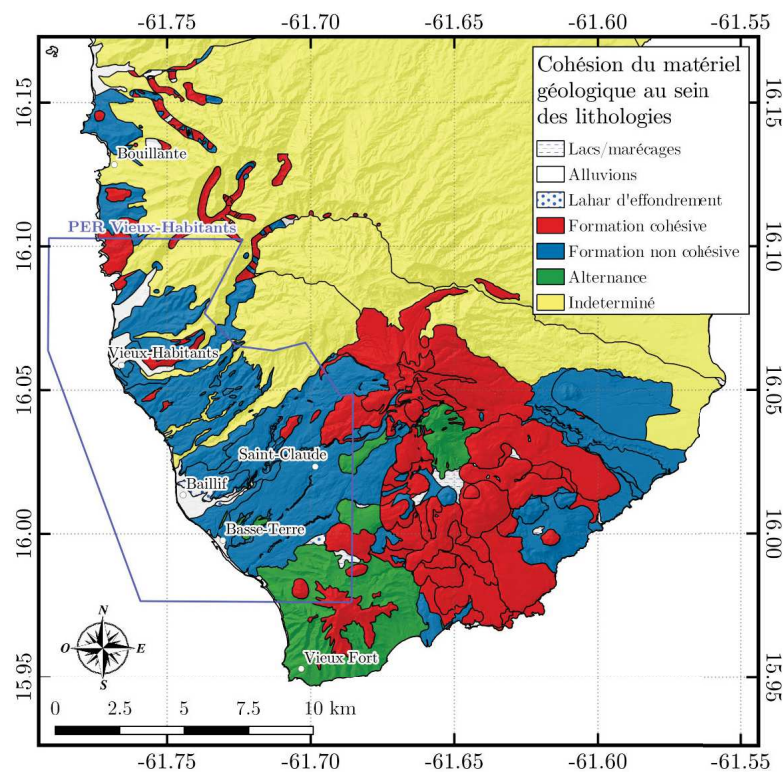


FIGURE 6.34 – Cohésion du matériel géologique au sein de chaque lithologie en Basse-Terre. Classification réalisée au sein du projet GEOTREF (Université de Lorraine) (GEOTREF, 2017).

Les matériaux géologiques de Basse-Terre ont été classés en fonction de la cohésion de chacun d'entre eux (figure 6.34). De manière générale, les matériaux peu cohérents sont plus poreux et donc moins denses que les matériaux très cohérents. Ainsi, dans le contexte particulier de la Guadeloupe (Navelot et al., 2018)

- les coulées et/ou dykes d'andésites massives sont denses, peu poreux, avec des den-

- sités de l'ordre de 2,6 à 3, par rapport aux autres formations (ponces, pyroclastites) de densités plus faibles (de 1,6 à 2,6) ;
- les zones altérées par hydrothermalisme peuvent avoir une densité faible, créant également une anomalie gravimétrique contrastant avec les roches environnantes ;
 - les failles sont souvent à l'origine d'anomalies gravimétriques repérables car les matériaux présents aux interfaces sont souvent broyés et poreux dans les zones de fractures, donc peu denses ;
 - les structures volcaniques ont en général des signatures bien identifiées, avec notamment des cheminées volcaniques de faible densité.

La présence de végétation en de nombreux endroits est un frein pour l'acquisition gravimétrique au sol, comme pour l'observation, le relevé et l'échantillonnage géologique, ce qui explique en partie pourquoi la carte géologique est incomplète. Les levés gravimétriques aériens sont complexes techniquement et donc très coûteux. Pour remédier partiellement à cela des modèles internationaux ont été calculés à partir de données satellitaires, ils incluent les mesures gravimétriques au sol disponibles ([Hirt et al., 2013](#)). Ils ne seront pas utilisés dans cette étude car l'information apportée par de tels données est de très grande longueur d'onde.

6.3.3 Limites de la méthode

Les limites de la méthode sont liées au fait que des variations de densité classiques provoquent des anomalies gravimétriques de faible intensité. Par ailleurs, la mesure gravimétrique est très sensible à l'altitude de la mesure (une variation de hauteur de 1 cm a pour conséquence un changement de l'intensité du champ de pesanteur de $3 \mu\text{Gal}$). La théorie du potentiel permet de montrer qu'en termes de résolution du problème inverse, à savoir trouver la répartition des anomalies qui expliquent les anomalies gravimétriques, la solution n'est pas unique sans faire appel à des a priori pouvant être apportés par d'autres méthodes. En pratique cela peut compliquer l'interprétation géologique car le signal dû à des structures différentes peut parfois être similaire. En revanche, la gamme de variation des densités des matériaux terrestres est assez réduite et bien définie, ce qui permet de contraindre davantage les modèles gravimétriques que les modèles magnétiques.

Enfin la mesure gravimétrique peut être fastidieuse en raison d'une part de la fragilité du matériel, de la technologie et de sa sensibilité (le gravimètre doit être parfaitement orienté en chaque point), et d'autre part en raison de la nécessité de réaliser les mesures point par point (motion de *stop and go*). Elle peut se faire en mouvement (à bord d'un avion ou d'un bateau) à condition de prévoir une centrale inertielle ce qui est coûteux et peu adaptable à des supports plus légers (drone par exemple). Par ailleurs, il faut que les accélérations du mobile soient le plus faible possible, ce qui implique que pour un aéronef, les mesures ne peuvent se faire qu'à des plages horaires très réduites (aéronomie

réduite). La mesure aéroportée est difficile en gravimétrie car il est difficile de séparer les effets des turbulences des variations de pesanteur que l'on souhaite mesurer. Le problème se présente moins en marine car la houle présente une longueur d'onde régulière et courte comparée à celle des anomalies.

6.3.4 Données et anomalie de Bouguer en Basse-Terre

Plusieurs jeux de données gravimétriques existent en Guadeloupe et plus spécifiquement en Basse-Terre. La dernière synthèse de ces données a été réalisée par (Barnoud et al., 2016), celle-ci est présentée sur la figure 6.35.

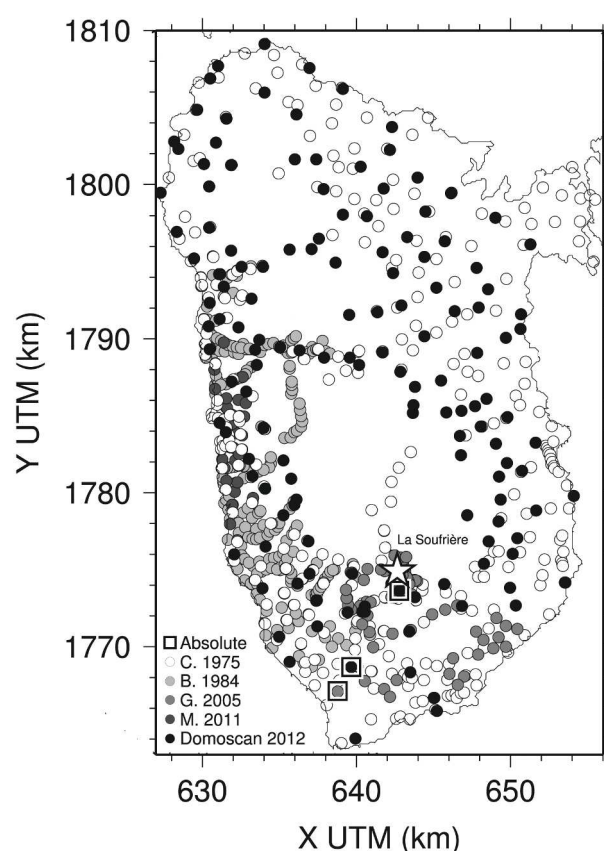


FIGURE 6.35 – Données gravimétriques en Basse-Terre en fonction de la première référence de chaque jeu de donnée. C. 1975 : Coron et al. (1975), B. 1984 : Barthes et al. (1984), G. 2005 : Gunawan (2005), M. 2011 : Mathieu et al. (2011) et Domoscan 2012 : Barnoud et al. (2016). Les carrés indiquent les mesures de gravimétrie absolues. (Barnoud et al., 2016).

Au cours du projet GEOTREF, les données disponibles *via* le Bureau Gravimétrique International ont été récupérées. Les données s'étendent sur la totalité de l'île avec une couverture moyenne d'une station tous les 1 à 2 km, sauf dans les zones de Bouillante et de la Soufrière où des levés détaillés ont été réalisés (espacement 200 – 500 m). L'intérieur de Basse-Terre est cependant beaucoup moins bien couvert, à l'exception de la zone entourant la Soufrière. Elles sont essentiellement issues de la première cam-

pagne d'acquisition gravimétrique en Basse-Terre réalisée en 1975 (Coron et al., 1975) et comprennent 795 points de mesures (figure 6.36), dont 44 dans le PER. La figure 6.36 présente l'anomalie de Bouguer simple issue de ces données et telle que calculée par le BGI en chaque point.

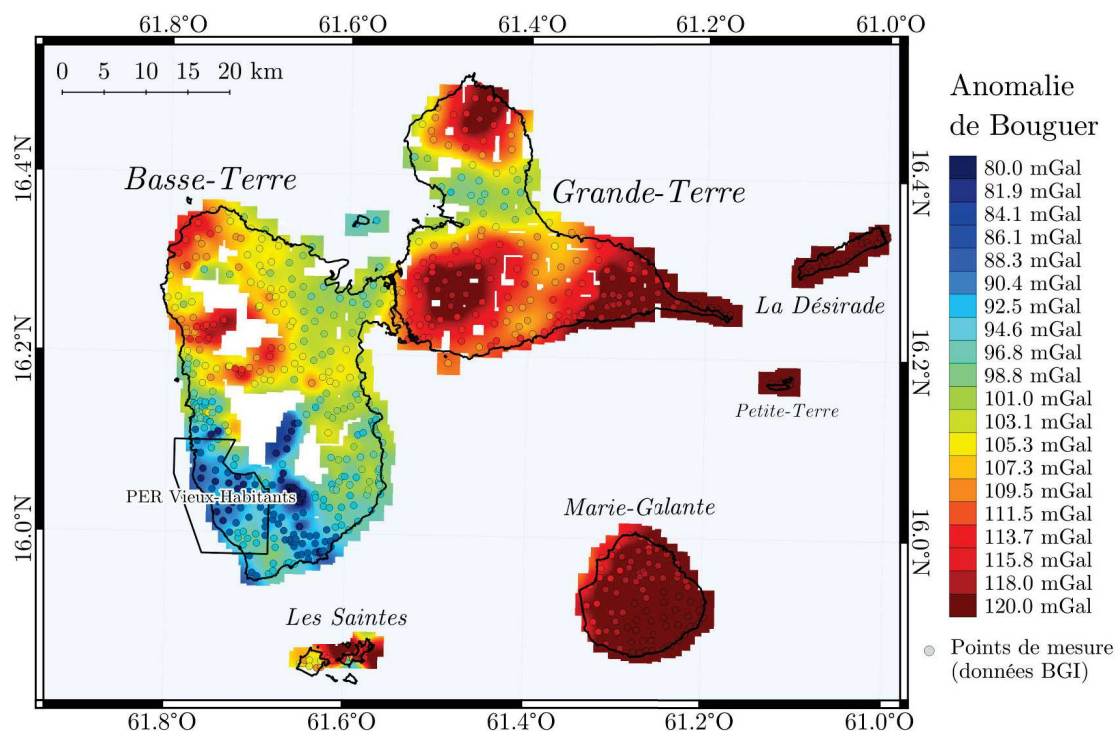


FIGURE 6.36 – Carte d'anomalie de Bouguer simple réalisée à partir des données du Bureau Gravimétrie International (BGI). L'anomalie de Bouguer est calculée par le BGI. Les points localisent les données.

Les possibilités de retraitement de ces données sont limitées par l'absence d'un rapport précisant les conditions d'acquisition, ou le datum de référence. Le modèle utilisé pour calculer l'anomalie est vraisemblablement un modèle tabulaire (correction de Bullard A) permettant d'obtenir une anomalie de Bouguer simple uniquement. La valeur de densité utilisée est une valeur typique de la croûte continentale à 2,67. Gunawan (2005) et Barnoud et al. (2016) montrent que cette valeur est mal adaptée pour effectuer les corrections de Bouguer en Basse-Terre.

