

A D E M E



COLLECTIVITE DEPARTEMENTALE DE MAYOTTE



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 2

Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques
complémentaires et synthèse des résultats

Rapport final

BRGM/RP-56802-FR
décembre 2008

Étude réalisée dans le cadre du projet
de Service public du BRGM 2007 PSP07MAY17

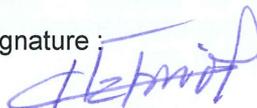
B. Sanjuan, J.-M. Baltassat, S. Bezelgues, M. Brach, J.-F. Girard, F. Mathieu
Avec la collaboration de
N. Debeglia, F. Dupont, B. François, J.-M. Miehé, G. Pajot, H. Traineau

Vérificateur :

Nom : H. Fabriol

Date : 15/12/2008

Signature :

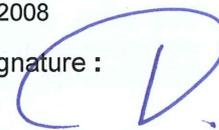


Approbateur :

Nom : P. Puvilland

Date : 16/12/2008

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

A D E M E



COLLECTIVITE DEPARTEMENTALE DE MAYOTTE



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Mots clés : Géothermie, panneau électrique, magnétisme, gravimétrie, gaz magmatique, dioxyde de carbone, hélium, radon, Mayotte, Petite Terre

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

B. Sanjuan, J.-M. Baltassat, S. Bezelgues, M. Brach, J.-F. Girard, F. Mathieu (2008) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 2. Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires, synthèse des résultats. Rapport BRGM/RP-56802-FR, 82 p., 18 fig., 3 tabl., 6 ann.

Synthèse

Afin de diversifier ses sources d'approvisionnement en électricité qui, actuellement, sont uniquement d'origine fossile (centrale gazole de Petite Terre), la Collectivité Départementale de Mayotte a mis en place un vaste programme, qui a pour objectif de valoriser les énergies renouvelables. L'évaluation du potentiel géothermique de Mayotte pour produire de l'électricité fait partie de ce programme.

Le BRGM, à la demande de la Collectivité Départementale de Mayotte et avec son cofinancement, a réalisé une étude en deux phases intitulée « Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte ». La première phase, inscrite dans la programmation 2005 des missions de service public du BRGM (fiche n°06ENEB07), s'est attachée, entre 2005 et 2006, à déterminer les zones de l'île pouvant présenter un potentiel de ressources géothermiques pour produire de l'électricité. Seule Petite Terre avait été retenue et, bien qu'aucun indice probant n'ait été observé, il subsistait un doute sur l'existence ou non d'une ressource géothermale à l'aplomb de Petite Terre en raison de son volcanisme récent (< 0,5 Ma), de sa configuration inhabituelle en prospection géothermique et de la mise en évidence d'une zone spectaculaire de dégagements de dioxyde de carbone (CO₂) d'origine magmatique, située près et à l'est de l'aéroport (Traineau *et al.*, 2006).

La deuxième phase, qui s'inscrit dans la programmation 2007-2008 des missions de service public du BRGM (fiche n°07ENEB10) et a également bénéficié d'une aide financière de l'ADEME, à hauteur de 50% du cofinancement de la Collectivité Départementale de Mayotte, a donc, focalisé les recherches sur Petite Terre, en s'attachant à cette zone et à celle du lac Dziani Dzaha, pour laquelle la littérature avait également fait mention de dégagements gazeux. Au cours de la première étape de cette deuxième phase, des études de prospection géophysique en gravimétrie, magnétisme et panneau électrique ont été menées afin de détecter des intrusions hypo-volcaniques ou des chambres magmatiques, qui pourraient être les sources de chaleur d'un éventuel système hydrothermal sous les zones de dégagements gazeux, et la présence de ce système hydrothermal. Les principaux résultats obtenus sont présentés dans Pajot *et al.* (2007).

Suite aux conclusions de ce rapport, qui indiquaient la présence d'un corps lourd et magnétique superficiel sous la zone de dégagements de CO₂ proche de l'aéroport, il avait été décidé, dans une deuxième étape, de poursuivre le panneau électrique vers le sud afin de couvrir cette zone avec une profondeur d'investigation maximale. La conjonction des niveaux de bruit toujours élevés et l'atténuation naturelle du signal électrique par les terrains très conducteurs envahis d'eau salée dans la zone de la plage réduit significativement le rapport signal sur bruit. Un émetteur de courant cinq fois plus puissant a dû être mis en œuvre, lors de ce complément d'investigation.

Bien que la faisabilité des mesures Magnéto-Telluriques (MT) ait été testée lors des essais de novembre 2007, au cours de la première étape de cette étude (Pajot *et al.*, 2007), il a été décidé de ne pas poursuivre ces investigations en raison de leur coût et de leur performance dans le contexte de Mayotte.

Cette nouvelle étude a également été l'occasion de confirmer, de compléter et d'affiner les résultats obtenus sur la caractérisation géochimique, l'origine et le flux naturel de ces gaz.

La combinaison des résultats des trois techniques d'exploration géophysique employées, au cours de cette nouvelle étude, n'a pas mis en évidence d'anomalies permettant de conclure sur la présence d'un système hydrothermal sous le lac Dziani. Par ailleurs, les deux campagnes de reconnaissance géochimique effectuées par le BRGM n'ont pas permis d'observer les dégagements gazeux évoqués dans la littérature.

En revanche, l'anomalie gravimétrique et magnétique positive superficielle, mise en évidence sous le site de dégagements de CO₂ de la plage située près de l'aéroport, pourrait résulter de la présence d'une intrusion magmatique basaltique non affleurante, précédant le magmatisme trachytique mais dont l'âge pourrait être différent du premier volcanisme strombolien (indice de polarité magnétique différente). Juste au nord de cette zone, les résultats du panneau électrique S-N indiquent, clairement, la présence d'une discontinuité électrique séparant le compartiment sud conducteur d'un compartiment nord résistant (cendres et ponces supérieures de la Vigie) dans les 150 premiers mètres de profondeur, sous le niveau de la mer.

Cette discontinuité pourrait se prolonger en profondeur. Elle coïncide avec le fort gradient gravimétrique qui limite, au sud, le système de la Vigie, et pourrait constituer une limite majeure entre les systèmes trachytiques récents, au nord (légers), et le substrat volcanique (incluant les séries carbonatées), au sud. Suivant la carte gravimétrique, sa direction est sensiblement E-W et elle pourrait être un drain pour les gaz observés en surface. Le fait que les appareils Dziani et La Vigie aient émis des magmas trachytiques identiques plaide pour leur origine commune à partir d'une même chambre magmatique installée à l'aplomb de Petite Terre. Il est possible que ce magma trachytique soit issu de la différenciation du magma basaltique émis auparavant dans cette même zone sous forme de cônes stromboliens et de coulées de laves. Dans cette hypothèse, la chambre magmatique serait donc installée depuis relativement longtemps sous Petite Terre. Une autre observation importante est l'alignement des deux appareils selon une direction N170°. Cet alignement reflète probablement la direction de la faille profonde ayant permis la remontée du magma vers la surface. La direction de fracturation N170° est bien présente à Mayotte et aux Comores. Elle serait reliée au système de failles transformantes de la Ride de Davie, située entre Madagascar et le continent africain.

L'interprétation du panneau électrique complet traversant l'île de part en part, du nord au sud, en regard des résultats gravimétriques et magnétiques, de la géologie et la bathymétrie a conduit à édifier un modèle volcanologique cohérent expliquant les émergences de gaz au niveau de la plage située près et à l'est de l'aéroport et, peut-être, du lac Dziani. Ce modèle fait intervenir un effondrement sectoriel potentiel (attesté par un large ravinement dessiné dans la bathymétrie) et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre. L'observation des dégagements gazeux sur ce tracé (sur la plage proche de l'aéroport comme à Dziani) indique que cette discontinuité majeure joue un rôle de drain. L'absence d'autres observations gazeuses est, probablement, due au fait que le reste du tracé est, soit recouvert par les séries de cendres et ponces, soit par la mer. Par ailleurs, ces dégagements gazeux se trouvent à l'intersection de ce tracé et de la faille profonde de direction N170°.

Bien que la distribution des résistivités observées dans la tranche d'investigation (0-800 m) du panneau électrique soit cohérente avec un modèle typique de réservoir géothermique, le fait que des résistivités inférieures à 5 ohm.m, typiques d'un cap-rock, soient observées jusqu'à 800 m rejette l'éventualité d'un réservoir à moins de 1000 m de profondeur. Le panneau électrique n'a, donc, pas permis d'imager le potentiel réservoir que d'autres considérations placent à des profondeurs plus importantes.

La résistivité des zones d'altération géothermale dépend aussi du faciès de la roche d'origine et une lave massive de type basaltique altérée sera toujours marquée plus résistante que des séries scoriacées ayant subi le même processus. Les anomalies conductrices dans la gamme 1-5 ohm.m peuvent correspondre indifféremment à des séries profondément altérées de type cap-rock, à des calcaires récifaux poreux et à des séries de cendres et ponces saturées d'eau de mer et/ou hydrothermalisées. Ces anomalies représentent de façon certaine, au moins en partie, les séries calcaires récifales qui, d'après la carte géologique, ceinturent l'ensemble de l'île et dont l'épaisseur pourrait atteindre 250 m.

La campagne de reconnaissance géologique et géochimique a permis de mieux délimiter et caractériser la zone de dégagements gazeux. Cette zone peut être divisée en deux parties : une partie où l'on observe de nombreux dégagements gazeux importants, et une autre où ces derniers sont rares, disséminés et faibles. La surface occupée par la première partie, qui a été divisée en onze compartiments, a été évaluée à environ 30000 m². Le débit moyen d'émissions naturelles de CO₂ y a été estimé à plus de 9,4 tonnes par jour, soit à 3400 tonnes par an. En tenant compte de la surface estimée de la première partie, on peut évaluer le flux naturel moyen de CO₂ à plus de 0,31 kg/jour/m², soit à plus de 114 kg/an/m² sur cette partie. La surface de la deuxième partie a été évaluée à 23000 m² et les dégagements de CO₂ y sont rares et faibles. On peut, donc, estimer le débit total moyen d'émissions de CO₂ de la zone d'étude supérieur à 10 tonnes par jour, soit 3650 tonnes/an. Ces valeurs sont comparables à celles estimées sur certains champs géothermiques ou certaines régions situées près de volcans actifs (elles sont souvent plus basses que celles-ci). Elles sont très inférieures à celles correspondant aux émissions des volcans.

Les résultats obtenus sur la géochimie des gaz confirment et viennent compléter ceux acquis au cours de la précédente campagne de reconnaissance. Ces gaz sont constitués à 97-98% de dioxyde de carbone, de 0,2% de méthane, d'un peu d'hélium et de radon. Leur composition chimique les classe parmi des gaz caractéristiques de magmas de zones de Points Chauds (Hot Spots), comme le sont La Réunion ou Hawaï. Le carbone-13 mesuré sur le dioxyde de carbone, les rapports isotopiques de l'hélium ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) exprimés en fonction du rapport de l'air actuel (R_a) et les isotopes du néon traduisent une origine mantellique profonde marquée pour ces gaz. Suivant les interprétations retenues et si l'on considère une contribution crustale ou non (recyclage de la croûte dans le manteau, par exemple), cette origine peut varier de 75 à 100%. Néanmoins, à la différence de La Réunion et de Hawaï, qui sont des zones de Points Chauds à rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ élevé ($R/R_a > 12$), témoignant d'une provenance de l'hélium de sources mantelliques plus profondes et moins dégazées, la signature en ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (R/R_a proches de 6,65) de ces gaz, tout comme celle des gaz émis par le volcan La Grille, aux Grandes Comores (R/R_a autour de 6,8), est relativement basse, légèrement inférieure à celle des basaltes des rides médio-océaniques ($R/R_a \approx 7-9$).

Compte tenu des résultats obtenus au cours de cette étude, la présence d'une ressource géothermale dans les premiers 1000 mètres de profondeur peut être écartée et paraît peu probable jusqu'à environ 1500 m, profondeurs qui sont jugées économiquement intéressantes pour produire de l'électricité à partir de la géothermie. Néanmoins, étant donné le volcanisme récent de Petite Terre, la localisation et le contexte de cette zone par rapport aux données géologiques, bathymétriques, géochimiques et géophysiques, l'existence d'une anomalie thermique ou d'un système hydrothermal à des profondeurs plus importantes ne peut être exclue. Seule, la réalisation de forages de gradient géothermique de 300 à 400 m de profondeur, qui constituerait une occasion de s'affranchir de l'écran constitué par le niveau corallien superficiel (jusqu'à 250 m d'épaisseur) contenant de l'eau de mer, pourrait apporter de nouveaux éléments d'information et permettre de localiser des zones d'intérêt géothermique en profondeur. Le choix de l'implantation de ces forages bénéficierait, alors, des résultats obtenus au cours de cette étude et des travaux antérieurs menés par le BRGM.

Etant donné le contexte de Mayotte, le coût des forages et des installations, les prix actuels des énergies et l'état des connaissances sur l'exploitation de la géothermie profonde, la production d'électricité à partir de la géothermie, à des profondeurs supérieures à 2000 m, est difficilement envisageable. Elle pourrait le devenir dans le futur si les prix des énergies étaient modifiés (le coût des énergies fossiles ne peut qu'augmenter à moyen terme) et des progrès techniques et technologiques étaient accomplis. Elle permettrait, par ailleurs, de réduire les émissions de CO_2 vers l'atmosphère.

En marge de la géothermie, une application industrielle, à partir de la récupération du CO_2 produit sur la zone d'étude (élaboration de boissons gazeuses, gazéification des eaux minérales en bouteille, conservation des aliments en atmosphère neutre, réfrigération et surgélation à l'aide de CO_2 , etc.) pourrait, éventuellement, être envisagée, après une étude de préfaisabilité.

Sommaire

1. Introduction.....	11
2. Reconnaissance géophysique complémentaire.....	13
2.1. PANNEAU ELECTRIQUE	13
2.1.1. Implantation du profil.....	13
2.1.2. Acquisition	13
2.1.3. Compilation	15
2.1.4. Interprétation.....	19
2.2. RESULTATS DES TESTS DE SONDAGE MT	23
2.2.1. Acquisition et traitement.....	23
2.2.2. Interprétation.....	24
2.2.3. Conclusion des tests MT	26
3. Caractérisation des dégagements gazeux.....	27
3.1. ESTIMATION DU FLUX NATUREL DES EMISSIONS DE CO ₂	27
3.1.1. Estimation de la surface des émissions gazeuses	27
3.1.2. Estimation des débits et flux moyens de CO ₂	29
3.2. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES EMISSIONS NATURELLES DE CO ₂	33
3.2.1. Mesures sur site et prélèvements des échantillons de gaz.....	33
3.2.2. Analyses chimiques et isotopiques des gaz dans les laboratoires.....	34
3.2.3. Résultats et interprétation	37
4. Conclusions	43
5. Bibliographie.....	47

Liste des tableaux

Tableau 1 - Récapitulatif des mesures dipôles-dipôles du profil complet.....	15
Tableau 2 - Caractéristiques des enregistrements.....	24
Tableau 3 - Principaux résultats des analyses chimiques et isotopiques effectuées sur les émissions gazeuses provenant de la plage située près de l'aéroport.....	36

Liste des Figures

Figure 1 - Localisation du panneau électrique (les positions d'électrode sont présentées par les points rouges) et des stations MT (croix rouges).....	14
Figure 2 - Pseudo-coupe de résistivité apparente figurant les résistivités apparentes mesurées. L'axe des profondeurs est une pseudo-profondeur calculée comme un multiple de l'écartement entre dipôle émetteur et récepteur.....	15
Figure 3 - Maillage 3D (81405 cellules) utilisé pour calculer les effets 3D.....	16
Figure 4 - Effet de la correction de la mer considérant la topographie 3D de l'île calculé (en %) pour la géométrie des différentes configuration de quadripôle du profil mesuré (en rouge, correction positive).....	17
Figure 5 - Inversion 2D des résistivités modélisées à partir du modèle 3D de la mer et de la topographie. Cette image n'a pas de réalité physique mais permet de visualiser la localisation et l'importance des corrections apportées.	18
Figure 6 - Panneau électrique inversé en 2D après correction de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie de l'île.....	18
Figure 7 - Panneau de résistivité inversé, corrigé de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie 3D de l'île comparé au profil gravimétrique du rapport BRGM/RP-56027-FR (Pajot <i>et al.</i> , 2007). Les lettres G et M désignent, respectivement, les anomalies gravimétriques et magnétiques, MT4 le sondage MT du même nom.	20
Figure 8 - Extrait de la carte bathymétrique de Mayotte (Audru <i>et al.</i> , 2006) montrant un large ravinement en relation avec un effondrement sectoriel potentiel et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre marqué par les anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques.	22
Figure 9 - Exemple de parasites électriques d'origine industrielle de durée variable (0,1 à 1 s en haut sur MT1, 1 à 20 s en bas sur MT4) et d'intensité variable (200 mv en haut sur Ey de MT1, 0,5 mV en bas sur Ex de MT4).....	25
Figure 10 - Interprétation tabulaire (1D) du sondage MT4.....	26
Figure 11 - Localisation de la zone de dégagement gazeux de CO ₂ , d'origine magmatique, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport.	28
Figure 12 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO ₂ , située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Points d'observation et de prélèvements (G1, G2, G3, G4 et G5).	30
Figure 13 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO ₂ , située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Estimations des débits de CO ₂ , analyses de radon et des valeurs isotopiques du carbone-13 et du rapport ³ He/ ⁴ He.	31
Figure 14 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N ₂ , He et Ar pour les cinq échantillons de gaz G1, G2, G3, G4 et G5, analysés au cours de cette étude (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï).....	38

Figure 15 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N ₂ , CO ₂ et Ar pour les cinq échantillons de gaz G1, G2, G3, G4 et G5, analysés au cours de cette étude (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï).....	38
Figure 16 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de He, CO ₂ et Ar pour trois des échantillons de gaz analysés au cours de cette étude.	38
Figure 17 - Diagramme reliant les rapports CO ₂ / ³ He et les valeurs isotopiques en carbone-13 du CO ₂ des échantillons de gaz prélevés sur la plage située près de l'aéroport. Ce diagramme a été proposé par Sano et Marty (1995) pour évaluer la contribution des trois composants généralement présents dans les zones de subduction, à savoir les MORB, les sédiments organiques et les carbonates marins. Ce diagramme a été tiré de Brombach <i>et al.</i> (2003).	41
Figure 18 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds. Cette section, tirée de Traineau <i>et al.</i> (2006), a été reprise en tenant compte des nouveaux résultats obtenus au cours de cette nouvelle étude.....	44

Liste des annexes

Annexe 1 - Principe de la méthode de prospection par panneaux électrique	51
Annexe 2 - Principe de la méthode de sondage Magnéto-tellurique (MT)	57
Annexe 3 - Modèle géoélectrique des réservoirs géothermiques.....	63
Annexe 4 - Dispositif de mesure mis en œuvre pour les mesures MT avec l'équipement Metronix	69
Annexe 5 - Courbes des sondages magnétotelluriques (MT)	73
Annexe 6 - Tableau regroupant les principales données acquises pendant la campagne de reconnaissance géochimique sur la zone de dégagements gazeux située près de l'aéroport (14-18 avril 2008)	79

1. Introduction

Actuellement, la production d'électricité, sur l'île de Mayotte, est assurée exclusivement par une centrale thermique, qui est située sur Petite Terre et fonctionne au gazole. Afin de diversifier ses sources d'approvisionnement, la Collectivité Départementale de Mayotte a mis en place un vaste programme, qui a pour objectif de valoriser les énergies renouvelables. L'évaluation du potentiel géothermique de Mayotte pour produire de l'électricité fait partie de ce programme.

Une première étude, intitulée « Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte - Phase 1 » (GTHMAY-Ph1), inscrite dans la programmation 2005 des missions de service public du BRGM, avait été réalisée entre 2005 et 2006, à la demande de la Collectivité Départementale de Mayotte, qui avait participé au cofinancement des travaux avec le BRGM. Cette étude, constituée essentiellement d'une phase de reconnaissance géologique et géochimique de l'île de Mayotte, s'était attachée à déterminer les zones de l'île susceptibles de présenter des ressources géothermiques potentielles pour produire de l'électricité. Seules deux zones de Petite Terre avaient été retenues : une plage proche et à l'est de l'aéroport, avec de nombreux dégagements de dioxyde de carbone (CO₂) d'origine magmatique, et la zone du lac Dziani Dzaha. Bien qu'aucun indice d'anomalie thermique n'ait été observé, il subsistait un doute sur l'existence ou non d'une ressource géothermale à l'aplomb de Petite Terre en raison de sa configuration inhabituelle en prospection géothermique et de l'âge relativement récent de son volcanisme (inférieur à 0,5 Ma avec des événements récents datés entre 4000 et 7000 ans BP).

Cette nouvelle étude, intitulée « Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte - Phase 2 » (GTHMAY-Ph2), qui s'inscrit dans la programmation 2007-2008 des missions de service public du BRGM (fiche n°07E NEB10), fait suite aux premiers travaux. Elle a, également, été cofinancée par la Collectivité Départementale de Mayotte et le BRGM. Le cofinancement de la Collectivité Départementale de Mayotte a bénéficié d'une aide financière de l'ADEME, à hauteur de 50% de son montant. Prolongée par un avenant à la convention 2007 signée le 14 mai 2007, la durée de cette étude, qui a focalisé les recherches sur les deux zones mises en évidence, au cours de la première phase de reconnaissance, a été d'environ 18 mois.

Une première étape a consisté à réaliser des campagnes de prospection géophysique en gravimétrie, magnétisme et panneau électrique afin de détecter des intrusions hypovolcaniques ou des chambres magmatiques, qui pourraient être les sources de chaleur d'un éventuel système hydrothermal sous les zones de dégagements gazeux, et la présence de ce système hydrothermal. Les résultats obtenus sont présentés dans le rapport établi par Pajot *et al.* (2007).

Suite aux conclusions de ce rapport, qui indiquaient la présence d'un corps lourd et magnétique superficiel sous la zone de dégagements de CO₂ proche de l'aéroport, il avait été décidé, dans une deuxième étape, de poursuivre le panneau électrique vers le sud afin de couvrir cette zone avec une profondeur d'investigation maximale.

Les conditions d'environnement suburbain et de bruit électromagnétique élevé de Petite Terre correspondent aux limites techniques des méthodes géophysiques mises en œuvre et rendent l'acquisition des mesures difficiles. Le panneau électrique dont les mesures étaient réalisées aux limites techniques du matériel utilisé dans la partie nord, n'avait pu être poursuivi au sud, lors de la première étape de l'étude, du fait de la dégradation du rapport signal sur bruit dans ce secteur. Un émetteur de courant cinq fois plus puissant a dû être mis en œuvre, lors de ce complément d'investigation, pour augmenter le niveau du signal électrique.

Bien que la faisabilité des mesures Magnéto-Telluriques (MT) ait été testée lors des essais de novembre 2007, au cours de la première étape de cette étude (Pajot *et al.*, 2007), il a été décidé de ne pas poursuivre ces investigations pour donner la priorité au complément d'investigation par panneau électrique, qui est plus robuste en environnement bruité. Par ailleurs, en deuxième analyse, l'incertitude sur l'interprétation des résistivités profondes demeurait importante étant donné la faiblesse du signal dans la bande 0,5-0,05 Hz.

Des travaux de reconnaissance géologique et géochimique plus détaillés de la zone de dégagements de CO₂ proche de l'aéroport sont venus compléter, au cours de la deuxième étape de cette nouvelle étude, les résultats obtenus lors de la campagne de reconnaissance précédente et ceux obtenus en géophysique. Ainsi, on a cherché à mieux quadriller et délimiter cette zone pour estimer un débit et un flux minimal d'émissions de CO₂. Des venues d'eau chaude ont été systématiquement recherchées. Des analyses chimiques et isotopiques complémentaires et de nouvelles analyses isotopiques (isotopes de l'hélium et du néon) ont été effectuées sur les gaz afin de mieux les caractériser, de confirmer leur origine et de mieux cerner leurs liens avec l'activité volcanique de Petite Terre. Une campagne de reconnaissance dans la zone du lac Dziani Dzaha a également été effectuée mais n'a pas permis, une fois de plus, d'observer les dégagements gazeux évoqués dans la littérature (Traineau *et al.*, 2006).

Ce sont tous les travaux entrepris au cours de l'étape 2 de cette nouvelle étude et leurs principaux résultats et conclusions par rapport aux résultats déjà obtenus, qui sont reportés dans ce rapport. Ce rapport présente, en particulier, les travaux complémentaires réalisés pour compléter le panneau électrique vers le sud, les traitements appliqués pour prendre en compte l'effet de la mer et l'interprétation géologique des résultats. Il fait constamment référence aux résultats gravimétriques et magnétiques, qui ont été développés dans le rapport intermédiaire de Pajot *et al.* (2007) et sont utilisés, ici, dans l'interprétation.

2. Reconnaissance géophysique complémentaire

2.1. PANNEAU ELECTRIQUE

2.1.1. Implantation du profil

Les stations du profil (fig. 1) ont été positionnées en x et y, grâce à un GPS de poche. Leur altitude est pointée sur la carte IGN au 1/25000 pour la partie nord, et mesurée grâce à une distance mètre laser pourvu d'un inclinomètre pour la partie sud. La répétition des positionnements au cours de la prestation a permis d'évaluer la précision de ce positionnement en x et y, dans une fourchette de plus ou moins 5 m. Les stations ont été implantées de manière à éviter autant que possible les passages en zone habitée, le lac de Dziani Dzaha ou les différents ouvrages susceptibles de perturber les mesures (centrale thermique des Badamiers, pylône TDF, pylônes, antennes paraboliques de l'armée). Dans la zone de l'aéroport, le rivage oriental est apparu comme la solution préférable pour des raisons de facilité d'accès et pour limiter une trop forte déviation du profil par rapport à sa direction générale.

2.1.2. Acquisition

La campagne de mesures électriques s'est déroulée en juin 2008 et a été réalisée par F. Mathieu, ingénieur géophysicien et B. François, technicien, tous deux du BRGM, aidés de quatre manœuvres intérimaires recrutés localement. Le matériel mis en œuvre est composé d'un émetteur de courant continu 8 voies VIP10000 (Iris Instruments), alimenté par un groupe électrogène 14 KVA (Atlas Co.), et d'un récepteur 6 voies ELREC6 (Iris Instruments).

Comme pour la partie nord, les mesures ont été réalisées en utilisant une configuration dipôle-dipôle (ann. 1). L'utilisation d'un émetteur de forte puissance (VIP10000, 10 kW) a permis d'injecter des courants de beaucoup plus forte intensité que précédemment (avec l'émetteur VIP4000, 4 kW). En outre, les dipôles d'injection et de réception ont été permutés (principe de réciprocité) de manière à injecter le courant dans la zone la plus conductrice en surface. Ainsi, de meilleures conditions d'injection ont été obtenues et ont permis d'assurer une bonne stabilité des mesures, en particulier en milieu très conducteur, comme c'est la règle dans la partie sud du profil. Le niveau de signal (la tension mesurée V aux bornes du dipôle de réception) est augmenté en proportion du courant injecté et les mesures ont pu être réalisées dans de bonnes conditions de rapport signal sur bruit sur tout le profil. Les mesures les plus au sud de la partie nord du profil, réalisées en 2007 (Pajot *et al.*, 2007), ont été reprises. Les mesures répétées s'avèrent cohérentes avec les mesures réalisées précédemment et les deux jeux de données ont pu être réunis sans traitement particulier.



Figure 1 - Localisation du panneau électrique (les positions d'électrode sont présentées par les points rouges) et des stations MT (croix rouges).

Chaque mesure a été réalisée en utilisant deux injections de courant : 5 A et 10 A (ou 2,5 et 5A dans les zones plus résistantes). La valeur retenue est la valeur moyenne V/I mesurée sur 4-5 répétitions. Les tensions mesurées varient de 18 mV à 0,06 mV avec une valeur moyenne autour de 1 mV. Les répétitions sont stables.

105 mesures nouvelles ont été réalisées, qui s'ajoutent à 121 mesures de 2007 (sur 124 mesures, au total ; Pajot *et al.*, 2007). Le profil complet est constitué d'un ensemble de 226 mesures, tel que présenté dans le tableau 1 et la figure 2.

Longueurs des dipôles	Niveau n	Nombre de mesures
200	1, 2, 3, 4, 5, 6	141
400	1, 2, 3, 4, 5, 6	69
800	1, 2, 3	16
Total		226

Tableau 1- Récapitulatif des mesures dipôles-dipôles du profil complet.

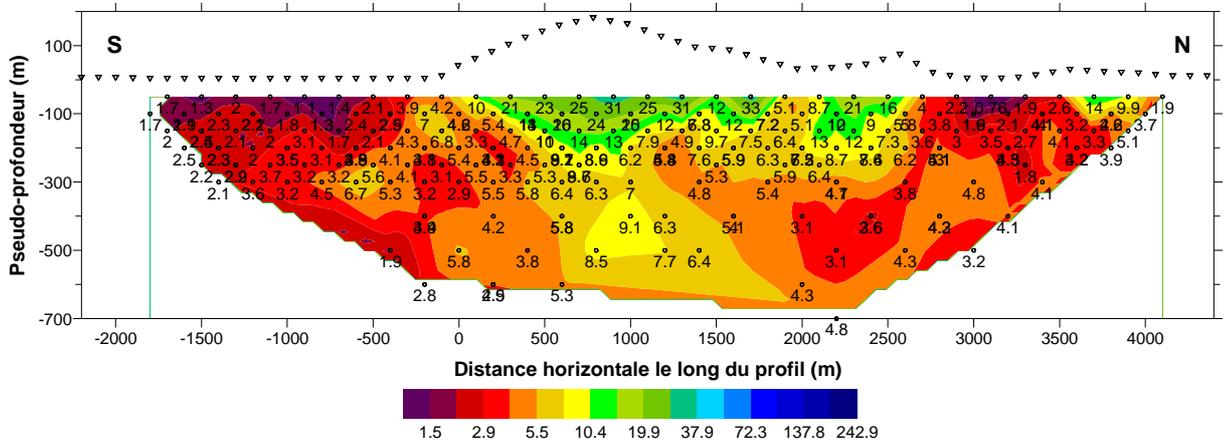


Figure 2 - Pseudo-coupe de résistivité apparente figurant les résistivités apparentes mesurées. L'axe des profondeurs est une pseudo-profondeur calculée comme un multiple de l'écartement entre dipôle émetteur et récepteur.

2.1.3. Compilation

Les mesures de panneau électrique sont réalisées idéalement le long d'un profil rectiligne et perpendiculaire aux structures étudiées. Les différentes positions des dipôles déplacés le long du profil de mesure et éloignés progressivement l'un de l'autre permettent de réaliser une tomographie en deux dimensions (x, z) des variations de résistivité électrique en profondeur sous le profil (cf. ann. 1). Les conditions topographiques de Petite île ont conduit à la réalisation d'un profil serpentant, dont l'ensemble de la géométrie est toutefois prise en compte dans le traitement.

Même si prises dans leur ensemble, les mesures sont focalisées sur les variations sous le profil, chaque mesure est également sensible, bien qu'à un moindre degré, aux variations latérales autour du profil (effets dits latéraux ou 3D), qui peuvent être faussement interprétées, lors de la tomographie 2D. Par exemple, si le profil se rapproche de la mer, les mesures les plus profondes (qui sont également sensibles aux effets latéraux les plus lointains) vont être progressivement influencées par la présence de la mer (très conductrice) et pourraient être interprétées comme la présence d'un conducteur.

Afin de retirer les effets « hors profil » de la mer et de la topographie, nous avons modélisé en trois dimensions la topographie de l'île et la bathymétrie dans une zone centrée sur le profil, de 4 km de large (E-W) et 10 km de long (N-S). Les données de bathymétrie ne couvrant pas le plateau à faible profondeur (< 200 m), les données manquantes ont été interpolées de manière à faire apparaître un plateau avec une limite abrupte assez réaliste. La localisation du bord du plateau a été estimée à partir du figuré correspondant de la carte IGN au 1/25000 de Mayotte.

Le modèle 3D est composé d'un maillage carré dans le plan horizontal (fig. 3). Au niveau de l'île, la surface est déformée pour prendre en compte la topographie. La surface de la mer est prise constante égale à l'altitude zéro et la variation du fond de la mer est rendue par un maillage en « marches d'escalier ». La variation réelle de l'épaisseur de la couche d'eau conductrice étant abrupte, le faible nombre de cellules en vertical altère peu le réalisme du modèle.

Il est possible de simuler toute acquisition électrique en faisant intervenir des électrodes suivant un maillage régulier de 100 m, soit pour le profil dipôle-dipôle considéré 41 x 101 positions d'électrodes. On considère deux cellules entre électrodes, soit un maillage de 50 m pour la topographie et la bathymétrie. Comme 5 niveaux sont considérés en bathymétrie (épaisseurs de 10, 20, 40, 100 et 200 m), le modèle est composé de $5 \times 81 \times 201 = 5 \times 16281 = 81405$ cellules.

