

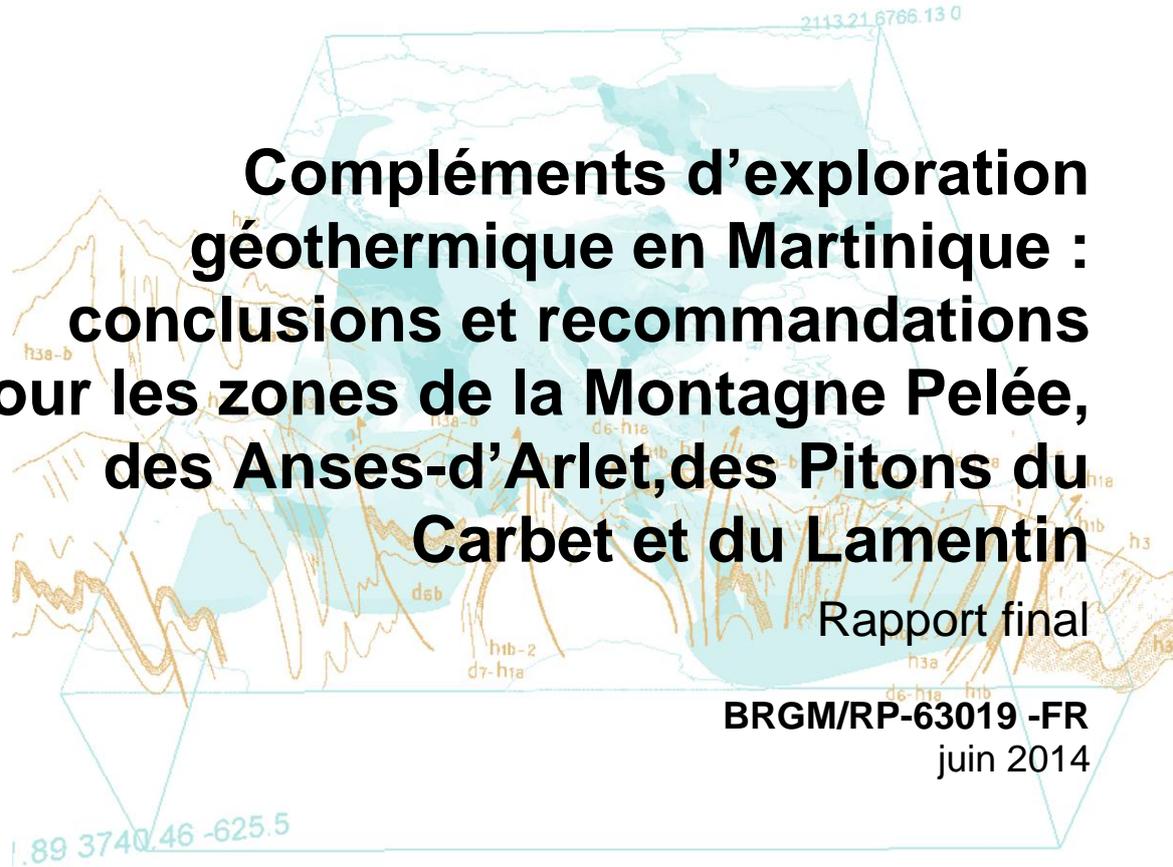
Document public



# Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses-d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin

Rapport final

BRGM/RP-63019 -FR  
juin 2014





# Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses-d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin

Rapport final

BRGM/RP-63019-FR

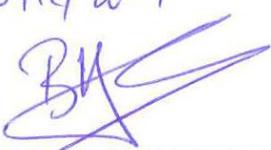
juin 2014

Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM

A. Gadalia, J.M. Baltassat, V. Bouchot, S. Caritg, N. Coppo, F. Gal, J.F. Girard, A. Gutierrez,  
T. Jacob, G. Martelet, S. Rad, A.L. Tailame, H. Traineau, B. Vittecoq, P. Wawrzyniak, C. Zammit

Avec la collaboration de

R. Barbier, F. Baron, M. de Béchillon, A. Bonjour, A. Bourguignon, M. Brach, G. Braibant,  
L. Gailler, F. Koch, G. Lalubie, F. Mathieu, G. Négrel, P.A. Reninger, K. Rivé

**Vérificateur :**  
Nom : **B. Sanjuan**  
Date : 16/12/2014  
Signature : 

**Approbateur :**  
Nom : **J.C. Audru**  
Date : 15/12/2014  
Signature : 

Le système de management de la qualité et de l'environnement  
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.