Ces auteurs recalculent des cartes d'anomalie de Bouguer complète avec des paramètres plus adaptés au contexte et dépendant des objets connus (dôme de la Soufrière notamment), permettant d'obtenir les cartes de la figure 6.37 dans le sud de la Basse-Terre. De plus, un plus grand nombre de données sont utilisées (figure 6.35), ce qui permet d'améliorer la précision locale de la carte. La densité moyenne utilisée pour ces modèles est de 2,71.

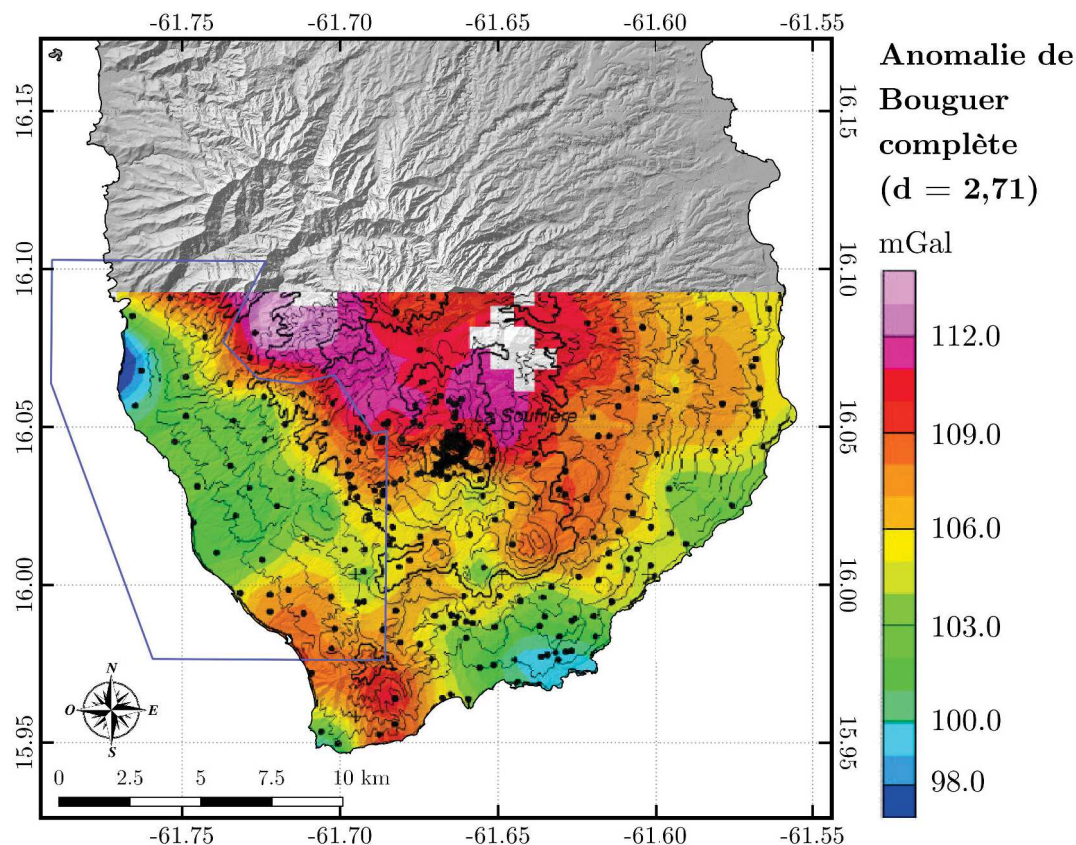


FIGURE 6.37 – Carte d’anomalie de Bouguer complète à l’échelle régionale réalisée par [Gunawan \(2005\)](#) avec une densité moyenne de 2,71. Les lignes topographiques sont espacées de 100 m. Les points noirs représentent les données utilisées, issues des campagnes de [Coron et al. \(1975\)](#) et [Gunawan \(2005\)](#).

6.3.5 Interprétations dans la zone PER

La figure 6.38 présente l’anomalie de Bouguer dans la zone PER, cible du projet. Dans cette zone, la densité des données est faible par rapport à la résolution nécessaire pour la cartographie lithologique ou structurale détaillée, comme l’ont montré les interprétations magnétiques au chapitre précédent.

La répartition des données ainsi que les propriétés intrinsèques aux champs gravimétriques font que les cartes d’anomalie de Bouguer sont très lisses. En conséquence, les interprétations structurales sont limitées. La couverture finale des données gravimétriques (densité) peut difficilement être améliorée en raison des difficultés d’accès des sites. Des campagnes très ciblées de gravimétrie peuvent toutefois être imaginées sur les zones d’intérêt (Matouba), telles que celles réalisées à la Soufrière ou à Bouillante. Des données satellitaires existent, estimant le champ de pesanteur en chaque point du globe (zones continentales uniquement) : les données GGMplus (*Global Gravity Model plus*), caculées par [Hirt et al. \(2013\)](#). Si leur qualité est satisfaisante dans la zone, elles pourraient, à terme, permettre de préciser le signal dans des périmètres clés.

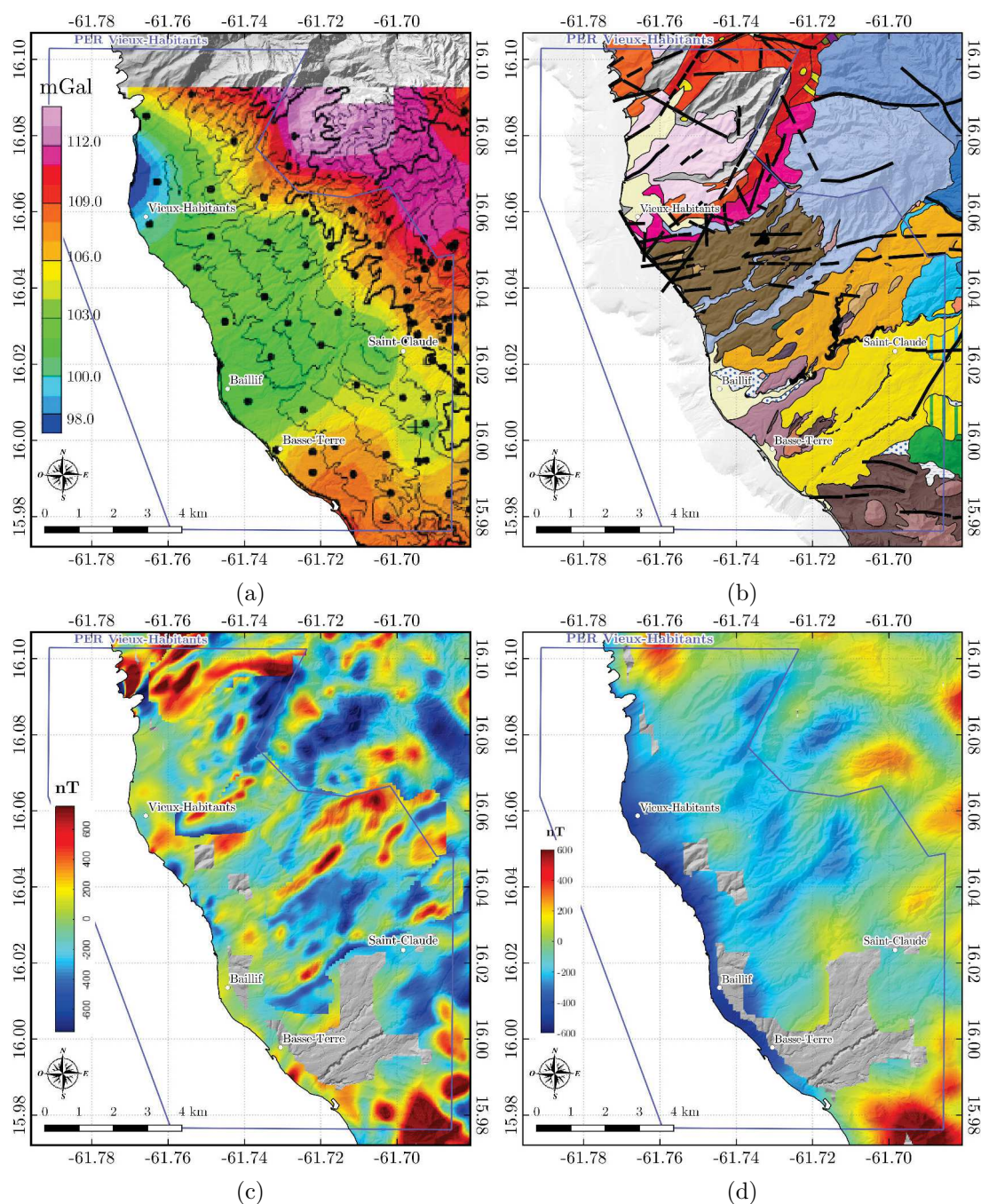


FIGURE 6.38 – a) Anomalie de Bouguer complète telle que calculée par [Gunawan \(2005\)](#) dans la zone du PER. b) Mise en relation avec la lithologie (légende en p.31) et la structurale (traits noirs épais) connues sur cette emprise. c) Mise en relation avec les données magnétiques réduites au pôle sur cette emprise (la double réduction au pôle est également appelée transformation de pseudo-gravimétrie). d) Carte c) prolongée 300 m vers le haut.

Sur l'anomalie de Bouguer des figures 6.38 et 6.37 on voit apparaître des excès de masse correspondant au matériel volcanique massif (coulées et dômes volcaniques) tandis que les zones de coulées et avalanches de débris et les lahars présentent des anomalies négatives correspondant à une plus densité faible. Ces anomalies de densité sont attendues dans la mesure où les dômes et coulées volcaniques sont des formations sensiblement plus cohésives (et donc denses) que les coulées et avalanches de débris (figure 6.39).

Au nord ouest du PER, une anomalie de faible densité apparaît. Celle-ci est très peu contrainte (deux points de données), elle semble en partie surestimée, autant en dimensions qu'en amplitude. Dans cette zone, des alluvions (jaune clair) recouvrent des formations hyaloclastiques (rose clair) et des coulées pyroclastiques (rose fuschia). Ces trois formations sont peu cohésives (figure 6.39), ce qui pourrait expliquer l'anomalie de Bouguer négative dans cette zone.

Au sud de la ville de Basse-Terre, on observe une anomalie positive. Celle-ci pourrait être expliquée en partie par la présence, au sud, des formations récentes des Monts Caraïbes. On observe ainsi que la coulée de débris de Basse-Terre (jaune), recouvre une partie des formations associées aux Monts-Caraïbes (prune).

6.3.6 Apport des données gravimétriques en Basse-Terre et sur le PER

Les données gravimétriques apportent de l'information de grande longueur d'onde sur la Basse-Terre. Au premier abord, elle est bien corrélée à la lithologie de surface, en particulier en considérant celles-ci de manière simple : formations cohésives/non-cohésives à l'origine d'anomalies positives/négatives respectivement. L'analyse gravimétrique permet de comprendre au premier ordre la structure de l'île.

Les informations apportées par cette méthode sont difficilement comparables aux données magnétiques, les longueurs d'anomalies étant très différentes. La figure 6.38 montre qu'au premier ordre, on peut comparer les informations apportées par l'analyse gravimétrique avec des résultats d'interprétation sur une carte magnétique réduite au pôle et prolongée 1000 m vers le haut (6.38d). La confrontation des deux méthodes permet de consolider les interprétations à cette échelle.