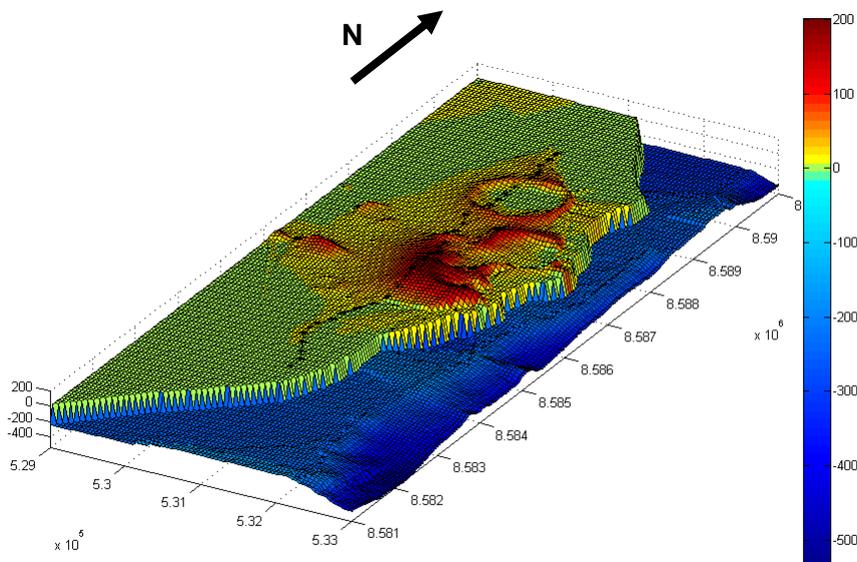


Figure 3 - Maillage 3D (81405 cellules) utilisé pour calculer les effets 3D.

Une valeur constante de résistivité a été associée à l'eau de mer (0,2 ohm.m) et une autre à la roche (5 ohm.m), qui correspond au niveau moyen observé dans le massif en profondeur sur la partie nord du profil (cf. Pajot *et al.*, 2007).

La réponse de ce modèle 3D a été calculée pour chacun des 226 quadripôles de mesures, et normalisée sous forme de résistivité apparente ($\rho_{\text{modèle}}$), pour une résistivité constante du substratum ($\rho_0 = 5$ ohm.m).

Les données mesurées sur le terrain ($\rho_{mesurées}$) ont été corrigées ($\rho_{corrigées}$) en utilisant la formule suivante :

$$\rho_{corrigées} = \frac{\rho_{mesurées}}{\rho_{modèle}} \times \rho_0$$

L'effet 3D de la mer (fig. 4) peut s'exprimer en pourcentage suivant la formule :

$$\Delta\rho = \frac{\rho_{corrigées} - \rho_{mesurée}}{\rho_{mesurées}} \times 100 \text{ (en \%)}$$

Ou encore, si on combine les deux formules précédentes, cette correction est indépendante des données de terrain (mais dépendent de la géométrie d'acquisition, topographie, etc.) :

$$\Delta\rho = \left(\frac{\rho_0}{\rho_{modèle}} - 1 \right) \times 100 \text{ (en \%)}$$

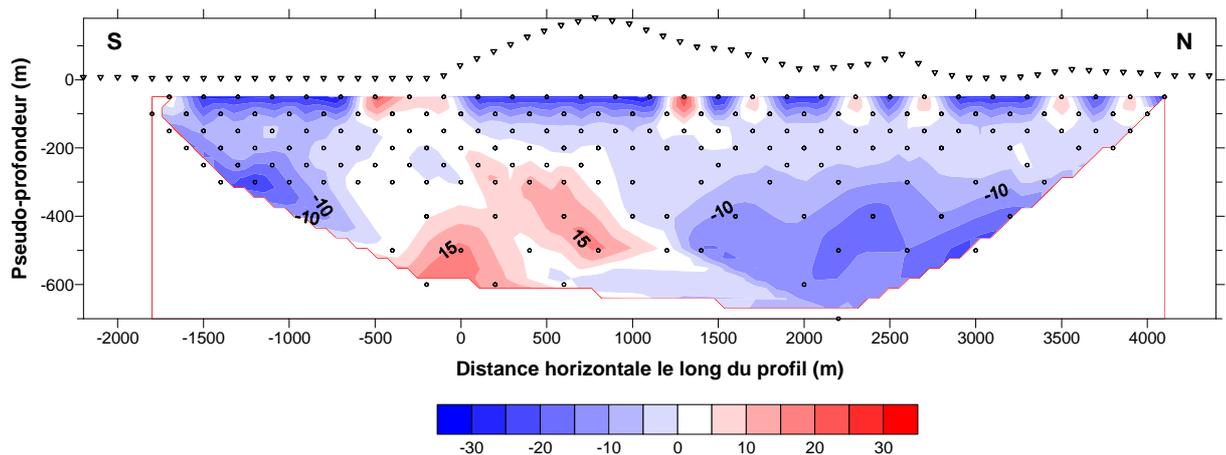


Figure 4 - Effet de la correction de la mer considérant la topographie 3D de l'île calculé (en %) pour la géométrie des différentes configuration de quadripôle du profil mesuré (en rouge, correction positive).

On note (fig. 4) que les effets les plus forts sont de l'ordre de +/- 15%, ce qui reste faible au vu des contrastes recherchés (jusqu'à 1 ordre de grandeur). Les effets liés à la topographie apparaissent à faible profondeur. Les effets plus profonds en majeure partie liés à la topographie sous-marine doivent être considérés avec précaution s'ils sont corrélés avec les mesures de terrain. En effet, quel que soit le soin apporté à la construction du modèle, il demeure imparfait du fait d'une bathymétrie potentiellement imprécise et de la simplification du modèle de terre dont la résistivité a été prise constante à 5 ohm.m. Il convient, alors, de comparer l'amplitude de ces effets avec les variations mesurées sur le terrain pour estimer l'effet dominant. L'inversion des résistivités modélisées permet de visualiser en profondeur l'ampleur des corrections apportées (fig. 5).

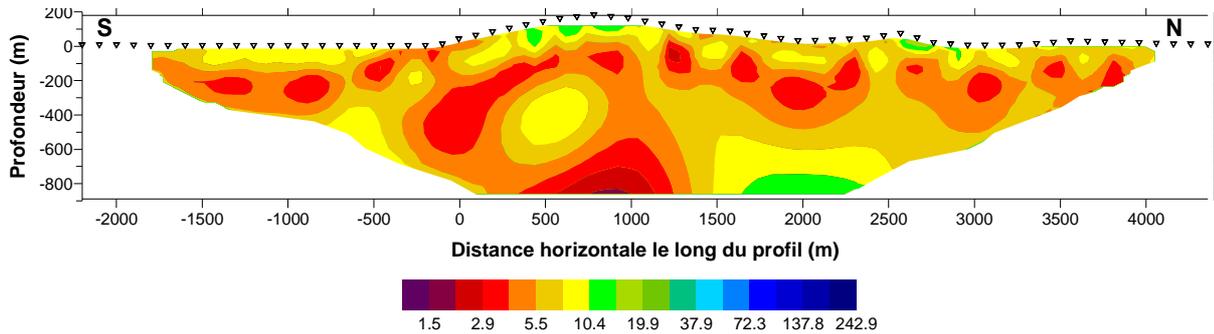


Figure 5 - Inversion 2D des résistivités modélisées à partir du modèle 3D de la mer et de la topographie. Cette image n'a pas de réalité physique mais permet de visualiser la localisation et l'importance des corrections apportées.

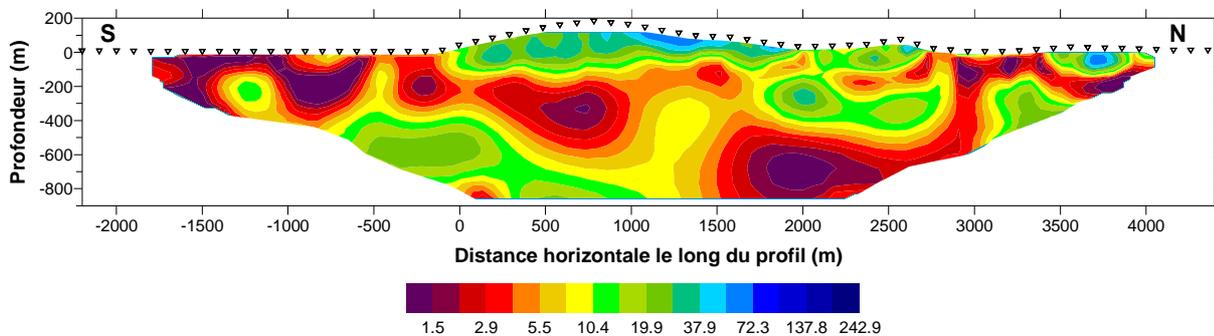


Figure 6 - Panneau électrique inversé en 2D après correction de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie de l'île.

D'une part, l'amplitude des corrections est modérée, d'autre part, la corrélation entre la modélisation des effets latéraux (mer et la topographie de l'île) et le résultat d'inversion des données de terrain est faible et ne pousse pas à suspecter ces effets comme pouvant être à l'origine des anomalies électriques observées.

Les anomalies de résistivité de ce nouveau panneau (fig. 6) retrouvent la même disposition générale que dans le panneau présenté précédemment (Pajot *et al.*, 2007) pour la partie nord. La différence d'aspect provient du fait qu'une configuration particulière du traitement d'inversion avait été utilisée alors pour favoriser les structures horizontales en prenant un *a priori* sur la tabularité des structures, inspirée par la supposée continuité du massif récifal, au travers de l'île. Dans cette nouvelle présentation, cet *a priori* est jugé comme insuffisamment fondé et aucune géométrie particulière n'est favorisée dans l'inversion appliquée.

2.1.4. Interprétation

Pour l'interprétation, le profil électrique corrigé de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie 3D de l'île est présenté sur la figure 7, en regard du profil gravimétrique inversé obtenu précédemment (Pajot *et al.*, 2007).

Le panneau de résistivité inversé met en évidence une structure assez complexe où peuvent être distinguées les anomalies suivantes :

- le conducteur C1 ($\rho < 5$ ohm.m), qui apparaît occuper toute la zone de la plage à l'est de l'aéroport. Il est discontinu, recoupé par des zones moins conductrices ($5 < \rho < 15$ ohm.m), qui sont corrélées soit avec l'anomalie gravifique lourde, au sud de la Vigie, mais également avec les anomalies magnétiques positives (champ réduit au pôle, Pajot *et al.*, 2007) ;
- le conducteur C2 ($\rho < 5$ ohm.m), qui coïncide avec le centre de l'édifice volcanique de la Vigie et en particulier avec l'anomalie gravifique légère attribuée au conduit central bréchifié (Pajot *et al.*, 2007) ;
- le conducteur C3 ($\rho < 5$ ohm.m) se développe sous l'édifice de la Moya en position centrale également mais plus profonde ;
- le conducteur C4 ($\rho < 5$ ohm.m) de forme complexe affleure dans le cœur du cratère de Dziani Dzaha et s'étend en profondeur de part et d'autre ;
- les résistants R1 et R2 correspondent typiquement aux dépôts supérieurs de cendres et ponces trachytiques de La Vigie, Moya et Dziani, qui se marquent également en densité faible. On peut, ainsi, définir ici un faciès géophysique par une résistivité de 20 à 70 ohm.m et une densité de 1,8 caractérisant cette formation volcanique. Il apparaît corrélativement, et par comparaison avec la carte géologique au 1/50000 de Mayotte (Stieljes, 1988), que les dépôts inférieurs de cendre et ponces trachytiques sont conducteurs, comme cela est bien visible dans le cratère de Dziani, à l'intersection de la route de la Moya, et probablement, près de la plage, au sud. Ils contribuent aux anomalies conductrices C4, C2 et, peut-être, C3 ;
- les résistants R4, R5, R6 et, dans une moindre mesure, le résistant R3 ($10 < \rho < 30$ ohm.m), se développent sous la couverture conductrice des anomalies C1, C2, C4 ;
- la succession conducteur (2-5 ohm.m) sur résistant (10-30 ohm.m) est cohérente avec le schéma classique cap-rock (zone à smectite) sur réservoir (zone propylitique) du fait de la gamme de résistivité et du facteur d'augmentation en passant de conducteur à résistant (cf. Bourgeois et Debeglia, 2008 et ann. 3). En revanche, l'anomalie conductrice sous-jacente C5, petite, mais qui est bien établie dans les mesures, montre que le schéma n'est pas simple et que des zones très conductrices, hydrothermalisées, pourraient s'étendre plus en profondeur. Le réservoir serait alors à rechercher encore plus en profondeur.

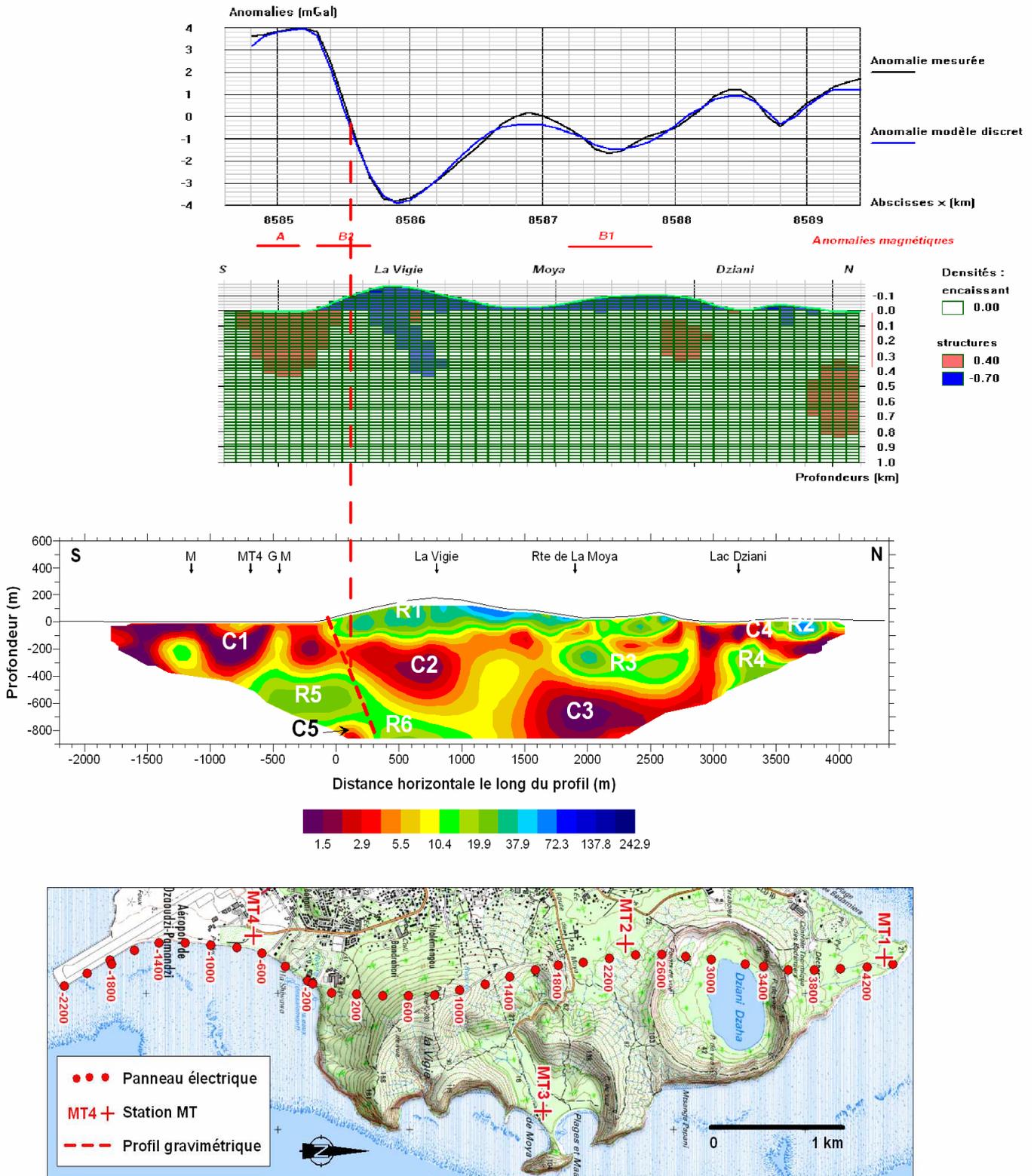


Figure 7 - Panneau de résistivité inversé, corrigé de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie 3D de l'île comparé au profil gravimétrique du rapport BRGM/RP-56027-FR (Pajot et al., 2007). Les lettres G et M désignent, respectivement, les anomalies gravimétriques et magnétiques, MT4 le sondage MT du même nom.

Toutefois, l'absence de manifestations autres que les gaz et les faibles températures en surface suffisent à rejeter l'hypothèse d'un réservoir proche à moins de 1000 m de profondeur et l'interprétation dans ce sens ne sera pas poussée plus en avant. Il est, par ailleurs, possible d'invoquer bien d'autres interprétations dont une simple variation lithologique. La résistivité des zones d'altération géothermale dépend aussi du faciès de la roche d'origine (Ussher *et al.*, 2000) et une lave massive de type andésitique ou basaltique altérée marquera toujours plus en résistant que des séries scoriacées ayant subi le même processus. Les anomalies conductrices C1, C2, C3 et C4, dans la gamme 1-5 ohm.m, peuvent correspondre indifféremment à des séries profondément altérées de type cap-rock (ann. 3), à des calcaires récifaux poreux et à des séries de cendres et ponces saturées d'eau de mer et/ou hydrothermalisées. Hors C3, qui est trop profond, les autres anomalies conductrices représentent de façon certaine, au moins en partie, les séries calcaires récifales, qui d'après la carte géologique ceinturent l'ensemble de l'île et dont l'épaisseur pourrait atteindre 250 m.

Un résultat supplémentaire de la section est la mise en évidence d'une discontinuité électrique séparant le compartiment sud conducteur (C1) d'un compartiment nord résistant (R1, cendres et ponces supérieures de la Vigie) dans les 150 m premiers mètres de profondeur, c'est-à-dire, sous le niveau de la mer. Cette discontinuité pourrait se prolonger en profondeur, comme indiqué par la ligne rouge discontinue sur le panneau. Elle coïncide avec le fort gradient gravimétrique qui limite, au sud, le système de la Vigie et pourrait constituer une limite majeure entre les systèmes trachytiques récents, au nord (légers), et le substrat volcanique (incluant les séries carbonatées), au sud. Suivant la carte gravimétrique sa direction est sensiblement E-W et elle pourrait être un drain pour les gaz observés en surface. Les anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques observées au sud attestent du caractère de substrat volcanique (basalte, par exemple) du compartiment sud.

Le fait que les séries de cendres et ponces (R1) *a priori* poreuses demeurent résistantes jusqu'à 150 m de profondeur sous le niveau de la mer conforte l'hypothèse de séries profondément hydrothermalisées pour les conducteurs C1 et C4, qui jouent le rôle de barrière étanche à l'eau de mer tout aussi bien au niveau de ce contact qu'au niveau de Dziani. En effet, des séries de cendres et de ponces, poreuses et baignées d'eau de mer devraient avoir des résistivités proches de celles de C1-C5. L'absence de connexion hydraulique entre la mer et le lac Dziani (Traineau *et al.*, 2006) renforce ce point de vue.

L'examen de la carte bathymétrique de Mayotte (Audru *et al.*, 2006) montre que le flanc est de Petite Terre est affecté par un large ravinement qui peut être interprété comme la conséquence d'un effondrement sectoriel d'importance (fig. 8). La disposition des anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques, attribuables au volcanisme strombolien (Pajot *et al.*, 2007) sur le pourtour supposé de l'effondrement pourrait indiquer qu'il s'agit aussi d'un collapse ayant une composante volcanique. L'observation des dégagements de gaz (à l'aéroport comme à Dziani) sur ce tracé indique que cette discontinuité majeure joue un rôle de drain. L'absence d'autres observations gazeuses est due au fait que le reste du tracé est soit recouvert par les séries de cendres et ponces, soit par la mer. Par ailleurs, ces dégagements gazeux se trouvent à l'intersection de ce tracé avec la faille profonde de direction N170°, qui aurait permis la remontée du magma trachytique vers la surface des deux appareils Dziani et la Vigie (Traineau *et al.*, 2006), édifices qui s'alignent suivant la direction de cette faille.

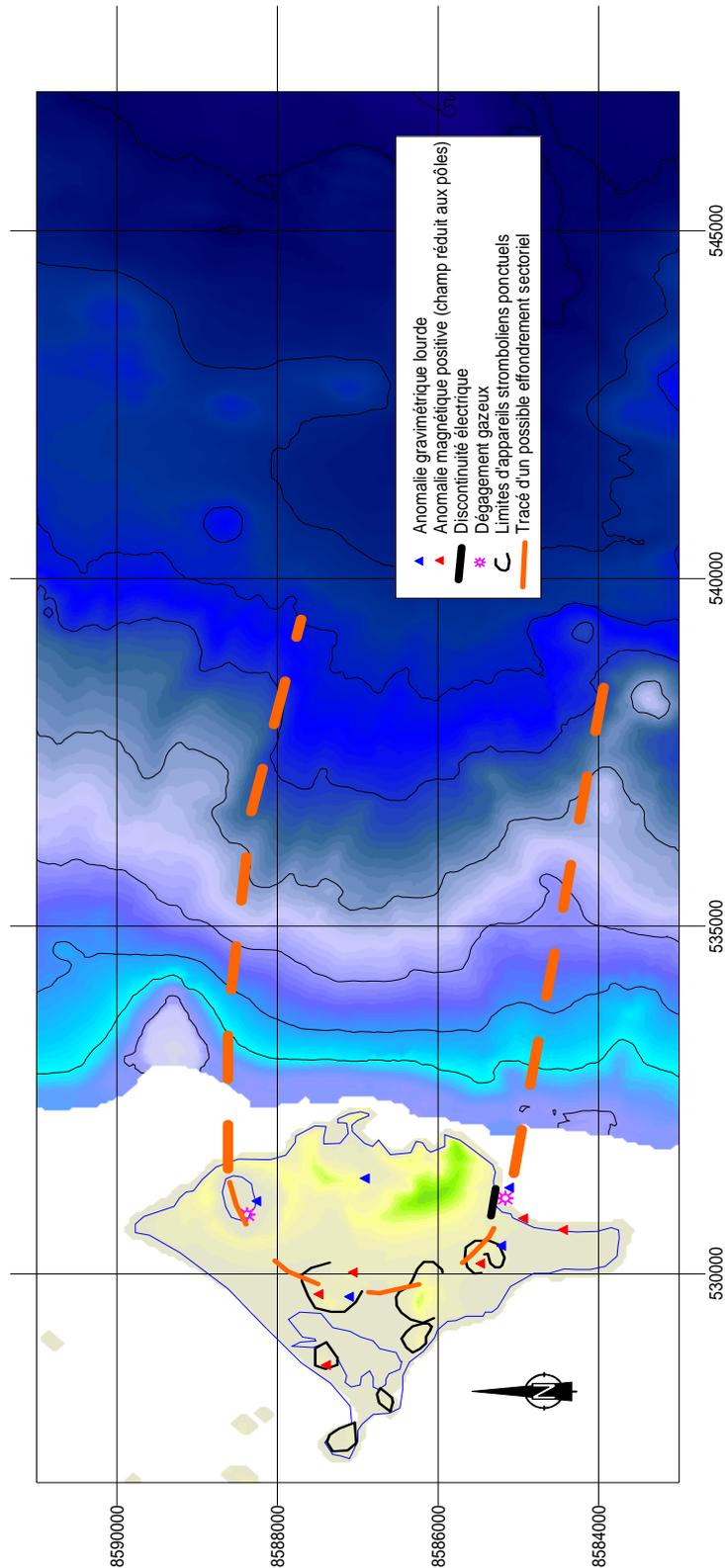


Figure 8 - Extrait de la carte bathymétrique de Mayotte (Audru et al., 2006) montrant un large ravinement en relation avec un effondrement sectoriel potentiel et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre, marqué par les anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques.

Entre ces deux édifices volcaniques et au sud de la Vigie, ont été observées deux anomalies magnétiques, disposées sur le même axe d'orientation N170° de la faille, qui pourrait correspondre à un axe magnétique ancien et qui aurait été, ensuite, partiellement oblitéré par les intrusions plus récentes (Pajot *et al.*, 2007). Dans cette hypothèse, les deux anomalies magnétiques traduiraient la présence d'intrusions basaltiques anciennes dont la signature aurait été préservée en dehors des édifices plus récents de la Vigie et de Dziani. La direction de fracturation N170° est bien présente à Mayotte et aux Comores. Elle serait reliée au système de failles transformantes de la Ride de Davie, située entre Madagascar et le continent africain (Traineau *et al.*, 2006).

2.2. RESULTATS DES TESTS DE SONDAGE MT

2.2.1. Acquisition et traitement

Des sondages Magnéto-Telluriques (MT) ont été réalisés en juin et novembre 2007 afin de tester l'applicabilité de la méthode dans les conditions de bruit électromagnétique de Petite Terre (ann. 2). Petite Terre concentre, en effet, plusieurs sources de bruit électrique et électromagnétique dont la centrale thermique de Badamier, les agglomérations de Pamandzi et de l'Abattoir, l'aéroport et l'usine de dessalement de Pamandzi, réparties sur toute l'étendue de son petit territoire d'environ 10 km².

Les mesures ont été réalisées grâce à deux enregistreurs Metronix ADU06, des capteurs magnétiques Metronix MFS06 et MFS07 et des électrodes impolarisables (voir le dispositif de mesures en annexe 4). Les caractéristiques des enregistrements sont données dans le tableau 2.

Quatre sites d'expérimentation ont été étudiés afin de rencontrer les différentes conditions de bruit électromagnétique de l'île :

- un site au sud, dans l'environnement difficile de l'aéroport où est également implantée l'usine de dessalement ;
- un site au nord, à proximité de la centrale électrique de Badamier ;
- deux sites centraux, implantés autant que possible à l'écart mais toutefois toujours à moins de 2-3 km des différentes sources de bruit électromagnétique.

Les tests de juin 2007 ont été réalisés sur les sites nord et centraux en configuration de sondages simples avec un temps d'acquisition de 4 heures pour les basses fréquences (1- 0,001 Hz). Ces premiers résultats ont montré :

- d'une part, l'impossibilité de travailler dans la zone nord, notamment du fait du parasitage important des voies électriques sur lesquels des potentiels artificiels de plusieurs centaines de mV, probablement associés à l'implantation de la centrale, interfèrent avec les signaux naturels (fig. 9, en haut) ;
- d'autre part, sur les sites de la zone centrale, une très mauvaise qualité des signaux dans la gamme des basses fréquences.

Bande fréquence du système Metronix	Bande de fréquence (Hz)	Fréquence d'acquisition (Hz)	Durée d'enregistrement
HF	236 - 8000	40960	7 s
LF1	23 - 765	4096	5 mn
LF2	0,4 - 12,6	64	5 à 10 heures
LF3	0,011 - 0,4	2 Hz, obtenu par décimation (/32) de LF2	5 à 10 heures

Tableau 2 - Caractéristiques des enregistrements.

En novembre 2007, les tests ont été reconduits en augmentant le temps d'acquisition à 10 heures pour les basses fréquences et en utilisant une station de référence éloignée pour traiter les bruits non cohérents. Cette référence était installée sur un site isolé dans la partie centrale de Grande Terre près de Dombéni.

L'impossibilité de travailler dans la zone nord est confirmée. En revanche, pour les sondages réalisés dans la partie centrale et sud (MT3 et MT4), la période d'acquisition de 10 heures permet d'obtenir des signaux assez cohérents jusque vers 0,005 Hz, à l'exception d'une perte de cohérence nette centrée sur 0,1 Hz (cf. ann. 5). Les traitements réalisés, soit par édition des signaux temporels, soit en utilisant la référence éloignée (Pajot *et al.*, 2007) montrent que la cohérence dans cette gamme peut être significativement améliorée.

Les conditions de mesure restent, néanmoins, difficiles comme cela est indiqué par la répétition de sondages sur un même site qui présentent des différences de qualité de signal significatives d'un jour à l'autre. La figure 9 (en bas) illustre les parasites électriques observés sur la station MT4 lors d'une première mesure les 22 et 23 novembre et qui ont affecté, significativement, les basses fréquences (les données correspondantes ne sont pas présentées). La courbe de sondage MT4, présentée en annexe 5, correspond à une deuxième mesure les 24 et 25 novembre, quand ces parasites étaient moins développés.

2.2.2. Interprétation

L'interprétation selon un modèle tabulaire du sondage MT4 est donnée en figure 10. Le modèle de résistivité obtenu avec, sous une mince couverture résistante, une couche très conductrice (environ 1 ohm.m) jusqu'à 300 m de profondeur surmontant un niveau très résistant évalué à 70 ohm.m, est très cohérent avec les résultats du panneau électrique dans la zone de l'aéroport où le sondage MT4 a été exécuté (cf. fig. 1 et fig. 7). Toutefois, la perte de cohérence du signal vers 0,1 Hz handicape l'estimation de la résistivité du résistif estimé, ici, à 70 ohm.m et la résolution des couches plus profondes, qui se développeraient au-delà de 1000 m de profondeur.

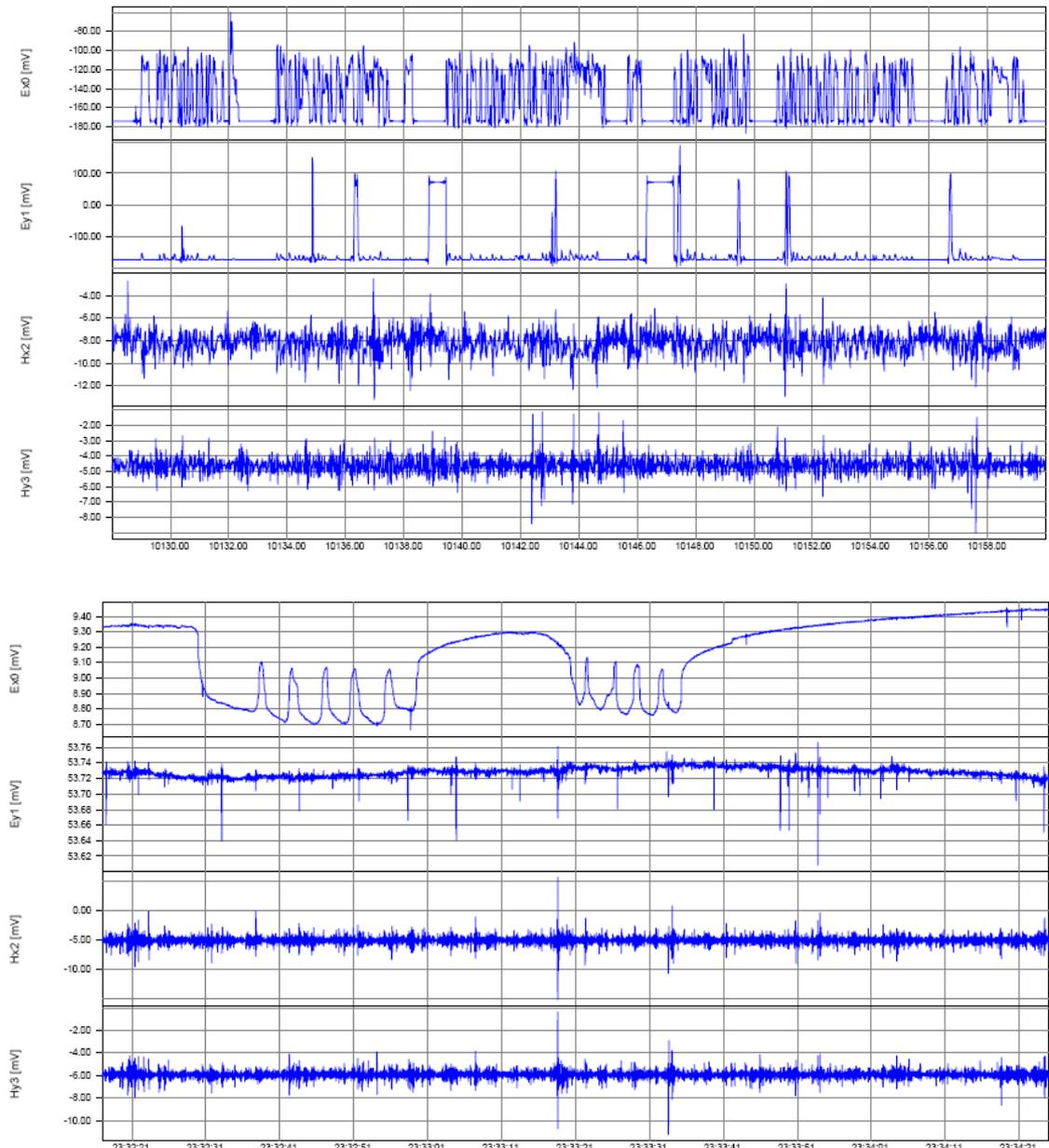


Figure 9 - Exemple de parasites électriques d'origine industrielle de durée variable (0,1 à 1 s en haut sur MT1, 1 à 20 s en bas sur MT4) et d'intensité variable (200 mv en haut sur Ey de MT1, 0,5 mV en bas sur Ex de MT4).