**Mots-clés** : Exploration géothermique, Montagne Pelée, Anses-d'Arlet, Modèles géothermiques conceptuels, Système d'Information Géographique

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

**Gadalia A., Baltassat J.M., Bouchot V., Caritg S., Coppo N., Gal F., Girard J.F., Gutierrez A., Jacob T., Martelet G., Rad S., Tailame A.L., Traineau H., Vittecoq B., Wawrzyniak P., Zammit C.** (2014) – Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses-d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin. Rapport final BRGM/RP-63019-FR, 222 p, 73 fig., 7 tabl., 4 ann., 1 CD.

## Synthèse

Le projet de « Compléments d'exploration géothermique de la Martinique » se situe dans le cadre de la relance et du développement des énergies renouvelables (ENR) dans les territoires français d'outre-mer (objectif de 50 % la part d'ENR dans ces territoires, à l'horizon 2020). Dans les îles volcaniques telles que la Martinique, la géothermie constitue l'énergie renouvelable *a priori* la plus prometteuse.

Ce projet a été cofinancé par le FEDER, l'ADEME, le Conseil Régional et le Syndicat Mixte d'Électricité de la Martinique (SMEM). Il rejoint la volonté des pouvoirs publics et de la Région Martinique d'aller vers l'indépendance énergétique de l'île en 2030.

La Martinique présente un contexte géologique favorable à l'existence de ressources géothermales. Leur exploration a commencé il y a plus de 40 ans. On peut la répartir en trois étapes, (1) fin des années 60 où elle a été plutôt focalisée sur la plaine du Lamentin avec le premier forage d'exploration identifiant une ressource à 90 °C, (2) début des années 80 sur le Lamentin et le sud-est de la Montagne Pelée (Morne Rouge) et (3) les années 2000 où deux zones d'intérêt ont été ciblées : le sud-ouest de la Montagne Pelée, et la Petite-Anse entre les anses d'Arlet et Diamant. En 2001, trois forages d'exploration sont réalisés dans la plaine du Lamentin.

Le projet de « Compléments d'exploration » débuté en 2012, a ciblé 4 zones. Du nord au sud : la Montagne Pelée, les Pitons du Carbet, la plaine du Lamentin et le secteur des Anses-d'Arlet, entre les mornes Champagne et Larcher. Il s'agissait de vérifier et de compléter les premières interprétations et de localiser ainsi des périmètres favorables à l'implantation de forages d'exploration sur les deux zones les plus prometteuses : la Montagne Pelée, au nord, et le secteur des Anses-d'Arlet, au sud-ouest.

L'évaluation des ressources géothermiques s'est déroulée en plusieurs étapes durant l'année 2012-2013 et à partir de quatre thématiques :

- géologie : exploration des indices pétrographiques, minéralogiques de l'activité magmatique et hydrothermale et de leurs cadres structuraux ;
- hydrogéologie : recueil des données et mesures sur site pour évaluer les bilans hydrologiques (recharge des systèmes hydrothermaux éventuels) ;
- géochimie : analyse des gaz des sols, prélèvements et analyses des eaux et gaz de sources et de forages ainsi que d'eaux de surface (rivière, étang, ...) ;
- géophysique : inventaire, synthèse et retraitement des données géophysiques anciennes (*gravimétrie*<sup>1</sup>, magnéto-tellurique, *magnétisme*<sup>\*</sup>, ...), puis complément en *gravimétrie*<sup>\*</sup> et en électromagnétisme : *MT*<sup>\*</sup> et *CSEM*<sup>\*</sup>.

À la suite de ces différentes investigations, ont pu être établis des modèles conceptuels des systèmes géothermaux de la Montagne Pelée et de Petite Anse afin de délimiter les zones favorables à l'implantation de forages d'exploration.

---

<sup>1</sup> Les termes en **bleu** associés à un astérisque\* sont définis dans le lexique en début de rapport et en Annexe 4

## Montagne Pelée

La montagne Pelée est un édifice récent à l'échelle géologique (environ 120 000 ans ou 120 ka). Trois cicatrices sur le flanc sud-ouest de la montagne révèlent l'existence d'effondrements sectoriels\* qui ont eu lieu successivement il y a 100 ka, 25 ka et 9 ka, probablement à la faveur de zones de faiblesse provoquées par l'hydrothermalisme.

Les manifestations hydrothermales actuelles sont limitées à quelques sources sur le flanc sud-ouest avec des caractéristiques géochimiques variées mais à dominante bicarbonatée sodique ( $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ).