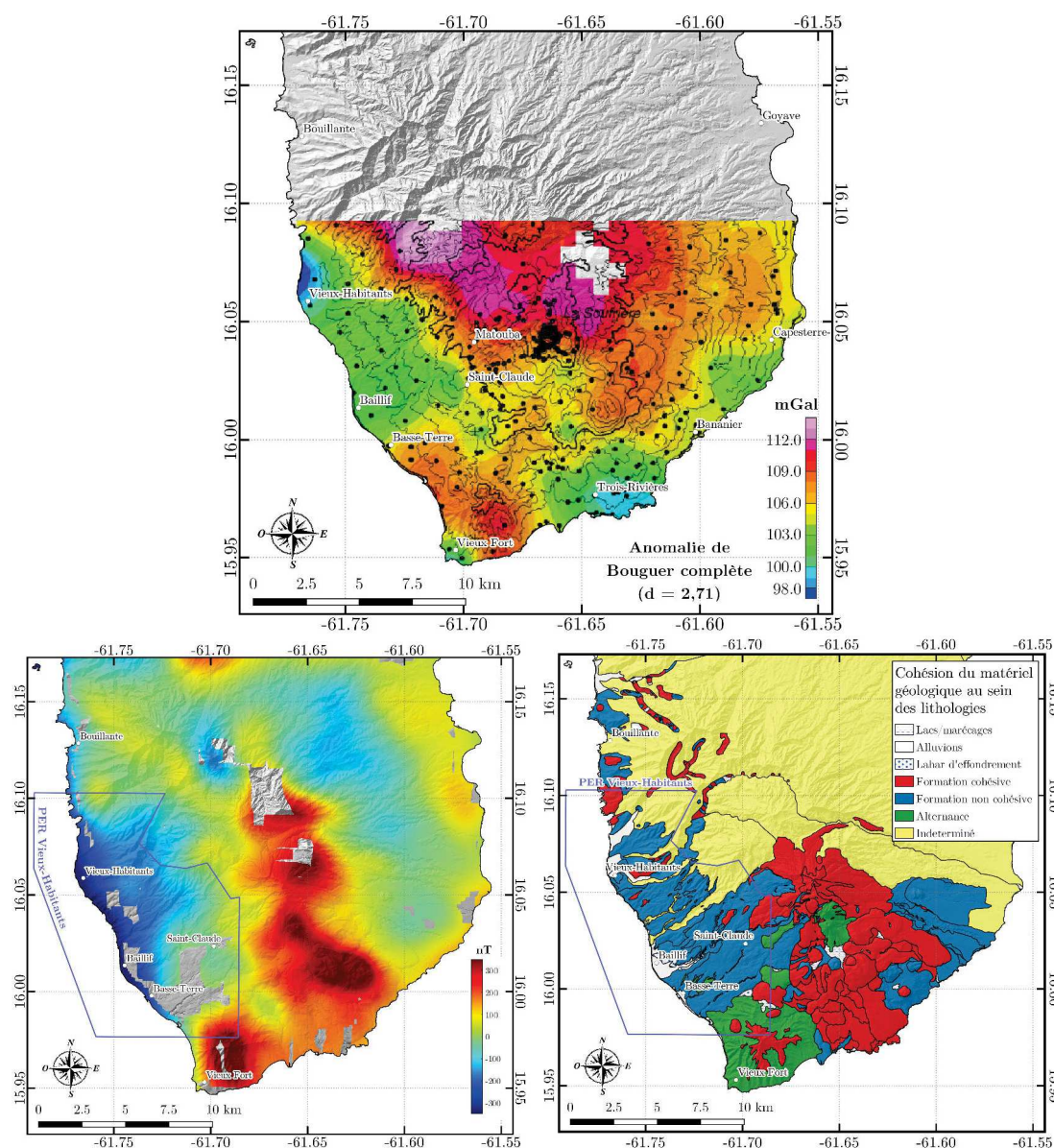


FIGURE 6.39 – Mise en relation de l'anomalie de Bouguer telle que calculée par [Gunawan \(2005\)](#), du prolongement vers le haut de 1000 m de l'anomalie magnétique réduite au pôle et de la cohésion du matériel géologique au sein de chaque lithologie.

6.3.7 Relation de Poisson

Les champs gravimétriques et magnétiques partagent de nombreuses propriétés. En effet, ce sont tous deux des champs dérivant de potentiels. C'est pourquoi les méthodes se basant sur leur étude sont appelées *méthodes potentielles*. Lors du calcul de chacun de ces potentiels, il est montré qu'ils ont la même forme, en termes de fonctions, à un ordre de dérivation près. La relation de Poisson est la relation permettant de lier ces deux potentiels (Blakely, 1995).

$$U = -\frac{\mu_0 j}{4\pi\rho G} \cdot \frac{\partial V}{\partial \hat{j}}, \quad (6.24)$$

où U et V sont les potentiels gravimétrique et magnétique respectivement, ρ est la densité du milieu considéré, μ_0 est la perméabilité magnétique du vide telle que $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-9} H.m^{-1}$, G est la constante gravitationnelle telle que $G = 6,67 \cdot 10^{-11} m^3.kg^{-1}.s^2$, j est la norme de l'aimantation totale du matériau ($\vec{j}$ est l'aimantation en $A.m^{-1}$) et $\hat{j}$ est la direction unitaire de l'aimantation (nous avons donc une dérivée directionnelle).

Si l'aimantation et la densité des roches étaient liées par une relation linéaire, on devrait pouvoir obtenir le potentiel magnétique tout simplement en dérivant le potentiel gravimétrique, à une constante près. Ce n'est pas le cas en général car l'aimantation et la densité ne varient pas de la même façon en milieu naturel.

En Guadeloupe, une hypothèse très forte peut être faite : les formations les plus cohésives et donc les plus denses sont en général les coulées et dômes andésitiques non altérés. Ces formations montrent les aimantations totales les plus fortes de l'île. A l'inverse, les avalanches de débris présentent une faible aimantation en général et du fait de leur faible cohésion, présentent également une densité faible. La classification des lithologies de l'île en deux catégories est une hypothèse simplificatrice forte.

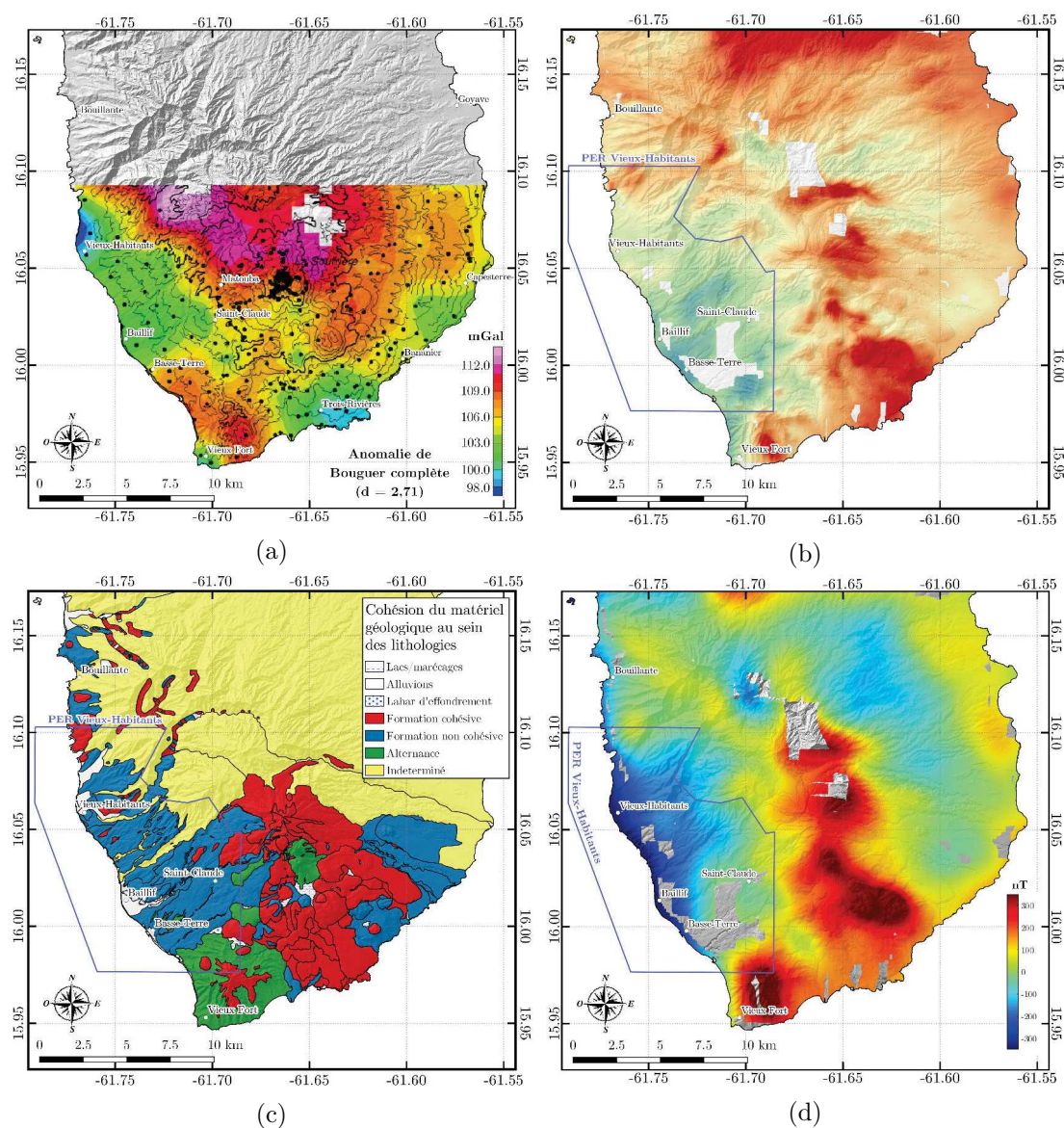


FIGURE 6.40 – a) Anomalie de Bouguer complète telle que calculée par Gunawan (2005). b) Intégration de l'anomalie magnétique dans la direction du champ régional ($I = 38,6^\circ$ et $D = -14,7^\circ$). c) Classification des matériaux géologiques du sud de Basse-Terre en fonction de leur cohésion. d) Anomalie magnétique réduite au pôle et prolongée vers le haut de 1000 m.

Conclusions et perspectives

L'objectif de cette thèse était d'améliorer les aspects méthodologiques et appliqués de la méthode magnétique pour l'exploration géologique afin d'apporter des connaissances nouvelles sur le sous-sol d'une zone à caractère géothermique en milieu volcanique récent. Celle-ci s'inscrit dans un programme d'étude des réservoirs géothermiques fracturés financé en grande partie par l'état français, le projet GEOTREF. Au terme de ce travail, nous proposons de récapituler les principaux points abordés et les résultats obtenus. Nous verrons également quelles perspectives ouvrent cette étude.

Méthodologies d'acquisition et de traitement des données magnétiques

En termes d'acquisition magnétique, plusieurs méthodologies ont été développées pour permettre la mesure magnétique haute résolution en milieux aimantés et en contextes difficiles, en bateau et en drone. La qualité des données puis des grilles obtenues est comparable voire supérieure à celle des levés standards. Dans le cadre de cette thèse, deux campagnes de mesure en drone ont été menées dans un environnement défavorable (forêt, fortes topographies). Les mesures en bateau léger ont permis d'obtenir de la donnée marine haute résolution en domaine côtier.

Les deux méthodes d'acquisition comblent le manque de données pour faire le lien entre les acquisitions très grande échelle, haute résolution, faites au sol sur de petites surfaces et les acquisitions petite échelle, de plus basse résolution, réalisées en hélicoptère, avion ou navire océanographique sur de grandes surfaces. En particulier, la mesure par drone permet d'acquérir de la donnée multi-altitudes pouvant donner lieu à des études multi-échelles, ce qui permet de mieux contraindre les interprétations magnétiques.

Ces méthodes d'acquisition (en bateau et en drone) présentent l'avantage d'être performantes (en temps et en surface d'acquisition) pour des méthodes de haute résolution. L'efficacité de ces dispositifs tient également à la légèreté de leur mise œuvre pratique et technique. Cette bonne performance et l'accessibilité économique du matériel utilisé permettent un coût d'acquisition réduit.

Modélisations à trois dimensions

Au vu du contexte géologique, un catalogue de structures typiques pouvant être observées en Basse-Terre a été établi. Des modèles 3D de chacune de ces structures ont été calculés, servant ainsi de données synthétiques pour estimer la performance des différentes méthodes d'interprétation magnétique dans ce contexte spécifique. Les modèles synthétiques soulignent les géométries dans un signal qui, dans des jeux de données magnétiques de terrain, est fortement indéterminé, ce qui permet de distinguer les schémas typiques de comportement des opérateurs de transformées. Ce catalogue de modèles est une aide pour l'interprétation magnétique sur données de terrain et peut être adapté à différents contextes.