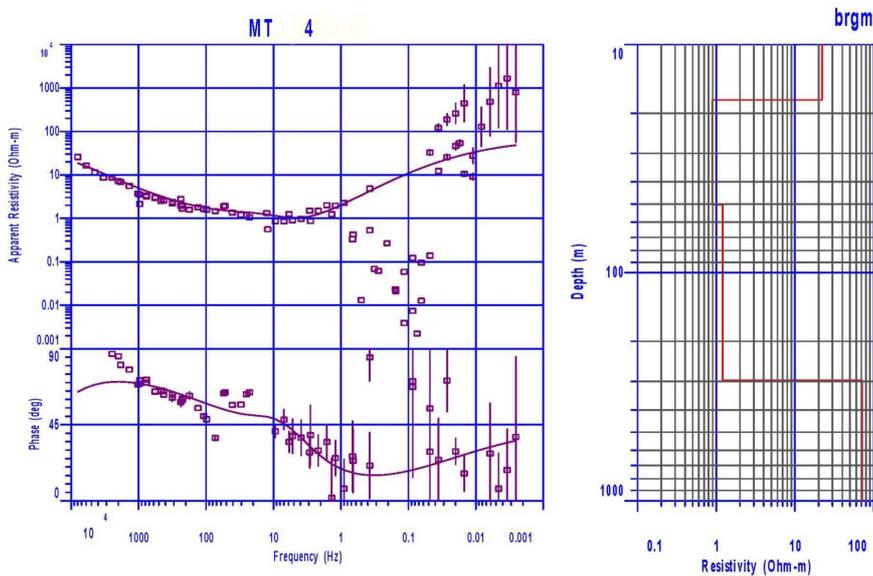


Figure 10 - Interprétation tabulaire (1D) du sondage MT4.

Dans ces conditions, il est probable que les sondages MT n'aient pas pu apporter, même dans les meilleures conditions de rapport signal/bruit (illustré par le sondage MT4), des résultats significatifs et supplémentaires par rapport au panneau électrique (pour des profondeurs supérieures à 1000 m).

2.2.3. Conclusion des tests MT

Les tests réalisés démontrent la possibilité d'utiliser la méthode MT pour sonder les zones centrales et sud de l'île jusque vers 0,005 Hz (environ 5 km de profondeur d'investigation pour une résistivité de 1 ohm.m). Une méthodologie de mesure adéquate a été définie, qui met en œuvre une station de référence éloignée (sur Grande Terre) et un temps d'acquisition d'au moins 10 heures pour les basses fréquences.

Toutefois, les variations des conditions d'environnement électromagnétique d'un jour à l'autre impliquent, néanmoins, que certains sondages devront être répétés afin d'obtenir une qualité suffisante et uniforme sur l'ensemble de l'étude. Autrement dit, le problème du bruit électromagnétique demeure important et peut, en conséquence, affecter notablement les rendements de mesure. D'autre part, l'incertitude sur l'interprétation des résistivités profondes demeure importante, étant donné la faiblesse du signal dans la bande 0,5-0,05 Hz.

Il a été finalement décidé de ne pas poursuivre les investigations MT pour donner la priorité au complément d'investigation par panneau électrique, qui est plus robuste en environnement bruité

3. Caractérisation des dégagements gazeux

La campagne de reconnaissance géothermique menée par le BRGM en novembre 2005 avait permis de mettre en évidence une zone spectaculaire de dégagements gazeux, essentiellement constitués de dioxyde de carbone (CO₂), d'origine magmatique (Traineau *et al.*, 2006). Cette zone est localisée sur une plage située à l'est de l'aéroport, qui se prolonge dans le lagon (fig. 11). L'existence de phénomènes de dégagements gazeux au niveau du lac Dziani a également été mentionnée par de nombreux auteurs, mais n'a pas été observée au cours de la campagne de reconnaissance, effectuée par le BRGM, en novembre 2005 (Traineau *et al.*, 2006).

L'objectif principal de ces nouvelles investigations en géologie et en géochimie était de mener une campagne d'exploration plus détaillée que la précédente sur le site de dégagements gazeux situé sur la plage et dans le lagon, à l'est de l'aéroport, afin de mieux délimiter et caractériser ce site. Au cours de cette campagne, qui a eu lieu entre le 14 et le 18 avril 2008, on a cherché à estimer le flux naturel de ces émissions. On a également effectué des analyses chimiques détaillées des gaz et des mesures isotopiques telles que celles des isotopes de l'hélium, du néon ou des valeurs de carbone-13, qui sont venues confirmer et compléter les résultats précédents, et permettent de mieux cerner l'origine de ces dégagements gazeux et leur lien avec l'activité volcanique récente de Petite Terre. Des arrivées d'eau chaude associées à cette zone de dégazage ont encore été recherchées avec un maillage plus resserré que pendant la campagne précédente, mais n'ont pas été trouvées.

En dehors de cette zone d'intérêt, une visite de reconnaissance a également été effectuée autour du lac Dziani. Malheureusement, les dégagements gazeux évoqués dans la littérature et qui n'avaient pas été trouvés pendant la première campagne de reconnaissance (Traineau *et al.*, 2006) n'ont pas été non plus observés, au cours de cette visite.

3.1. ESTIMATION DU FLUX NATUREL DES EMISSIONS DE CO₂

3.1.1. Estimation de la surface des émissions gazeuses

La première tâche de la campagne de reconnaissance a consisté à bien délimiter la surface de dégazage de la zone d'étude, depuis la plage vers le lagon jusqu'à une hauteur de tranche d'eau de 1,5 m (fig. 12), à marée basse. Les mesures de température et de pH à proximité du fond ont été possibles seulement lorsque la tranche d'eau était inférieure à 1 m. A notre connaissance, ces émissions de gaz avaient été rapportées, pour la première fois, par une équipe scientifique franco-allemande, en 1998. Elles sont décrites et caractérisées dans Traineau *et al.* (2006). A marée haute, tous les points d'émergences sont recouverts par l'eau de mer.

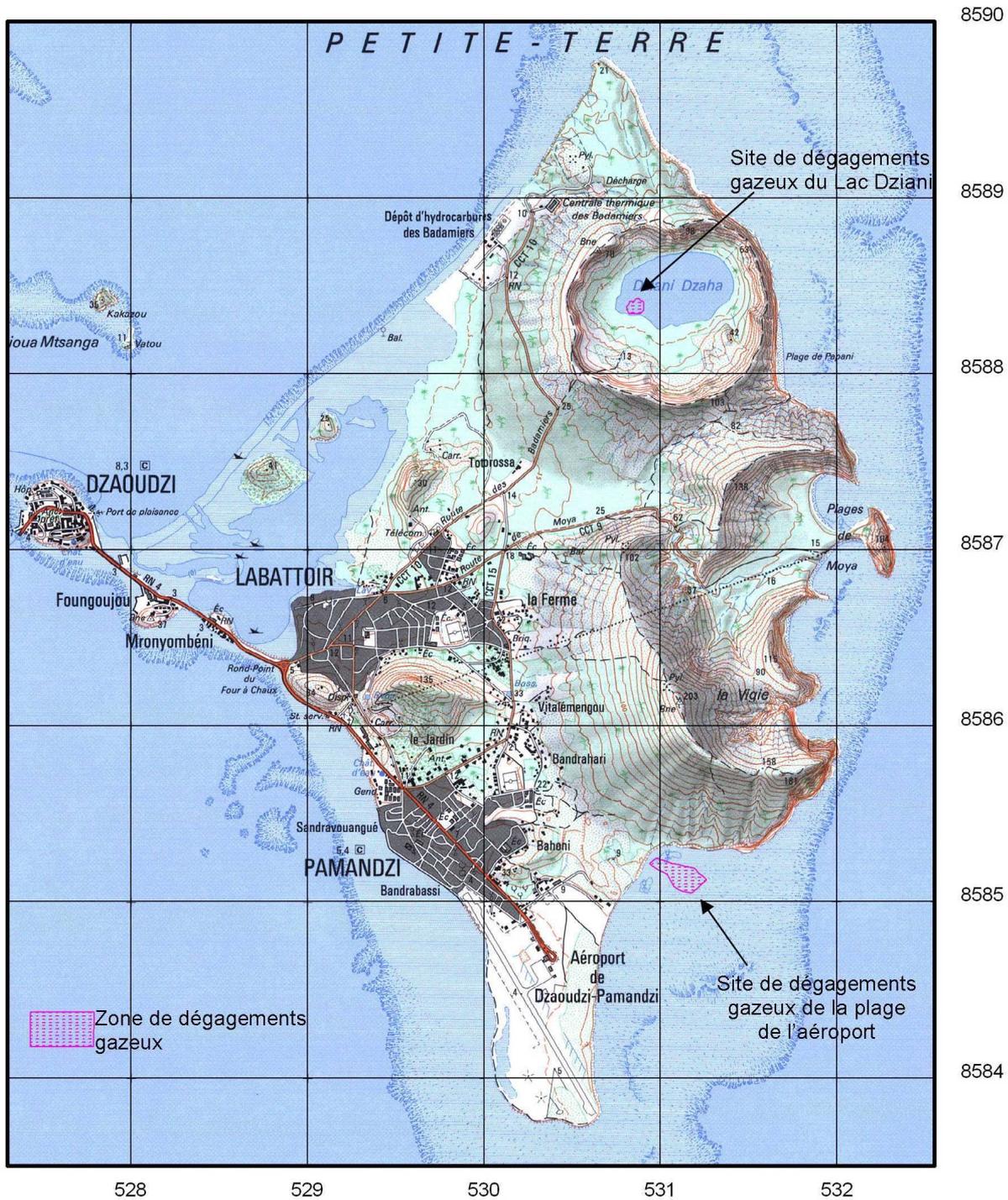


Figure 11 - Localisation de la zone de dégagement gazeux de CO₂, d'origine magmatique, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport.

Plus de 2000 points d'émission ont été estimés sur la zone d'étude. En présence d'eau, on peut observer la formation de bulles de taille plus ou moins importante dans les points d'émergence. En absence d'eau, les émissions sont caractérisées par un sifflement persistant. Les points d'émission les plus importants provoquent des remous en continu dans l'eau et entraînent le sable jusqu'à la surface, laissant au fond des cheminées de dégazage de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre.

Le point d'émission le plus actif est le point G1, où un débit de gaz jusqu'à 16 l/mn a été mesuré (fig. 12). En dehors de ce point, des débits de l'ordre de 2 à 10 l/mn ont été mesurés sur les points d'émission constitués de grosses et moyennes bulles et de 0,9 à 1,9 l/mn sur les points d'émission à petites bulles. Ces mesures de débit ont été réalisées en plaçant, juste au dessus des émergences gazeuses, un entonnoir muni d'un tuyau en plastique à son extrémité. L'entonnoir est enfoncé dans le sable de manière à récupérer toutes les émissions de gaz dans le tuyau en plastique. Les mesures de débit ont été effectuées à la sortie de ce tuyau, soit directement au moyen d'un débitmètre, soit en utilisant un bécher gradué en polyéthylène d'un volume légèrement supérieur à un litre. Ce bécher est plongé dans un seau contenant de l'eau de mer où il est complètement rempli d'eau, en veillant à ne pas y introduire de bulles d'air. L'ouverture de ce bécher est, ensuite, retournée vers le bas, à la verticale, puis remontée jusqu'à ce qu'elle soit légèrement située en dessous du niveau de l'eau du seau afin de ne pas vider le bécher de son contenu. Le bout du tuyau est alors introduit dans le seau, juste sous l'ouverture du bécher, et le débit est estimé en comptant la durée de temps nécessaire pour qu'un volume donné d'eau du bécher soit remplacé par le même volume de gaz provenant des émissions. Plusieurs estimations ont été réalisées sur une même mesure de débit (pour le remplacement de 200, 500 et 700 ml, puis 1 litre d'eau, par exemple).

Les observations et mesures faites sur site montrent l'existence d'une zone principale où les émissions gazeuses sont abondantes et importantes, et d'une zone où ces dernières sont rares, disséminées et faibles (fig. 12). La zone principale a été divisée en plusieurs parties (fig. 12) dont :

- le point d'émission le plus important (point G1) ;
- trois compartiments mixtes où les points d'émission les plus actifs (débits de 2 à 10 l/mn) sont répartis en présence de points d'émission moins importants (débits de 0,9 à 1,9 l/mn) ;
- sept compartiments dominés plutôt par des points d'émission mineurs (débits de 0,9 à 1,9 l/mn).

La surface occupée par la zone principale, constituée des compartiments répertoriés sur la figure 12, a été évaluée à 30000 m² (environ 225 m x 265 m / 2). Celle de la zone à émissions rares, disséminées et faibles a été estimée à 23000 m².

3.1.2. Estimation des débits et flux moyens de CO₂

Sachant que les émanations gazeuses sont constituées essentiellement de CO₂ (97-98% en moyenne, comme l'indiquent les analyses), un débit moyen d'émissions de CO₂ a été estimé pour chaque compartiment de la zone principale (fig. 13), à partir des mesures de débit faites sur site et une approche stochastique.

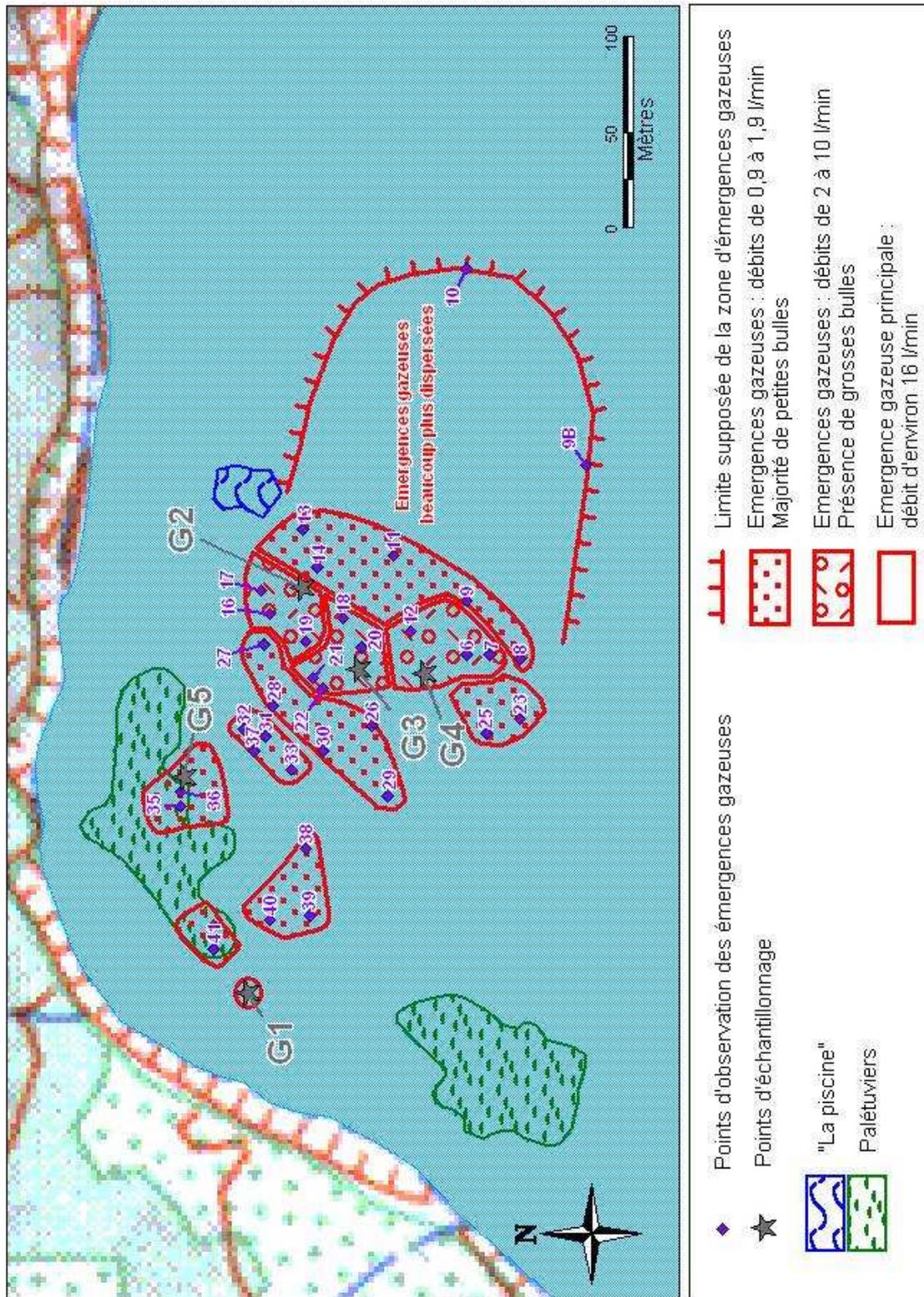


Figure 12 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO₂, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Points d'observation et de prélèvements (G1, G2, G3, G4 et G5).

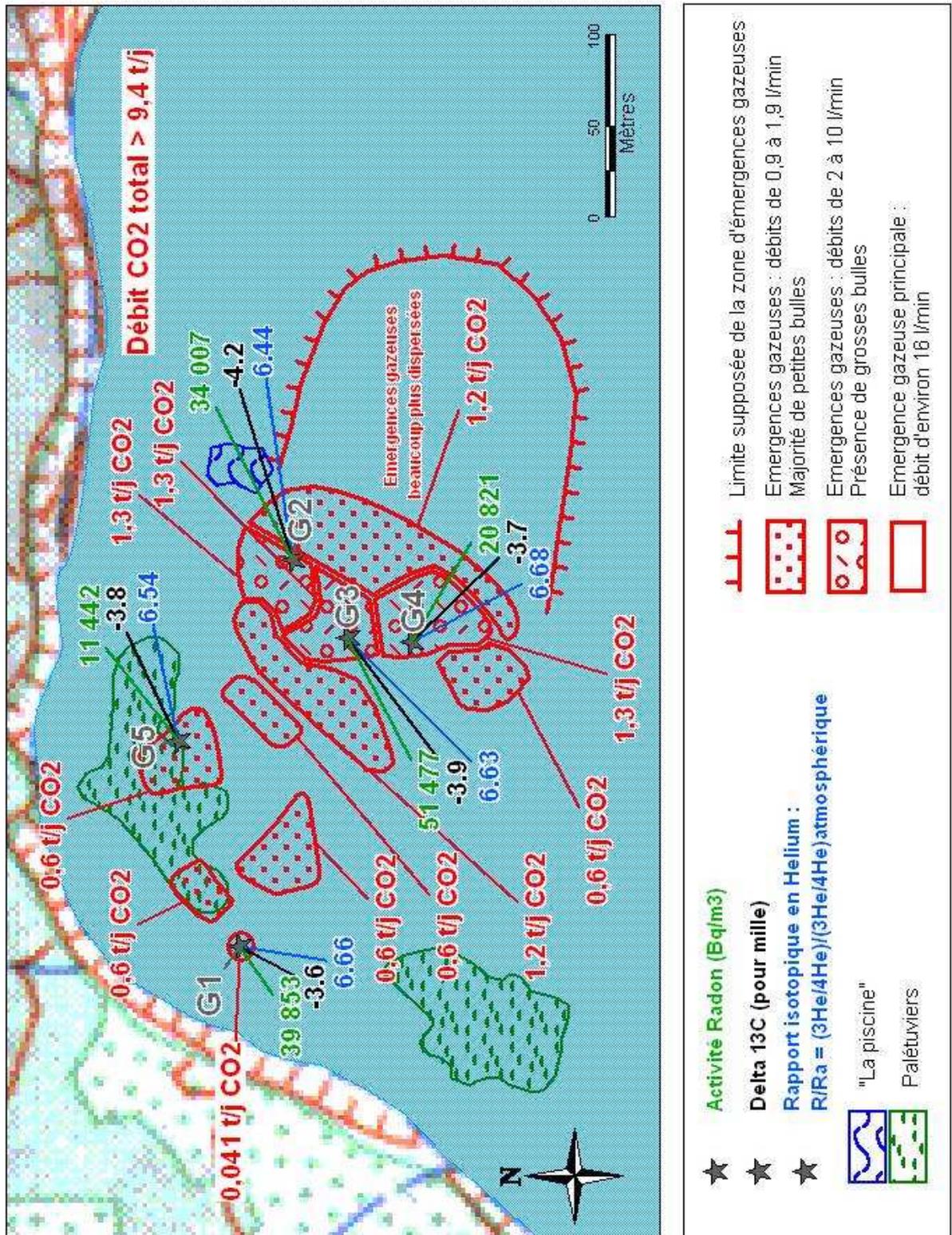


Figure 13 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO₂, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Estimations des débits de CO₂, analyses de radon et des valeurs isotopiques du carbone-13 et du rapport ³He/⁴He.

Ces débits moyens varient de 0,6 à 1,3 tonnes de CO₂ par jour (fig. 13), ce qui suggère que le débit total moyen d'émissions naturelles de CO₂ de la zone principale est supérieur à 9,4 tonnes par jour, soit à 3400 tonnes par an. En tenant compte de l'estimation de la surface de ces émissions gazeuses, on peut évaluer le flux naturel moyen de CO₂ à plus de 0,31 kg/jour/m², soit à plus de 114 kg/an/m², sur la zone principale.

Le débit total moyen d'émissions de CO₂ de la zone d'étude peut, alors, être estimé à plus de 10 tonnes par jour, soit 3650 tonnes/an, si on considère, également, la contribution de la zone où les émanations sont rares, disséminées et faibles. Cette contribution fait diminuer le flux moyen de CO₂ estimé sur la zone principale.

Les valeurs de débit et de flux moyens de CO₂ estimées sur la zone principale d'émissions gazeuses sont supérieures à celles trouvées sur certaines zones du champ géothermique de Dixie Valley, aux Etats-Unis, qui indiquent des valeurs de débit comprises entre 0,1 tonnes et 7,5 tonnes par jour sur des surfaces de 0,01 km² et 0,14 km², soit des valeurs de flux respectives de 0,01 et 0,054 kg/jour/m² (Bergfeld *et al.*, 2000). Ces valeurs sont, toutefois, inférieures à celles observées sur des régions proches de champs géothermiques du centre de l'Italie (200 tonnes de CO₂ par jour sur une surface de 1,5 km², à Poggio dell'Ulivo, située en bordure est de la région volcanique des monts Volsini, près des champs géothermiques de Latera et de T. Alfina ; entre 14 et 160 tonnes de CO₂ par jour sur certaines zones de la région de Caldara di Manziana, situées environ à 20 km au nord de Rome, près du champ géothermique de Cesano ; Chiodini *et al.*, 1999). Elles sont, également, plus basses que celles estimées sur de nombreuses régions situées près d'un volcan (débits de CO₂ de 29,5 à 45,8 tonnes/jour sur l'île de Vulcano, en Italie, de 3 à 89,5 tonnes/jour, près du volcan Solfatara de Pozzuoli, en Italie, 15,4 tonnes/jour sur l'île de Nea Kamini en Grèce, de 26 à 61 tonnes/jour sur le champ géothermique de Yanbajain, en Chine, Chiodini *et al.*, 1998 ; de 25 à 46 tonnes/jour sur une surface de 0,35 km², sur l'île de Nysiros, en Grèce, Vetuschi Zuccolini and Marini, 2005).

Un volcan en activité émet, en moyenne, 1,3 million de tonnes de CO₂ par an, ce qui représente un total, pour l'activité volcanique sur terre, d'environ 130 à 175 millions de tonnes/an. Les émissions de l'Etna sont particulièrement importantes : 25 millions de tonnes/an. Le CO₂ est souvent présent dans les sols volcaniques, à différents débits. Ainsi, par exemple, des sols du volcan Solfatara de Pozzuoli libèrent, au total, sur une surface de 0,5 km², 1500 tonnes/an de CO₂ d'origine hydrothermale (Chiodini *et al.*, 2001) alors que le CO₂ s'accumule au rythme de plus de 9000 tonnes/an dans le lac Lwi (Nyos, au Cameroun).

Des gisements naturels de CO₂ existent dans le sous-sol. A Montmiral, en France, la Carboxyque, filiale d'Air Liquide, a mis en service, en 1991, une unité de production de 300 tonnes/jour. Les réserves sont estimées à plus de 45000 tonnes, à 2500 m de profondeur. A Vacquières, en France, Messer dispose de la concession d'exploitation d'un gisement de CO₂, sous 80 bars, situé à 2800 m de profondeur. D'autres gisements sont exploités en Italie (Arezzo), Allemagne, Grèce (Florina), Etats-Unis (Madison, etc.), Australie (Mont Gambia). En 1993, la production extraite du sous-sol, aux Etats-Unis, a été de 26 millions de tonnes CO₂. En France, environ 70 % de la production commercialisée de CO₂ est utilisée par l'industrie alimentaire.

Compte tenu de ces données, une application industrielle, à partir de la récupération du CO₂ produit sur la zone d'étude (élaboration de boissons gazeuses, gazéification des eaux minérales en bouteille, conservation des aliments en atmosphère neutre, réfrigération et surgélation à l'aide de CO₂, etc.) pourrait, éventuellement, être envisagée, après une étude de préfaisabilité.

Côté environnement, le débit d'émissions de CO₂ estimé sur cette zone est négligeable devant la production humaine, qui libère annuellement, au total, quelques 7 milliards de tonnes de CO₂.

3.2. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES EMISSIONS NATURELLES DE CO₂

3.2.1. Mesures sur site et prélèvements des échantillons de gaz

Au cours de cette campagne, les principales mesures sur site ont été faites au niveau des points d'observation localisés sur la figure 12 et plus particulièrement, au niveau des points de prélèvements G1, G2, G3, G4 et G5. Afin de capter les gaz émis à partir des points d'émergence pour procéder à leur analyse sur site et leur prélèvement, le même système de collecte, constitué d'un entonnoir muni d'un tuyau à son extrémité, que celui décrit antérieurement pour faire les mesures de débit, a été utilisé.

Pour les analyses des gaz sur site, la sortie du tuyau a été connectée à l'appareil à infrarouge LFG20 TELEGAN portable, qui donne simultanément les mesures de dioxyde de carbone (CO₂), méthane (CH₄) et oxygène (O₂) en pourcentage de volume. La précision analytique est de 0,5% pour CO₂ et CH₄, et de 0,4% pour O₂. La pompe interne du LFG20 a également servi à remplir les fioles pour les analyses de radon et à prélever les gaz dans des ampoules de verre de 250 ml destinées à réaliser les analyses chimiques et isotopiques en laboratoire.

Le zéro de l'appareil LFG20 est fait, soit avec de l'azote pur (N₂) ou mieux encore, avec un mélange N₂/CO₂ à 80-20%. Le réglage de la valeur en oxygène (20,9%) se fait à l'air libre avant la connexion avec le système de prélèvement pour s'affranchir des variations de la pression atmosphérique. L'étalonnage en CO₂ et CH₄ est réalisé au laboratoire avec un étalon de 20% et un étalon de 50 ou 100%, dans des sacs soumis à la pression atmosphérique. Les mesures sont directement lues sur l'appareil après stabilisation. Pour éviter les incertitudes dues à la dérive de l'appareil, une vérification des taux en O₂, CO₂ et CH₄ de l'air ambiant est faite avant et après la connexion sur le système de prélèvement.

Les analyses des activités volumiques du radon (Rn) ont été réalisées au moyen d'un compteur alpha CALEN et du kit de mesures associé (10 fioles scintillantes, un dispositif de rinçage et d'alimentation, des accessoires tels que des embouts de prélèvements de gaz et des tuyaux). Cet appareil portatif, composé d'un photomultiplicateur associé à un compteur d'impulsions, est adapté au comptage des fioles scintillantes produites par ALGADE. Ces fioles en verre sont protégées par une gaine anti-choc, munie d'une sortie pour embout de prélèvement. L'intérieur de la fiole est revêtu de sulfure de zinc sensible au rayonnement alpha.

Le dispositif de rinçage permet la mise au vide/rinçage de 5 fioles scintillantes en simultané. Le vide doit être fait à l'intérieur de la fiole avant tout prélèvement. Quand la stabilité du circuit de prélèvement est atteinte (stabilisation de la valeur de CO₂ mesurée sur le LFG20), on peut procéder au prélèvement des gaz dans la fiole scintillante en connectant le tuyau du système de prélèvement à l'embout de cette fiole. L'heure du prélèvement est notée. Le comptage a été réalisé sur 180 secondes, entre trois et quatre heures après le prélèvement, afin de permettre que l'équilibre dans les fioles soit atteint, que les émetteurs alpha très courte période radon 219 et 220 disparaissent et que l'activité en radon 222, dont la période est relativement faible (3,8 jours), ne soit pas affectée. La reproductibilité constatée (sur une même fiole comptée à plusieurs reprises) est de 0,1%. Les activités sont comptées en coups par seconde et sont ensuite exprimées en Bq/m³.

Des mesures de température et de pH ont été effectuées dans l'eau de mer associée à de nombreux points d'émission de gaz. Comme lors de la campagne précédente, aucune anomalie thermique n'a été observée, même au niveau des points les plus actifs. Les températures varient de 29,7 à 31,8°C suivant l'ensoleillement et la hauteur de la tranche d'eau. En ce qui concerne les valeurs de pH mesurées, qui sont comprises entre 5,93 et 7,64 (tableau A6.1 de l'annexe 6), on retrouve des valeurs comparables à celles obtenues au cours de la campagne précédente. Par rapport à la valeur du pH de l'eau de mer, proche de 8,20, ces valeurs témoignent de la présence des émissions importantes de CO₂ (gaz acide), qui en se dissolvant dans l'eau de mer, ont pour effet de l'acidifier. Quelques mesures d'alcalinité ont également été réalisées et montrent des valeurs supérieures (tableau A6.1 de l'annexe 6) à celle de l'eau de mer (autour de 2,3 méq/l). A partir de ces valeurs et de celles des pH et des températures, les pressions partielles de CO₂ peuvent être estimées en utilisant le code géochimique EQ3NR (Wolery, 1995 ; base de données thermodynamiques DATA0.COM.R2). Une valeur de 0,39 atm a été trouvée pour le point G1, de 0,24 atm pour le point G2 et de 0,38 atm pour le point G3. Ces valeurs de pression sont bien supérieures à la pression partielle de CO₂ atmosphérique (0,36 matm).

Les principaux résultats des mesures et analyses sur site sont reportés dans le tableau A6.1 de l'annexe 6. Les mesures de radon sont également présentées dans le tableau 3 et sur la figure 13.

Cinq échantillons de gaz (G1, G2, G3, G4 et G5) ont été prélevés dans différentes ampoules en verre de 250 ml, suivant le type d'analyse recherché (chimie détaillée, carbone-13, rapport isotopique de l'hélium).

3.2.2. Analyses chimiques et isotopiques des gaz dans les laboratoires

a) Analyses chimiques détaillées

Les analyses chimiques de gaz ont été effectuées par chromatographie en phase gazeuse dans les laboratoires du BRGM, à Orléans, sur les cinq échantillons prélevés, au cours de cette étude.

L'incertitude analytique relative est de 3% pour l'analyse de CO₂, Ar, O₂, N₂, CH₄, C₂H₆, C₃H₈ et les autres dérivés. Elle est de 5% pour la détermination de He, H₂ et H₂S. La limite de quantification est de 0,005% en volume pour l'hélium, l'hydrogène et le sulfure d'hydrogène. Elle est de 0,0002% pour l'isobutane, le n-butane, l'éthane, le propane, la somme des C5 et des C6. Elle est de 0,0004% pour la somme des C4.

Tous les résultats obtenus au cours de cette étude sont présentés dans le tableau 3.

Les résultats obtenus pour l'isobutane, le n-butane, l'éthane, le propane, la somme des C4, des C5 et des C6 n'ont pas été reportés dans ce tableau car ils sont tous inférieurs à la limite de quantification. Les résultats obtenus pour l'hélium sont ceux qui proviennent du laboratoire de Géochimie et de Cosmochimie de l'Institut de Physique du Globe de Paris (voir ci-dessous).

b) Analyses isotopiques

- Analyses du carbone-13

Les analyses de $\delta^{13}\text{C}$ du CO₂ ont été effectuées par spectrométrie de masse en phase gazeuse (spectromètre MAT252, Finnigan/Thermo) et après séparation du CO₂ sur les cinq échantillons de gaz prélevés au cours de cette étude. Ces analyses ont été réalisées dans les laboratoires du BRGM. L'incertitude absolue sur les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,1‰ vs PDB (Pee Dee Belemnite, qui est l'étalon standard international). Les résultats obtenus au cours de cette étude sont reportés dans le tableau 3.

- Analyses du rapport isotopique de l'hélium ($^3\text{He}/^4\text{He}$) et des rapports isotopiques du néon ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$)

Les cinq échantillons ont été analysés sur le spectromètre de masse ARESIBO II du laboratoire de Géochimie et de Cosmochimie de l'Institut de Physique du Globe de Paris (M. Manuel Moreira). Les fractions volumiques d'hélium ont été déterminées grâce à un Baratron MSK©, calibrées avec des mesures d'atmosphère dans les mêmes conditions expérimentales. L'hélium 4 a été mesuré sur un collecteur de Faraday tandis que les isotopes ^3He , ^{20}Ne , ^{21}Ne et ^{22}Ne ont été détectés sur multiplicateur d'électrons, équipé en mode de comptage d'ions. Les rapports isotopiques de l'hélium ($R = ^3\text{He}/^4\text{He}$) sont exprimés en fonction du rapport de l'air actuel (R_a). Les standards utilisés sur ce spectromètre de masse sont un gaz de La Réunion pour l'hélium ($R/R_a = 12,68$) et du gaz atmosphérique pour le néon.