Les prospections géophysiques montrent une couche conductrice couvrant la quasi-totalité du sous-sol de l'édifice, à 500 m de profondeur et sur une épaisseur de 500 m. Deux indices caractéristiques des toits de réservoirs géothermaux, dévoilent l'existence de réservoirs sur le flanc sud-ouest (SO) de la montagne : un bombement de la couche conductrice\* sous la zone sommitale du volcan et un conduit résistant\* traversant cette couche en amont du flanc SO. En revanche, le flanc est du volcan ne présente aucune anomalie.

On distingue donc :

- un premier réservoir ayant une composition nettement bicarbonatée-sodique ( $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ) qui se situe dans la partie centrale de l'appareil volcanique. Il alimente les sources de la rivière Chaude et d'après les calculs de géothermométrie\*, les températures y avoisinent les 180-200 °C. D'après la géochimie, ces sources évolueraient vers un pôle bicarbonaté ( $\text{HCO}_3$ ) avec une diminution de leur température depuis leur apparition (après l'éruption de 1902) ; cela indiquerait une diminution du débit du fluide chaud, profond et, donc, un colmatage progressif du conduit de fuite ;
- un second réservoir plus excentré et bicarbonaté- chloruré sodique ( $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ ) atteint une gamme de températures de 155-180 °C. Il connaît une faible contribution marine (d'où la présence de chlore) et alimente les sources de la rivière Picodo.

Les sources chaudes sous-marines au niveau du Prêcheur et du forage d'observation de l'eau souterraine de la commune de Saint-Pierre sont interprétées comme les exutoires d'un écoulement latéral, à faible profondeur, depuis la rivière Chaude, en passant sous la coulée Blanche.

Une chambre magmatique\* qui avoisine les 800 °C sert de source de chaleur à 5-6 km de profondeur, à ces deux réservoirs profonds. Ils sont rechargés en eau météorique\* grâce aux fortes précipitations tropicales et à l'importante perméabilité du terrain souligné par les campagnes hydrogéologiques.

Sans doute en liaison avec l'activité du strato-volcan, les réservoirs géothermaux de la Montagne Pelée ne semblent pas avoir atteint leur équilibre à l'échelle géologique et leurs températures maximales, bien que celles-ci soient suffisantes pour l'exploitation géothermique de haute-température\*.

Deux zones de forage sont proposées : (i) la première cible le premier réservoir central au niveau de la rivière Chaude, (ii) la seconde vise le réservoir latéral au-dessus de la rivière Picodo, entre le Gros Morne et le Morne Dos d'Âne.

## Les Anses-d'Arlet

Les premières études géothermiques sur les Anses-d'Arlet s'étaient, jusque-là, concentrées sur la zone de Petite-Anse en raison des indices de surface qu'offraient les Eaux-Ferrées. En 2012, la zone d'investigation a été étendue à l'ensemble de l'axe **volcano-tectonique\***, allant de la Pointe Burgos (~1 720 ka) au Rocher du Diamant (~1 100 ka), en passant par le Morne- Champagne (~670 ka), Roches-Genty, Morne-Jacqueline (non daté) et le Morne-Larcher (346 ka).

Il y a quelque centaines de milliers d'années, peu de temps à l'échelle géologique, le flanc sud du Morne-Jacqueline a été déstabilisé, donnant lieu à un **effondrement sectoriel\***. Celui-ci a mis à jour une partie de la couche imperméable (ou **caprock argileuse \***) du réservoir géothermal et d'une intrusion magmatique (ou **dyke\***). Ceci a permis de révéler, en surface, des altérations hydrothermales argileuses fossiles, aujourd'hui le siège de dépôt de **travertins carbonatés associés aux** sources thermo-minérales de Petite-Anse (les Eaux-Ferrées). Des émanations de gaz (CO<sub>2</sub>, He) d'origine magmatique accompagnent les altérations hydrothermales, la source thermo-minérale et se prolongent en mer.

La minéralisation de la source thermale est plutôt chlorurée sodique, en raison, probablement, d'une contamination par l'eau de mer (moins de 50 % du liquide hydrothermal). Elle exprime l'activité hydrothermale actuelle, avec une interaction forte avec l'encaissant rocheux profond, à haute température. D'après les **géothermomètres\***, celle-ci converge vers 190 à 210 °C. Aucune des sources voisines analysées, repérées dans la région (ex. source Larcher, source Colibri) n'a de lien avec le système de Petite-Anse.