Inversion en domaine spectral

Une technique d'inversion est proposée et appliquée, tirant parti de l'expression spectrale d'un continuum horizontal de sphères. La topographie n'est pas prise en compte mais, contrairement aux méthodes d'inversion classiques en magnétisme, cette technique n'est pas itérative et ne nécessite pas de déterminer un critère de convergence. Les résultats d'inversion sur données synthétiques montrent qu'il est possible de quantifier les répartitions d'aimantation par cette technique en l'absence de topographie. Ainsi, l'inversion est appliquée aux données acquises dans la zone côtière de l'analogue de Terre-de-Haut, aux Saintes, et montre qu'il est possible de déterminer de manière quantitative l'extension marine de la zone démagnétisée au centre de l'île. La cohérence entre les mesures de susceptibilité magnétique à terre en fonction des différents degrés d'altération dans cette zone et les répartitions d'aimantations inversées en mer montre que, malgré la non-prise en compte de la topographie, l'inversion est fiable.

Interprétations des cartes magnétiques

Le contexte d'étude est *a priori* peu favorable à la cartographie et l'interprétation magnétique. En effet, les objets prospectés ont des géométries complexes, des aimantations variables, parfois importantes et présentant une composante rémanente qui n'est pas toujours négligeable. Toutefois, nous avons montré que malgré ces difficultés, les analyses de cartes magnétiques apportent des informations pour l'interprétation géologique. La cohérence entre les données géologiques connues et les données magnétiques confirme certaines interprétations géologiques en Basse-Terre.

D'autre part, les études magnétiques apportent à toutes les échelles de la précision sur le schéma structural et sur la répartition des lithologies. Dans la zone de Matouba en particulier, les études magnétiques montrent la présence majeure de directions N120 et N040 que les pointés géologiques sur les modèles numériques de terrain sous-estiment.

L'amplitude liée aux sources profondes font que, dans ce contexte, il est difficile de

les identifier. Les interprétations magnétiques concernent des effets de proche surface. L'effet que peuvent avoir les sources profondes (quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres), en particulier les réservoirs géothermiques, n'est pas étudié en détail en Basse-Terre.

Mise en relation avec d'autres méthodes géophysiques

Les méthodes électromagnétiques inversent la résistivité en 3D mais ont des profondeurs de pénétration différentes. L'étude de ces données en parallèle des données magnétiques permet à petite échelle de mieux comprendre la répartition des objets en profondeur. A grande échelle, les géométries soulignées par ces différentes méthodes sont dissemblables dans l'ensemble.

Dans un cadre général, les variations de densité correspondent en général à des variations de cohésion des lithologies de proche surface. Les formations peu cohésives, peu denses, présentent également des aimantations plus faibles que les formations cohésives, plus denses. Ainsi, la méthode gravimétrique permet d'interpréter des variations de densité qui sont cohérentes avec les interprétations géologiques et magnétiques. Il reste que la méthode gravimétrique est peu résolutive pour les études à grande échelle.

Apports à la connaissance géologique de la zone d'étude

La confrontation des différentes méthodes géophysiques a permis de mettre en évidence des linéaments majeurs à différentes échelles, dont les directions correspondent à des directions géologiques connues. Des linéaments majeurs de direction N140 et N090 respectivement apparaissent dans plusieurs méthodes géophysiques à l'échelle de l'île. Ils pourraient être la prolongation terrestre de systèmes de failles bien connus en mer grâce aux géosciences marines (le système Montserrat-Bouillante-Les Saintes d'une part et le système du bassin de Marie-Galante d'autre part).

Dans toutes les méthodes d'étude de la subsurface et du sous-sol, y compris les études géologiques, on observe les directions N030-N050, N0-N20, N080-N110 et N140-N150 dans le sud de la Basse-Terre. Les pointés directionnels dans différentes méthodes appuient et complètent les hypothèses et schémas structuraux des différentes zones d'étude détaillées. En particulier, dans la zone de Matouba, le schéma structural existant est amélioré et plusieurs linéaments sont mis en évidence, qui peuvent correspondre à des directions majeures pour la circulation des fluides. Les effets lithologiques, structuraux et morphologiques ne sont pas distingués dans le pointé de cette zone.

Dans l'analogie des Saintes, la zone centrale démagnétisée est prolongée en mer. Ce secteur est interprété comme un paléo-analogie aux réservoirs actuels de Bouillante (et plus généralement du sud de Basse-Terre), ce qui en fait une zone d'étude privilégiée pour le projet GEOTREF.

Perspectives

Acquisitions complémentaires pour l'étude magnétique

A très grande échelle, l'étude d'Anse Machette montre l'utilité des preuves terrain pour la compréhension des anomalies magnétiques, c'est pourquoi si l'étude devait se prolonger, nous proposerions d'étudier en détail d'autres zones de ce type (échelle métrique à hectométrique avec une bonne connaissance géologique).

Des campagnes magnétiques complémentaires pourraient permettre d'enrichir la connaissance actuelle du terrain. En effet, il serait utile d'acquérir des données de haute résolution sur la totalité des zones d'intérêt. D'une part, dans la zone est de Matouba, le levé utilisé pour l'interprétation est de basse résolution. D'autre part, sur Terre-de-Haut, un levé haute résolution permettrait de mieux imager les sources d'anomalies repérables en mer.

Lors du levé drone de Basse-Terre à 80 m, le plein potentiel de la mesure drone est peu exploité : une acquisition plus proche du sol et donc plus haute résolution aurait été possible (jusqu'à 10 m environ), à condition d'avoir un bon modèle de surface. Des levés multiéchelle apporteraient beaucoup de contraintes à l'interprétation dans les zones d'intérêt mentionnées plus haut. Notons néanmoins que plus le levé est proche du sol, plus le temps d'acquisition est long en raison de la diminution de l'espacement entre les lignes de vol.

Enfin, l'une des inconnues principales des études magnétiques en Basse-terre réside dans l'aimantation des roches. Des mesures complémentaires d'aimantation sur échantillon (aimantation rémanente naturelle, susceptibilité et rapport de Koenigsberger) permettraient de contraindre les modèles et les interprétations. Ces mesures pourraient être faites sur échantillon en surface ou encore sur carotte ou en forage.

Apport des prochaines évolutions du projet GEOTREF

Dans un avenir proche, le projet GEOTREF entrera dans sa phase de forage. Ces forages apporteront localement des preuves terrain (failles et leur pendage, propriétés physiques des roches, circulation des fluides). Ils permettront dans un premier temps de valider ou d'infirmer les interprétations puis dans un deuxième temps de les repenser si nécessaire.

Valorisation des catalogues de modèles 3D

En Basse-Terre, des structures parfois très aimantées sont superposées et les géométries observées en pratique lors de l'acquisition sont beaucoup plus compliquées que celles modélisées. A l'issue du projet GEOTREF, des modèles structuraux de l'île

ont été établis à partir de diverses méthodes géophysiques et géologiques. Ceux-ci pourraient faire l'objet de modélisations magnétiques au même titre que les exemples très synthétiques présentés dans cette thèse.

Amélioration de la technique d'inversion spectrale

Il est possible de prendre en compte la topographie de la couche aimantée dans l'inversion spectrale qui est proposée. Nous pensons que cela nécessitera l'introduction d'un calcul par itération, similaire à celui de [Parker et Huestis \(1974\)](#) mais dans une formulation simplifiée. En revanche, la limite de la méthode spectrale est que les données doivent forcément être dans un plan horizontal.

Limites quant à l'utilisation du domaine spectral

L'utilisation du domaine spectral soulève également des questions quant à l'utilisation de transformées de cartes. En effet, la plupart de nos levés sont drapants (sauf les levés en mer). Ainsi, la carte obtenue ne correspond pas à un plan horizontal comme le suppose la théorie spectrale : la topographie de vol peut induire certaines distorsions que les opérateurs en domaine spectral (comme la réduction au pôle par exemple) peuvent aggraver. Des solutions existent pour pallier ce problème.

La théorie des sources équivalentes utilise la non unicité de l'inversion en méthodes potentielles pour recalculer des cartes à topographie véritablement horizontale à partir de sources théoriques, souvent placées sur une couche d'épaisseur constante, qui seraient à l'origine de la même anomalie magnétique que les sources réelles (anomalie mesurée). Une fois cette couche équivalente obtenue, il est possible de calculer le champ magnétique n'importe où et dans n'importe quelles conditions. Il serait alors possible de faire des réductions au pôle, des prolongements, des dérivées et donc du signal analytique et du tilt à partir de données qui ne sont pas contenues dans un plan. Ainsi, cela permet de mettre en place des opérateurs de transformée de méthodes potentielles à partir de données qui ne sont pas dans une grille et n'ont pas non plus un z constant.

Valorisation de la multiplicité des méthodes géophysiques

Le but de toute interprétation géophysique est de trouver la répartition 3D du ou des paramètres physiques auxquels la méthode considérée est sensible. L'idée de l'inversion conjointe est d'utiliser plusieurs méthodes pour lier les paramètres entre eux et de déterminer de manière la plus réaliste possible leur répartition dans le sous-sol. Les données géophysiques de GEOTREF sont *a priori* un bon exemple pour réaliser ces inversions. De telles façons de procéder ont déjà été abordées en Guadeloupe et pourraient l'être de nouveau à la lumière des nouvelles données acquises et des nouvelles interprétations réalisées au cours du projet.

Annexes

A Fiches de tâche du projet GEOTREF

Tâche N° 3.1 - Magnétotellurique et autres méthodes électromagnétiques			
N°lot : 3	Début : T0	Fin : T0 + 24	Durée : 24
Tâche(s) antécédente(s) :	Tâche (s) suivante (s) : 6.6 – 6.7 – 7.2 – 7.8 – 8.1 – 8.3 – 8.4 – 8.5 – 10.2 – – 10.5 – 11.8 – 12.1 – 12.3		
Description synthétique de la tâche : Améliorer la caractérisation du réservoir géothermique par une étude transverse des outils de géophysiques, cette tâche est consacrée aux méthodes magnétotellurique et électromagnétique.			
Etat de l'art : Des recherches sont faites dans le domaine des méthodes de prospection géophysique, les caractéristiques spécifiques des réservoirs géothermiques (profondeur, formations granitiques/volcaniques...) font que les différents outils ne permettent pas une caractérisation du réservoir avec le même niveau de précision que dans le cas des réservoirs d'hydrocarbures classiques. Selon le type de réservoir géothermique, l'exploration multi-méthodes est envisagée pour corréler les différents résultats [9] [11] [12] [13].			
Connaissances indispensables à la réalisation de la tâche : Travaux déjà réalisés par l'CNRS/IPGS			
Description des travaux : Analyse et traitement des données pour la caractérisation structurale et des propriétés réservoir.			
Moyens utilisés :			
Objectifs – résultats attendus (et indicateurs associés)			
Sous-traitants envisagés : · IMAGIR			
Livrables de la tâche : · L3.1.1 : Date prévue : T24 Description du contenu : Eléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétations des données magnétotellurique et électromagnétique Partenaires impliqués : CNRS/IPGS			