L'incertitude absolue sur les rapports R/R_a pour l'hélium est d'environ 0,09. Pour les rapports isotopiques $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, elle est, respectivement, de 0,09 et de 0,0004.

Les résultats obtenus au cours de cette étude sont reportés dans le tableau 3 et sur la figure 13.

Point de prélèvement	Date	CO ₂ % vol.	CH ₄ % vol.	N ₂ % vol.	O ₂ % vol.	Ar % vol.	H ₂ % vol.	He % vol.	H ₂ S %vol.	Rn Bq/m ³	N ₂ /Ar	He/Ar	δ ¹³ C (± 0,1‰)
Plage Aéroport - G1	16/04/2008	97,4	0,19	0,38	0,58	0,007	< 0,005	0,0018	< 0,005	39853	54	0,26	-3,6
Plage Aéroport - G2	17/04/2008	73,3	0,19	21,9	5,88	0,19	< 0,005	0,0022	< 0,005	34007	115	0,011	-4,2
Plage Aéroport - G3	17/04/2008	96,7	0,23	0,42	0,47	0,008	< 0,005	0,0018	< 0,005	51477	53	0,23	-3,9
Plage Aéroport - G4	18/04/2008	98,0	0,27	0,37	0,45	0,009	< 0,005	0,00259	< 0,005	20821	41	0,29	-3,7
Plage Aéroport - G5	18/04/2008	80,7	0,16	16,4	4,77	0,15	< 0,005	0,00099	< 0,005	11442	109	0,007	-3,8
Air sec (atmosphère terrestre)		0,0382	0,0017	78,08	20,95	0,934	0,00005	0,000524			84	0,0006	-7,5

Point de prélèvement	Date	R/Ra	± 1σ	He/Ne	²⁰ Ne/ ²² Ne	± 1σ	²¹ Ne/ ²² Ne	± 1σ	(R/Ra) _{corr.}
Plage Aéroport - G1	16/04/2008	6,66	0,09	1083	10,08	0,10	0,0307	0,0005	6,66
Plage Aéroport - G2	17/04/2008	6,39	0,08	29	9,79	0,09	0,0290	0,0004	6,44
Plage Aéroport - G3	17/04/2008	6,62	0,09	118	9,75	0,09	0,0290	0,0004	6,63
Plage Aéroport - G4	18/04/2008	6,68	0,09	2750	10,04	0,09	0,0312	0,0004	6,68
Plage Aéroport - G5	18/04/2008	6,34	0,09	8	9,75	0,09	0,0287	0,0004	6,54

Tableau 3 - Principaux résultats des analyses chimiques et isotopiques effectuées sur les émissions gazeuses provenant de la plage située près de l'aéroport.

3.2.3. Résultats et interprétation

Les résultats des analyses sur site montrent que les émissions de gaz sont essentiellement constituées de CO₂ et de faibles traces de méthane (ann. 6). Ils ont permis de mieux sélectionner, sur place, les échantillons à analyser en laboratoire.

Le radon est un gaz radioactif constitué de deux principaux isotopes : ²²²Rn et ²²⁰Rn, dans les proportions respectives 4/5 et 1/5. Le radon-222 provient de la désintégration radioactive de l'uranium-238 en passant par le radium-226. Sa période est relativement courte (3,82 jours). Le radon-220 est formé dans la chaîne de désintégration du thorium-232. Dans les habitations, la nouvelle législation impose d'entreprendre des actions lorsque l'activité en radon dépasse le seuil réglementaire de 400 Bq/m³.

Les activités de radon mesurées (505 coups par minute pour G1, 431 cpm pour G2, 651 cpm pour G3, 262 cpm pour G4 et 145 cpm pour G5, qui correspondent à des milliers de Bq/m³, cf. tabl. 3 et fig. 13) sont anormalement élevées et comparables à celles que l'on peut trouver dans certains champs géothermiques ou dans les sols de zones volcaniques actives. Ainsi, dans des sols fumeroliens de la région de Vulcano Porto, sur l'île de Vulcano, en Italie, des valeurs d'activité de radon allant jusqu'à 400-720 cpm ont été mesurées (D'Alessandro and Parello, 1997). Comme le font remarquer ces auteurs, le CO₂ est souvent le gaz porteur, qui transporte le radon vers la surface.

Les résultats des analyses chimiques détaillées confirment que les émissions gazeuses sont essentiellement constituées de CO₂ à 97-98% (tabl. 3). Ils montrent également que les échantillons G2 et G5 sont particulièrement contaminés par l'air car, par rapport aux autres échantillons, on retrouve un enrichissement en oxygène, azote et argon, avec des proportions caractéristiques de l'atmosphère. Leur diminution en CO₂, le rapport N₂/Ar et les analyses isotopiques d'hélium et de néon (tabl. 3) confirment ces contaminations atmosphériques. Ces deux échantillons contiennent, respectivement, environ 27-28% et 20-21% d'air. Après correction de cette contamination, les rapports (R/R_a)_{corr.} pour l'hélium remontent vers la valeur mesurée sur les autres échantillons (≈ 6,65, tabl. 3). Contrairement à G2 et G5, les échantillons G1, G3 et G4 sont très peu contaminés par l'atmosphère puisqu'ils affichent moins de 0,6% d'oxygène.

Par rapport à la composition chimique de l'air, on peut remarquer que les concentrations en méthane (CH₄) et en hélium (He) des cinq échantillons sont bien supérieures (tabl. 3). Par contre, les gaz hydrogène (H₂) et hydrogène sulfuré (H₂S) n'y ont pas été détectés.

Les résultats obtenus sur les échantillons G1, G3 et G4 confirment ceux qui avaient été acquis au cours de la campagne précédente. Les compositions chimiques de ces trois échantillons, reportées sur les figures 14, 15 et 16, suggèrent que ces gaz sont d'origine magmatique. Surtout sur la figure 14, ces compositions sont assez proches de celles observées sur les gaz provenant des chambres magmatiques du volcan Piton des Neiges, à La Réunion, et du volcan Kilauea, à Hawaï (Giggenbach, 1992).

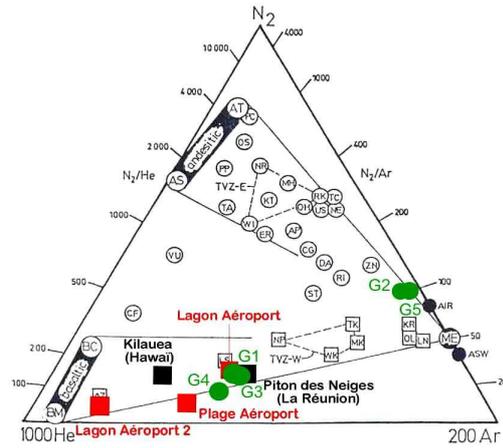


Figure 14 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N_2 , He et Ar pour les cinq échantillons de gaz G1, G2, G3, G4 et G5, analysés au cours de cette étude (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï).

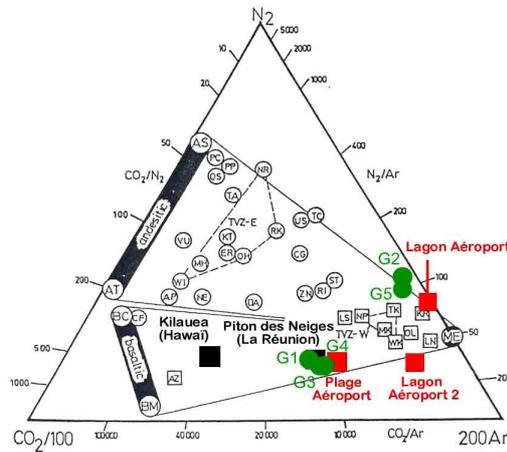


Figure 15 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N_2 , CO_2 et Ar pour les cinq échantillons de gaz G1, G2, G3, G4 et G5, analysés au cours de cette étude (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï).

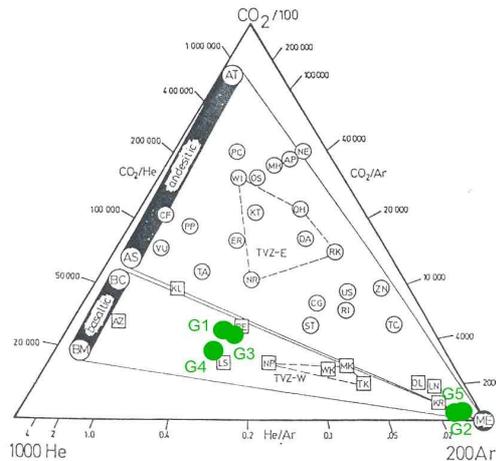


Figure 16 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de He, CO_2 et Ar pour trois des échantillons de gaz analysés au cours de cette étude.

Cette origine magmatique est confirmée par les concentrations relativement importantes en hélium, les rapports Ar/He qui sont proches ou supérieurs à 0,1, et par les signatures isotopiques en carbone-13 du CO₂ (tabl. 3 et fig. 13), qui sont voisines de celles observées dans les zones de Points Chauds (Hot Spots), comme le sont La Réunion, Hawaï ou Hengill, en Islande (moyenne de $-4,0 \pm 1,5\text{‰}$; Marty *et al.*, 1993). Rappelons que la signature en carbone-13 des MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) est comprise entre -9 et -5‰ (Pineau and Javoy, 1983) et que des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ allant de -8,6 à -2,3‰ peuvent être compatibles avec une origine magmatique des gaz (Marty *et al.*, 1991 ; Pedroni *et al.*, 1999). La signature de $\delta^{13}\text{C}$, caractéristique du manteau primaire, est de $-6,0 \pm 2\text{‰}$ (Deines and Gold, 1973 ; Kyser, 1986).

L'hélium d'origine mantellique est enrichi en hélium-3, qui a été piégé dans la planète lors de sa formation, de trois ordres de grandeur par rapport à l'hélium radiogénique généré dans la croûte continentale. L'hélium-3 étant dégazé des sédiments océaniques pendant les phénomènes de subduction, l'apport cosmogénique de ³He n'affecte pas les concentrations du manteau. Par conséquent, l'hélium-3 est largement utilisé comme un traceur de fluides dérivés du manteau. Il est associé aux régions volcaniques actives (Points Chauds, par exemple), aux dorsales médio-océaniques (MORB), aux zones de subduction ou à des processus tectoniques tels que l'amincissement de la croûte, qui facilitent les fuites de substances volatiles d'origine mantellique. Du fait de la similitude de la chimie magmatique de l'hélium et du carbone, le dégazage de l'hélium demande la fuite de composés volatils (eau, CO₂) du manteau, ce qui se produit à des profondeurs de moins de 60 km. L'hélium-4 est produit par la désintégration d'éléments radioactifs comme l'uranium (émissions alpha). La croûte continentale est enrichie en ces éléments par rapport au manteau et, par conséquent, beaucoup plus d'hélium-4 est produit dans la croûte que dans le manteau.

Le rapport $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ est comparé avec le rapport actuel de l'atmosphère R_a . Ci-dessous, sont présentées des valeurs moyennes de R/R_a caractéristiques :

- Croûte continentale ancienne : moins de 1,
- Manteau : 8 à 10,
- Basaltes des dorsales (MORB) : 7 à 9,
- Roches de points chauds (Hot Spots) : 5 à 42,
- Eaux douces terrestres et de mer : 1,
- Eaux des formations sédimentaires : moins de 1,
- Eaux thermales : 3 à 11.

Par rapport à l'étude précédente menée par le BRGM, les résultats obtenus sur les rapports isotopiques de l'hélium (tabl. 3 et fig. 13), qui n'avaient pas été analysés antérieurement, confirment l'origine magmatique de ces émissions de gaz.

D'après Moreira (communication personnelle), les valeurs de R/R_a mesurées, autour de 6,65, et celles des isotopes du néon (tabl. 3) montrent, clairement, pour les échantillons G1, G3 et G4, un signal mantellique. Les valeurs de R/R_a sont similaires à celles déterminées par Class *et al.* (2005) sur des échantillons de basaltes du volcan de la Grille, aux Grandes Comores (valeurs de R/R_a comprises entre 6,75 et 7,08 ; moyenne = $6,8 \pm 0,3$; Point Chaud à faible rapport ³He/⁴He), qui semblent être issus de mélanges entre panache mantellique et manteau lithosphérique superficiel.

Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles déterminées sur les MORB des dorsales médio-océaniques (entre 7 et 9) et sont beaucoup plus basses que celles déterminées sur des basaltes d'Hawaï, d'Islande et de la Réunion (valeur moyenne de R/R_a de 12,9 ; Points Chauds à rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé ; Graham *et al.*, 1990), issus de sources mantelliques plus profondes et moins dégazées que celles des MORB. Deux des échantillons (G1 et G4) se positionnent sur la droite des MORB dans le diagramme à trois isotopes du néon (Sarda *et al.*, 1988), quoique assez proches de l'air.

Les composés volatiles provenant des MORB, dans la plupart des cas, ont une valeur moyenne du rapport $\text{CO}_2/^3\text{He}$ de $2 \pm 1 \times 10^9$ (Marty and Jambon, 1987). Quelques verres, qui peuvent avoir été métasomatisés par des fluides riches en carbone, montrent des rapports $\text{CO}_2/^3\text{He}$ jusqu'à des valeurs de $5,94 \pm 1,28 \times 10^9$ (Marty and Zimmermann, 1999). Des valeurs de ces rapports plus élevées que celles des composés volatiles des MORB sont dues au mélange d'un composé crustal riche en CO_2 et ^4He avec des gaz provenant du manteau supérieur (Fiebig *et al.*, 2004).

Le rapport $\text{CO}_2/^3\text{He}$ est calculé suivant la formule suivante :

$$\text{CO}_2/^3\text{He} = X_{\text{CO}_2} / (R_a \times (R/R_a) \times X_{\text{He}}) \text{ (Giggenbach *et al.*, 1994)}$$

où X_{CO_2} et X_{He} sont les proportions de gaz en volume.

Pour les échantillons G1, G3 et G4, les valeurs du rapport $\text{CO}_2/^3\text{He}$ donnent, respectivement : $5,87 \times 10^9$, $5,86 \times 10^9$ et $4,09 \times 10^9$. Ces valeurs sont supérieures à celles du rapport $\text{CO}_2/^3\text{He}$, caractéristiques des gaz associés aux basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB). Elles traduisent un enrichissement en CO_2 , qui pourrait provenir d'apports d'origine crustale riches en CO_2 (sédiments carbonatés, par exemple) et viendrait se rajouter à la contribution mantellique (recyclage crustal). Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles trouvées sur les champs géothermiques de Waitopu ($9,7 \times 10^9$) et de Wairakei (14×10^9), caractéristiques d'émissions gazeuses de rift, mais encore beaucoup plus basses que celles déterminées sur le champ de Broadlands-Ohaaki (50×10^9), caractéristiques d'émissions gazeuses d'arc insulaire et qui traduisent, très probablement, une contribution de CO_2 , provenant des sédiments enfouis dans la zone de subduction (Giggenbach *et al.*, 1994).

Sano et Marty (1995) ont proposé d'utiliser les valeurs isotopiques en carbone-13 avec les rapports $\text{CO}_2/^3\text{He}$ pour évaluer la contribution des trois composants généralement présents dans les zones de subduction, soit les MORB, les sédiments organiques et les calcaires marins. La position des échantillons G1, G3 et G4 dans le diagramme de la figure 17, proposé par Brombach *et al.* (2003), illustre les contributions des différents pôles susceptibles d'apporter le CO_2 et l'hélium. On peut constater qu'il n'y a pas de décomposition thermique de matière organique, ce qui est en bon accord avec les faibles proportions d'azote mesurées. Si on considère une contamination crustale sur les trois échantillons G1, G3 et G4, le pourcentage d'hélium d'origine mantellique peut être estimé suivant la formule :

$$\% \text{He}_{\text{mantellique}} = [(R/R_a) \times (R_a - R_{\text{croûte}}) / (R_{\text{manteau}} - R_{\text{croûte}})] \times 100 \text{ (Clauser *et al.*, 2002)}$$

avec $R_a = 1,385 \times 10^{-6}$ (Mamyrin and Tolstikhin, 1984), $R_{\text{manteau}} = 1,2 \times 10^{-5}$ (Craig and Lupton, 1981) et $R_{\text{croûte}} = 1,5 \times 10^{-8}$ (Mamyrin and Tolstikhin, 1984).

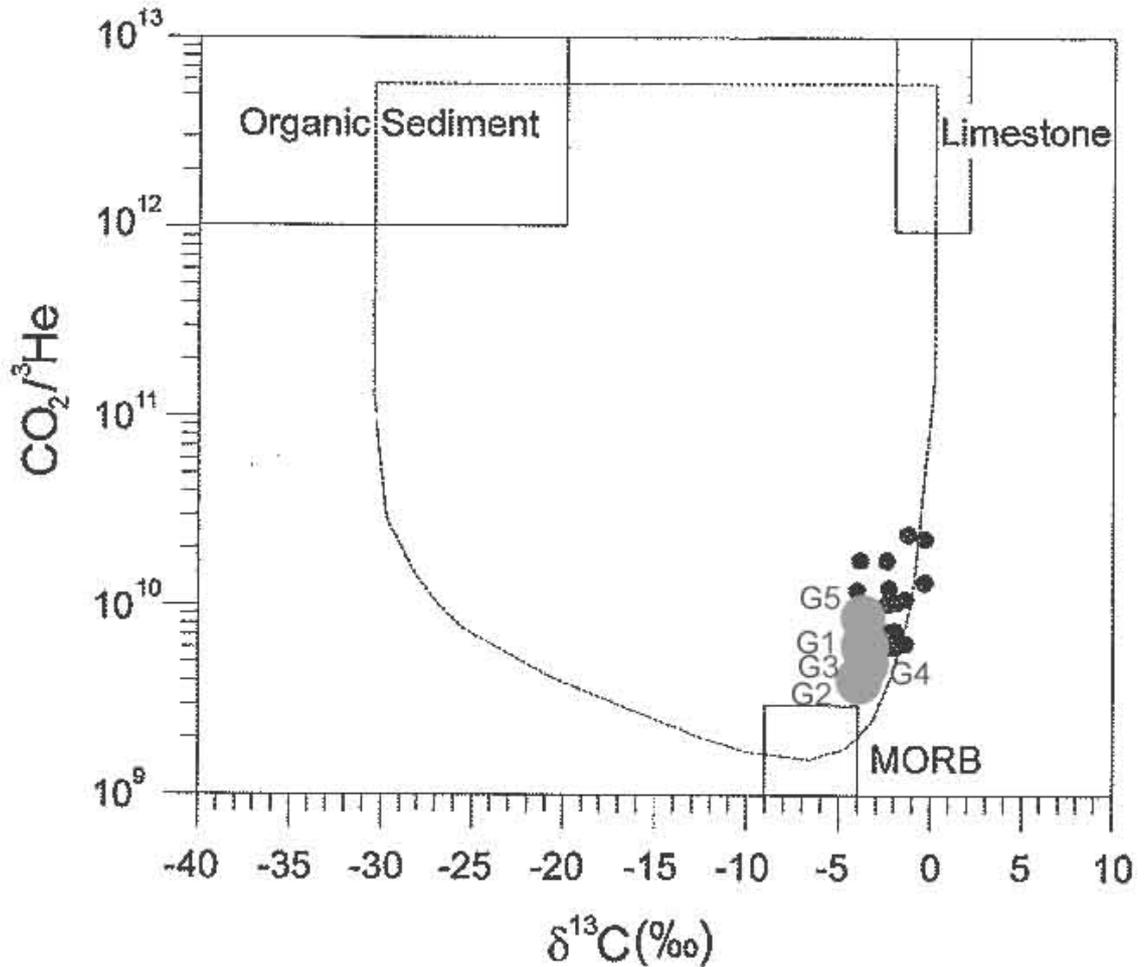


Figure 17 - Diagramme reliant les rapports $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ et les valeurs isotopiques en carbone-13 du CO_2 des échantillons de gaz prélevés sur la plage située près de l'aéroport. Ce diagramme a été proposé par Sano et Marty (1995) pour évaluer la contribution des trois composants généralement présents dans les zones de subduction, à savoir les MORB, les sédiments organiques et les carbonates marins. Ce diagramme a été tiré de Brombach et al. (2003).

Les pourcentages déterminés pour les échantillons G1, G3 et G4 sont, respectivement, 76,1, 75,7 et 75,4%. On peut, alors, considérer qu'environ 75% des gaz sont d'origine mantellique profonde. Ces résultats semblent être consistants avec les valeurs isotopiques mesurées en carbone-13 (tabl. 3), qui sont proches de -3,8‰ vs PDB, si on considère, comme valeur isotopique en carbone-13 caractéristique du manteau, une valeur proche de -6‰ vs PDB, comme cela est proposé dans la littérature.

Les résultats obtenus au cours de cette étude suggèrent l'existence d'un dégazage actif d'une chambre magmatique, dans une zone de Point Chaud à faible rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$. Suivant les interprétations retenues et si l'on considère une contribution crustale ou non (recyclage de la croûte dans le manteau, par exemple), l'origine mantellique du CO_2 et de l'hélium peut varier de 75 à 100%. D'autres analyses chimiques et isotopiques seraient nécessaires pour trancher entre ces différentes hypothèses. La source mantellique de l'hélium serait moins profonde et plus dégazée que celle de l'hélium provenant de Points Chauds comme à La Réunion ou à Hawaï (rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ plus élevés) et plus proche de celle des MORB.

Comme pour l'étude précédente, l'absence de détection de H_2 et H_2S ne permet pas d'utiliser directement les nombreuses relations géothermométriques basées sur des réactions d'équilibre impliquant ces gaz (Giggenbach, 1991). Néanmoins, en considérant les valeurs de seuil de détection analytiques de ces deux gaz comme les valeurs maximales de leurs concentrations dans les trois échantillons étudiés, les relations géothermométriques $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2/\text{CH}_4$ (D'Amore and Panichi, 1980), $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-CH}_4$ (Marini, 1987) et H_2/Ar (Giggenbach and Goguel, 1989) donnent des températures comprises entre 64 et 165°C. Ces valeurs seraient inférieures si des concentrations en H_2 et H_2S plus basses avaient été considérées. L'utilisation des deux géothermomètres à gaz CO_2/CH_4 et CO_2/Ar (Giggenbach, 1991) aboutit à l'estimation des températures suivantes :

- 328 et 290°C pour l'échantillon G1,
- 322 et 287°C pour l'échantillon G3,
- 317 et 285°C pour l'échantillon G4.

L'inconvénient majeur de ce type d'outils est que l'on ignore si l'analyse des gaz faite en surface est représentative de leur composition chimique, dans les conditions d'équilibre en profondeur. Etant donné l'absence de concordance entre les résultats obtenus à partir des différents géothermomètres, l'incertitude de ces méthodes et la vitesse à laquelle le CO_2 peut être impliqué dans des processus de rééquilibration, ces estimations de température sont à considérer avec beaucoup de précautions, mais pourraient traduire la présence d'un système hydrothermal à une température proche de 300°C, si on considère le diagramme $\log(\text{CH}_4/\text{CO}_2)$ - température, proposé par Giggenbach (1993) ou par Fiebig *et al.* (2004).

En conclusion, la plupart des caractéristiques chimiques et isotopiques des émanations gazeuses observées en mer ou en bordure de mer, essentiellement constituées de CO_2 et indiquant des concentrations en hélium relativement élevées, témoignent d'un dégazage actif d'une chambre magmatique dans une zone de Point Chaud à faible rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$. Plus de 75% du CO_2 et de l'hélium, voire 100%, seraient d'origine mantellique profonde.

4. Conclusions

Cette étude a permis, dans sa deuxième étape, de compléter les mesures de panneau électrique à une profondeur d'investigation relativement importante sous la zone de la plage située près de l'aéroport, où des dégagements de CO₂ d'origine magmatique sont abondants. Des moyens nouveaux ont été utilisés pour améliorer le rapport signal/bruit. Cette étude a également été l'occasion de confirmer, de compléter et d'affiner les résultats obtenus sur la caractérisation géochimique, l'origine et le flux naturel de ces gaz.

Il a été finalement décidé de ne pas poursuivre les investigations MT pour donner la priorité au complément d'investigation par panneau électrique, qui est plus robuste en environnement bruyé pour les raisons suivantes :

- du fait d'une perte de cohérence du signal autour de 0,1 Hz, les sondages MT n'apporteront probablement pas, même dans les meilleures conditions de rapport signal/bruit, des résultats significatifs et supplémentaires par rapport au panneau électrique (pour des profondeurs supérieures à 1000 m) ;
- la zone réduite au sud où les mesures MT sont faisables ne permet probablement pas d'envisager une interprétation correcte et globale de l'ensemble de la structure volcanique potentiellement intéressante ;
- l'aléa bruit électromagnétique demeure important et peut affecter notablement les rendements de mesure.

La combinaison des résultats des trois techniques d'exploration géophysique employées, au cours de cette nouvelle étude, n'a pas mis en évidence d'anomalies permettant de conclure sur la présence d'un système hydrothermal sous le lac Dziani. Par ailleurs, les deux campagnes de reconnaissance géochimique effectuées par le BRGM n'ont pas permis d'observer sur ce même site les dégagements gazeux évoqués dans la littérature.

En revanche, les mesures magnétiques et gravimétriques ont permis de détecter l'existence d'une anomalie positive superficielle sous le site de dégagements de CO₂ de la plage située près de l'aéroport, qui pourrait résulter de la présence d'une intrusion magmatique basaltique non affleurante (fig. 18), précédant le magmatisme trachytique mais dont l'âge pourrait être différent du volcanisme strombolien (indice d'une polarité magnétique différente). Juste au nord de cette zone, les résultats du panneau électrique S-N indiquent, clairement, la présence d'une discontinuité électrique séparant le compartiment sud conducteur (C1) d'un compartiment nord résistant (R1, cendres et ponces supérieures de la Vigie) dans les 150 m premiers mètres de profondeur, sous le niveau de la mer. Cette discontinuité pourrait se prolonger en profondeur (fig. 18). Elle coïncide avec le fort gradient gravimétrique qui limite, au sud, le système de la Vigie, et pourrait constituer une limite majeure entre les systèmes trachytiques récents, au nord (légers), et le substrat volcanique lourd (incluant les séries carbonatées), au sud. Suivant la carte gravimétrique, sa direction est sensiblement E-W et elle pourrait être un drain pour les gaz observés en surface (fig. 18).

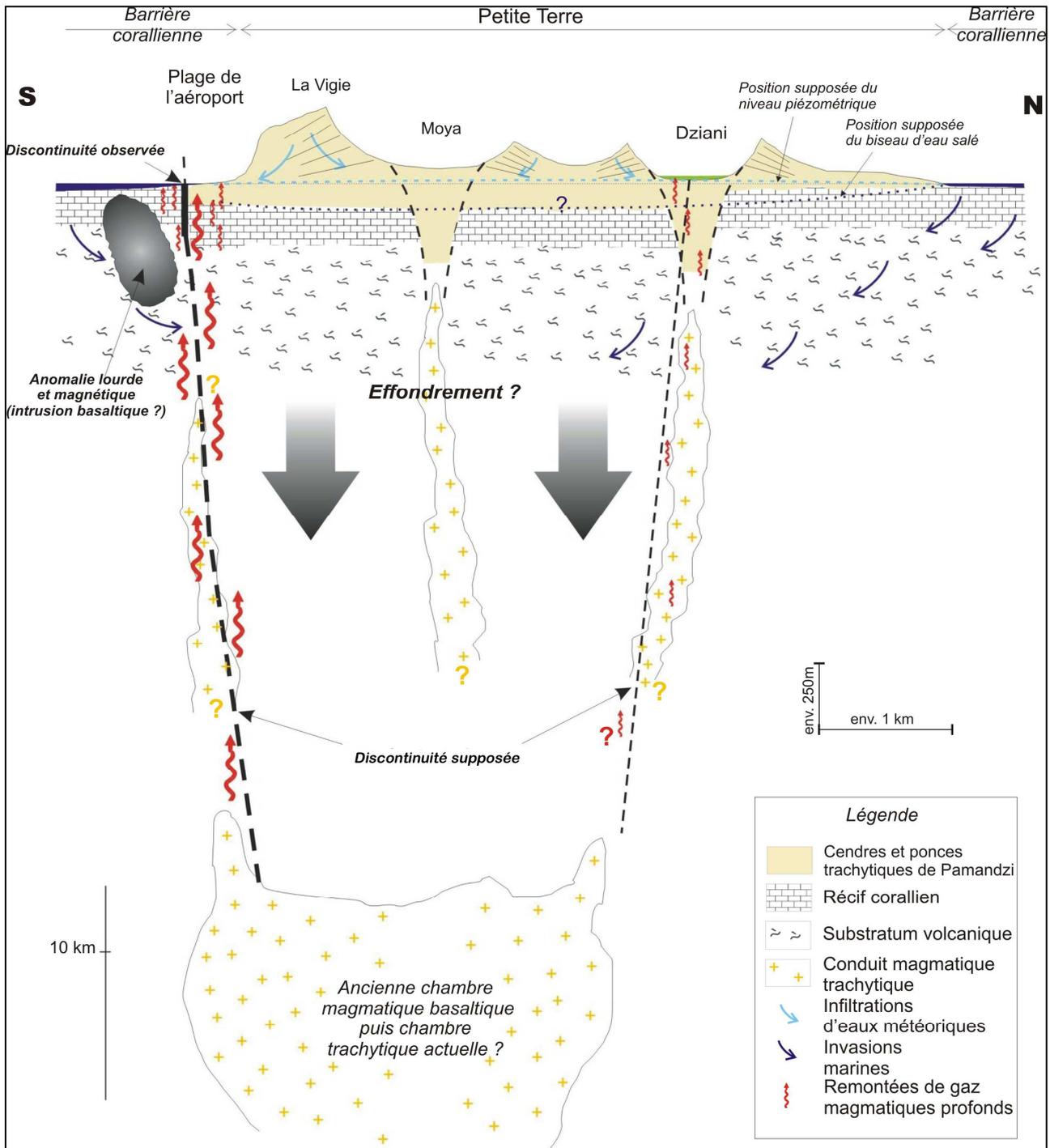


Figure 18 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds. Cette section, tirée de Traineau et al. (2006), a été reprise en tenant compte des nouveaux résultats obtenus au cours de cette nouvelle étude.

Le fait que les appareils Dziani et La Vigie aient émis des magmas trachytiques identiques plaide pour leur origine commune à partir d'une même chambre magmatique installée à l'aplomb de Petite Terre (fig. 18). Il est possible que ce magma trachytique soit issu de la différenciation du magma basaltique émis auparavant dans cette même zone sous forme de cônes stromboliens et de coulées de laves. Dans cette hypothèse, la chambre magmatique serait donc installée depuis relativement longtemps sous Petite Terre. Une autre observation importante est l'alignement des deux appareils selon une direction N170°. Cet alignement reflète probablement la direction de la faille profonde ayant permis la remontée du magma vers la surface. La direction de fracturation N170° est bien présente à Mayotte et aux Comores. Elle serait reliée au système de failles transformantes de la Ride de Davie, située entre Madagascar et le continent africain.

L'interprétation du panneau électrique complet traversant l'île de part en part, du nord au sud, en regard des résultats gravimétriques et magnétiques, de la géologie et la bathymétrie a conduit à édifier un modèle volcanologique cohérent expliquant les émergences de gaz au niveau de la plage située près et à l'est de l'aéroport et, peut-être, du lac Dziani (fig. 18). Ce modèle fait intervenir un effondrement sectoriel potentiel (attesté par un large ravinement dessiné dans la bathymétrie) et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre. L'observation des dégagements gazeux sur ce tracé (sur la plage proche de l'aéroport comme à Dziani) indique que cette discontinuité majeure joue un rôle de drain. L'absence d'autres observations gazeuses est, probablement, due au fait que le reste du tracé est soit recouvert par les séries de cendres et ponces, soit par la mer. Par ailleurs, ces dégagements gazeux se trouvent à l'intersection de ce tracé avec la faille profonde de direction N170°. Bien que la distribution des résistivités observées dans la tranche d'investigation du panneau électrique (0-800 m) soit cohérente avec un modèle typique de réservoir géothermique, le fait que des résistivités inférieures à 5 ohm.m, typiques d'une altération argileuse de type cap-rock, soient observées jusqu'à 800 m rejette l'éventualité d'un réservoir à moins de 1000 m de profondeur. Le panneau électrique n'a, donc, pas permis d'imager le potentiel réservoir que d'autres considérations placent à des profondeurs plus importantes.