La géophysique révèle une couche conductrice, probablement argilisée, donc imperméable étendue pratiquement sur l'ensemble de la zone (du Morne-Jacqueline, à l'ouest, à Diamant, à l'est et du Morne-Réduit, au nord, au Morne-Larcher, au sud). Cette couche présente un bombement sur son flanc sud-est au sud de Roches-Genty, caractéristique d'un toit de réservoir géothermal.

Contrairement à la zone de la Montagne-Pelée, la faible pluviométrie, la forte **évapotranspiration\*** et l'extension de la zone imperméable argilisée, induisent une faible infiltration, donc une recharge limitée, malgré l'apport probable en eau de mer ; cela peut expliquer le faible débit des sources.

La source de chaleur potentielle du réservoir géothermal peut être alimentée de deux façons : une **chambre magmatique\*** localisée sous le Morne-Larcher, ou une grande intrusion magmatique, marquée par la géophysique, au niveau du Morne-Jacqueline dont le **dyke\*** des Eaux-Ferrées serait un appendice.

À la différence des systèmes géothermaux caractérisés sur la Montagne-Pelée qui se signalaient par leur manque de maturité, celui de la Petite-Anse, bien qu'atteignant une température analogue, semble être relativement ancien et en voie de contraction probablement du fait de la recharge insuffisante. Là aussi, cette tendance à l'échelle géologique ne contredit pas les possibilités d'exploitation d'une ressource géothermique qui reste cependant à confirmer par forage d'exploration.

Le thalweg situé au nord du bourg de Petite-Anse étendu à la zone de sources des Eaux-Ferrées semble être le site le plus favorable à l'implantation de ces forages d'exploration.

## Pitons du Carbet

Le massif des Pitons du Carbet est formé de dômes de lave dont les plus récents ont un peu plus de 330 ka.

Le massif est orienté NNO-SSE et la cicatrice orientale d'un effondrement du flanc\* ouest de cet ensemble souligne cette direction.

Un hydrothermalisme ancien (> 770 ka) à sulfures de fer (pyrite) et illite\* s'est développé au NE. Cette altération pyriteuse a une incidence sur la composition des fluides à Deux-Choux (dégagement de sulfure d'hydrogène ou H<sub>2</sub>S) notamment mais aussi sur tout le NE de la zone explorée (enrichissement en sulfates).

L'exploration gravimétrique couplée au levé MT\* permet de définir (i) un ensemble lourd et résistant qui s'enfonce du NE vers le SO (volcanisme du Morne Jacob, premiers épisodes des Pitons du Carbet) et (ii) des formations légères et résistantes issues du démantèlement des précédentes.

Plusieurs sources thermales et venues de gaz magmatique jalonnent le pourtour des Pitons les plus récents, les dômes de première génération ayant été largement détruits par l'effondrement sectoriel.

Le calcul du **bilan hydrique\*** ne permet pas de mettre en évidence une infiltration importante.

Les eaux souterraines peuvent se répartir en deux groupes :

- (i) eaux qui se rattachent aux sources de Didier et Absalon nettement bicarbonatées sodiques, associées à des venues de gaz d'origine magmatique (CO<sub>2</sub>, He), montrant des signes d'interaction eau-roche à moyenne température (100-140 °C) et une très faible composante d'eau de mer (<0,1 %) acquise avant l'interaction avec la roche du réservoir ;
- (ii) eaux qui se rapprochent de la source de Moutte toutes localisées à moins de 3 km du littoral Sud du massif ; la composante d'eau de mer est plus importante (0,4 à 1,2 %) et les signes d'interaction sont plus faibles (avec la roche, comme avec le gaz magmatique) pour une même température profonde estimée (90-140 °C) ; cela traduit soit un rapport eau roche plus élevé, soit un temps de transit plus court.

En cohérence avec l'estimation de température profonde moyenne, aucune structure du type couverture argileuse / réservoir géothermique n'a été mise en évidence par l'exploration **magnéto-tellurique\***.

Les seuls indices d'activité hydrothermale témoignent de **températures moyennes\*** et sont associés aux émanations de CO<sub>2</sub>.

Les zones les plus favorables pour capter cette éventuelle ressource, où la composante d'interaction eau-gaz-roche est la plus forte, se situent plutôt à la périphérie des Pitons les plus récents.

Des compléments d'exploration seront nécessaires pour mieux localiser les zones d'intérêt : pointements de gaz, zones de fracture profonde, croisement de fractures, ...