Tâche N° 3.2 - Gravimétrie			
N°lot : 3	Début : T0+12	Fin : T0 + 36	Durée : 24
Tâche(s) antécédente(s) :	Tâche (s) suivante (s) : 6.6 – 6.7 –7.2 – 7.8 – 8.1 – 8.3 – 8.4 – 8.5 – 10.2 – 10.5– 11.8 – 12.1 – 12.3		
Description synthétique de la tâche : Analyse et traitement des données gravimétrique pour la caractérisation structurale. La méthode gravimétrique permet de caractériser en 3D les variations de densité du sous-sol.			
Etat de l'art : Des recherches sont faites dans le domaine des méthodes de prospection géophysique, les caractéristiques spécifiques des réservoirs géothermiques (profondeur, formations granitiques/volcaniques...) font que les différents outils ne permettent pas une caractérisation du réservoir avec le même niveau de précision que dans le cas des réservoirs d'hydrocarbures classiques. Selon le type de réservoir géothermique, l'exploration multiméthodes est envisagée pour corréler les différents résultats [9] [14] [10] [11] [12] [13]. Selon les caractéristiques du levé (répartition des points de mesure au sol) on s'intéresse à des variations de plus ou moins grande profondeur.			
Connaissances indispensables à la réalisation de la tâche : La tâche de l'IPGS porte sur les traitements complémentaires des données et leur interprétation en particulier le calcul des anomalies de Bouguer permet d'éliminer les variations du champ de pesanteur liées à la topographie. Le calcul de cette anomalie est réalisé avec différents algorithmes de calcul et selon la méthode utilisée les résultats peuvent varier. L'interprétation utilisant différents outils classiquement utilisés en méthodes potentielles aura pour but de caractériser en 3D les variations de densité pour des profondeurs de l'ordre de 1 km.			
Description des travaux : Le traitement des données acquises par CGG Veritas se déroulera de la façon suivante : calcul de l'anomalie à l'air libre ; calcul de l'anomalie de Bouger. Le calcul de l'anomalie de Bouger nécessite la connaissance de la densité moyenne du milieu, la valeur couramment utilisée étant de 2,67. Le milieu étudié a vraisemblablement une densité plus forte, qui pourra être approchée grâce aux mesures de densité faites sur les échantillons prélevés à l'affleurement et par forages. Ces valeurs seront comparées aux résultats obtenus en utilisant la méthode de Nettleton. Pour l'interprétation, on utilisera la palette habituelle en méthodes potentielles avec en particuliers les opérateurs de traitement de cartes (dérivée verticale, signal analytique, déconvolution eulérienne). On réalisera des modèles 2D et 3D et des inversions 3D utilisant des a priori d'autres méthodes (valeurs de densité, contraintes structurales, sismique).			
Moyens utilisés : • Données acquises par CGG Veritas • Stations de calcul et moyens de stockage • Réalisation de travaux de r&d dans le cadre de la thèse 3 (direction EOST-IPGS)			
Objectifs – résultats attendus (et indicateurs associés) • Répartition en 3D des densités pour des profondeurs jusqu'à 3 km.			
Sous-traitants envisagés :			
Livrables de la tâche : • L3.2.1 : Date prévue : T33 <i>Description du contenu</i> : Eléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétations des données gravimétrique <i>Partenaires impliqués</i> : CNRS/IPGS			

Tâche N° 3.3 - Magnétisme			
N°lot : 3	Début : T0+0	Fin : T0 + 24	Durée : 24
Tâche(s) antécédente(s) :	Tâche (s) suivante (s) : 6.6 – 6.7 – 7.2 – 7.8 – 8.1 – 8.3 – 8.4 – 8.5 – 10.2 – 10.5 – 11.8 – 12.1 – 12.3		
Description synthétique de la tâche : Analyse et traitement des données pour la caractérisation structurale ; levés réalisés, aérien et au sol ; traitement des données pour réalisation de cartes ; interprétations en 3D.			
Etat de l'art : Des recherches sont faites dans le domaine des méthodes de prospection géophysique, les caractéristiques spécifiques des réservoirs géothermiques (profondeur, formations granitiques/volcaniques...) font que les différents outils ne permettent pas une caractérisation du réservoir avec le même niveau de précision que dans le cas des réservoirs d'hydrocarbures classiques. Selon le type de réservoir géothermique, l'exploration multi-méthodes est envisagée pour corréler les différents résultats [9] [14] [10] [12] [13]. La méthode magnétique permet de caractériser en 3D les variations d'aimantation du sous-sol avec une résolution plus grande qu'en gravimétrie, le champ magnétique se comportant comme la dérivée du champ gravimétrique (relation de Poisson).			
Connaissances indispensables à la réalisation de la tâche : Description des méthodes qui existent			
Description des travaux : Un prestataire réalisera le levé aéromagnétique ¹ , l'IPGS réalisera des levés au sol dans les zones sélectionnées. Les données seront traitées selon les standards couramment utilisés en méthodes potentielles (correction temporelles, élimination de l'IGRF, levelling) donnant des cartes d'anomalies magnétiques. Les outils classiques d'interprétation seront utilisés : opérateurs de traitements de carte, modélisation et inversion 3D [16] [17].			
Moyens utilisés : - Données acquises par un prestataire et par l'IPGS - Stations de calcul et moyens de stockages - Réalisation de travaux de r&d dans le cadre de la thèse 3 (direction CNRS-IPGS)			
Objectifs – résultats attendus (et indicateurs associés) Répartition en 3D des densités pour des profondeurs jusqu'à 3 km.			
Sous-traitants envisagés : Exige S.A.			
Livrables de la tâche : L3.3.1 : Date prévue : T33 <i>Description du contenu :</i> Eléments pour la rédaction de manuels méthodologiques pour l'utilisation des outils d'interprétations des données magnétiques. <i>Partenaires impliqués :</i> CNRS/IPGS L3.3.2 : Date prévue : T24 <i>Description du contenu :</i> Rapport intermédiaire de thèse (sujet 3) : Apport des données de géophysique dans la prospection et la définition des réservoirs de socle <i>Partenaires impliqués :</i> CNRS/IPGS L3.3.3 : Date prévue : T12 <i>Description du contenu :</i> Résultats comparatifs sur un premier jeu de données de magnétisme et de gravimétrie de l'application d'une méthode de traitement innovante (dérivés du champ gravimétrique, relation de poisson) <i>Partenaires impliqués :</i> CNRS/IPGS			

¹ Des données de magnétisme seront acquises au sol, sur le site analogue et sur le site d'exploitation (tâche 3.3). L'objet de cette acquisition de données est de faciliter les liens entre les interprétations des données aéromagnétiques et la géologie. Les activités de l'étude de préféabilité (tâche 10.2) se concentreront sur les zones à plus fortes potentialités qui ressortiront de la synthèse des études de reconnaissance préliminaire en cours et antérieures dont celle du BRGM (GHEZAB). Il est prévu (dans le budget) de couvrir une zone de 40 km² et la faisabilité, en fonction de la topographie, a d'ores et déjà été évoquée pour cerner les zones d'exclusion potentielles.

Tâche N° 10.2 - Etudes géophysiques multi-méthodes			
N°lot : 10	Début : TO +0	Fin : TO + 22 mois	Durée : 22 mois
Tâche(s) antécédente(s) : 1.2– Lot 3	Tâche (s) suivante (s) : 10.5 – 10.6 – 11.2 – 11.3 – 11.6 – 12.1 – 12.3		
Description synthétique de la tâche : Exploitation des données en liaison avec les travaux r&d et méthodologiques des lots 2 et 3 (chaque partenaire sur les tâches de r&d et méthodologie qu'il a réalisées dans ces lots).			
Etat de l'art : cf. Lot 3			
Connaissances indispensables à la réalisation de la tâche : - Indices de surface et détermination de zones cibles prioritaires - Etudes antérieures (GUADEM, GHEZAB)			
Description des travaux : · ARMINES appliquera dans le cadre d'une thèse (sujet 8) la méthodologie issue de la tache 3.4 visant en particulier à une meilleure détermination de la vitesse des ondes dans la partie supérieure du massif. · Le but de ces travaux sera de fournir des informations plus précises sur la configuration d'un champ géothermique en utilisant des méthodes électromagnétique (EM), sondages électriques, méthodes potentielles (gravimétriques, magnétiques). Plus précisément, son objectif sera de mieux définir les caractéristiques des principales structures de la géologie locale ainsi que les caractéristiques géophysiques de la zone en espérant faire apparaître des contrastes et délimiter l'extension et la profondeur du réservoir. La superficie prospectée sera d'environ 30 à 40 km². La profondeur d'investigation requise prévue est d'environ 2500 à 3000 m.			
Moyens utilisés : · Sous-traitance ou matériel d'acquisition géophysique			
Objectifs – résultats attendus (et indicateurs associés) · ARMINES : un modèle de vitesse amélioré. Expertise interne avec les partenaires du projet utilisant les logiciels commerciaux. · GdG: confirmation de la présence d'un réservoir, détermination des cibles principales pour le plan de forage des puits d'exploration.			
Sous-traitants envisagés : · Teranov : AMO technique · CGG : mesures gravimétriques (GRAV), magnétisme (MAG) au sol et magnétotelluriques (MT et TDEM) · IMS RN : sondages électriques · IMAGIR · Autre : pour l'acquisition aéroportée des données magnétiques, le traitement et l'interprétation			
Livrables de la tâche : • L10.2.1 : Date prévue: T24 <i>Description du contenu :</i> Rapport d'acquisition (et de mise en œuvre), de traitement et d'interprétation des données GRAV/MAG et MT/TDEM et des données aéromagnétique <i>Partenaires impliqués :</i> GdG, Armines, UAG, IPGS • L10.2.2 : Date prévue: T12 <i>Description du contenu :</i> Cahiers des charges pour la campagne géophysique multi-méthodes <i>Partenaires impliqués :</i> GdG, Armines, UAG, IPGS, GeoAzur			

B Mesures de rémanence sur des échantillons de Guadeloupe

B.1 Échantillons hydrothermalisés

Échantillon	Île	Localisation	Faciès	N° de carotte	Rémanence (A/m)
GD17-02	Terre-de-Haut	Grande Anse Nord	Lave (?)	GD17-02-1	0,0021
				GD17-02-2	0,0025
				GD17-02-3	0,0029
				GD17-02-4	0,0049
				GD17-02-5	0,0022
GD17-03	Terre-de-Haut	Carrière n°2	Lave	GD17-03-1	0,1194
				GD17-03-2	0,1296
				GD17-03-3	0,0977
GD17-04	Terre-de-Haut	Carrière n°2	Lave	GD17-04-1	0,0080
				GD17-04-2	0,0048
				GD17-04-3	0,0117
GD16-05	Terre-de-Haut	Grande Anse Nord	Lave	GD16-05-1	0,0066
GD17-81	Terre-de-Haut	La Savane	Lave	GD17-81-1	0,0184
				GD17-81-2	0,0157
				GD17-81-3	0,0140
				GD17-81-4	0,0129
GD17-80	Terre-de-Haut	La Savane	Lave	GD17-80-1	0,0256
				GD17-80-2	0,0753
				GD17-80-3	0,0364
GD16-24	Basse-Terre	Rocroy	Coulée débris	GD16-24-2-1	0,0781

TABLEAU 5 – Tableau des mesures d’aimantation totale d’échantillons hydrothermalisés en Guadeloupe avec leur localisation. Vivien Navelot, communication personnelle.

B.2 Échantillons pas ou peu altérés

Échantillon	Île	Localisation	Faciès	N° de carotte	Rémanence (A/m)
GD15-11	Basse-Terre	Anse du Dépôt	Lave	GD15-11-J1-2	0,9700
GD15-22	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-22-J1-3	0,8108
GD15-23	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-23-2	262,0000
GD15-23	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-23- 2_REFAIT	261,4000
GD15-23	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-23-1	2,7640
GD15-24	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-24-B1-J1-1	2,8060
GD15-26	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe de l'Anse	Lave	GD15-26-1	1,7830
GD15-29	Basse-Terre	Anse à la Barque Pointe Dibuque	Lave	GD15-29-2-2	3,3820
GD15-135	Terre-de- Haut	Figuier	Lave*	GD15-135-1-2	3,0510
GD15-163	Basse-Terre	Marigot	Lave	GD15-163-J2-1	3,6340
GD15-166	Basse-Terre	Coreil	Lave	GD15-166-3	1,3600
GD16-18	Basse-Terre	Entrée Baillif	Ponce	GD16-18-1	1,4090

TABLEAU 6 – Tableau des mesures d'aimantation totale d'échantillons non altérés en Guadeloupe avec leur localisation. *Échantillon faiblement altéré. Vivien Navelot, communication personnelle.