La campagne de reconnaissance géologique et géochimique a permis de mieux délimiter et caractériser la zone de dégagements gazeux. Cette zone peut être divisée en deux parties : une partie où l'on observe de nombreux dégagements gazeux importants, et une autre où ces derniers sont rares, disséminés et faibles. La surface occupée par la première partie, qui a été divisée en onze compartiments, a été évaluée à environ 30000 m². Le débit moyen d'émissions naturelles de CO₂ y a été estimé à plus de 9,4 tonnes par jour, soit à 3400 tonnes par an. En tenant compte de la surface estimée de la première partie, on peut évaluer le flux naturel moyen de CO₂ à plus de 0,31 kg/jour/m², soit à plus de 114 kg/an/m² sur cette partie. La surface de la deuxième partie a été évaluée à 23000 m² et les dégagements de CO₂ y sont rares et faibles. On peut, donc, estimer le débit total moyen d'émissions de CO₂ de la zone d'étude supérieur à 10 tonnes par jour, soit 3650 tonnes/an. Ces valeurs sont comparables à celles estimées sur certains champs géothermiques ou certaines régions situées près de volcans actifs (elles sont souvent plus basses que celles-ci). Elles sont très inférieures à celles correspondant aux émissions des volcans.

Les résultats obtenus sur la géochimie des gaz confirment et viennent compléter ceux acquis au cours de la précédente campagne de reconnaissance. Ces gaz sont constitués à 97-98% de dioxyde de carbone, de 0,2% de méthane, d'un peu d'hélium et de radon. Leur composition chimique les classe parmi des gaz caractéristiques de magmas de zones de Points Chauds (Hot Spots), comme le sont La Réunion ou Hawaï. Le carbone-13, mesuré sur le dioxyde de carbone, les rapports isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ analysés sur l'hélium et les isotopes du néon indiquent une origine mantellique profonde marquée pour ces gaz. Les valeurs de $^3\text{He}/^4\text{He}$ mesurées (autour d'une valeur de R/R_a de 6,65) sont proches de celles trouvées sur des basaltes du volcan La Grille des Grandes Comores (6,75-7,08 ; Point Chaud à faible rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$), légèrement inférieures à celles déterminées sur les basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB, autour d'une valeur de R/R_a de 7 à 9), et très inférieures à celles mesurées sur des basaltes d'Hawaï, d'Islande et de la Réunion (valeur moyenne de R/R_a de 12,9 ; Point Chaud à rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé), qui sont issus de sources mantelliques plus profondes et moins dégazées que celles des MORB. Suivant les interprétations retenues et si l'on considère une contribution crustale ou non (recyclage de la croûte dans le manteau, par exemple), l'origine mantellique de ces gaz peut varier de 75 à 100%.

Compte tenu des résultats obtenus au cours de cette étude, la présence d'une ressource géothermale dans les premiers 1000 mètres de profondeur peut être écartée et paraît peu probable jusqu'à environ 1500 m, profondeurs qui sont jugées économiquement intéressantes pour produire de l'électricité à partir de la géothermie. Néanmoins, étant donné le volcanisme récent de Petite Terre, la localisation et le contexte de cette zone par rapport aux données géologiques, bathymétriques, géochimiques et géophysiques, l'existence d'une anomalie thermique ou d'un système hydrothermal à des profondeurs plus importantes ne peut être exclue. Seule, la réalisation de forages de gradient géothermique de 300 à 400 m de profondeur, qui constituerait une occasion de s'affranchir de l'écran constitué par le niveau corallien superficiel (jusqu'à 250 m d'épaisseur) contenant de l'eau de mer, pourrait apporter de nouveaux éléments d'information et permettre de localiser des zones d'intérêt géothermique en profondeur. Le choix de l'implantation de ces forages bénéficierait, alors, des résultats obtenus au cours de cette étude et des travaux antérieurs menés par le BRGM.

Etant donné le contexte de Mayotte, le coût des forages et des installations, les prix actuels des énergies et l'état des connaissances sur l'exploitation de la géothermie profonde, la production d'électricité à partir de la géothermie, à des profondeurs supérieures à 2000 m, est difficilement envisageable. Elle pourrait le devenir dans le futur si les prix des énergies étaient modifiés (le coût des énergies fossiles ne peut qu'augmenter à moyen terme) et des progrès techniques et technologiques étaient accomplis. Elle permettrait, par ailleurs, de réduire les émissions de CO_2 vers l'atmosphère.

En marge de la géothermie, une application industrielle, à partir de la récupération du CO_2 produit sur la zone d'étude (élaboration de boissons gazeuses, gazéification des eaux minérales en bouteille, conservation des aliments en atmosphère neutre, réfrigération et surgélation à l'aide de CO_2 , etc.) pourrait, éventuellement, être envisagée, après une étude de préféabilité.

5. Bibliographie

Anderson E., Crosby D., Ussher G. (2000) - Bulls-eye ! - Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-june 10, 2000*, 909-914.

Audru J.C., Guennoc P., Thinon I., Abellard O. (2006) - Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1240-1249.

Bergfeld D., Goff F. and Janik C.J. (2000) - Elevated carbon dioxide flux at the Dixie Valley geothermal field, Nevada; relations between surface phenomena and the geothermal reservoir. *Chemical Geology*, 177, 43-66.

Bourgeois B., Debeglia N. (2008) - Reconnaissance géophysique du site géothermique de Bouillante. Interprétation du levé magnétique et compléments d'interprétation du panneau électrique. *Rapport BRGM/RP-56195-FR*, 106 p.

Brombach T., Caliro S., Chiodini G., Fiebig J., Hunziker J.C. and Raco B. (2003) - Geochemical evidence for mixing of magmatic fluids with seawater, Nisyros hydrothermal system, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 65, 505-516.

Chiodini G., Cioni R., Guidi M. and Raco B. (1998) - Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*, vol. 13, n°5, 543-552.

Chiodini G., Frondini F., Cardellini C., Granieri D., Marini L. and Ventura G. (2001) - CO₂ degassing and energy release at Solfara volcano, Campi Flegri, Italy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, n°B8, 16213-16221.

Chiodini G., Frondini F., Kerrick D.M., Rogie J., Parello F., Peruzzi L., Zanzari A.R. (1999) - Quantification of deep CO₂ fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing. *Chemical Geology*, 159, 205-222.

Class C., Goldstein S.L. Stute M., Kurz M.D, Schlosser P. (2005) - Grand Comore Island: A well-constrained "low ³He/⁴He" mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 391-409.

Clauser Ch., Griesshaber E. and Neugebauer H.J. (2002) - Decoupled thermal and mantle helium anomalies: Implications for the transport regime in continental rift zones. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, n°B11, 2269, ETG1.1-1.16.

Craig H. and Lupton J.E. (1981) - Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and oceanic crust. In *"The sea", vol. 7, Edited by E. Emiliani, John Wiley, New York*, 391-428.

D'Amore F. and Panichi C. (1980) - Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas-geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 549-556.

D'Alessandro W. and Parello F. (1997) - Soil gas prospection of He, ²²²Rn and CO₂: Vulcano Porto area, Aeolian Islands, Italy. *Applied Geochemistry*, vol. 12, 213-224.

Debeglia N. (2005) - Inversion des données micro-gravimétriques par corps compact 2-D, tomographie probabiliste et déconvolution d'Euler. *Rapport BRGM/RP-53828-FR*, 62 p.

Deines P. and Gold D.P. (1973) - The isotopic composition of carbonatite and kimberlite and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1709-1733.

Fiebig J., Chiodini G., Caliro S., Rizzo A., Spangenberg J., Hunziker J.C. (2004) - Chemical and isotopic equilibrium between CO₂ and CH₄ in fumarolic gas discharges: Generation of CH₄ in arc magmatic-hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 68, n°10, 2321-2334.

Fiordelisi A., Manzella A., Buonasorte G. et al. (2000) - MT Methodology in the detection of deep, water-dominated geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan. May 28-June 10*, 1121-1126.

Flovenz O.G., Spangenberg E., Kumlenkamp J., Arnasson K., Karlsdottir R. Huenges E. (2005) - The role of electrical interface conduction in geothermal exploration. *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, April 24-29*.

Gamble T.D., Goubau W.M. et al. (1979) - Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, vol. 44, 53-68.

Giggenbach W.F. (1991) - Chemical techniques in geothermal exploration. *In: Applications of geochemistry in geothermal reservoir development by F. D'Amore*, 119-144.

Giggenbach W.F. (1992) - The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting. *Water-Rock Interaction, Kharaka & Maest Eds, 1992 Balkema, Rotterdam*, 873-878.

Giggenbach W.F. (1993) - Redox control of gas compositions in Philippine volcanic-hydrothermal systems. *Geothermics*, vol. 22, n°5/6, 575-587.

Giggenbach W.F. and Goguel R.L. (1989) - Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. *Fourth Edition. Report CD2401, Chemistry Division, DSIR, New Zealand*.

Giggenbach W.F., Sheppard D.S., Robinson B.W., Stewart M.K. and Lyon G.L. (1994) - Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, vol. 23, n°5/6, 599-644.

Graham D., Lupton J., Albarède F., Condomines M. (1990) - Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Nature*, vol. 347, n°293, 545-548.

Johnston J. M., Pellerin L., Hohmann G.W. (1992) - Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection. *Geothermal resources transactions*, vol. 16, oct. 92.

Kyser T.K. (1986) - Stable isotope variations in the mantle. In "Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes Rev. Mineral.", vol. 16 (Eds J.W. Valley, H.P.J. Taylor and J.R. O'Neil), 141-164.

Loke, M.H., Barker, R. D. (1996) - Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospect*, 44.

Mamyrin B.A. and Tolstikhin J.N. (1984) - Helium isotopes in Nature. *Elsevier Science, New York*, 1984.

Marini L. (1987) - Geochemistry of North Ghoubbat-Asal Region. Doc. Geothermica Italiana, 28 p.

Marty B. and Jambon A. (1987) - C³He volatile fluxes from the solid Earth: Implications for carbon geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 83, 16-26.

Marty B. and Giggenbach W.F. (1990) - Major and rare gases at White Island volcano, New Zealand: Origin and flux of volatiles. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 247-250.

Marty B., Meynier V., Nicolini E., Griesshaber E. and Toutain J.P. (1993) - Geochemistry of gas emanations: a case study of Réunion Hot Spot, Indian Ocean. *Appl. Geochem.*, 8, 141-152.

Marty B. and Zimmermann L. (1999) - Volatiles (He, C, N, Ar) in mid-ocean ridge basalts: Assessment of shallow-level fractionation and characterization of source composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3619-3633.

Pajot G., Debeglia N., Miehé J.-M. (2007) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 1. Investigations géophysiques par gravimétrie, magnétisme et panneau de résistivité électrique. *Rapport intermédiaire BRGM/RP-56027-FR*, 60 p.

Pedroletti V. (2001) - Identification minéralogique de 8 échantillons en provenance de l'île de la Réunion (Salazie-Cilaos). Note technique ANA/CMI/NT/01/127, 55 p.

Pellerin L., Hohmann G.-W. (1990) - Transient electromagnetic inversion : A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 55, 1242-1250.

Perrin J. (2004) - Relecture des données de géophysique gravimétrique et magnétique acquises durant la campagne Bathy-Mayotte. *Note inédite juillet 2004*.

Pineau F. and Javoy M. (1983) - Carbon isotopes and concentration in mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 239-257.

Rodi W.L. et al. (2001) - Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 174-187.

Sano Y. and Marty B. (1995) - Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, 119, 265-274.

Sarda Ph., Staudacher Th. and Allègre C.-J. (1988) - Neon isotopes in submarine basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 73-88.

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C. (2006) - Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. *Rapport final BRGM/RP-54700-FR*, 82 p.

Ussher G., Harvey C., Johnstone R et al. (2000) - Understanding the resistivities observed in geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-june 10, 2000*, 1915-1920.

Vetuschi Zuccolini M., Marini L. (2005) - The need for the stochastic approach in the evaluation of the fluxes and total output of CO₂ emissions from soil. In: *"The Geology, Geochemistry and Evolution of Nisyros volcano (Greece)"*, J.C. Hunziker and L. Marini, Eds., *Mémoires de Géologie, Lausanne*, 44, 115-120.

Wolery T.J. (1995) - EQ3NR. A computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations: Theoretical manual, user's guide, and related documentation (version 7.0), 246 p.

Annexe 1

Principe de la méthode de prospection par panneaux électrique

La méthode de prospection par panneaux électriques est une méthode géophysique dont le but est de décrire les variations de résistivité en profondeur et le long d'un profil. Elle réalise à la fois une investigation en profondeur comme un sondage électrique et une investigation en profil comme un traîné électrique. Des procédures d'acquisition et des équipements spécifiques (fig. A1.1) commandés par microprocesseur ont été mises au point pour réduire les difficultés et les coûts de mise en œuvre. L'interprétation des résultats, qui est réellement une interprétation 2D, fait appel à des algorithmes spécifiques de calcul tenant compte, notamment, des variations d'altitude le long du profil.



Figure A1.1 - Système multi-électrodes de IRIS-Instruments, qui permet l'automatisation des séquences de mesure de panneaux électriques.

Principes généraux des méthodes électriques par courant continu

Comme pour les autres méthodes électriques par courant continu, un courant I est injecté entre deux électrodes (ou pôles) A et B et une tension V est mesurée entre deux électrodes M et N. Un tel dispositif d'émission et de réception est appelé quadripôle. La résistivité apparente du sol, ρ_a est définie comme la résistivité d'un sol homogène et isotrope, qui, alors que le courant I est injecté entre les électrodes A et B, donnerait entre les électrodes M et N la différence de potentiel V , telle que :

$\rho_a = K \cdot V / I$, où K (appelé coefficient géométrique) est fonction des distances entre les différentes électrodes A, B, M et N.

La profondeur d'investigation augmente avec les dimensions du dispositif d'électrodes, mais diminue avec la résistivité des terrains. La résolution décroît avec la profondeur. Un terrain superficiel conducteur est généralement un inconvénient qui limite la profondeur d'investigation et la résolution ; il oblige à fortement augmenter la longueur de dispositif pour obtenir un résultat comparable à celui obtenu sur un terrain superficiel résistant. Les résistivités apparentes mesurées pour différents dispositifs d'électrodes sont interprétées pour approcher la répartition en profondeur et latéralement des résistivités dans le sol.

Procédures d'acquisition des mesures de panneau électrique

Un ensemble d'électrodes est régulièrement disposé le long d'un profil rectiligne. Différentes configurations d'électrodes émettrices (ou d'injection) et réceptrices (ou de mesure) peuvent être utilisées. Les plus courantes sont les suivantes :

- configuration pôle-pôle : le pôle d'injection B et le pôle de mesure N sont implantés à grande distance du profil de mesure et sont considérés comme « à l'infini ». Le pôle d'injection A et le pôle de mesure M prennent successivement les différentes positions d'électrodes du profil lors de la réalisation du panneau ;
- configuration pôle-dipôle : le pôle d'injection B est implanté « à l'infini ». Le pôle d'injection A et le dipôle de mesure MN prennent successivement les différentes positions d'électrodes du profil lors de la réalisation du panneau ;
- configuration dipôle-dipôle : le dipôle d'injection AB et le dipôle de mesure MN prennent successivement les différentes positions d'électrodes du profil lors de la réalisation du panneau ;
- configuration Wenner : comme pour le dipôle-dipôle il n'y a pas de pôle à l'infini mais le dipôle de mesure MN est inclus dans le dipôle d'injection AB avec la distance AB étant égale à trois fois la distance MN. Le dispositif inverse avec le dipôle AB inclus dans le dipôle MN est équivalent selon le principe de superposition des pôles électriques.

Les grandeurs caractéristiques de ces configurations sont :

- l'espacement, a qui correspond à la distance entre les électrodes du profil,
- et le rang, n grandeur entière qui indique la distance (n fois l'espacement a) entre les parties émettrice et réceptrice du dispositif.

Un panneau électrique est établi en mesurant la tension pour différentes combinaisons d'émetteur et de récepteur (cf. fig. A1.2, l'exemple du dispositif dipôle-dipôle). Les mesures effectuées avec un écartement entre émetteur-récepteur de 1 espacement sont dites de rang 1, celles effectuées avec un écartement de 2 espacements sont de rang 2, etc. Les mesures sont présentées sous forme de coupes ou panneaux iso-valeur dont l'axe des abscisses correspond à la position le long du profil, et l'axe des ordonnées correspond au rang qui est une fonction de la profondeur (pseudo-profondeur). Cette représentation est appelée pseudo-coupe de résistivité apparente. La mesure est généralement représentée au milieu du segment émetteur-récepteur. La profondeur d'investigation augmente avec le rang n .

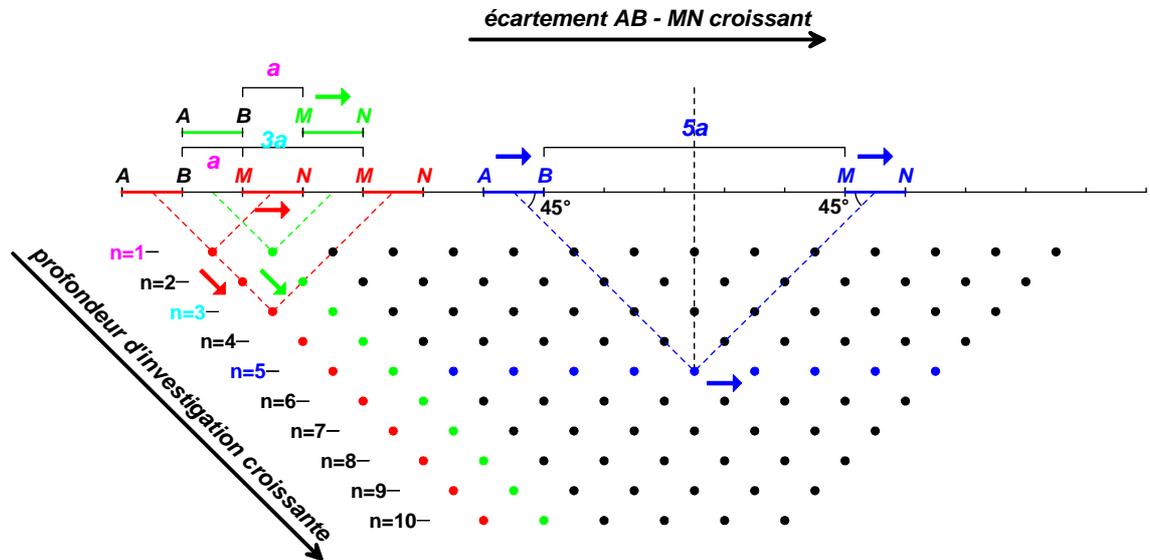


Figure A1.2 - Schéma de la procédure d'acquisition d'un panneau électrique dipôle-dipôle et de sa présentation sur une pseudo-coupe : les points sont les lieux de représentation des mesures.

À espacement et rangs égaux, la configuration dipôle-dipôle a la plus faible profondeur d'investigation, mais le meilleur pouvoir de résolution, alors que la configuration pôle-pôle a la plus grande profondeur d'investigation, mais le moins bon pouvoir de résolution.

Interprétation

Les pseudo-coupes sont interprétées par inversion de la résistivité apparente avec le logiciel RES2DINV (Loke and Barker, 1996). En configuration par éléments finis, la topographie le long des profils est prise en compte et modélisée. Les résultats de l'inversion sont présentés sous forme de coupe-profondeur de résistivité calculée (fig. A1.3).

Cette interprétation par inversion fournit des informations quantitatives permettant de caractériser l'origine des différentes anomalies mises en évidence : résistivité, géométrie et profondeur, pendage.

Quelles que soient les performances des algorithmes de convergence, en l'absence d'étalonnage (résistivité étalonnée, profondeur des interfaces géo-électriques), les paramètres fournis par l'inversion ne sont pas définis de manière univoque (il y a plusieurs solutions satisfaisant au même jeu de données). Cette indétermination ne peut être évaluée qu'en testant différentes solutions ou en contraignant l'inversion au moyen de paramètres (résistivités, épaisseurs, profondeurs) obtenus par d'autres moyens (diagraphies, forages,...).

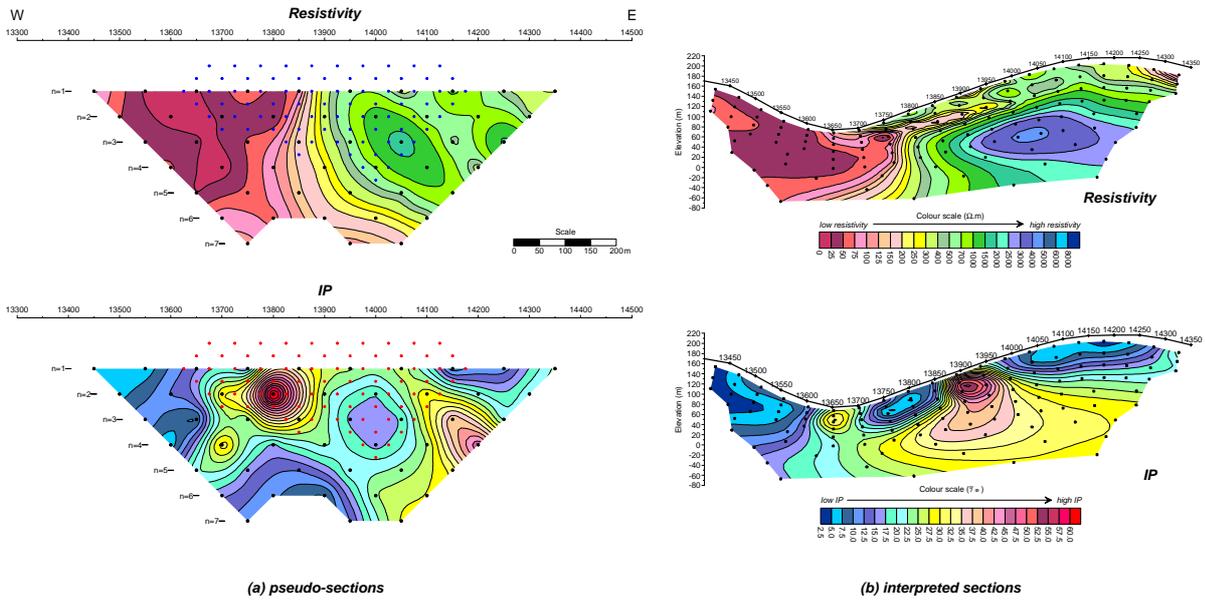


Figure A1.3 - Exemple de pseudo coupes de résistivités mesurées (à gauche) et de sections interprétées en résultat d'inversion (à droite).

Annexe 2

Principe de la méthode de sondage Magnéto-tellurique (MT)

Elle consiste à mesurer simultanément à la surface du sol les 2 composantes horizontales du champ électrique naturel ou tellurique (E_x et E_y) et les deux composantes horizontales du champ magnétique naturel (H_x et H_y). On mesure aussi le champ magnétique vertical H_z qui apporte des informations sur les cibles 2D et 3D. Après transformée de Fourier temporelle, on obtient selon chaque direction x ou y , un sondage de résistivité apparente, ρ_a , en fonction de la période T , suivant la formule de Cagniard :

$$\rho_{a_{i,j}}(T) \approx 0.2T \frac{E_i(T)^2}{H_j(T)^2} \quad (1)$$

où E_i est exprimé en mV/km, H_j en nanoTesla et $ij = xy$ ou yx , ρ_a en ohm.m, T en s.

$E_i(T)^2$ et $H_j(T)^2$ sont les spectres de Fourier des composantes en question pour une période T . La profondeur de pénétration de la méthode peut être évaluée par la profondeur de peau, p qui est fonction de T et de la résistivité électrique des terrains :

$$p = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T} \approx 0.5\sqrt{\rho T} \quad (2)$$

où p est exprimée en km, ρ_a en ohm.m, T en s.

Pour les fréquences inférieures ou égales à 1 Hz, les variations des champs magnétiques et telluriques ont leur origine dans les interactions entre la terre, sphère aimantée en rotation, et l'ionosphère, couche de particules ionisées par le vent solaire. Les variations à des fréquences supérieures au Hz sont liées à l'activité orageuse atmosphérique. La faible amplitude et le caractère aléatoire des signaux naturels expliquent la dispersion observée dans l'estimation de la résistivité apparente. En général, l'utilisation d'une référence magnétique éloignée permet d'éliminer les sources de bruit locales (Gamble et al., 1979), qui se caractérisent par des variations non corrélées avec le champ de référence.

Le traitement complet des données magnétotelluriques consiste à calculer le tenseur d'impédance (Z), qui relie pour une fréquence ω donnée les champs E et H :

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega x) \\ E_y(\omega y) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega x) & Z_{xy}(\omega x) \\ Z_{yx}(\omega y) & Z_{yy}(\omega y) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x(\omega x) \\ H_y(\omega y) \end{bmatrix}$$

Dans ce cas, la résistivité apparente se calcule comme suit :

$$\rho_{xy} = 0,2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{xy}(\omega)^2 \quad \text{et} \quad \rho_{yx} = 0,2 \frac{2\pi}{\omega} Z_{yx}(\omega)^2 \quad (3)$$

Le tenseur Z contient toutes les informations nécessaires à l'interprétation en une, deux ou trois dimensions, consistant à déterminer la distribution en profondeur de la résistivité électrique. Le tenseur est calculé dans le domaine des fréquences, c'est-à-dire après transformation de Fourier des signaux temporels mesurés sur le terrain. Une rotation du tenseur est ensuite effectuée dans la direction qui maximise la somme des éléments non diagonaux ($Z_{xy} + Z_{yx}$), de façon à se rapprocher au mieux d'un cas à deux dimensions. Il existe une indétermination de 90° dans le choix de cette direction. Cette ambiguïté peut être cependant levée en utilisant le tipper, paramètre dérivé du champ Hz. Si l'on considère une structure présentant une direction d'allongement préférentiel dans le plan horizontal (structure 2D), la composante d'impédance obtenue pour un champ électrique parallèle à la direction de la structure est appelée mode TE (Transverse Electric en anglais) alors que la composante obtenue pour un champ électrique perpendiculaire est appelée TM (Transverse Magnetic, en anglais). Le mode TM est généralement préféré pour définir la géométrie des structures car il montre des réponses plus contrastées aux limites latérales des hétérogénéités.

Les performances actuelles de l'informatique et de l'électronique permettent d'assurer la qualité des données acquises sur le terrain. Cependant, les problèmes liés au niveau du signal naturel demeurent, ainsi que ceux induits par la proximité de corps conducteurs superficiels. Ces derniers ont pour effet principal de multiplier le champ électrique par un facteur indépendant de la fréquence, ce qui a pour effet de décaler verticalement les courbes de résistivité apparente (effet statique). La mise en œuvre en parallèle de sondages électriques ou TDEM basés sur la mesure du signal magnétique, moins affecté par les conditions superficielles, permet de recalibrer les courbes de résistivité apparente et d'avoir une meilleure résolution pour les couches superficielles (Pellerin and Hohmann, 1990).

Un exemple récent d'application de la MT a été réalisé sur le site géothermique de Monte Amiata en Italie. Ce volcan récent (0,3 Ma) appartient au volcanisme Plio-Quaternaire du nord de la Méditerranée, conséquence de la subduction de la plaque Adriatique sous l'Italie. Le profil de 26 stations espacées de 1 km est complété par des dipôles telluriques de 200 m de long de façon à obtenir une mesure continue du champ électrique (fig. A2.1). Le champ magnétique est supposé ne pas varier de façon significative à l'échelle du kilomètre. Deux stations MT complètes sont acquises en une journée en même temps que 8 dipôles telluriques, soit 2 km de profil. Une deuxième originalité de cette campagne est l'utilisation d'une référence très éloignée à 50 km pour éliminer l'effet des trains sur les basses fréquences. Les effets statiques de décalage des courbes de résistivité apparente sont corrigés à l'aide de sondages électriques verticaux qui fournissent une meilleure appréciation des résistivités des terrains superficiels.

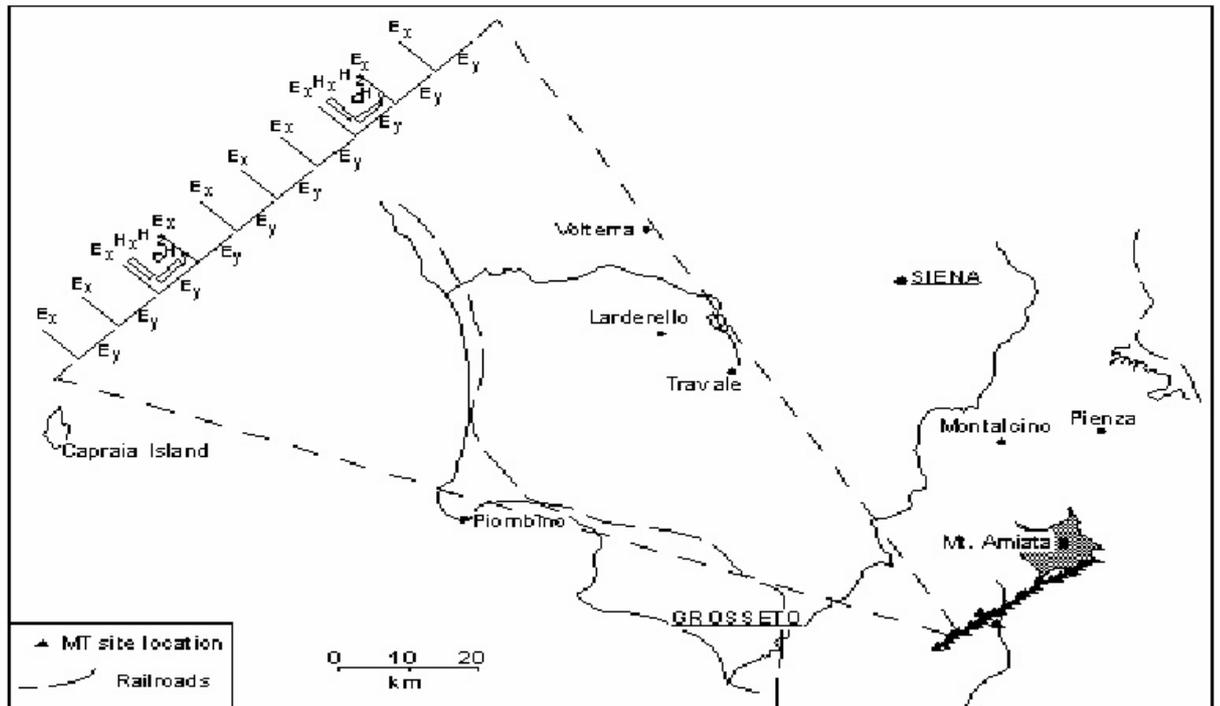


Figure A2.1 - Mise en œuvre de la MT sur le site de Monte Amiata : acquisition simultanée de deux stations MT complètes (2 champs telluriques et 3 magnétiques) plus huit dipôles telluriques supplémentaires. La référence très éloignée est située sur l'île de Capraia (Fiordelisi et al., 2000).

La figure A2.2 montre l'utilisation de la référence très éloignée pour corriger les effets des trains sur les basses fréquences ($F < 0,1$ Hz ou $T > 10$ s). Bien que les courbes avec la seule utilisation d'une référence locale (à 1 km) semblent avoir des barres d'erreur plus petites (fig. A2.2 - partie gauche), la remontée des courbes de résistivité apparente avec des pentes proches ou supérieures à 1 et des phases proches de 0 indiquent la contamination des données par l'alimentation en courant continu des chemins de fer. Après correction (fig. A2.2 - partie droite), les données semblent de plus mauvaise qualité, mais elles sont interprétables jusqu'à 0,02 Hz environ, ce qui est largement suffisant pour atteindre les profondeurs auxquelles est située la source de chaleur (quelques kilomètres).

L'inversion en 2 D a été réalisée en utilisant le code de Mackie (Rodi et Mackie, 2001) qui calcule le modèle de résistivité en ajustant au mieux les deux modes TE et TM simultanément (fig. A2.3). Sous une couche très conductrice superficielle, deux corps relativement résistants apparaissent sous Roccalbegna et Murci, probablement liés à des anhydrites et des unités métamorphiques. Sous Amiata, où est localisé le champ géothermique, ces corps résistants sont remplacés par un terrain relativement conducteur de 10 à 30 ohm.m, sous-jacents à un conducteur de 1 à 3 ohm.m. La présence de fluides géothermaux abaisse les résistivités des anhydrites et des unités métamorphiques d'au moins un facteur 10.