## Le Lamentin

La Plaine du Lamentin est une plaine alluviale entourée de massifs volcaniques plus anciens.

Le secteur est affecté par un jeu de failles NO-SE et NE-SO.

Un hydrothermalisme polyphasé (daté vers 250-300 ka) de haute température (> 200 °C) s'est développé avec des dépôts massifs de silice (*sinters*\*) et une altération argileuse en profondeur. Il a été suivi d'une phase de moins haute température (200 à 120 °C).

L'altération actuelle à *kaolinite*\* est en équilibre avec le fluide des sources thermales et des forages (50 à 90 °C).

Le régime hydrologique y est dominé par la mise en pression des eaux provenant des Pitons du Carbet.

Une convergence entre la localisation des sources chaudes, des anomalies de gradient thermique, des anomalies géochimiques des sols (Rn, Hg, As) anciennes et actuelles (CO<sub>2</sub>, He) se retrouve à partir de l'est du Cohé jusqu'à Carrère suivant une direction NO-SE.

Les mesures de conductivité (par CSEM\*) indiquent la convergence vers l'est du Cohé (i) à moins de 400 m d'une zone très conductrice contenant un niveau producteur, ouverte vers l'Ouest et (ii) à plus de 800 m d'un niveau conducteur orienté vers le NNO.

Les eaux thermales sont très minéralisées (> 30 % d'eau de mer) et riches en CO<sub>2</sub> d'origine magmatique.

Elles sont enrichies en éléments typiques de l'interaction à haute température mais le calcul de leur température d'équilibre\* indique une valeur comprise entre 90 et 140 °C. Leur minéralisation semble acquise au contact des anciennes altérations hydrothermales (datées vers 250-300 ka) ;

Le champ géothermal de moyenne température\* pourrait résulter d'un mélange entre une eau peu minéralisée venue des Pitons du Carbet et de l'eau de mer entre la Pointe Desgras et le quartier Californie.

La zone la plus favorable au développement de la ressource géothermale de moyenne température\*, peu profonde, se situe, à terre, au NE du Cohé.

La priorité reste, cependant, la réalisation de pompages d'essais sur le forage Californie afin de mieux qualifier et quantifier la ressource à 90 °C captée en 2000 dans la perspective, notamment, d'une utilisation pour la production de froid.

Des compléments d'exploration notamment par CSEM, pourront être menés avec des stations de mesure couvrant plus largement les zones situées au nord et à l'ouest des forages Californie et LA-101. Il sera ainsi possible de mieux cerner à la fois l'extension vers l'ouest de la zone productive peu profonde et de préciser l'extension de la zone conductrice plus profonde.

## LEXIQUE SYNTHÈSE

---

AMT (Audio-MagnétoTellurique) : méthode d'exploration géophysique basée sur les variations de résistivité\* électrique du sous-sol, mesurant les variations naturelles du champ électromagnétique dans la gamme de fréquences audibles ou voisines (entre 1 et 10 000 Hz). Cette méthode permet une investigation jusqu'à 1 000 m de profondeur (à moduler en fonction des la résistivité du milieu) pour la reconnaissance de toit de systèmes géothermiques (*caprock*).

Caprock (ou roche couverture) : couverture argileuse imperméable, composée de smectite, coiffant le réservoir géothermique sous-jacent et permettant la convection hydrothermale.

Conductivité électrique : est l'aptitude d'un matériau ou d'une solution à laisser les charges électriques se déplacer librement, donc à permettre le passage d'un courant électrique. Inverse de la résistivité.

CSEM (« Controlled Source Electromagnetism ») : méthodes d'exploration du sous-sol qui repose sur la mesure de la résistivité\* électrique du sous-sol. Cette méthode mesure les variations du champ électromagnétique du sous-sol induites par une source contrôlée. La profondeur d'investigation dépend de l'intensité et de la fréquence des signaux émis. L'émission du signal peut être de nature magnétique (courant circulant dans une boucle magnétique) ou galvanique (injection d'un courant dans un dipôle électrique). Le tubage des forages peut être utilisé pour injecter des courants intenses en profondeur pour une plus large investigation en profondeur et en distance par rapport à l'émetteur.

Dyke : est un filon vertical de roche magmatique qui s'est infiltré dans une fissure de l'encaissant.

Eau météorique : eau de pluie.

Effondrement sectoriel : désolidarisation soudaine d'une structure géologique en relief (volcan, notamment) sur une vaste surface et qui s'accompagne d'un écoulement gravitaire massif de matériaux, voire d'un ensemble de terrains (avalanche de débris).