C Statistiques d'acquisition des levés réalisés par l'IPGS

C.1 Levé marin haute résolution au large de Terre-de-Haut

Début (Date - heure GMT)	Durée (h)	Longueur linéaire parcourue (km)	Vitesse moyenne (km/h)
21/03/2016 - 13 : 55	1,95	39,36	20,19
21/03/2016 - 16 : 43	3,00	68,00	22,64
22/03/2016 - 13 : 22	1,73	28,00	16,18
22/03/2016 - 16 : 22	3,09	52,69	17,07
23/03/2016 - 13 : 39	1,49	30,56	20,47
23/03/2016 - 15 : 12	1,03	21,78	21,17
23/03/2016 - 17 : 33	2,41	49,63	20,56
24/03/2016 - 13 : 33	1,29	29,58	22,90
24/03/2016 - 14 : 52	1,32	28,12	21,23
24/03/2016 - 17 : 25	0,93	23,90	25,59
24/03/2016 - 18 : 24	1,57	33,52	21,30
Total	19,83	405,13	20,42

TABLEAU 7 – Statistiques des fichiers d'acquisition du levé au large de Terre-de-Haut

C.2 Levé marin haute résolution au large de Basse-Terre

Début (Date - heure GMT)	Durée (h)	Longueur linéaire parcourue (km)	Vitesse moyenne (km/h)
28/03/2016 - 12 : 14	3,46	86,72	25,04
28/03/2016 - 17 : 14	3,47	89,96	25,94
29/03/2016 - 12 : 14	2,90	74,56	25,70
29/03/2016 - 15 : 18	0,68	17,30	25,36
29/03/2016 - 17 : 33	2,86	71,85	25,13
29/03/2016 - 20 : 30	0,52	14,85	28,82
30/03/2016 - 12 : 04	3,31	81,54	24,61
30/03/2016 - 15 : 30	0,61	17,86	29,15
30/03/2016 - 17 : 40	2,04	23,57	11,58
30/03/2016 - 19 : 50	0,53	4,71	8,93
31/03/2016 - 12 : 24	1,60	46,88	29,32
31/03/2016 - 14 : 02	2,03	46,81	23,10
31/03/2016 - 17 : 43	1,75	37,03	21,69
Total	25,76	613,64	23,82

TABLEAU 8 – Statistiques des fichiers d'acquisition du levé au large de l'île de Basse-Terre.

C.3 Levé drone (mission 1) en Basse-Terre

Début (Date - heure GMT)	Durée (h)	Longueur linéaire parcourue (km)	Vitesse moyenne (km/h)
13/05/2017 - 11 : 47	0,53	15,39	27,34
14/05/2017 - 11 : 53	1,53	47,28	29,48
15/05/2017 - 14 : 39	1,16	28,15	21,60
16/05/2017 - 11 : 38	2,32	55,42	21,00
17/05/2017 - 13 : 07	0,88	20,55	21,02
18/05/2017 - 11 : 47	2,19	56,57	24,01
19/05/2017 - 12 : 01	1,59	42,13	24,70
20/05/2017 - 11 : 47	1,50	41,25	25,28
21/05/2017 - 13 : 03	1,79	49,46	26,92
22/05/2017 - 12 : 31	2,08	55,23	26,29
23/05/2017 - 12 : 32	0,32	9,01	27,12
24/05/2017 - 14 : 26	0,97	23,29	23,44
25/05/2017 - 11 : 54	1,36	35,04	23,91
Total	18,22	478,78	24,93

TABLEAU 9 – Statistiques d’acquisition du levé drone en Basse-Terre.

Bibliographie

- ADEME, . (2011). Géothermie : Feuille de route stratégique de l'ADEME. Rapport, ADEME.
- Bachmann, R. (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. *Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics*.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps : pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, XXII(2) :359–383.
- Barnoud, A. (2016). *Imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre, en Guadeloupe, par inversion de données sismologiques, gravimétriques et magnétiques*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble Alpes, ISTerre.
- Barnoud, A., Bouligand, C., Coutant, O., et Carlut, J. (2017). Magnetic structure of Basse-Terre volcanic island (Guadeloupe, Lesser Antilles) inferred from 3d inversion of aeromagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348 :1–11.
- Barnoud, A., Coutant, O., Bouligand, C., Gunawan, H., et Deroussi, S. (2016). 3-D linear inversion of gravity data : method and application to Basse-Terre volcanic island, Guadeloupe, Lesser Antilles. *Geophysical Journal International*, 205(1) :562–574.
- Barthes, V., Mennechet, C., et Honegger, J. (1984). Prospection géothermique, La région de Bouillante - Vieux Habitants, Guadeloupe : Étude gravimétrique. Rapport technique, BRGM.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Bengoubou-Valérius, M., Beauducel, F., et Singh, S. (2010). The 2004–2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. *Tectonophysics*, 489(1-4) :91–103.
- Bächler, D., Kohl, T., et Rybach, L. (2003). Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection - Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9-11) :431–441.
- Bertani, R. (2012). Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. *Geothermics*, 41 :1–29.

- Bertani, R. (2016). Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics*, 60 :31–43.
- Bhattacharyya, B. K. et Navolio, M. E. (1976). A fast Fourier transform method for rapid computation of gravity and magnetic anomalies due to arbitrary bodies. *Geophysical Prospecting*, 24(4) :633–649.
- Blakely, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Stanford-Cambridge program. Cambridge University Press.
- Blakely, R. J. et Simpson, R. W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7) :1494–1498.
- Blanc, F. (1983). *Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la basse terre de Guadeloupe (petites Antilles) : début du cycle récent*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, France.
- Boissier, F., Desplan, A., et Laplaige, P. (2010). France Country Update. In *Proceedings World Geothermal Congress*, page 10, Bali, Indonesia.
- Bott, M. et Hutton, M. (1970). Limitations on the resolution possible in the direct interpretation of marine magnetic anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, 8(4) :317–319.
- Bouchot, V., Traineau, H., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Baltassat, J.-M., Fabriol, H., Bourgeois, B., et Lasne, E. (2010). Assessment of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies) : toward a conceptual model of the high temperature geothermal system. In *Proceedings World Geothermal Congress*, pages 8–p.
- Boudon, G. (1987). *Mécanismes éruptifs et mode de mise en place des dépôts d'éruptions explosives dirigées : exemples de la soufrière (Guadeloupe) et de la montagne Pelée (Martinique)*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII.
- Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., et Semet, M. P. (2008). A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D. Evidence from stratigraphy radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3) :474–490.
- Bouiflane, M. (2008). *Cartographie aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude d'une région du fossé Rhénan*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg.
- Bouligand, C., Coutant, O., et Glen, J. M. (2016). Sub-surface structure of La Soufrière of Guadeloupe lava dome deduced from a ground-based magnetic survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321 :171–181.

- Bouligand, C., Glen, J. M., et 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 :2595–2630.
- Bourdon, E., Bès de Berc, S., Traineau, H., Sanjuan, B., Chauvet, M., Hervé, J.-Y., Miehe, J.-M., et Bézèlgue-Courtade, S. (2008). Inventaire des ressources géothermiques potentielles de la Guadeloupe. Rapport final BRGM/RP-56631-FR, BRGM.
- Bouysse, P. (1983). The Lesser Antilles island arc : structure and geodynamic evolution. *Service géologique national, BRGM*, pages 83–103.
- Bouysse, P. et Westercamp, D. (1990). Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, 175 :349–380.
- Bouysse, P., Westercamp, D., et Andreieff, P. (1986). The Lesser Antilles island Arc. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program : Scientific results*, volume 110, page 29. The Program.
- Brombach, T., Marini, L., et Hunziker, J. C. (2000). Geochemistry of the thermal springs and fumaroles of Basse-Terre Island, Guadeloupe, Lesser Antilles. *Bulletin of Volcanology*, 61(7) :477–490.
- Bézèlgues-Courtade, S. et Bes-De-Berc, S. (2007). Inventaire et caractérisation des sources thermales en Guadeloupe. Rapport final BRGM/RP-55060-FR, BRGM.
- Calcagno, P., Bouchot, V., Thinon, I., et Bourguin, B. (2012). A new 3d fault model of the Bouillante geothermal province combining onshore and offshore structural knowledge (French West Indies). *Tectonophysics*, 526-529 :185–195.
- Cande, S. C. et Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B4) :6093–6095.
- Carlut, J. et Quidelleur, X. (2000). Absolute paleointensities recorded during the Brunhes chron at La Guadeloupe Island. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 120(4) :255–269.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., et Boudon, G. (2000). Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies) : Implications for time-averaged field models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B1) :835–849.
- Chapin, D. A. (1996). A deterministic approach toward isostatic gravity residuals-A case study from South America. *Geophysics*, 61(4) :12.
- Christiansen, A. V. et Auken, E. (2008). Presenting a free, highly flexible inversion code. In *SEG Annual meeting*, pages 1228–1232, Las Vegas.

- Chulliat, A., Brown, W., Alken, P., Macmillan, S., Nair, M., Beggan, C., Woods, A., Meyer, B., Hamilton, B., et Redmon, R. (2019). Out-of-Cycle Update of the US/UK World Magnetic Model for 2015-2020. Technical note, National Centers for Environmental Information, NOAA.
- Clark, T. F., Korgen, B. J., et Best, D. M. (1978). Heat Flow in the Eastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83(B12) :5883–5891.
- Constable, C. et Constable, S. (2004). Satellite magnetic field measurements : applications in studying the deep earth. In *The state of the planet : frontiers and challenges in geophysics.*, International Union of Geodesy and Geophysics. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Coppo, N. et Mathieu, F. (2013). Investigations géophysiques (audio-magnétotelluriques et électriques) dans le secteur de Vieux-Habitants (Basse-Terre, Guadeloupe). Rapport final BRGM/RP-62520-FR, BRGM.
- Cordell, L. et Grauch, V. J. S. (1982). Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms. *Geophysics*, 47(2) :237–243.
- Cornée, J.-J., Léticée, J.-L., Münch, P., Quillévéré, F., Lebrun, J.-F., Moissette, P., Braga, J. C., Melinte-Dobrinescu, M., De Min, L., Oudet, J., et Randrianasolo, A. (2012). Sedimentology, palaeoenvironments and biostratigraphy of the Pliocene–Pleistocene carbonate platform of Grande-Terre (Guadeloupe, Lesser Antilles forearc). *Sedimentology*, 59 :1426–1451.
- Coron, S., Feuillard, M., et Lubart, J. (1975). Études gravimétriques en Guadeloupe et dans les îles de son archipel - Petites Antilles. *Annales de Géophysique*, 31 :531–548.
- Corsini, M., Lardeaux, J. M., Verati, C., Voitus, E., et Balagne, M. (2011). Discovery of Lower Cretaceous synmetamorphic thrust tectonics in French Lesser Antilles (La Désirade Island, Guadeloupe) : Implications for Caribbean geodynamics : Thrust tectonics in La Désirade island. *Tectonics*, 30(4).
- Coyle, M., Dumont, R., Keating, P., Kiss, F., et Miles, W. (2014). Geological Survey of Canada aeromagnetic surveys : design, quality assurance, and data dissemination. Open File 7660, Geological Survey of Canada. doi :10.4095/295088.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., et Mann, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, 27(3) :437–440.
- DeMin, L. (2014). *Sismo-stratigraphie d'un bassin d'avant-arc : le bassin de Marie-Galante, Petites Antilles*. Thèse de Doctorat, Université des Antilles et de la Guyane.

- Deparis, J., Reninger, P., Martelet, G., Perrin, J., Mompelat, J., et Legendre, Y. (2014). Acquisition géophysique hélicoptérée de la Guadeloupe. Rapport d'acquisition et de traitement BRGM/RP-62704-FR, BRGM.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., et Cheminée, J.-L. (2001). Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(2) :145–157.
- D'Errico, J. (2010). Surface Fitting Using Gridfit, Matlab Central, the Mathworks. *Inc. : Natick*.
- Dorel, J., Eschenbrenner, S., et Feuillard, M. (1979). Coupes sismiques des structures superficielles dans les petites antilles : Guadeloupe. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 117(5) :1050–1069.
- Dubois, J., Diamant, M., et Cogné, J.-P. (2011). *Géophysique : cours et exercices corrigés*. Sciences sup. Dunod, Paris, 4 édition. OCLC : 860501071.
- Dunlop, D. J. et Özdemir, z. (2001). *Rock magnetism : fundamentals and frontiers*, volume 3 of *Cambridges Studies in Magnetism*. Cambridge University Press.
- Escartín, J., Leclerc, F., Olive, J.-A., Mevel, C., Cannat, M., Petersen, S., Augustin, N., Feuillet, N., Deplus, C., Bezos, A., et al. (2016). First direct observation of coseismic slip and seafloor rupture along a submarine normal fault and implications for fault slip history. *Earth and Planetary Science Letters*, 450 :96–107.
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press, Texas A & M University.
- Fairhead, J. D. (2015). *Advances in Gravity and Magnetic Processing and Interpretation*. EAGE.
- Feuillet, N. (2000). *Sismotectonique des Petites Antilles : liaison entre activité sismique et volcanique*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII, Paris, France.
- Feuillet, N., Beauducel, F., et Tapponnier, P. (2011). Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 116(B10).
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J.-F., Nercessian, A., Saurel, J.-M., et Clément, V. (2010). Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity : New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. *Geophysical Research Letters*, 37(19) :6.