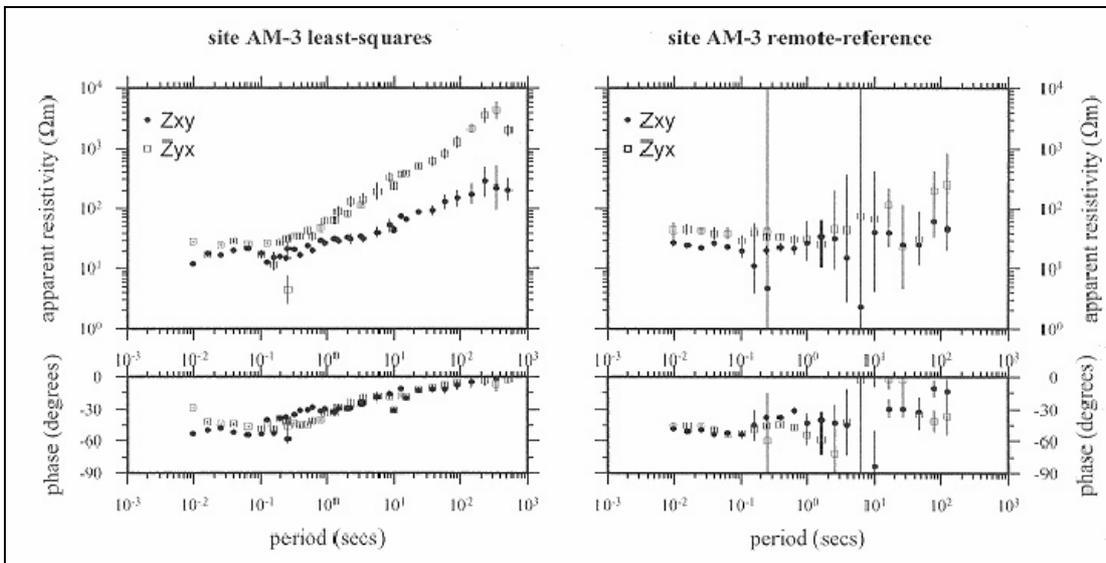


Figure A2.2 - Graphes des résistivités apparentes et des phases pour le site AM-3, à gauche, traitement classique avec référence locale ; à droite, traitement robuste avec la référence très éloignée (Fiordelisi et al., 2000).

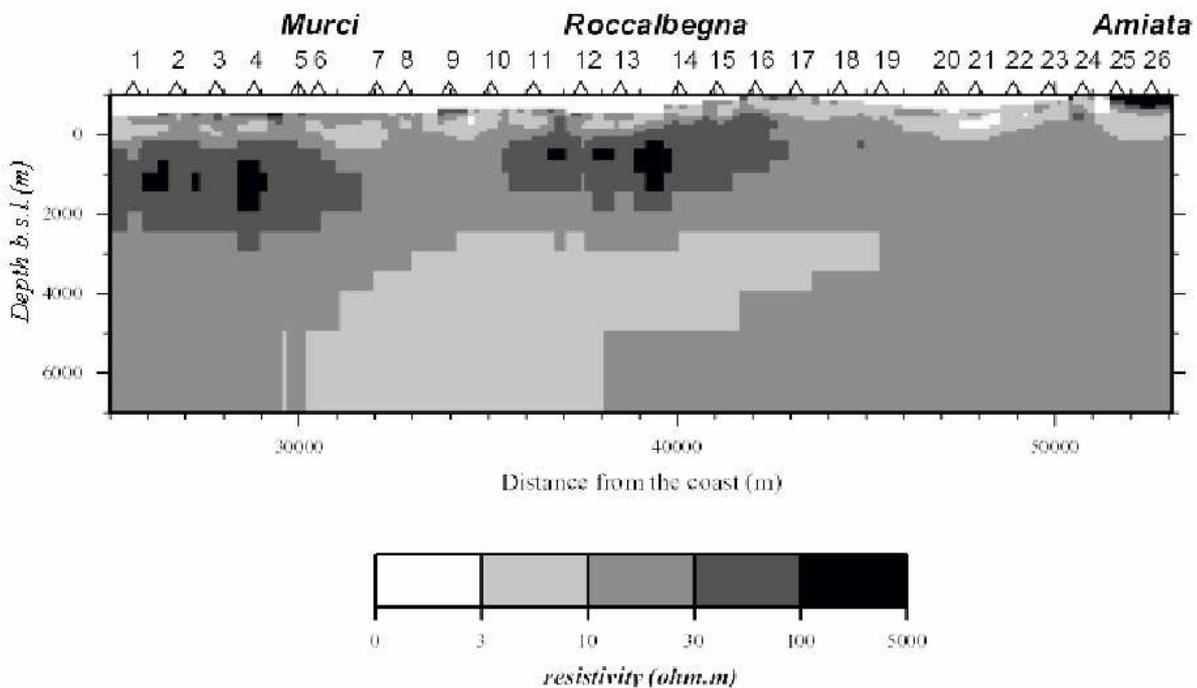


Figure A2.3 - Résultat de l'inversion en 2 D des deux modes, TM et TE (Fiordelisi et al., 2000).

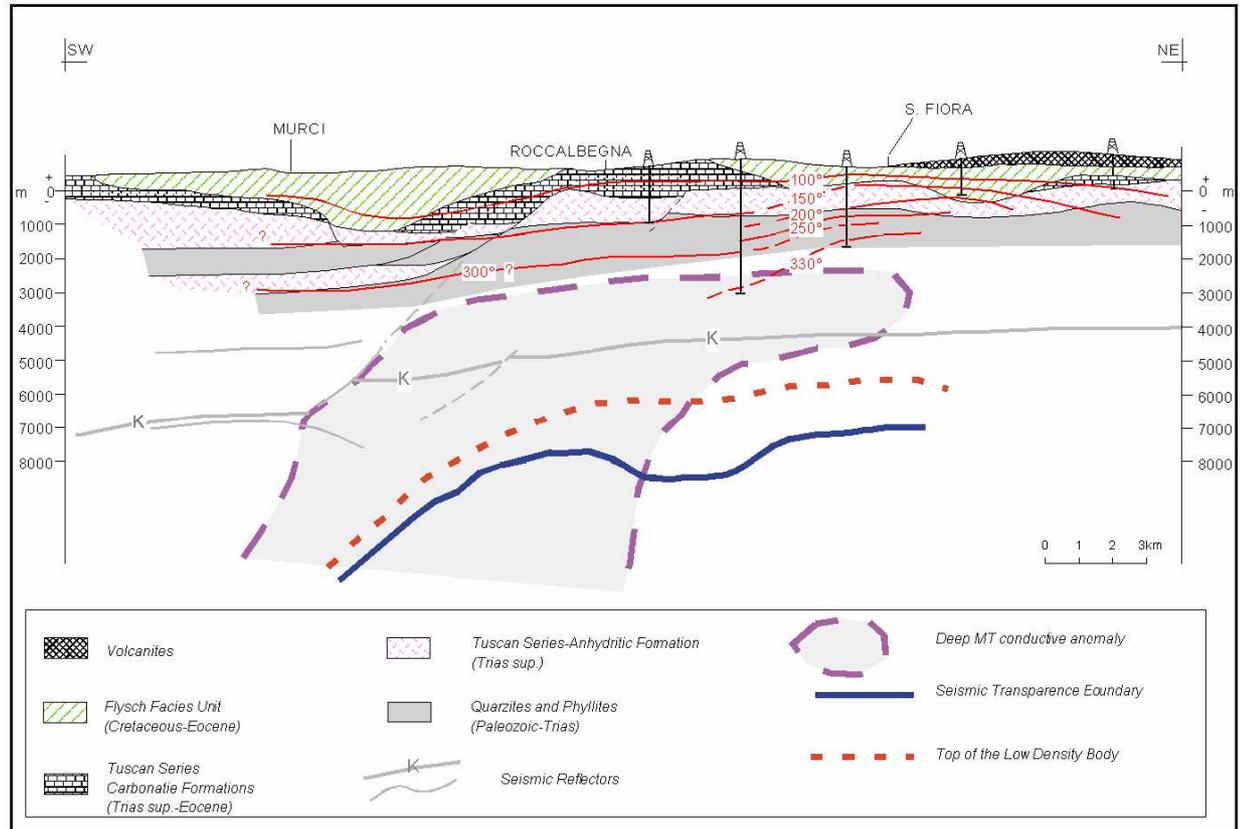


Figure A2.4 - « Champ de Monte Amiata » : modèle structural et modèle géothermique conceptuel obtenu à partir de l'interprétation conjointe de la MT, de la gravimétrie et de la sismique réflexion (Fiordelisi et al., 2000).

En dessous de 2 km de profondeur, les résistivités ne dépassent pas 30 ohm.m sur toute la zone. Cela correspond à l'anomalie crustale d'ampleur régionale due au gradient de température élevé du sud de la Toscane. L'autre fait marquant sur cette coupe est le corps conducteur qui remonte de 6 km de profondeur à 3 km de profondeur entre Murci et Roccalbegna. Les auteurs suggèrent la présence d'un corps magmatique profond, qui alimente en fluides à haute température les fractures ouvertes sus-jacentes. Entre les stations 7 et 10, les résistivités inférieures à 10 ohm.m se rapprochent de la surface puis s'étendent horizontalement en direction d'Amiata (stations 11 à 19). Cette anomalie de faible résistivité pourrait indiquer une ressource géothermique en profondeur. La figure A2.4 est une synthèse de toutes les informations géophysiques recueillies dans cette zone. Le toit de l'anomalie conductrice profonde coïncide avec l'isotherme 300-330 °C et avec la présence d'un corps de plus faible densité détecté par la gravimétrie.

Annexe 3

Modèle géoélectrique des réservoirs géothermiques

Un modèle géoélectrique schématique de réservoir géothermique est d'abord proposé par Johnston *et al.* (1992 ; voir figure A3.1), modèle confirmé ultérieurement par des observations similaires faites en Islande (Flovenz *et al.*, 2005 ; voir figure A3.2) ou sur d'autres sites géothermiques connus (Ussher *et al.*, 2000 ; voir figure A3.3).

D'après ces schémas, la série des altérations argileuses d'origine hydrothermale n'est pas forcément affleurante et peut être surmontée par des terrains plus résistants où domine la conduction électrolytique dans la porosité de la roche. La résistivité de ce recouvrement est alors très dépendante de la salinité de l'eau interstitielle existant localement près de la surface. Le schéma de Flovenz est particulièrement illustratif sur ce point.

Dans le modèle de Johnston *et al.* (fig. A3.1), les zones d'altération hydrothermales les plus superficielles et les plus froides, caractérisées par une altération en smectite, sont aussi les plus conductrices (résistivités généralement comprises entre 1 et 10 ohm.m).

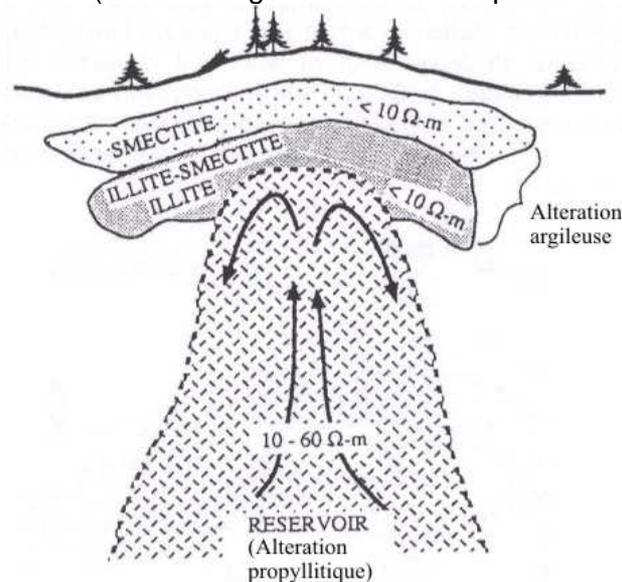


Figure A3.1 - Modèle géoélectrique conceptuel d'un système géothermique typique (d'après Johnston *et al.*, 1992).

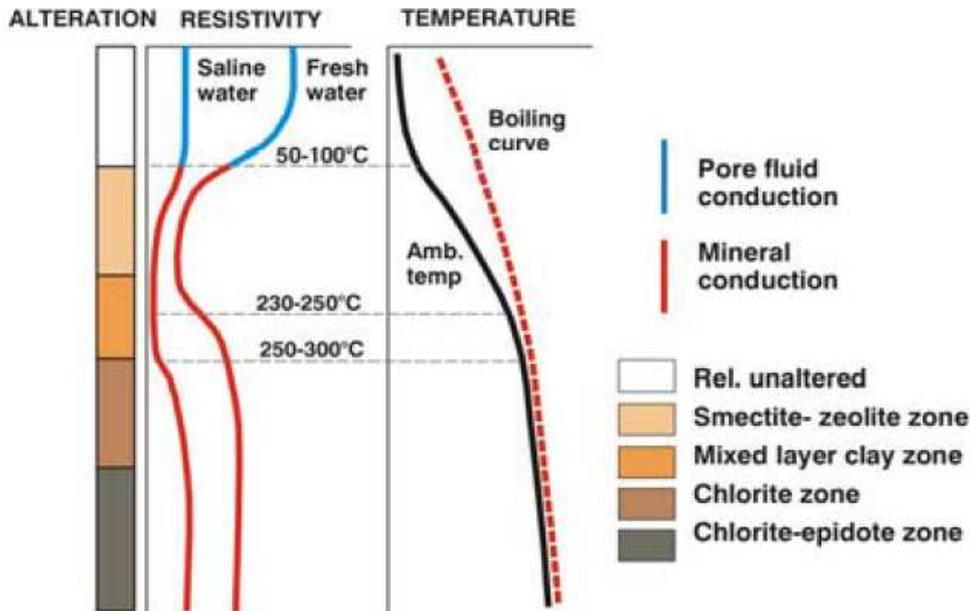


Figure A3.2 - Structure géoélectrique générale de la croûte basaltique en Islande (d'après Flovenz *et al.*, 2005). L'échelle de profondeur est arbitraire, elle dépend des profils de température passé et présent.

Avec l'élévation de la température, la teneur en smectite diminue et la teneur en illite augmente (70% d'illite à 180°C dans un environnement andésitique selon Anderson *et al.*, 2000). La transition se fait en général sous la forme d'un interstratifié illite-smectite. L'illite pure apparaît généralement vers 220°C avec d'autres minéraux de la zone d'altération propylitique (chlorite et épidote) et les résistivités s'établissent dans la gamme 20-100 ohm.m. Le réservoir géothermique correspond à cette zone de haute température, électriquement résistante.

La base de la zone conductrice a souvent été utilisée avec succès pour délimiter le toit de la zone d'intérêt géothermique (zone à chlorite). Dans les basaltes d'Islande (Flovenz *et al.*, 2005), le passage de la zone mixte illite-smectite vers la zone à chlorite se fait vers 250-300°C et l'augmentation de résistivité se produit dans la partie inférieure de la zone mixte (fig. A3.2). Sur les différents sites analysés par Ussher *et al.* (2000), l'augmentation des résistivités est corrélée avec la disparition de la smectite à une température d'environ 200°C (fig. A3.3).

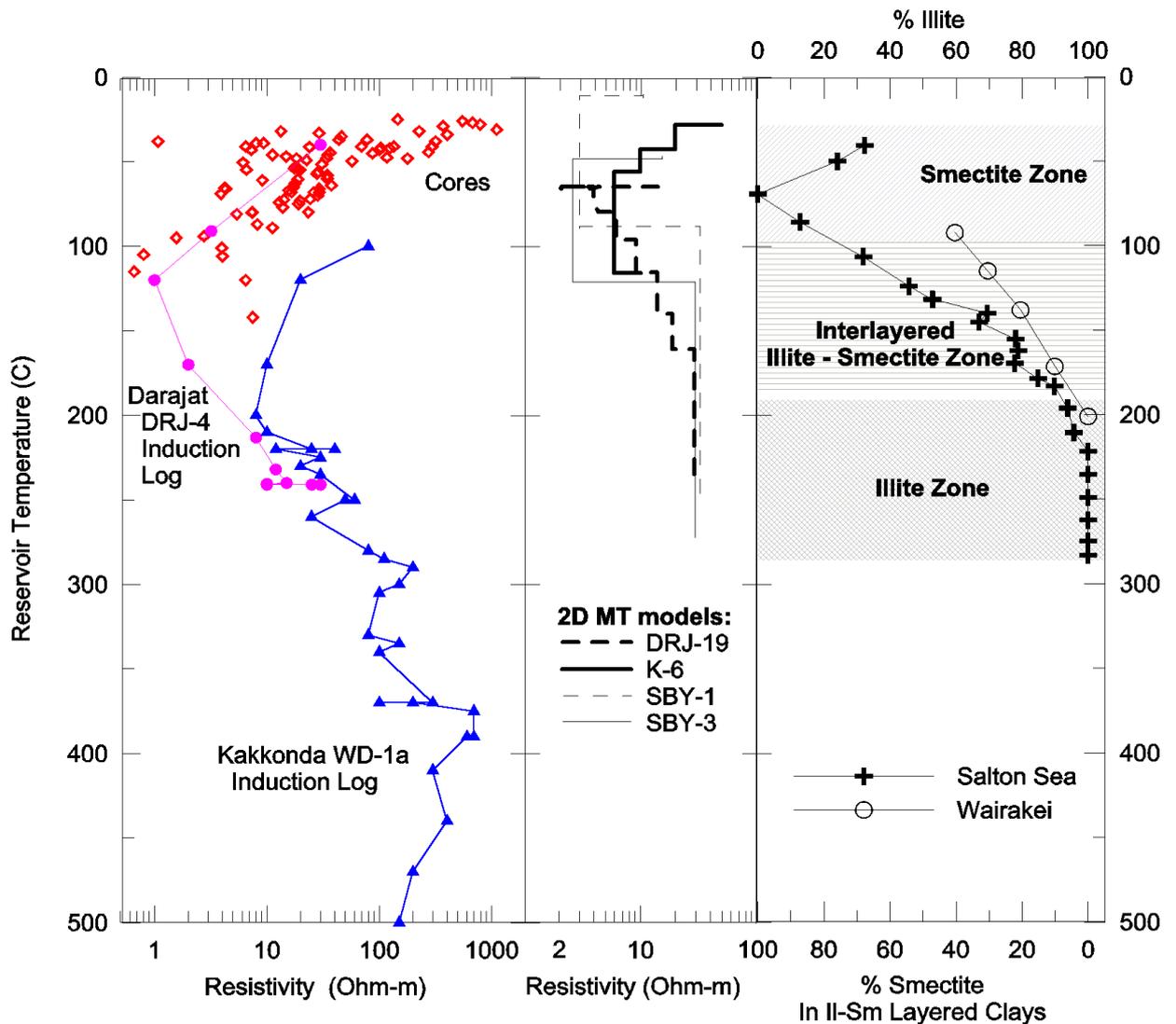
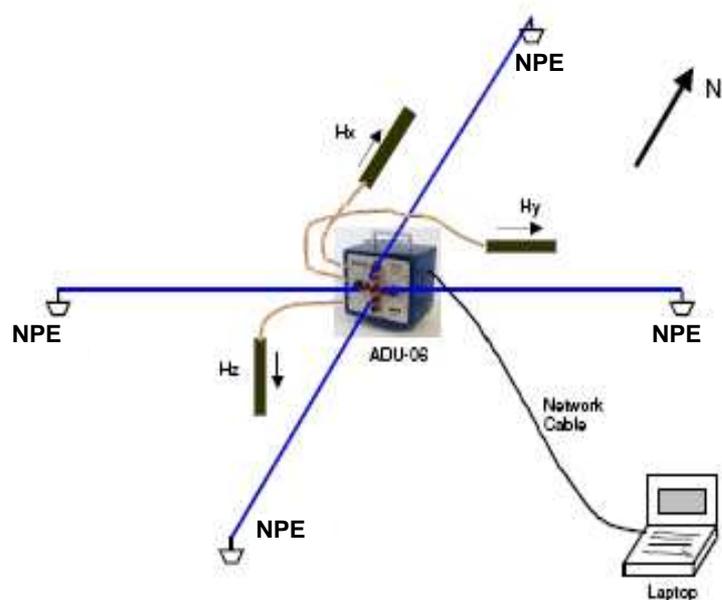


Figure A3.3 - Résistivités électriques et teneurs en illite-smectite en fonction de la température estimée du réservoir sur différents sites géothermiques (d'après Ussher et al., 2000). À gauche : résistivités mesurées sur carottes (en rouge) et par diagraphie d'induction en forage (en rose et en bleu) ; les mesures sur carottes ont été réalisées à température ambiante puis ont été transposées à la température du réservoir. Au centre : résistivités obtenues par inversion 2D de données MT sur différents sites géothermiques. À droite : proportions d'illite et de smectite observées dans les argiles interstratifiées sur deux autres sites géothermiques.

Annexe 4

Dispositif de mesure mis en œuvre pour les mesures MT avec l'équipement Metronix



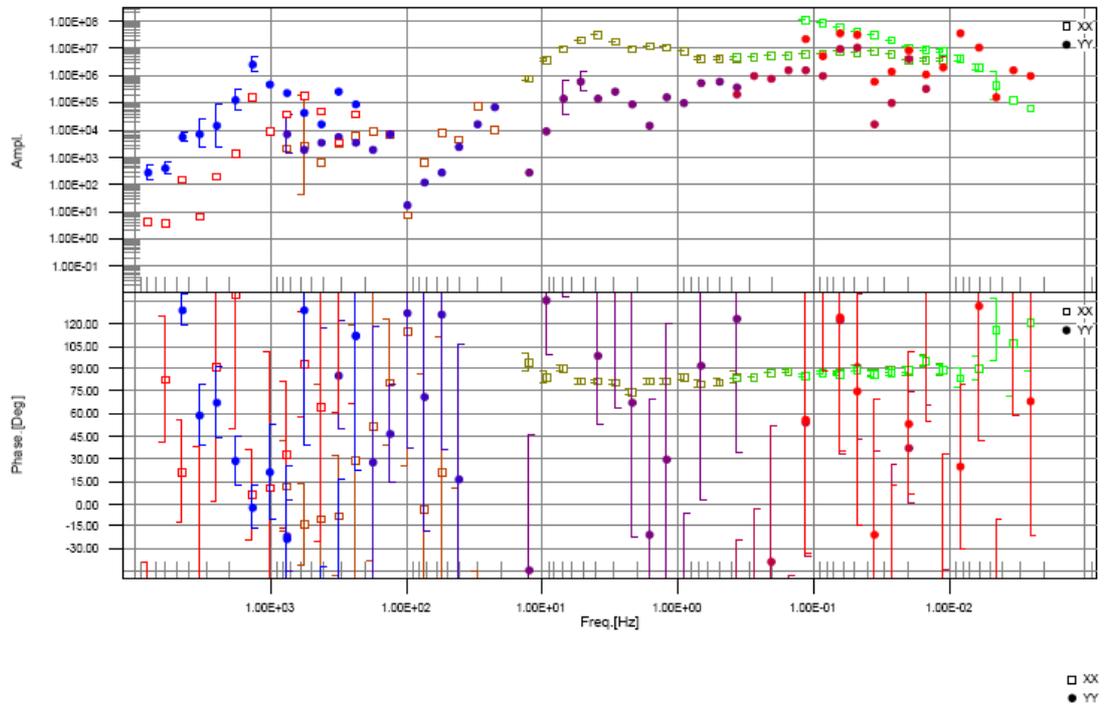
NPE : électrodes non polarisables

Hx, Hy: capteurs magnétiques MFS06 et MFS07 de Metronix. Les capteurs magnétiques verticaux, Hz n'ont pas été utilisés lors de cette étude.

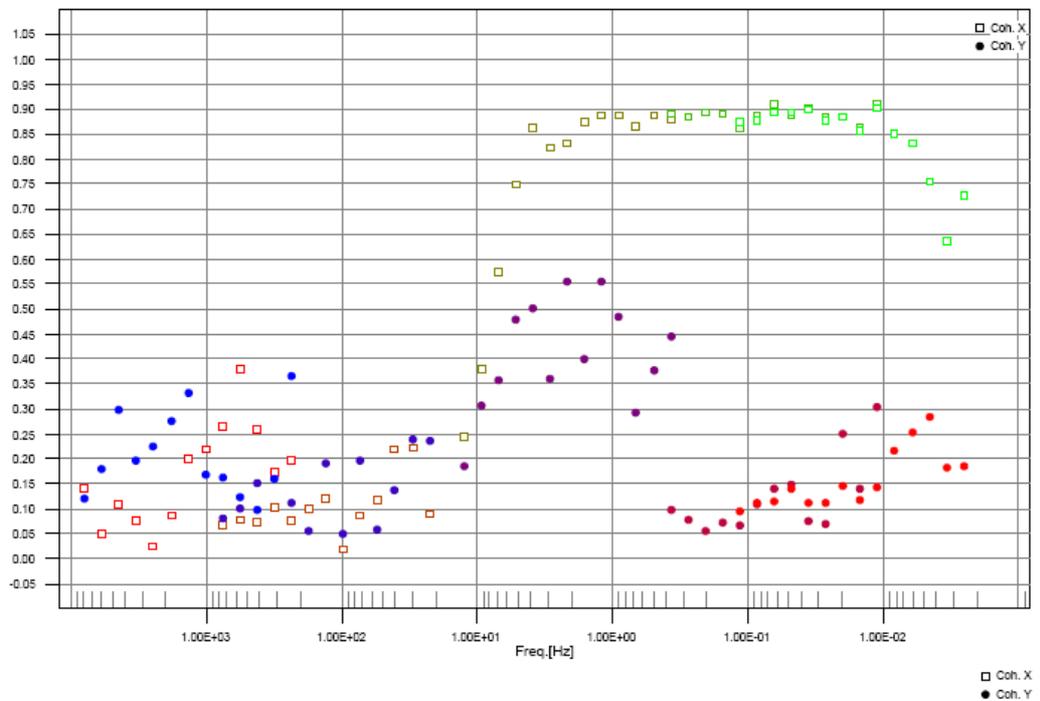
ADU06 : enregistreur numérique.

Annexe 5

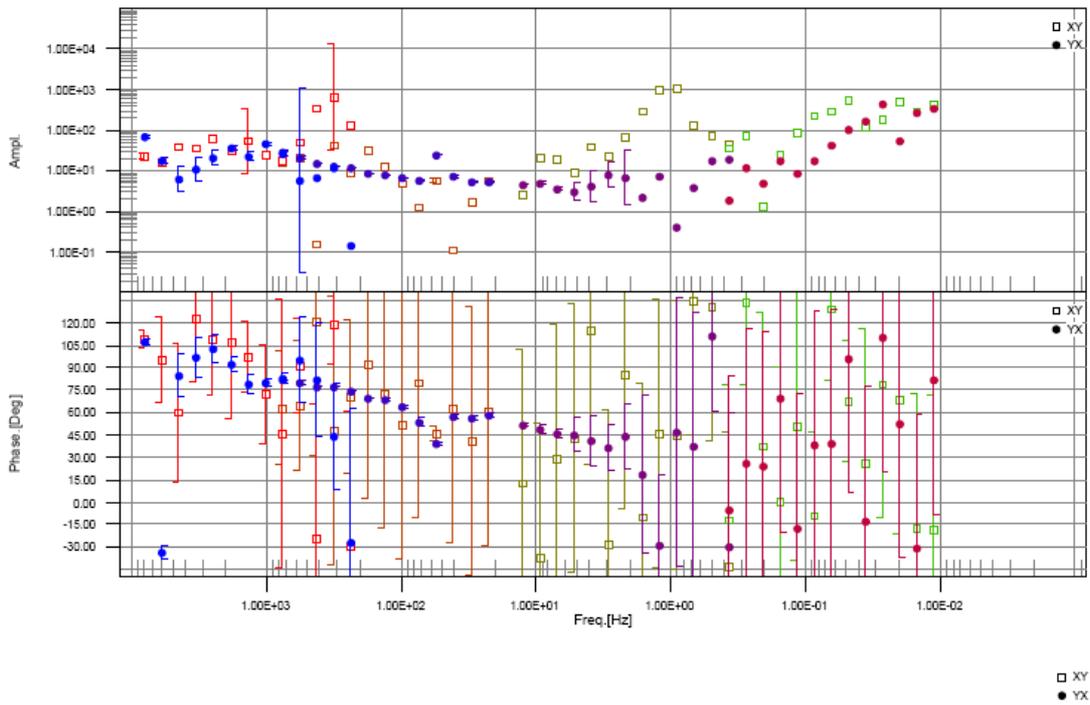
Courbes des sondages magnétotelluriques (MT)