- Feuillet, N., Manighetti, I., et Tapponnier, P. (2001). Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(9) :583–590.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., et Jacques, E. (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B12) :ETG 3–1–ETG 3–29.
- Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., et King, G. C. P. (2004). Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies) : Quaternary deformation in Guadeloupe. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2).
- Finn, C. A. et Morgan, L. A. (2002). High-resolution aeromagnetic mapping of volcanic terrain, Yellowstone National Park. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2) :207–231.
- Fiquet, M., Dagain, J., Lallier, S., Riou, L., Poujol, L., et Gueydan, L. (1996). Recherche en eau souterraine sur le versant ouest du Massif de la Soufrière-Basse-Terre (Guadeloupe). Technical Report BRGM/RR-39060-FR, BRGM.
- Fleury, S. (2011). *Méthode magnétique appliquée à l'exploration multiéchelle du Bassin de Franceville*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, Strasbourg.
- Fridleifsson, I. B. (2001). Geothermal energy for the benefit of the people. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 5(3) :299–312.
- Gailler, L.-S., Bouchot, V., Martelet, G., Thinon, I., Coppo, N., Baltassat, J.-M., et Bourgeois, B. (2014). Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province : The Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275 :34–50.
- Gailler, L.-S., Martelet, G., Thinon, I., Bouchot, V., Lebrun, J.-F., et Munch, P. (2013). Crustal structure of Guadeloupe islands and the Lesser Antilles arc from a new gravity and magnetic synthesis. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(1-2) :77–97.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., et Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1) :53–68.
- Gavazzi, B. (2015). *Méthode magnétique multi-échelle à trois dimensions appliquée à l'étude archéologique du site de Qasr 'Allam, oasis de Bahariya, Egypte*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, France.
- Gavazzi, B., Alkhatib-Alkontar, R., Munsch, M., Colin, F., et Duvette, C. (2017). On the Use of Fluxgate 3-Axis Magnetometers in Archaeology : Application with a Multi-sensor Device on the Site of Qasr 'Allam in the Western Desert of Egypt : Fluxgate

- 3-Axis Magnetometers in Archaeology : A Multi-sensor Device. *Archaeological Prospection*, 24(1) :59–73.
- Gavazzi, B., Le Maire, P., Mercier de Lépinay, J., Calou, P., et Munsch, M. (2019). Fluxgate three-component magnetometers for cost-effective ground, UAV and airborne magnetic surveys for industrial and academic geoscience applications and comparison with current industrial standards through case studies. *Geomechanics for Energy and the Environment*, (in press).
- Gavazzi, B., Le Maire, P., Munsch, M., et Dechamp, A. (2016). Fluxgate vector magnetometers : A multisensor device for ground, UAV, and airborne magnetic surveys. *The Leading Edge*, 35(9) :795–797.
- GEOTREF (2017). Contribution à l'étude du potentiel géothermique du PER de Vieux-Habitants (Basse-Terre de la Guadeloupe). Document interne confidentiel Rapport de synthèse des études géologiques., GEOTREF Team. (in prep).
- Goubau, W. M., Gamble, T. D., et Clarke, J. (1978). Magnetotelluric data analysis : removal of bias. *Geophysics*, 43(6) :1157–1166.
- Grauch, V. J. S. et Cordell, L. (1987). Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52(1) :118–121.
- Guillemoteau, J. (2012). *Méthodologie d'interprétation en électromagnétisme aéroporté*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, France.
- Guillou-Frottier, L. (2003). Compilation et analyse des données thermiques sur le champ géothermique de Bouillante. Premières interprétations pour le fonctionnement du champ géothermique. Rapport final BRGM/RP-52452-FR, BRGM.
- Gunawan, H. (2005). *Gravimétrie et microgravimétrie appliquées à la volcanologie : exemples de la Soufrière de Guadeloupe et du Mérapî*. Thèse de Doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP).
- Gunn, P. J. (1975). Linear transformation of the magnetic field. *Geophysical Prospecting*, 23(2) :300–312.
- Hautot, S., Single, R. T., Watson, J., Harrop, N., Jerram, D. A., Tarits, P., Whaler, K., et Dawes, G. (2007). 3-D magnetotelluric inversion and model validation with gravity data for the investigation of flood basalts and associated volcanic rifted margins. *Geophysical Journal International*, 170(3) :1418–1430.
- Hautot, S. et Tarits, P. (2015). Traitement des données magnétotelluriques dans le cadre du projet GEOTREF (Guadeloupe). Rapport préliminaire de traitement (document interne) Teranov, IMAGIR.

- Hautot, S. et Tarits, P. (2016a). Campagne de mesures MT Vieux Habitants 2016 - Traitement des données magnétotelluriques. Rapport final d'acquisition et de traitement (document interne) Teranov, IMAGIR.
- Hautot, S. et Tarits, P. (2016b). Inversion 3d des données magnétotelluriques dans le cadre du projet GEOTREF (Guadeloupe). Rapport final d'inversion (document interne) Teranov, IMAGIR.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., et Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field : new picture of earth's gravity field. *Geophysical Research Letters*, 40(16) :4279–4283.
- Hochstein, M. P. (1988). Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, 17(1) :15–49.
- Hsu, H. (1970). Fourier Analysis. *Simon and Scuster, New York*, 10.
- Jacques, D. et Maury, R. (1988). L'archipel des Saintes (Guadeloupe, Petites Antilles) : géologie et pétrologie. *Géologie de la France*, I(2-3) :89–99.
- Jacques, D., Maury, R., et Bellon, H. (1984). Géologie et géochronologie 40k-40ar des îles des Saintes (Guadeloupe). *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(11) :721–726.
- Jousset, P. et Douglas, J. (2007). Long-period earthquake ground displacements recorded on Guadeloupe (French Antilles). *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 36(7) :949–963.
- Julien, P. et Bonneton, J.-R. (1989). Regional stress field in the Lesser Antilles between Guadeloupe and Barbuda Islands. *Geophysical Research Letters*, 16(11) :1313–1316.
- Kerr, A. C., White, R. V., Thompson, P. M., Tarney, J., et Saunders, A. D. (2003). No oceanic plateau—no Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean : Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics : AAPG Memoir*, volume 79, pages 126–168. AAPG.
- Komorowski, J.-C. (2005). Guadeloupe. In *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, pages 65–102. University of the West Indies, Seismic Research Unit.
- LaFehr, T. R. (1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8) :1179–1184.
- Lahitte, P., Samper, A., et Quidelleur, X. (2012). DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI) : Contribution to the Lesser

- Antilles Arc construction rates and magma production. *Geomorphology*, 136(1) :148–164.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., et Evain, M. (2013). Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging. *Tectonophysics*, 603 :32–54.
- Laplaige, P. (2016). *La Géothermie*. Numéro 12 dans Fiches techniques PRISME. Institut de la Francophonie pour le développement durable (IFDD).
- Lardeaux, J.-M., Munch, P., Corsini, M., Cornee, J.-J., Verati, C., Lebrun, J.-F., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M., Leticee, J.-L., Fietzke, J., et al. (2013). La Desirade island (Guadeloupe, French West Indies) : a key target for deciphering the role of reactivated tectonic structures in Lesser Antilles arc building. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184(1-2) :21–34.
- Le Borgne, E. et Le Mouël, J.-L. (1976). *Le Levé aéromagnétique des Antilles françaises : observations magnétiques*. Institut de physique du globe.
- Le Maire, P. (2017). *Caractérisation des anomalies magnétique, approche théorique et expérimentale : applications à des objets anthropiques et géologiques*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, France.
- Le Mouël, J.-L., Pozzi, J.-P., Rossignol, J.-C., et Feuillard, M. (1979). Le levé aéromagnétique de la Guadeloupe : description et implications tectoniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 21(2) :135–148.
- Leclerc, F., Feuillet, N., Cabioch, G., Deplus, C., Lebrun, J., Bazin, S., Beauducel, F., Boudon, G., LeFriant, A., De Min, L., et Melezan, D. (2014). The Holocene drowned reef of Les Saintes plateau as witness of a long-term tectonic subsidence along the Lesser Antilles volcanic arc in Guadeloupe. *Marine Geology*, 355 :115–135.
- Leclerc, F., Feuillet, N., et Deplus, C. (2016). Interactions between active faulting, volcanism, and sedimentary processes at an island arc : Insights from Les Saintes channel, Lesser Antilles arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(7) :2781–2802.
- Legendre, L. (2018). *Cinématique des déformations fragiles dans la partie Nord de l’arc des Petites Antilles*. Thèse de Doctorat, Université des Antilles, Campus de Fouillole, Pointe-à-Pitre.
- Legendre, Y., Gadalia, A., Bouchot, V., et Devesnoges, Q. (2014). Reconnaissance préliminaire du potentiel géothermique de Haute Energie de la zone Vieux -Habitants - Volcan du Sans-Toucher (GHEZAB). Rapport final BRGM/RP-63665-FR, BRGM.

- Leliak, P. (1961). Identification and Evaluation of Magnetic-field sources of Magnetic Airborne Detector Equipped Aircraft. *IRE Transactions on Aerospace and Navigational Electronics*, 3 :95–105.
- Li, X. et Götze, H. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66(6) :1660–1668.
- Li, Y. et Oldenburg, D. W. (1996). 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2) :394–408.
- Limberger, J., Calcagno, P., Manzella, A., Trumpy, E., Boxem, T., Pluymaekers, M. P. D., et van Wees, J.-D. (2014). Assessing the prospective resource base for enhanced geothermal systems in Europe. *Geothermal Energy Science*, 2(1) :55–71.
- Lopez, S., Bouchot, V., Lakhssassi, M., Calcagno, P., et Grappe, B. (2010a). Modeling of Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French lesser Antilles). In *Proc. 35th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, pages 1–3.
- Lopez, S., Hamm, V., Le Brun, M., Schaper, L., Boissier, F., Cotiche, C., et Giuglaris, E. (2010b). 40 years of Dogger aquifer management in Ile-de-France, Paris Basin, France. *Geothermics*, 39(4) :339–356.
- Lund, J. W. et Boyd, T. L. (2015). Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide Review. In *Proceedings World Geothermal Congress*, page 31, Melbourne, Australia.
- MacDonald, R., Hawkesworth, C., et Heath, E. (2000). The Lesser Antilles volcanic chain : a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49 :76.
- Manga, M., Hornbach, M. J., Le Friant, A., Ishizuka, O., Stroncik, N., Adachi, T., Aljahdali, M., Boudon, G., Breitzkreuz, C., et al. (2012). Heat flow in the Lesser Antilles island arc and adjacent back arc Grenada basin : Heat flow in the Lesser Antilles arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(8) :n/a–n/a.
- Martin-Kaye, P. (1969). *A summary of the geology of the Lesser Antilles*. HM Stationery Office.
- Mathieu, L. (2010). *The structure of Guadeloupe, Maderas and Mt Cameroon volcanoes and the impact of strike-slip movements*. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II ; Trinity College Dublin.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Mannessiez, C., Mazzoni, N., Savry, C., et Troll, V. R. (2013). The structure and morphology of the Basse Terre Island, Lesser Antilles volcanic arc. *Bulletin of Volcanology*, 75(3).
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., et Troll, V. R. (2011). The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones :

- Analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 33(5) :898–906.
- Miller, H. G. et Singh, V. (1994). Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32 :213–217.
- Minissale, A. (1991). The Larderello geothermal field : a review. *Earth Science Reviews*, 31 :133–151.
- Münch, P., Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevere, F., Verati, C., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., et Lardeaux, J.-M. (2014). Pliocene to Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction : insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago). *Journal of the Geological Society*, 171(3) :329–341.
- Münch, P., Lebrun, J.-F., Cornée, J.-J., Thinon, I., Guennoc, P., Marcaillou, B., Begot, J., Bertrand, G., Bès de Berc, S., Biscarrat, K., et al. (2013). Pliocene to Pleistocene carbonate systems of the Guadeloupe archipelago, French Lesser Antilles : a land and sea study (the KaShallow project). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(1-2) :99–110.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37 :867–882.
- Munsch, M., Boulanger, D., Ulrich, P., et Bouiflane, M. (2007). Magnetic mapping for the detection and characterization of UXO : Use of multi-sensor fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation. *Journal of Applied Geophysics*, 61(3-4) :168–183.
- Munsch, M. et Fleury, S. (2011). Scalar, vector, tensor magnetic anomalies : measurement or computation ? : Scalar, vector, tensor magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 59(6) :1035–1045.
- Muñoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 35(1) :101–122.
- 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.
- Nabighian, M. N., editor (1988). *Electromagnetic methods in applied geophysics.*, volume 2. SEG Books.
- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., et Ruder, M. E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6) :33ND–61ND.