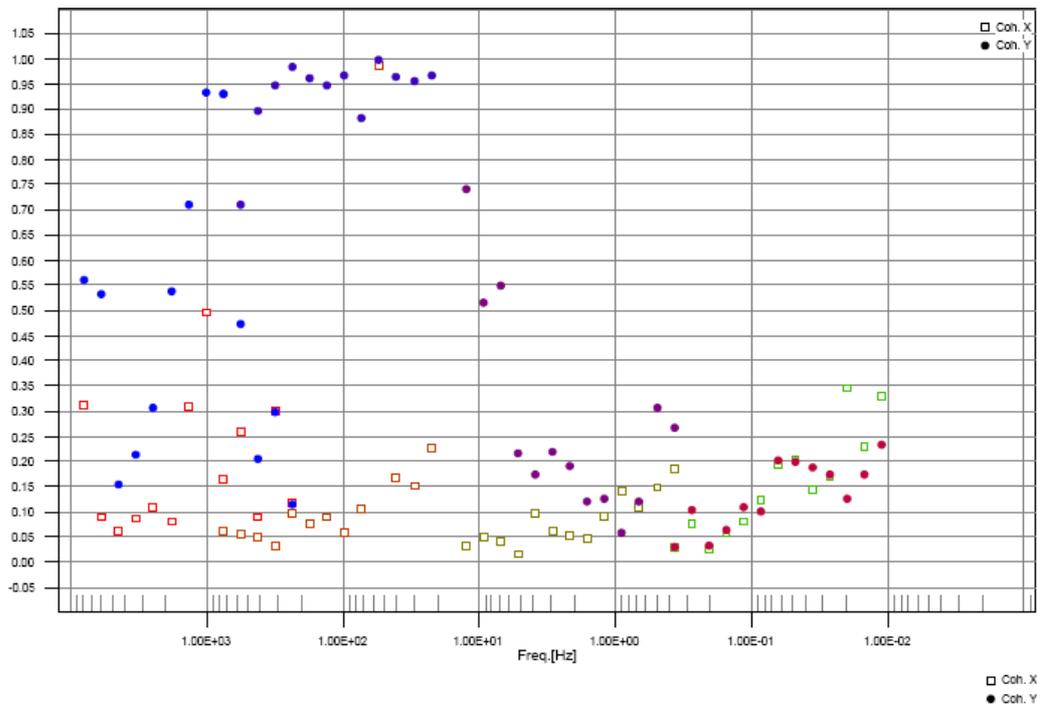
MT1 selective stacking



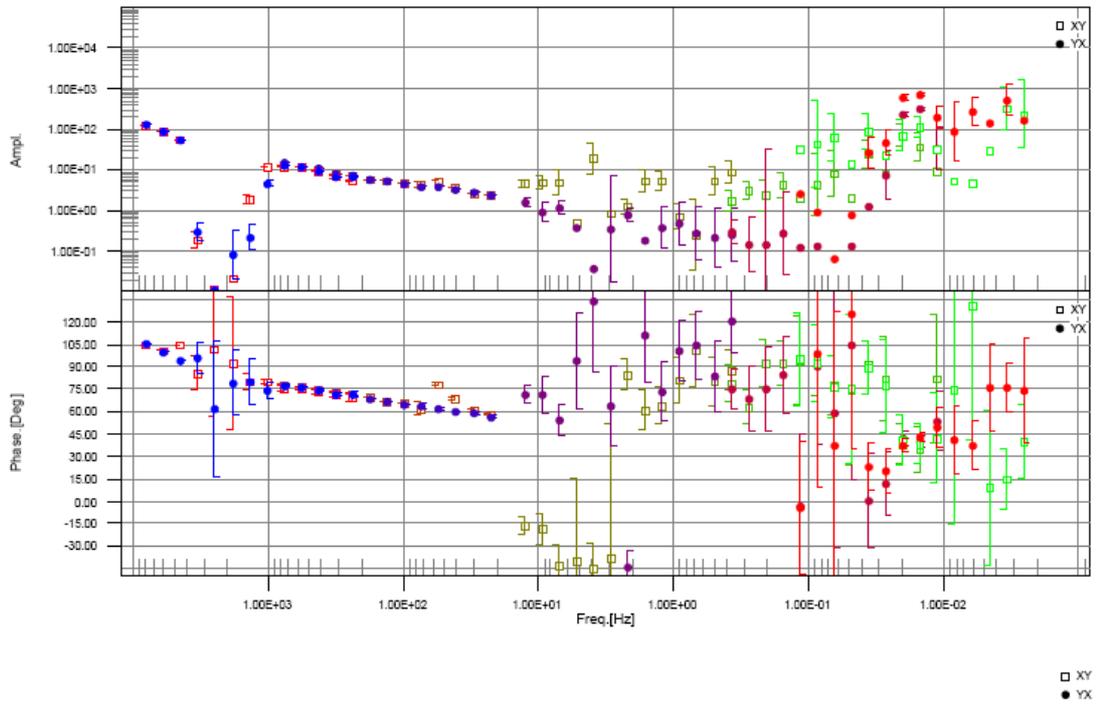
MT1 cohérence



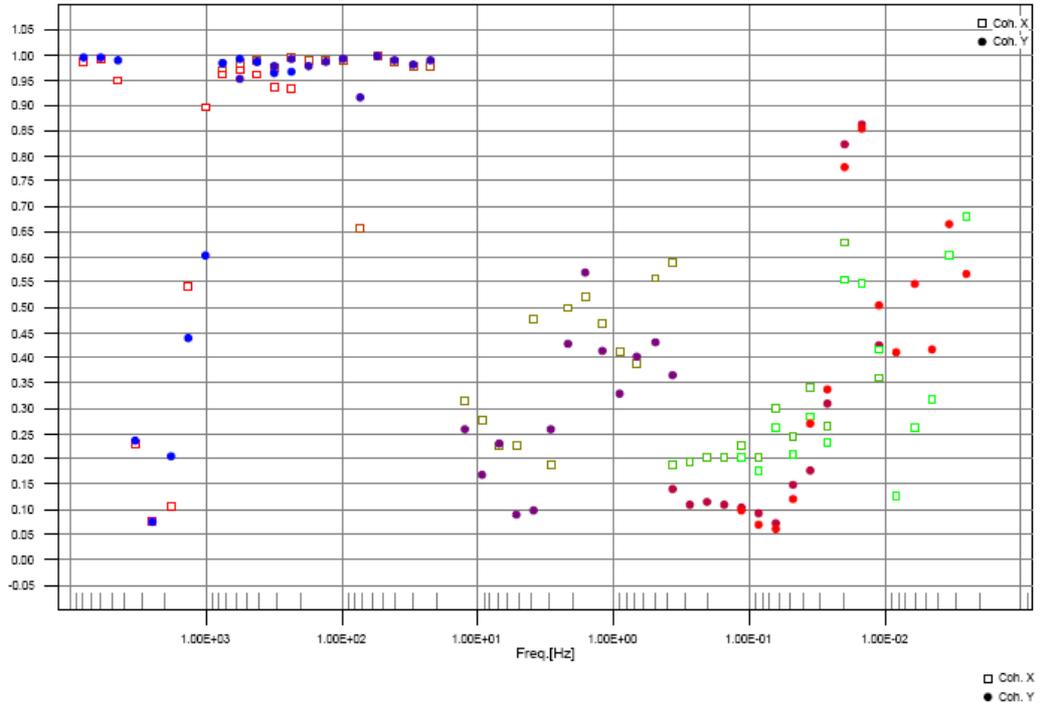
MT2 sélective stacking



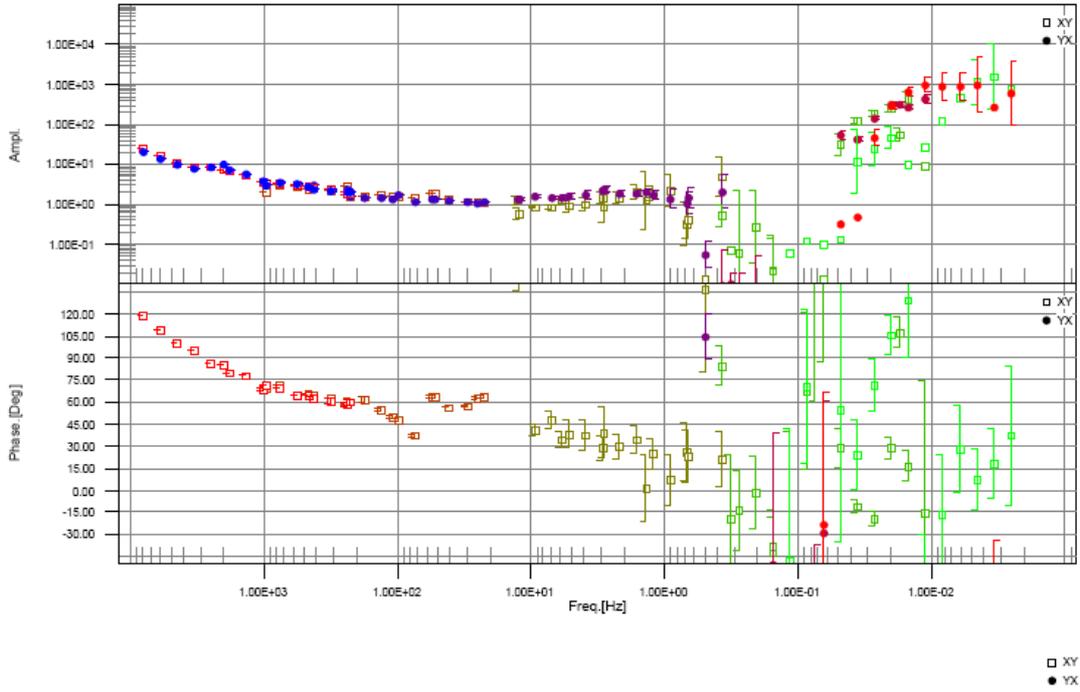
MT2 cohérence



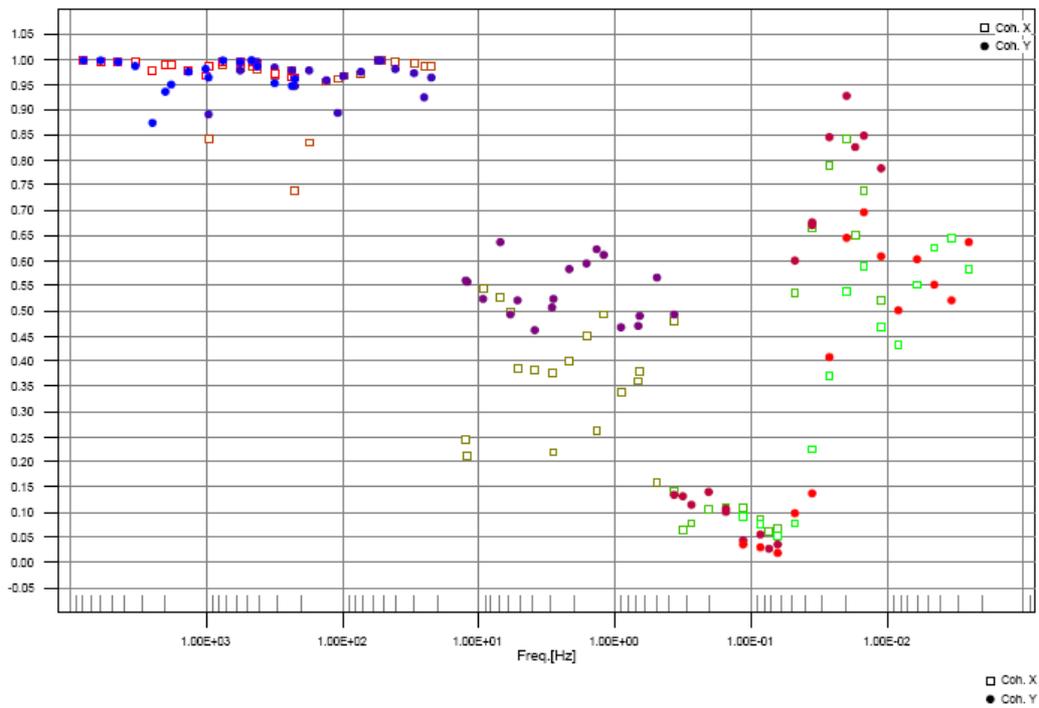
MT3 selective stacking



MT3 coherence



MT4 selective stacking



MT4 cohérence

Annexe 6

Tableau regroupant les principales données acquises pendant la campagne de reconnaissance géochimique sur la zone de dégagements gazeux située près de l'aéroport (14-18 avril 2008)

Localisation	Référence	X GPS	Y GPS	X GPS_dms	Y GPS_dms	Date	Heure	Débit (l/min)	T (°C)	pH	Alk. (méq/l)	CO ₂ % LFG20	CH ₄ % LFG20	O ₂ % LFG20	Rn Bq/m ³	Nombre d'ampoules	δ ¹³ C (‰)	(R/Ra) _{corr.}	Commentaires
Emergence de bulles principale (EBP)	G1	530959	8585218	12°48008	45°17242	16/04/2008	07:50	16,2	29,7	5,93	9,26	100	0,30	0	39953	3	-3,6	6,66	Grosses bulles
Emergence de bulles principale (EBP)	G1	530959	8585218	12°48008	45°17242	17/04/2008	09:30	10,0	30,5	5,95					32695				Grosses bulles
Emergence de bulles principale (EBP)	G1	530959	8585218	12°48008	45°17242	18/04/2008		9,1											Grosses bulles
Emergences de grosses bulles au large (4 m ²) - cf. point G2						17/04/2008	07:49	4,5											6 émergences de grosses bulles
Emergences de petites bulles sur la même zone						17/04/2008	07:49	1,2											5 émergences de petites bulles
Emergences de grosses bulles à environ 220 m de la côte direction EBP	G2	531158	8585191	12°48038	45°17330	17/04/2008	09:05	5,0	31,8	6,18	10,22	100	0,28	0	34007	3	-4,2	6,44	Prélèvement de gaz problématique
Emergences de grosses bulles à 53 m NE-N de la précédente	G3	531118	8585163	12°48023	45°17352	17/04/2008	08:27	6,1	30,8	5,94	8,90	100	0,34	0	51477	3	-3,9	6,63	2 zones d'émergences de grosses bulles avec, à proximité, zone d'environ 20 émergences de petites bulles
Emergences de grosses bulles à environ 50 m au sud de G2	G4	531116	8585130	12°48056	45°17329	18/04/2008	08:30	2,3				100	0,24	0	20821	2	-3,7	6,68	Au moins 100 émergences de grosses bulles, 100 de petites bulles
Même zone que la précédente	6	531125	8585109	12°48067	45°17334	18/04/2008		6,6											Même zone que la précédente
Même zone que la précédente	7	531125	8585097	12°48074	45°17334	18/04/2008		4,4											50 m au sud par rapport à G4
2 zones d'émergences de petites bulles - Fin de la zone principale	8	531123	8585082	12°48062	45°17333	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Fin de la zone d'émergences de bulles principale	9	531152	8585109	12°48067	45°17349	18/04/2008													Petites bulles
Fin supposée de la zone d'émergences de bulles au large	10	531315	8585109	12°48060	45°17439	18/04/2008													Petites bulles
Fin de la zone d'émergences de bulles principale	11	531174	8585145	12°48048	45°17361	18/04/2008													Petites bulles
Emergences de grosses bulles (cf. G4)	12	531137	8585137	12°48052	45°17341	18/04/2008		10,0											Au moins 100 émergences de grosses bulles, 100 de petites bulles (cf. G4)
Fin de la zone d'émergences de bulles proche du lieu dit "Piscine"	13	531187	8585190	12°48023	45°17368	18/04/2008													Quelques petites bulles
Zone d'émergences de petites bulles	14	531168	8585183	12°48027	45°17358	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Zone d'émergences de bulles autour de G3	16	531145	8585207	12°48014	45°17345	18/04/2008													Au moins 100 émergences de grosses bulles, 100 de petites bulles
Zone d'émergences de bulles autour de G3	17	531157	8585211	12°48012	45°17352	18/04/2008													
Zone d'émergences de bulles autour de G3	18	531143	8585170	12°48034	45°17344	18/04/2008													
Zone d'émergences de bulles autour de G3	19	531132	8585189	12°48024	45°17338	18/04/2008													
Zone d'émergences de bulles autour de G2	20	531129	8585161	12°48039	45°17336	18/04/2008													Au moins 100 émergences de grosses bulles, 100 de petites bulles
Zone d'émergences de bulles autour de G2	21	531114	8585185	12°48026	45°17328	18/04/2008													
Zone d'émergences de bulles autour de G2	22	531109	8585180	12°48029	45°17325	18/04/2008													
Nouvelle zone d'émergences de petites bulles	23	531094	8585082	12°48042	45°17317	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Même zone que la précédente	25	531087	8585099	12°48073	45°17313	18/04/2008													
Nouvelle zone d'émergences de petites bulles	26	531090	8585156	12°48042	45°17315	18/04/2008													Au moins 400 émergences de petites bulles
Même zone que la précédente	27	531130	8585210	12°48012	45°17337	18/04/2008													
Même zone que la précédente	28	531100	8585205	12°48015	45°17320	18/04/2008													
Même zone que la précédente	29	531056	8585148	12°48046	45°17296	18/04/2008													
Même zone que la précédente	30	531078	8585180	12°48029	45°17308	18/04/2008													
Nouvelle zone d'émergences de petites bulles	31	531085	8585209	12°48013	45°17312	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Même zone que la précédente	32	531089	8585220	12°48007	45°17314	18/04/2008													
Même zone que la précédente	33	531069	8585196	12°48020	45°17303	18/04/2008													
Zone d'émergences de petites bulles près des palétuviers	G5	531065	8585250	12°47991	45°17301	18/04/2008	10:31	0,94	31,4	7,64		100	0,10	0	11442	2	-3,8	6,54	Au moins 200 émergences de petites bulles
Même zone que la précédente	35	531051	8585251	12°47990	45°17293	18/04/2008													
Même zone que la précédente	36	531058	8585251	12°48001	45°17297	18/04/2008													
Zone d'émergences de petites bulles proche des émergences 31 à 33	37	531078	8585215	12°48010	45°17306	18/04/2008													
Nouvelle zone d'émergences de petites bulles	38	531030	8585189	12°48024	45°17281	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Même zone que la précédente	39	530997	8585187	12°48025	45°17263	18/04/2008													
Même zone que la précédente	40	530995	8585207	12°48014	45°17262	18/04/2008													
Emergences plus nombreuses près des palétuviers	41	530981	8585235	12°47999	45°17254	18/04/2008													Au moins 200 émergences de petites bulles
Zone d'émergences de bulles (bateau 2)	9B	531 218	8 585 049			nov-2005													

Tableau A6.1 - Principales données acquises pendant la campagne de reconnaissance géochimique sur la zone de dégagements gazeux située près de l'aéroport (14-18 avril 2008).

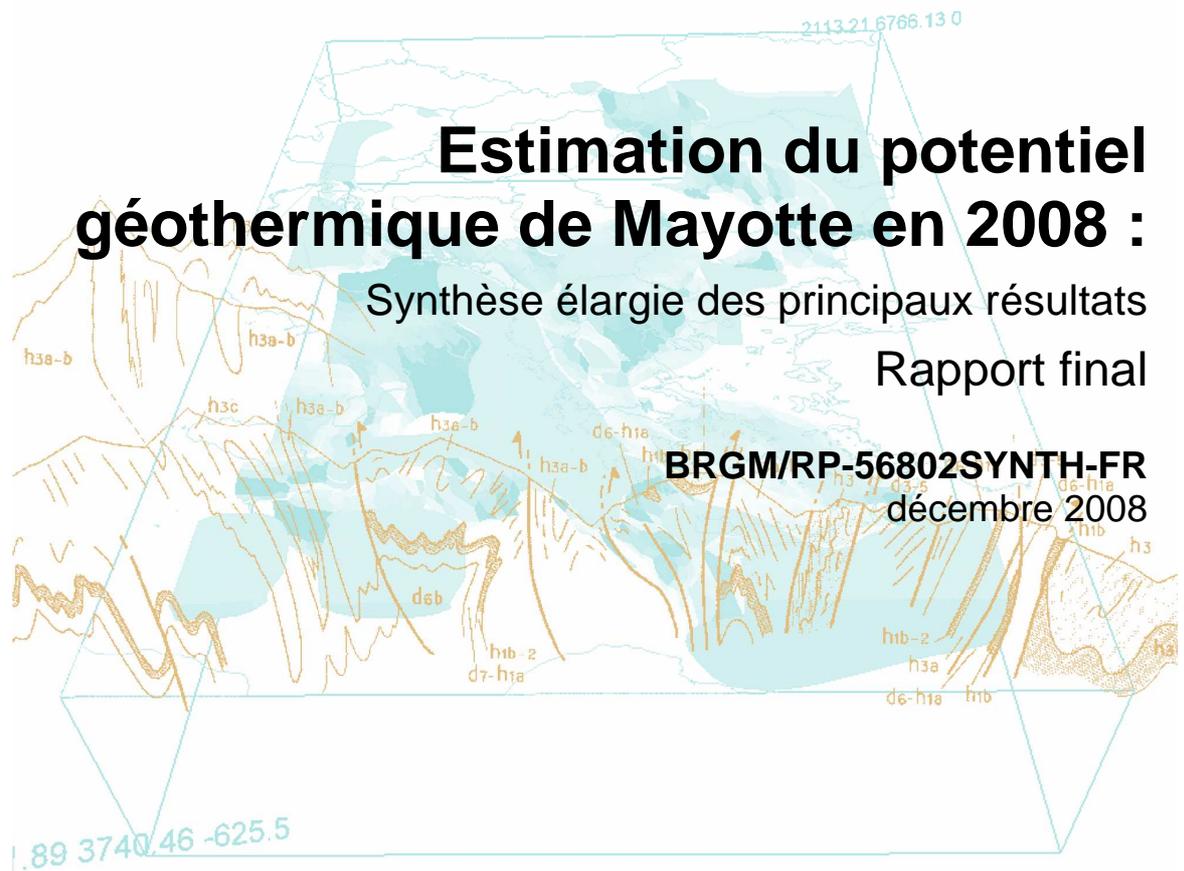


Géosciences pour une Terre durable

brgm

**Centre scientifique et technique
Département GTH**
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 20

**Service géologique régional “BRGM Réunion”
Antenne de Mayotte**
9, centre Amatoula - Z.I. de Kawéni
B.P. 1398
97600 Mamoudzou
Mayotte
Tél. : 02 69 61 28 13



COLLECTIVITE DEPARTEMENTALE DE MAYOTTE



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Estimation du potentiel géothermique de Mayotte en 2008 :

Synthèse élargie des principaux résultats

Rapport final

BRGM/RP-56802SYNTH-FR
décembre 2008

Étude réalisée dans le cadre du projet
de Service public du BRGM 2007 PSP07MAY17

B. Sanjuan, J.-M. Baltassat, H. Traineau, M. Brach

Avec la collaboration de

**J.-Ch. Audru, S. Bezelgues, N. Debeglia, F. Dupont, B. François,
J.-F. Girard, F. Mathieu, J.-M. Miehé, R. Mouron, J.-L. Nedellec, G. Pajot,
P. Puvilland, Ph. Roubichou**

Vérificateur :

Nom : H. Fabriol

Date : 15/12/2008

Signature :

Approbateur :

Nom : P. Puvilland

Date : 16/12/2008

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

COLLECTIVITE DEPARTEMENTALE DE MAYOTTE



Mots clés : Géothermie, panneau électrique, magnétisme, gravimétrie, gaz magmatique, dioxyde de carbone, hélium, radon, Mayotte, Petite Terre

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

B. Sanjuan, J.-M. Baltassat, H. Traineau, M. Brach (2008) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte en 2008 : Synthèse élargie des principaux résultats. Rapport BRGM/RP-56802SYNTH-FR, 26 p., 7 fig.

Synthèse

Afin de diversifier ses sources d’approvisionnement en électricité qui, actuellement, sont uniquement d’origine fossile (centrale gazole de Petite Terre), la Collectivité Départementale de Mayotte a mis en place un vaste programme, qui a pour objectif de valoriser les énergies renouvelables. L’évaluation du potentiel géothermique de Mayotte pour produire de l’électricité fait partie de ce programme.

Le BRGM, à la demande de la Collectivité Départementale de Mayotte et avec son cofinancement, a réalisé une étude en deux phases intitulée « Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte ». La première phase a essentiellement consisté à sélectionner les zones jugées comme les plus favorables pour le développement de la géothermie haute température à des fins de production d’électricité, à partir d’une étude bibliographique et d’une campagne de reconnaissance en géologie et en géochimie. La deuxième phase s’est attachée à étudier de plus près le potentiel géothermique des deux zones sélectionnées en utilisant des méthodes de prospection en géophysique (magnétisme, gravimétrie, panneau électrique) et en réalisant une campagne de reconnaissance géochimique plus fine, plus détaillée et plus complète que la précédente. Une estimation des débits et flux de CO₂ sur la zone de dégagements gazeux, située sur la plage près de l’aéroport est donnée.

Ce rapport présente une synthèse élargie des principaux résultats obtenus au cours de ces études prospectives.

Sommaire

1. Introduction	7
2. Phase 1 : phase de reconnaissance géothermique de l'île	9
2.1. CADRE ET OBJET DE L'ETUDE	9
2.2. RECONNAISSANCE DE GRANDE TERRE ET BILAN	9
2.3. RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE DE PETITE TERRE	10
2.4. GEOCHIMIE DES FLUIDES	10
2.5. IMPLICATIONS SUR LE POTENTIEL GEOTHERMIQUE DE PETITE TERRE.....	12
2.6. TRAVAUX COMPLEMENTAIRES	14
3. Phase 2 : étude approfondie des deux zones sélectionnées sur Petite Terre.....	15
3.1. CADRE ET OBJET DE L'ETUDE	15
3.2. RECONNAISSANCE GEOPHYSIQUE	15
3.3. RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE.....	20
4. Conclusions	23
5. Bibliographie	25

Liste des Figures

- Figure 1 - Extrait de la carte topographique au 1/25 000 de l'IGN montrant la morphologie de l'île de Petite Terre avec les deux appareils volcaniques trachytiques récents de Dziani et de La Vigie, alignés selon une direction N170°. Les deux zones de dégagements gazeux répertoriées se situent sur le fond du Lac Dziani et sur la plage à l'est de l'aéroport. Ce sont des manifestations liées au volcanisme récent de Petite Terre qui sont l'indice de conditions propices au développement d'un réservoir géothermique en profondeur. 11
- Figure 2 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds. 13
- Figure 3 - Panneau de résistivité inversé, corrigé de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie 3D de l'île comparé au profil gravimétrique du rapport BRGM/RP-56027-FR (Pajot *et al.*, 2007). Les lettres G et M désignent, respectivement, les anomalies gravimétriques et magnétiques, MT4 le sondage MT du même nom. 16
- Figure 4 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds. Cette section, tirée de Traineau *et al.* (2006), a été reprise en tenant compte des nouveaux résultats obtenus au cours de cette nouvelle étude. 17
- Figure 5 - Extrait de la carte bathymétrique de Mayotte (Audru *et al.*, 2006) montrant un large ravinement en relation avec un effondrement sectoriel potentiel et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre marqué par les anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques. 19
- Figure 6 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO₂, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Estimations des débits de CO₂, analyses de radon et des valeurs isotopiques du carbone-13 et du rapport ³He/⁴He. 21
- Figure 7 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N₂, CO₂ et Ar pour les échantillons de gaz analysés (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï). Les échantillons G2, G5 et Lagon Aéroport sont contaminés par de l'air atmosphérique. 21

1. Introduction

Afin de diversifier ses sources d'approvisionnement en électricité qui, actuellement, sont uniquement d'origine fossile (centrale gazole de Petite Terre), la Collectivité Départementale de Mayotte a mis en place un vaste programme, qui a pour objectif de valoriser les énergies renouvelables. L'évaluation du potentiel géothermique de Mayotte pour produire de l'électricité fait partie de ce programme.

Le BRGM, à la demande de la Collectivité Départementale de Mayotte et avec son cofinancement, a réalisé une étude en deux phases intitulée « Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte ».

La première phase, inscrite dans la programmation 2005 des missions de service public du BRGM (fiche n°06ENEB07), s'est attachée, entre 2005 et 2006, à déterminer les zones de l'île pouvant présenter un potentiel de ressources géothermiques pour produire de l'électricité. Les résultats et principales conclusions sont présentés dans le rapport de Traineau *et al.* (2006). Seule Petite Terre avait été retenue et, bien qu'aucun indice probant n'ait été observé, il subsistait un doute sur l'existence ou non d'une ressource géothermale à l'aplomb de Petite Terre en raison de son volcanisme récent (< 0,5 Ma), de sa configuration inhabituelle en prospection géothermique et de la mise en évidence d'une zone spectaculaire de dégagements de dioxyde de carbone (CO₂) d'origine magmatique, située près et à l'est de l'aéroport (Traineau *et al.*, 2006).

La deuxième phase, inscrite dans la programmation 2007-2008 des missions de service public du BRGM (fiche n°07ENEB10), a donc, focalisé les recherches sur Petite Terre, en s'attachant à cette zone et à celle du lac Dziani Dzaha, dont la littérature avait également fait mention de dégagements gazeux. Au cours de la première étape de cette deuxième phase, des études de prospection géophysique en gravimétrie, magnétisme et panneau électrique ont été menées afin de détecter des intrusions hypo-volcaniques ou des chambres magmatiques, qui pourraient être les sources de chaleur d'un éventuel système hydrothermal sous les zones de dégagements gazeux, et la présence de ce système hydrothermal. Les principaux résultats obtenus sont présentés dans Pajot *et al.* (2007).

Suite aux conclusions de ce rapport, qui indiquaient la présence d'un corps lourd et magnétique superficiel sous la zone de dégagements de CO₂ proche de l'aéroport, il avait été décidé, dans une deuxième étape, de poursuivre le panneau électrique vers le sud afin de couvrir cette zone avec une profondeur d'investigation maximale. La conjonction des niveaux toujours élevés de bruit et l'atténuation naturelle du signal électrique par les terrains très conducteurs envahis d'eau salée dans la zone de la plage réduit significativement le rapport signal sur bruit. Un émetteur de courant cinq fois plus puissant a du être mis en œuvre, lors de ce complément d'investigation.

Bien que la faisabilité des mesures Magnéto-Telluriques (MT) ait été acquise lors des tests de novembre 2007, au cours de la première étape de cette étude (Pajot *et al.*, 2007), il a été décidé de ne pas poursuivre ces investigations en raison de leur coût et de leur performance dans le contexte de Mayotte.

Cette nouvelle étude a également été l'occasion de confirmer, de compléter et d'affiner les résultats obtenus sur la caractérisation géochimique, l'origine et le flux naturel de ces gaz. Les résultats et les principales conclusions de cette étude sont présentés dans le rapport de Sanjuan *et al.* (2008).

Ce rapport présente une synthèse élargie des principaux résultats obtenus au cours de ces études prospectives.

2. Phase 1 : phase de reconnaissance géothermique de l'île

2.1. CADRE ET OBJET DE L'ETUDE

L'objectif de cette première étude était d'évaluer le potentiel géothermique de l'île de Mayotte. Elle a donné lieu à une campagne de terrain qui s'est déroulée du 16 au 24 novembre 2005, combinant une reconnaissance géologique et géochimique. L'approche géologique a abordé les aspects classiques de l'exploration géothermique en contexte volcanique : géologie du volcanisme, géologie structurale, cartographie des manifestations hydrothermales actuelles et fossiles, hydrogéologie. La reconnaissance géochimique a consisté à échantillonner des eaux de surface, de puits et forages d'alimentation en eau, l'eau de mer, ainsi que des émanations de gaz sous-marines. Des mesures sur site ont également été menées. Les analyses chimiques et isotopiques des fluides prélevés ont été réalisées dans les laboratoires du BRGM.

Mayotte est une île d'origine volcanique. L'essentiel de son édification s'est déroulé entre 8 et 1,5 Ma. Seules la région de Mamoudzou au NE de Grande Terre et l'île de Petite Terre sont d'un âge relativement récent, égal ou inférieur à 0,5 Ma. C'est la raison pour laquelle les travaux de reconnaissance ont considéré l'ensemble de Mayotte avec un accent sur ces deux dernières régions.

2.2. RECONNAISSANCE DE GRANDE TERRE ET BILAN

Grande Terre ainsi que la région de Mamoudzou ne présentent aucun indice de l'existence d'une ressource géothermale. Aucune source thermale n'a été répertoriée. Aucune anomalie thermique n'a été décelée dans les nappes superficielles exploitées par les forages d'alimentation en eau disséminés sur Grande Terre. Aucune trace de contamination des eaux superficielles par des fluides géothermaux profonds n'a été détectée dans les deux échantillons analysés provenant de la Rivière Majimbini et du forage Kaouéni 1.

Les dégagements ténus d'hydrogène sulfuré (H₂S) relatés sur l'îlot sableux de Mtsanga Maji, à proximité de l'îlot Mtsamboro, ont été confirmés par voie chimique. Ils ne semblent, toutefois, pas être en relation avec une activité hydrothermale et sont plutôt attribués à un phénomène de dégradation de matières organiques en milieu anaérobie.

L'île de Grande Terre, en accord avec l'âge ancien de son volcanisme, apparaît donc dépourvue de ressource géothermale.

2.3. RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE DE PETITE TERRE

L'âge du volcanisme trachytique, qui a édifié Petite Terre sur la barrière récifale au Nord-Est de Grande Terre, a été précisé récemment entre 4 000 et 7 000 ans BP. Les deux appareils volcaniques de Dziani et de La Vigie ont émis un magma trachytique similaire provenant très probablement d'une même chambre magmatique située à l'aplomb de Petite Terre. Leurs dépôts rythmiques de cendres et ponces constituent l'essentiel de l'île, complétés par quelques cônes basaltiques stromboliens associés ou non avec des coulées de laves. Son âge récent ainsi que les caractéristiques de ce volcanisme trachytique apparaissent *a priori* favorables à l'existence d'une ressource géothermale à l'aplomb de l'île.

Le relevé de la fissuration a permis de définir quatre familles directionnelles, qui reflètent des directions de fracturation connues régionalement : N30-40°, N80-90°, N130-140° (la direction des Comores), N170-180°. La direction N170° apparaît comme la direction de fracturation profonde, qui aurait contrôlé la remontée du magma trachytique vers la surface.

Comme sur Grande Terre, aucune source thermique n'a été répertoriée sur Petite Terre. Les mesures de température dans les puits et forages d'alimentation en eau de Pamandzi et l'Abattoir ne montrent aucune anomalie. Des phénomènes de dégagements gazeux ont été relatés il y a quelques années sur le fond du lac Dziani à la faveur d'une baisse du niveau d'eau. D'autres phénomènes de dégagements gazeux mentionnés lors de travaux antérieurs ont été observés sur la plage située à l'est de l'aéroport et se prolongeant dans le lagon (fig. 1). L'intensité du dégazage y est spectaculaire. La superficie de la zone intéressée est de 300 x 200 m au minimum. Le flux de gaz y est particulièrement élevé, comme en témoigne la baisse importante du pH mesuré dans l'eau de mer du lagon (de 8,2 jusqu'à 5,85) en réponse à l'acidification causée par l'interaction avec le gaz carbonique (CO₂). La pression partielle des émanations de CO₂, estimée à 0,83 atm à partir de la valeur mesurée de pH la plus basse (5,85), est environ 2 300 fois plus élevée que la pression partielle de CO₂ atmosphérique moyenne (3,6.10⁻⁴ atm). Aucune anomalie thermique n'a été détectée en lien avec ces dégagements gazeux.

2.4. GEOCHIMIE DES FLUIDES

Les analyses des eaux superficielles de Petite Terre prélevées en surface et dans un puits à l'Abattoir ne révèlent aucun indice de contamination par des fluides géothermaux profonds. Elles montrent seulement des mélanges entre eau météorique et eau de mer. Une étude antérieure avait mis en évidence des teneurs élevées en fluorures dans les eaux de Petite Terre, attribuables à des percolations de gaz et fluides volcaniques ou au lessivage des cendres et ponces trachytiques riches en fluor.

L'eau du Lac Dziani est très basique avec un pH de 9,2. Elle est issue de processus d'évaporation d'eau de mer, ainsi que de lessivage de carbonates et des cendres trachytiques environnantes, riches en sodium.

Même si cela n'a pas pu être démontré à partir de la composition chimique de l'eau, on sait que ce lac est également alimenté par des eaux de surface d'origine météorique, qui viennent se mélanger à l'eau de mer et subissent, donc, les mêmes processus d'évaporation que cette dernière.

Ces eaux ne montrent pas d'interaction avec des gaz acides comme le gaz carbonique ou l'hydrogène sulfuré, qui aurait eu pour conséquence leur acidification. Les phénomènes de dégagements gazeux au fond du lac doivent donc être relativement limités, mais pourraient être à l'origine de la formation des (ou d'une partie des) carbonates, qui sont lessivés.

Les gaz prélevés sur la plage de l'aéroport et dans le lagon sont d'origine magmatique et constitués essentiellement de gaz carbonique (98% CO₂), avec un peu de méthane (0,4% CH₄) et d'hélium (0,02% He). L'hydrogène sulfuré (H₂S) est absent. Leur composition chimique et les valeurs isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ du CO₂ sont proches de celles des gaz rencontrés sur des volcans actifs de points chauds (hot spots) comme la Réunion ou Hawaï. La présence de ces gaz est reliée à l'activité volcanique récente de Petite Terre. Ils proviendraient du dégazage du magma trachytique stocké dans la chambre magmatique et sous forme d'intrusions hypovolcaniques dans les conduits d'alimentation à l'aplomb des deux appareils de Dziani et de La Vigie (ill. b). L'hypothèse d'une intrusion magmatique n'ayant pas atteint la surface à l'aplomb de la zone de dégazage sur la plage de l'aéroport est envisagée.

2.5. IMPLICATIONS SUR LE POTENTIEL GEOTHERMIQUE DE PETITE TERRE

La présence de ces gaz magmatiques a des implications sur l'évaluation du potentiel géothermique de Petite Terre. En effet, au cours de leur remontée vers la surface, ces gaz magmatiques à haute température sont à même, si les conditions de perméabilité le permettent, de réchauffer des fluides superficiels (eaux météoriques, eau de mer) infiltrés à quelques kilomètres de profondeur et développer ainsi un système géothermal. C'est un modèle classique de développement de réservoir géothermique haute température en contexte volcanique. La présence de gaz magmatiques peut donc être considérée comme un indice de conditions propices au développement d'un réservoir géothermal.