- Nakamura, K., Toki, T., Mochizuki, N., Asada, M., Ishibashi, J.-i., Nogi, Y., Yoshikawa, S., Miyazaki, J.-i., et Okino, K. (2013). Discovery of a new hydrothermal vent based on an underwater, high-resolution geophysical survey. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 74 :1–10.
- Navelot, V., Géraud, Y., Favier, A., Diraison, M., Corsini, M., Lardeaux, J.-M., Verati, C., Mercier de Lépinay, J., Legendre, L., et Beauchamps, G. (2018). Thermo-Physical Properties of Volcanic Rocks and Impact of Hydrothermal Alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360(1) :1–21.
- Neill, I., Gibbs, J. A., Hastie, A. R., et Kerr, A. C. (2010). Origin of the volcanic complexes of La Désirade, Lesser Antilles : Implications for tectonic reconstruction of the Late Jurassic to Cretaceous Pacific-proto Caribbean margin. *Lithos*, 120(3-4) :407–420.
- Nodot, m. (2014). *Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg.
- Nowell, D. (1999). Gravity terrain corrections — an overview. *Journal of Applied Geophysics*, 42(2) :117–134.
- Olsen, N., Tøffner-Clausen, L., Sabaka, T. J., Brauer, P., Merayo, J. M. G., Jørgensen, J. L., Léger, J. M., Nielsen, O. V., Primdahl, F., et Risbo, T. (2003). Calibration of the Ørsted vector magnetometer. *Earth, Planets and Space*, 55(1) :11–18.
- Parker, R. L. et Huestis, S. P. (1974). The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography. *Journal of Geophysical Research*, 79(11) :1587–1593.
- Parriaux, A. (2009). *Géologie : bases pour l'ingénieur*. PPUR presses polytechniques, 2 édition.
- Petit, V., Lachassagne, P., et Pointet, T. (1992). Guadeloupe - Basse Terre : Recherche d'eau dans les aquifères de moyenne altitude. Technical Report BRGM/RR-34816-FR, BRGM.
- Pindell, J. L. et Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame : an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1) :1.1–55.
- Pindell, J. L., Maresch, W. V., Martens, U., et Stanek, K. (2012). The Greater Antillean Arc : Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges : implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2) :131–143.

- Pomerol, C., Lagabriele, Y., Renard, M., et Guillot, S. (2011). *Eléments de géologie*. Dunod, 14ème édition.
- Reid, A. B. (1980). Aeromagnetic survey design. *Geophysics*, 45(5) :973–976.
- Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., et Chen, Y. (2011). Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 75(2) :264–276.
- Ricci, J., Carlut, J., et Valet, J.-P. (2018). Paleosecular variation recorded by Quaternary lava flows from Guadeloupe Island. *Scientific Reports*, 8(1).
- Ricci, J., Lahitte, P., et Quidelleur, X. (2015a). Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment : Examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Geomorphology*, 228 :597–607.
- Ricci, J., Quidelleur, X., et Lahitte, P. (2015b). Volcanic evolution of central Basse-Terre Island revisited on the basis of new geochronology and geomorphology data. *Bulletin of Volcanology*, 77(84) :17.
- Ricci, J., Quidelleur, X., Pallares, C., et Lahitte, P. (2017). High-resolution K-Ar dating of a complex magmatic system : The example of Basse-Terre Island (French West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 345 :142–160.
- Ripka, P. (2003). Advances in fluxgate sensors. *Sensors and Actuators A : Physical*, 106(1-3) :8–14.
- Roest, W. R., Arkani-Hamed, J., et Verhoef, J. (1992). The seafloor spreading rate dependence of the anomalous skewness of marine magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 109(3) :653–669.
- Rona, P. (1978). Magnetic signatures of hydrothermal alteration and volcanogenic mineral deposits in oceanic crust (Short Note). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3 :219–225.
- Royer, J.-J. (2016). Méthodologie pour évaluer le flux géothermique surfacique régional. Livrable GEOTREF (document interne) Livrable 4.1.1, ADEME-Teranov. (in prep).
- Salem, A., Ravat, D., Gamey, T., et Ushijima, K. (2002). Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 49(4) :231–244.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., et Smith, R. (2007). Tilt-depth method : A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26(12) :1502–1505.

- Samper, A. (2007). *Etude géochronologique, aspects géomorphologiques et géochimiques du volcanisme de l'île de Basse Terre (Guadeloupe), et datation des structures d'effondrement de flanc majeures de l'Arc des Petites Antilles*. Thèse de Doctorat, Université Paris XI.
- Samper, A., Quidelleur, X., Komorowski, J.-C., Lahitte, P., et Boudon, G. (2009). Effusive history of the Grande Découverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187(1-2) :117–130.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., et Mollex, D. (2007). Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island : Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2) :175–191.
- Sanjuan, B., Bouchot, V., Gadalia, A., et Traineau, H. (2011). Géothermie haute température : le défi énergétique pour 2020. *Géosciences*, 1(14) :32–41.
- Sanjuan, B. et Brach, M. (1998). Etude hydrogéochimioque du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe). Technical Report BRGM/RR-39880-FR, BRGM.
- Sanjuan, B., Brach, M., et Lasne, E. (2001). Bouillante geothermal field : mixing and water/rock interaction processes at 250 degrees C. In *Internation symposium on water-rock interaction*, volume 2, pages 911–914, Villasimius, Italy.
- Sanjuan, B. et Traineau, H. (2008). Development of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). *IGA News*, 4(73) :5–9.
- Schouten, H. et McCamy, K. (1972). Filtering marine magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 77(35) :7089–7099.
- Schouten, J. A. (1971). A fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges. *Marine Geophysical Researches*, 1(2) :111–144.
- Shannon, C. E. (1949). Communication in the presence of noise. *Proceedings of IRE*, 37(1) :10–21.
- Soengkono, S. (2016). Airborne magnetic surveys to investigates high temperature geothermal reservoirs. *INTECH*, pages 113–148.
- Talwani, M. (1965). Computations with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shapes. *Geophysics*, 30(5) :797–817.
- Tauxe, L. (2005). Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4) :247–261.
- Telford, W. et Sheriff, R. (1984). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

- Teranov (2015). Campagne magnétotellurique GEOTREF (25/08/2015 – 01/10/2015). Rapport final d'acquisition (document interne) Teranov, Teranov.
- Teranov (2017). Note d'interprétation des résultats de modélisation magnétotellurique et gravimétrique. Rapport interne GEOTREF, Teranov.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., et al. (2015). International Geomagnetic Reference Field : the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1).
- Thinon, I., Guennoc, P., Bitri, A., et Truffert, C. (2010). Study of the Bouillante Bay (West Basse-Terre Island shelf) : contribution of geophysical surveys to the understanding of the structural context of Guadeloupe (French West Indies-Lesser Antilles). *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(1) :51–65.
- Traineau, H., Sanjuan, B., et Lasne, E. (2015). Main Results of a Long-Term Monitoring of the Bouillante Geothermal Reservoir During Its Exploitation. In *Proceedings World Geothermal Congress*, page 9, Melbourne, Australia.
- Truffert, C., Thinon, I., Bitri, A., et Lalanne, X. (2004). Using MAGIS for geothermal application-Guadeloupe Archipelago in French West Indies. *Hydro International*, 8(6) :55–57.
- Vaucher, A. et da Silva, M. E. (1992). Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust : The West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, 20(11) :1007.
- Verati, C., Mazabraud, Y., Lardeaux, J.-M., Corsini, M., Schneider, D., Voitus, E., et Zami, F. (2016). Tectonic evolution of Les Saintes archipelago (Guadeloupe, French West Indies) : relation with the Lesser Antilles arc system. *Bulletin de la Société géologique de France*, 187(1) :3–10.
- Verati, C., Patrier-Mas, P., Lardeaux, J.-M., et Bouchot, V. (2014). Timing of geothermal activity in an active island-arc volcanic setting : First 40Ar/39Ar dating from Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). *Geological Society, London, Special Publications*, 378.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., et MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2) :116–119.
- Vidal, J. (2017). *Altérations hydrothermales associées aux zones de fracture à l'interface de la couverture sédimentaire et du socle cristallin dans le fossé Rhénan supérieur*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, Strasbourg, France.
- Wadge, G. et Shepherd, J. B. (1984). Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2) :297–304.

- Ward, S. H. et Hohmann, G. W. (1988). 3. Electromagnetic theory for geophysical applications. In Nabighian, M., editor, *Electromagnetic methods in applied geophysics*, pages 131–311. SEG Books.
- Westercamp, D. (1988). Magma generation in the Lesser Antilles : geological constraints. *Tectonophysics*, 149(1-2) :145–163.
- Westercamp, D. et Tazieff, H. (1980). *Martinique, Guadeloupe : Saint-Martin, La Désirade*, volume 25. Elsevier Masson.
- Zami, F., Quidelleur, X., Ricci, J., Lebrun, J.-F., et Samper, A. (2014). Initial sub-aerial volcanic activity along the central Lesser Antilles inner arc : New K–Ar ages from Les Saintes volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 287 :12–21.
- Zlotnicki, J., Pozzi, J. P., et Cornet, F. H. (1981). Investigation of induced magnetization variations caused by triaxial stresses. *Journal of Geophysical Research*, 86(B12) :11899.

Acquisitions et interprétations magnétiques pour l'exploration géothermique en Guadeloupe, Petites Antilles

Cette thèse porte sur la méthode magnétique appliquée à l'exploration géophysique d'une zone à caractère géothermique. L'étude se concentre sur la zone volcanique de Basse-Terre, à l'Ouest de la Guadeloupe, dont les fractures, les fluides et les flux de chaleur engendrent un fort potentiel géothermique. Ainsi, le plan de la thèse suit le cours d'une étude magnétique complète, ce qui commence par la compréhension du contexte et des objets à considérer, autant d'un point de vue économique que géologique puis géophysique. S'ensuit un travail de collecte et de traitement des données magnétiques existantes, menant à la conception de nouvelles techniques d'acquisition ou de traitement pour répondre aux besoins spécifiques de la zone d'étude. Les techniques d'acquisition magnétique proposées, par drone (données *onshore*) ou par bateau (données *offshore*), permettent d'obtenir des données multi-altitudes haute résolution. Une fois les données obtenues et traitées, elles sont interprétées à différentes échelles en parallèle des connaissances géologiques existantes. Une méthodologie d'inversion spectrale est également proposée. Enfin, un rapprochement est opéré à partir de toutes les données géophysiques pouvant être obtenues : méthode magnétotellurique, électromagnétisme en domaine transitoire et gravimétrie.

Mots-clés : Magnétisme, Géophysique, Guadeloupe, Géothermie, GEOTREF

This thesis focuses on the application of the magnetic method to the geophysical exploration of a geothermal area. The study area is located in the volcanic field of Basse-Terre, the westernmost island of Guadeloupe, where fractures, fluids and heat flows generate a high geothermal potential. Thus, this manuscript organization follows the course of an exhaustive magnetic study, which begins with the understanding of the considered context and objects, from the economic, geological and geophysical point of views. Then existing magnetic data are collected, leading to the design of new magnetic acquisition and processing methods to meet the specific constraints of the study area. The proposed acquisition techniques, carried by drone (for onshore data) or by boat (for offshore data), allow for high-resolution and multi-altitude surveys. Once the datasets are obtained and processed, they are interpreted at different scales alongside existing geological input. A spectral inverse problem resolution is also proposed. Finally, a comparison is carried out with all the other geophysical data that can be obtained: magnetotelluric method, transient electromagnetism and gravimetry.

Keywords: Magnetism, Geophysics, Guadeloupe, Geothermal energy, GEOTREF