A Petite Terre, les gaz magmatiques sont bien présents tandis que les indices de fluides géothermaux profonds sont absents. Il est, cependant, difficile de conclure définitivement à l'absence de ressources géothermales en raison de la configuration de Petite Terre inhabituelle en prospection géothermique. Petite Terre est posée sur la barrière récifale entre le lagon et la mer ouverte (fig. 2). L'épaisseur des formations carbonatées récifales est estimée à environ 150 m. Ces formations, qui ont été décrites comme étant karstiques, sont probablement envahies par l'eau de mer. Cet écran marin est susceptible de masquer d'éventuelles remontées de fluides géothermaux, à l'exception des gaz.

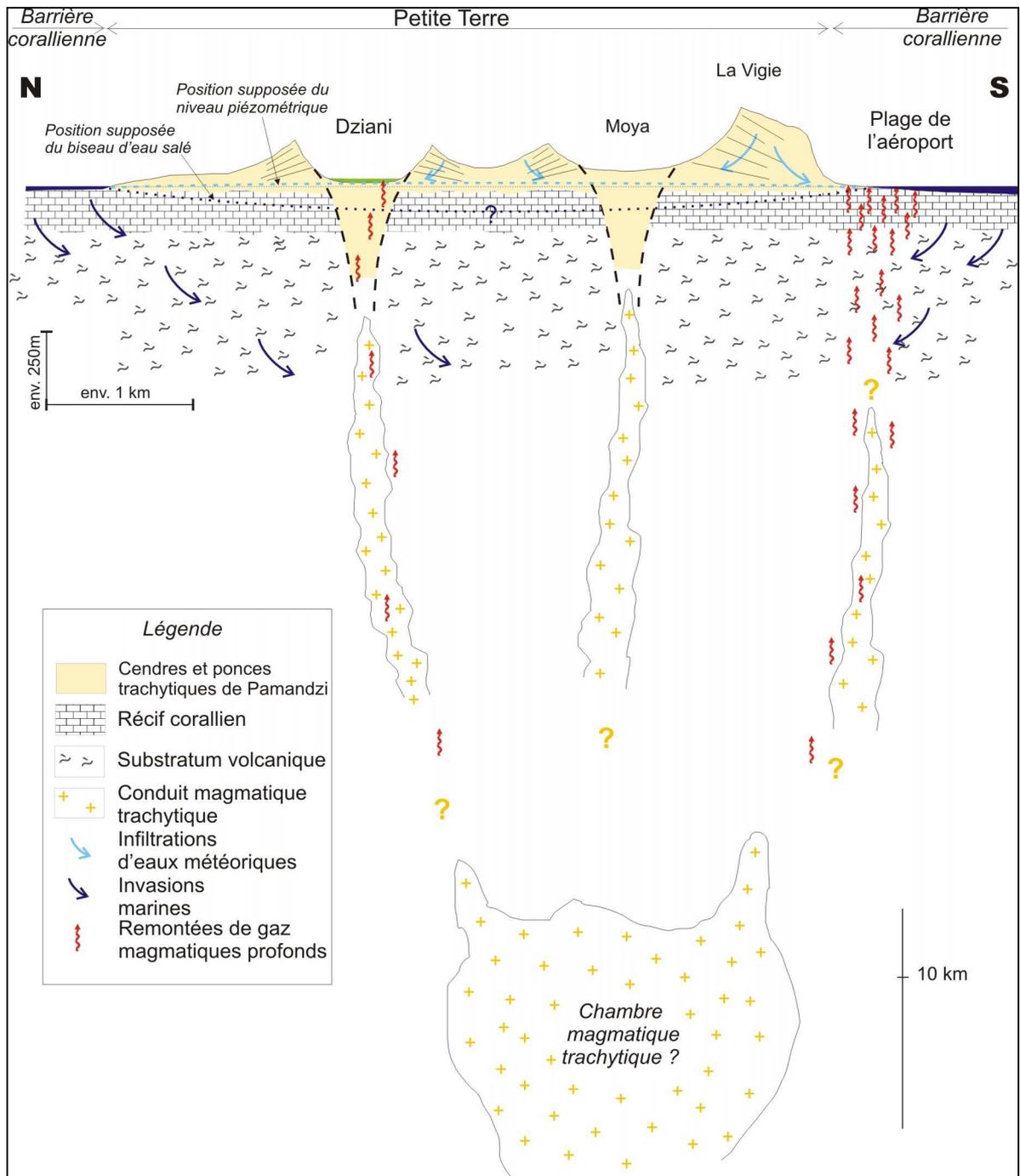


Figure 2 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds.

Donc, bien qu'aucun indice probant n'ait été observé, il subsiste un doute sur l'existence ou non d'une ressource géothermale à l'aplomb de Petite Terre en raison de sa configuration inhabituelle en prospection géothermique.

2.6. TRAVAUX COMPLEMENTAIRES

Les résultats de cette première étude ont suggéré que des travaux complémentaires pouvaient permettre de lever le doute sur la présence ou non d'une ressource géothermale à l'aplomb de Petite Terre. En particulier, une campagne d'exploration plus détaillée du site de dégazage situé sur la plage et dans le lagon à l'est de l'aéroport, permettrait de mieux délimiter et caractériser ce site de dégagements gazeux. A la lumière des résultats acquis ici, il serait également important de pouvoir localiser, prélever et analyser les gaz émis au fond du lac Dziani pour vérifier leur parenté géochimique avec ceux émis sur la plage de l'aéroport.

La réalisation d'un lever gravimétrique sur le site de la plage et dans le lagon permettrait de vérifier l'hypothèse de l'intrusion hypovolcanique sous la zone de dégagements gazeux.

En fonction des résultats complémentaires obtenus, la réalisation de un ou plusieurs sondages de reconnaissance pourrait être éventuellement envisagée dans une phase ultérieure, afin de confirmer ou infirmer une anomalie thermique au sein du substratum volcanique sous les formations récifales. La profondeur de ces sondages devra être de l'ordre de quelques centaines de mètres au minimum afin de s'affranchir de l'écran marin.

3. Phase 2 : étude approfondie des deux zones sélectionnées sur Petite Terre

3.1. CADRE ET OBJET DE L'ETUDE

La deuxième phase s'est attachée à étudier de plus près le potentiel géothermique des deux zones sélectionnées en utilisant des méthodes de prospection en géophysique (magnétisme, gravimétrie, panneau électrique) et en réalisant une campagne de reconnaissance géochimique plus fine, plus détaillée et plus complète que la précédente. Une estimation des débits et flux de CO₂ sur la zone de dégagements gazeux, située sur la plage près de l'aéroport, a pu être donnée.

3.2. RECONNAISSANCE GEOPHYSIQUE

La combinaison des résultats des trois techniques d'exploration géophysique employées, au cours de cette deuxième phase, n'a pas mis en évidence d'anomalies permettant de conclure sur la présence d'un système hydrothermal sous le lac Dziani. Par ailleurs, les deux campagnes de reconnaissance géochimique effectuées par le BRGM n'ont pas permis d'observer les dégagements gazeux évoqués dans la littérature.

En revanche, l'anomalie gravimétrique (fig. 3) et magnétique positive superficielle, mise en évidence sous le site de dégagements de CO₂ de la plage située près de l'aéroport, pourrait résulter de la présence d'une intrusion magmatique basaltique non affleurante (fig. 4), précédant le magmatisme trachytique mais dont l'âge pourrait être différent du premier volcanisme strombolien (indice de polarité magnétique différente). Juste au nord de cette zone, les résultats du panneau électrique S-N indiquent, clairement, la présence d'une discontinuité électrique (fig. 3) séparant le compartiment sud conducteur d'un compartiment nord résistant (cendres et ponces supérieures de la Vigie) dans les 150 premiers mètres de profondeur, sous le niveau de la mer.

Cette discontinuité pourrait se prolonger en profondeur (fig. 4). Elle coïncide avec le fort gradient gravimétrique qui limite, au sud, le système de la Vigie, et pourrait constituer une limite majeure entre les systèmes trachytiques récents, au nord (légers), et le substrat volcanique (incluant les séries carbonatées), au sud. Suivant la carte gravimétrique, sa direction est sensiblement E-W et elle pourrait être un drain pour les gaz observés en surface. Le fait que les appareils Dziani et La Vigie aient émis des magmas trachytiques identiques plaide pour leur origine commune à partir d'une même chambre magmatique installée à l'aplomb de Petite Terre. Il est possible que ce magma trachytique soit issu de la différenciation du magma basaltique émis auparavant dans cette même zone sous forme de cônes stromboliens et de coulées de laves. Dans cette hypothèse, la chambre magmatique serait donc installée depuis relativement longtemps sous Petite Terre.

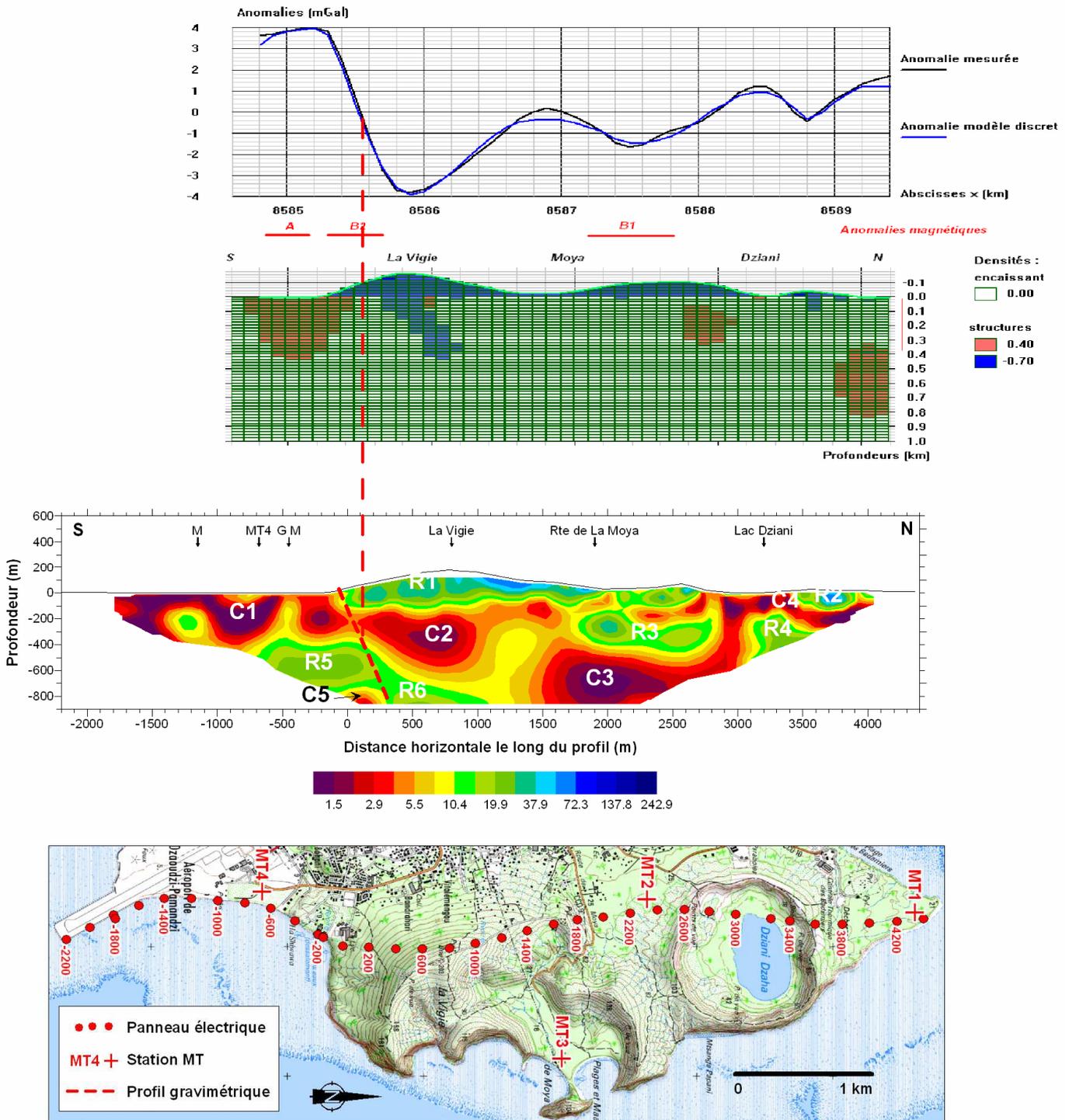


Figure 3 - Panneau de résistivité inversé, corrigé de l'effet de la mer en prenant en compte la topographie 3D de l'île comparé au profil gravimétrique du rapport BRGM/RP-56027-FR (Pajot et al., 2007). Les lettres G et M désignent, respectivement, les anomalies gravimétriques et magnétiques, MT4 le sondage MT du même nom.

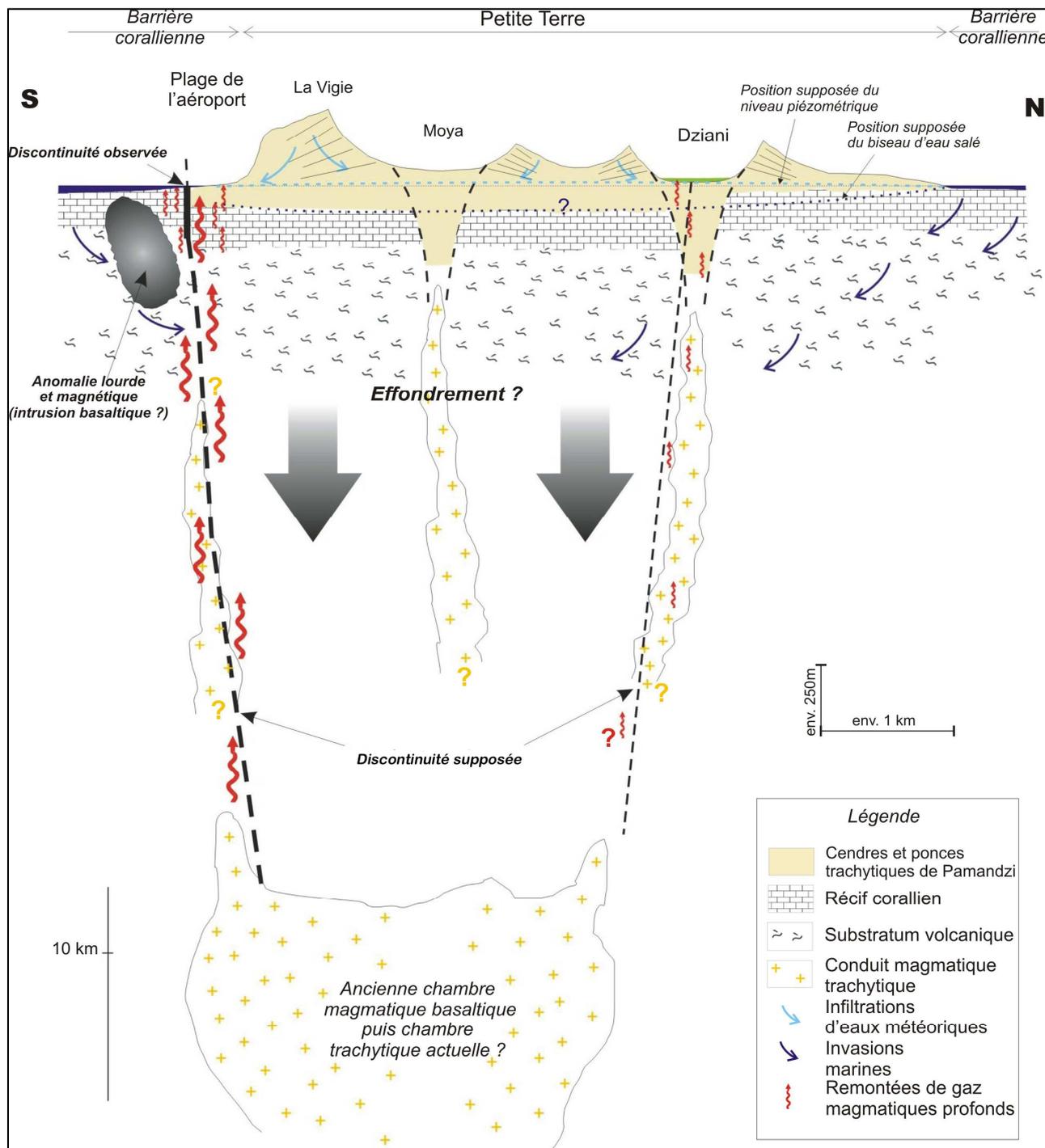


Figure 4 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds. Cette section, tirée de Traineau et al. (2006), a été reprise en tenant compte des nouveaux résultats obtenus au cours de cette nouvelle étude.

Une autre observation importante est l'alignement des deux appareils selon une direction N170°. Cet alignement reflète probablement la direction de la faille profonde ayant permis la remontée du magma vers la surface. La direction de fracturation N170° est bien présente à Mayotte et aux Comores. Elle serait reliée au système de failles transformantes de la Ride de Davie, située entre Madagascar et le continent africain.

L'interprétation du panneau électrique complet traversant l'île de part en part, du nord au sud, en regard des résultats gravimétriques et magnétiques, de la géologie et la bathymétrie a conduit à édifier un modèle volcanologique cohérent expliquant les émergences de gaz au niveau de la plage située près et à l'est de l'aéroport et, peut-être, du lac Dziani. Ce modèle fait intervenir un effondrement sectoriel potentiel (attesté par un large ravinement dessiné dans la bathymétrie, fig. 5) et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre (fig. 4).

L'observation des dégagements gazeux sur ce tracé (sur la plage proche de l'aéroport comme à Dziani) indique que cette discontinuité majeure joue un rôle de drain. L'absence d'autres observations gazeuses est, probablement, due au fait que le reste du tracé est, soit recouvert par les séries de cendres et ponces, soit par la mer. Par ailleurs, ces dégagements gazeux se trouvent à l'intersection de ce tracé avec la faille profonde de direction N170°.

Bien que la distribution des résistivités observées dans la tranche d'investigation (0-800 m) du panneau électrique soit cohérente avec un modèle typique de réservoir géothermique, le fait que des résistivités inférieures à 5 ohm.m, typiques d'un cap-rock, soient observées jusqu'à 800 m rejette l'éventualité d'un réservoir à moins de 1000 m de profondeur. Le panneau électrique n'a, donc, pas permis d'imager le potentiel réservoir que d'autres considérations placent à des profondeurs plus importantes.

La résistivité des zones d'altération géothermale dépend aussi du faciès de la roche d'origine et une lave massive de type basaltique altérée sera toujours marquée plus résistante que des séries scoriacées ayant subi le même processus. Les anomalies conductrices dans la gamme 1-5 ohm.m peuvent correspondre indifféremment à des séries profondément altérées de type cap-rock, à des calcaires récifaux poreux et à des séries de cendres et ponces saturées d'eau de mer et/ou hydrothermalisées. Ces anomalies représentent de façon certaine, au moins en partie, les séries calcaires récifales qui, d'après la carte géologique, ceinturent l'ensemble de l'île et dont l'épaisseur pourrait atteindre 250 m.

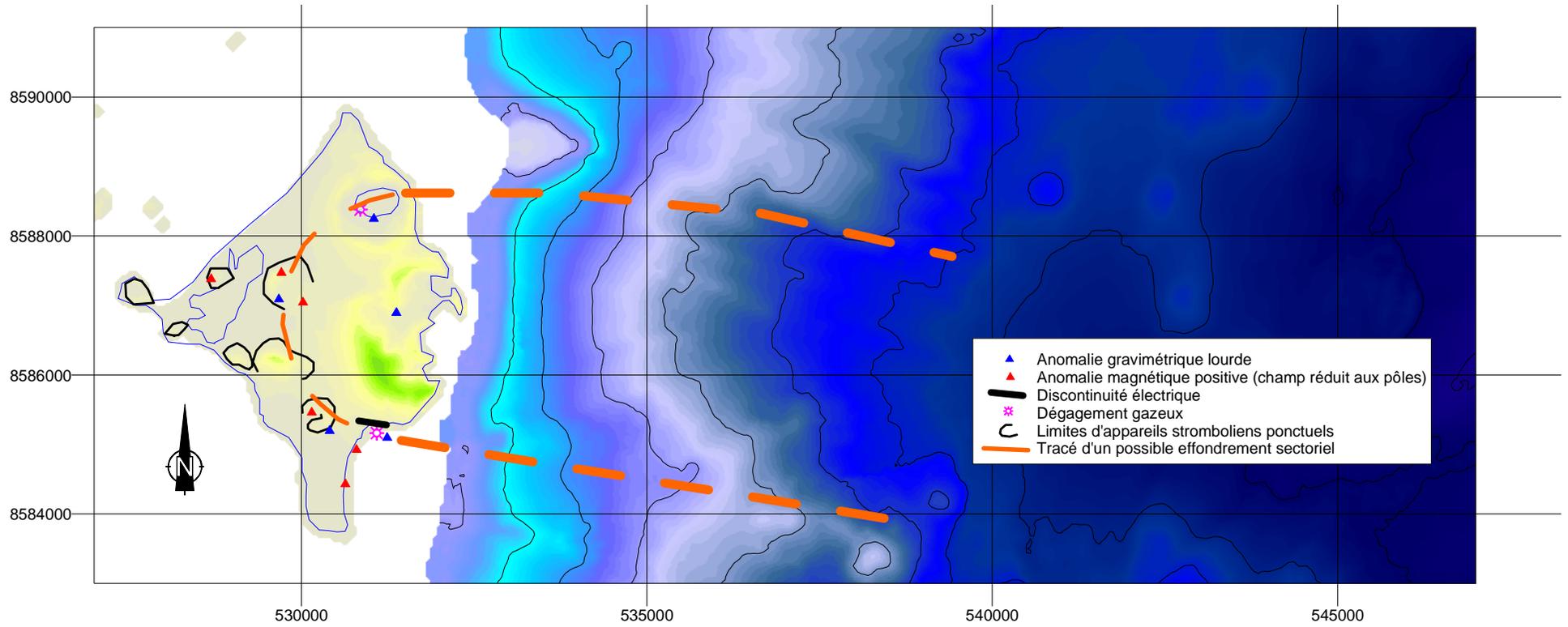


Figure 5 - Extrait de la carte bathymétrique de Mayotte (Audru et al., 2006) montrant un large ravinement en relation avec un effondrement sectoriel potentiel et un collapse d'origine volcanique, très probablement associés au volcanisme strombolien de Petite Terre marqué par les anomalies gravimétriques lourdes et magnétiques.

3.3. RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE

La campagne de reconnaissance géologique et géochimique a permis de mieux délimiter et caractériser la zone de dégagements gazeux. Cette zone peut être divisée en deux parties : une partie où l'on observe de nombreux dégagements gazeux importants, et une autre où ces derniers sont rares, disséminés et faibles. La surface occupée par la première partie, qui a été divisée en onze compartiments, a été évaluée à environ 30000 m². Le débit moyen d'émissions naturelles de CO₂ y a été estimé à plus de 9,4 tonnes par jour, soit à 3400 tonnes par an (fig. 6).

En tenant compte de la surface estimée de la première partie, on peut évaluer le flux naturel moyen de CO₂ à plus de 0,31 kg/jour/m², soit à plus de 114 kg/an/m² sur cette partie. La surface de la deuxième partie a été évaluée à 23000 m² et les dégagements de CO₂ y sont rares et faibles. On peut, donc, estimer le débit total moyen d'émissions de CO₂ de la zone d'étude supérieur à 10 tonnes par jour, soit 3650 tonnes/an. Ces valeurs sont comparables à celles estimées sur certains champs géothermiques ou certaines régions situées près de volcans actifs (elles sont souvent plus basses que celles-ci). Elles sont très inférieures à celles correspondant aux émissions des volcans.

Les résultats obtenus sur la géochimie des gaz confirment et viennent compléter ceux acquis au cours de la précédente campagne de reconnaissance. Ces gaz sont constitués à 97-98% de dioxyde de carbone, de 0,2% de méthane, d'un peu d'hélium et de radon (fig. 6). Leur composition chimique les classe parmi des gaz caractéristiques de magmas basaltiques de zones de Points Chauds (Hot Spots), comme le sont Hawaï ou La Réunion (fig. 7).

Le carbone-13, mesuré sur le dioxyde de carbone, les rapports isotopiques de l'hélium ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) exprimés en fonction du rapport de l'air actuel (R_a) et les isotopes du néon indiquent une origine mantellique profonde marquée pour ces gaz. Les valeurs de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ mesurées (autour d'une valeur de R/R_a de 6,65) sont proches de celles trouvées sur des basaltes du volcan La Grille des Grandes Comores (6,75-7,08 ; Point Chaud à faible rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$), légèrement inférieures à celles déterminées sur les basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB, autour d'une valeur de R/R_a de 7 à 9), et très inférieures à celles mesurées sur des basaltes d'Hawaï, d'Islande et de la Réunion (valeur moyenne de R/R_a de 12,9 ; Point Chaud à rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ élevé), qui sont issus de sources mantelliques plus profondes et moins dégazées que celles des MORB.

Suivant les interprétations retenues et si l'on considère une contribution crustale ou non (recyclage de la croûte dans le manteau, par exemple), l'origine mantellique de ces gaz peut varier de 75 à 100%.

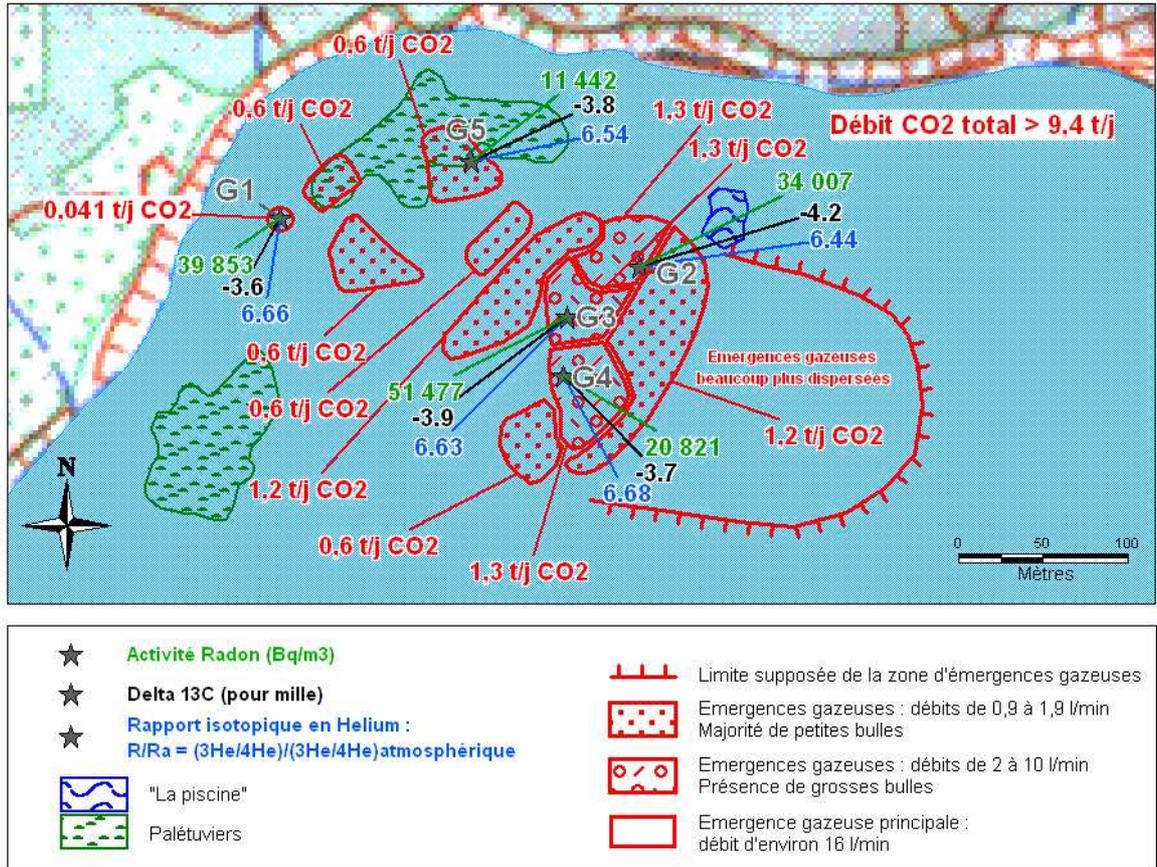


Figure 5 - Limites de la zone de dégagement gazeux de CO₂, située sur une plage près et à l'est de l'aéroport. Estimations des débits de CO₂, analyses de radon et des valeurs isotopiques du carbone-13 et du rapport ³He/⁴He.

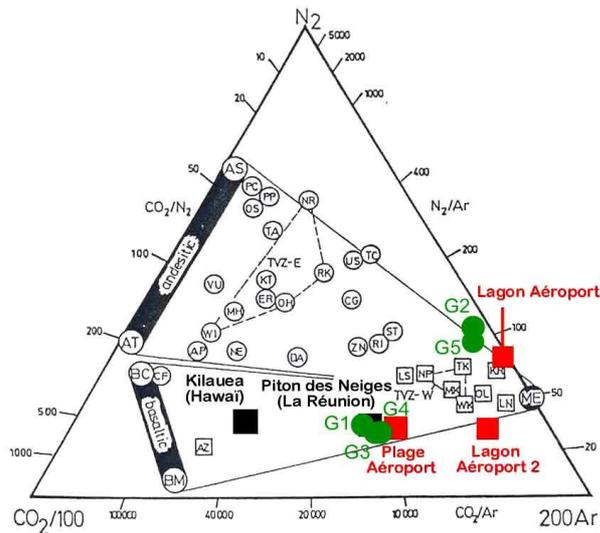


Figure 6 - Diagramme de Marty et Giggenbach (1990) indiquant les concentrations relatives de N₂, CO₂ et Ar pour les échantillons de gaz analysés (à comparer aux concentrations des échantillons de gaz provenant de La Réunion et d'Hawaï). Les échantillons G2, G5 et Lagon Aéroport sont contaminés par de l'air atmosphérique.

4. Conclusions

Compte tenu des résultats obtenus au cours de cette étude, la présence d'une ressource géothermale dans les premiers 1000 mètres de profondeur peut être écartée et paraît peu probable jusqu'à environ 1500 m, profondeurs qui sont jugées économiquement intéressantes pour produire de l'électricité à partir de la géothermie. Néanmoins, étant donné le volcanisme récent de Petite Terre, la localisation et le contexte de cette zone par rapport aux données géologiques, bathymétriques, géochimiques et géophysiques, l'existence d'une anomalie thermique ou d'un système hydrothermal à des profondeurs plus importantes ne peut être exclue. Seule, la réalisation de forages de gradient géothermique de 300 à 400 m de profondeur, qui constituerait une occasion de s'affranchir de l'écran constitué par le niveau corallien superficiel (jusqu'à 250 m d'épaisseur) contenant de l'eau de mer, pourrait apporter de nouveaux éléments d'information et permettre de localiser des zones d'intérêt géothermique en profondeur. Le choix de l'implantation de ces forages bénéficierait, alors, des résultats obtenus au cours de cette étude et des travaux antérieurs menés par le BRGM.

Etant donné le contexte de Mayotte, le coût des forages et des installations, les prix actuels des énergies et l'état des connaissances sur l'exploitation de la géothermie profonde, la production d'électricité à partir de la géothermie, à des profondeurs supérieures à 2000 m, est difficilement envisageable. Elle pourrait le devenir dans le futur si les prix des énergies étaient modifiés (le coût des énergies fossiles ne peut qu'augmenter à moyen terme) et des progrès techniques et technologiques étaient accomplis. Elle permettrait, par ailleurs, de réduire les émissions de CO₂ vers l'atmosphère.

En marge de la géothermie, une application industrielle, à partir de la récupération du CO₂ produit sur la zone d'étude (élaboration de boissons gazeuses, gazéification des eaux minérales en bouteille, conservation des aliments en atmosphère neutre, réfrigération et surgélation à l'aide de CO₂, etc.) pourrait, éventuellement, être envisagée, après une étude de préfaisabilité.

5. Bibliographie

Audru J.C., Guennoc P., Thinon I., Abellard O. (2006) - Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1240-1249.

Marty B. and Giggensch W.F. (1990) - Major and rare gases at White Island volcano, New Zealand: Origin and flux of volatiles. *Geophys. Res. Let.*, 17, 247-250.

Pajot G., Debeglia N., Miehé J.-M. (2007) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 1. Investigations géophysiques par gravimétrie, magnétisme et panneau de résistivité électrique. *Rapport intermédiaire BRGM/RP-56027-FR*, 60 p.

Sanjuan B., Baltassat J.-M., Bezelgues S., Brach M., Girard J.-F., Mathieu F. (2008) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 2. Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires et synthèse des résultats. *Rapport final BRGM/RP-56802-FR*, 82 p.

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C. (2006) - Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. *Rapport final BRGM/RP-54700-FR*, 82 p.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

**Centre scientifique et technique
Département GTH**
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 20

**Service géologique régional “BRGM Réunion”
Antenne de Mayotte**
9, centre Amatoula - Z.I. de Kawéni
B.P. 1398
97600 Mamoudzou
Mayotte
Tél. : 02 69 61 28 13