Évapotranspiration : quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes.

Géothermomètre : outil permettant d'estimer la température d'un réservoir à partir d'une de ses fuites (forage, source, fumerole) en surface ; cette méthode s'appuie sur des concentrations d'espèces dissoutes ou de gaz, des rapports de concentration ou des rapports isotopiques.

Gravimétrie : méthode géophysique dite « de potentiel » qui étudie les variations spatiales du champ de pesanteur pour, au travers de divers analyses et traitement, imager les variations de densité du sous-sol. Est appliquée généralement pour explorer l'environnement géologique et structural des systèmes géothermiques, pour détecter et localiser les intrusions magmatiques lourdes, potentielles sources de chaleur des systèmes géothermiques.

MT (MagnétoTellurique) : méthode d'exploration géophysique basée sur les variations de résistivité\* électrique du sous-sol, mesurant les variations naturelles du champ électromagnétique jusque dans la gamme des basses fréquences (de 1 à 0.001 Hz). Cette méthode permet une investigation au-delà de 1 000 m de profondeur pour la reconnaissance des systèmes géothermiques.

Piézométrie : mesure de profondeur de la surface de la nappe d'eau souterraine. Elle est exprimée soit par rapport au sol en m, soit par rapport à l'altitude zéro du niveau de la mer en m NGF (Nivellement Général Français).

Résistivité électrique : paramètre physique représentant la capacité d'un matériau à s'opposer à la circulation du courant électrique. Inverse de la conductivité électrique.

Travertin : dépôts à l'émergence de sources, de nature carbonaté (du type calcaire), souvent vacuolaire, rubané.



# Sommaire

<b>1. Introduction .....</b>	<b>17</b>
1.1. EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA MARTINIQUE .....	17
1.2. CAMPAGNE D'EXPLORATION DE 2012-2013 .....	18
<b>2. Zone de la Montagne Pelée.....</b>	<b>20</b>
2.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	20
2.1.1. Manifestations hydrothermales : contexte géologique et relations avec les éruptions magmatiques.....	20
2.1.2. Éffondrements sectoriels.....	23
2.1.3. Système de <i>caldeiras</i> * .....	24
2.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	26
2.2.1. Influence de la structure de l'édifice .....	26
2.2.2. Infiltrations en aval des sources de la rivière Chaude et résurgences littorales .....	26
2.2.3. Circulations souterraines.....	27
2.2.4. <i>Bilan hydrologique</i> * et alimentation du système géothermal .....	28
2.2.5. Hypothèses concernant le flanc Est de la Montagne Pelée.....	28
2.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	31
2.3.1. Objet de l'étude.....	31
2.3.2. Rôles du contexte géographique et géologique .....	31
2.3.3. Caractéristiques et origine des eaux .....	31
2.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS ....	39
2.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	39
2.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DU MASSIF DE LA MONTAGNE PELEE.....	50
2.6.1. Modèle conceptuel du système de la Montagne Pelée .....	50
2.6.2. Localisation des réservoirs d'après les résultats géophysiques .....	50
2.6.3. Âge et pérennité du système géothermal de la Montagne Pelée.....	51
2.6.4. Évolution temporelle du système volcano-hydrothermal de la Montagne Pelée .....	54
2.7. DÉTERMINATION DE ZONES FAVORABLES À L'IMPLANTATION DE FORAGE(S) D'EXPLORATION.....	57
<b>3. Zone des Anses d'Arlet.....</b>	<b>59</b>
3.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	59
3.1.1. Stade initial .....	59
3.1.2. Stade intermédiaire.....	61
3.1.3. Activité géothermale actuelle .....	62

3.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	63
3.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	64
3.3.1. Historique des travaux sur le secteur de la « source du Diamant » .....	64
3.3.2. Contexte géographique et géologique .....	65
3.3.3. Caractéristiques et origines des eaux .....	65
3.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS ....	72
3.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	75
3.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DES ANSES D'ARLET.....	79
3.7. DÉTERMINATION D'UNE ZONE FAVORABLE À L'IMPLANTATION DE FORAGE(S) D'EXPLORATION.....	80
<b>4. Zone des Pitons du Carbet .....</b>	<b>83</b>
4.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	83
4.1.1. Synthèse de l'histoire volcanique du massif.....	83
4.1.2. Relevé de la fracturation tectonique.....	84
4.1.3. Cartographie des manifestations hydrothermales de surface.....	85
4.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	89
4.2.1. Mofettes* de Deux-Choux.....	89
4.2.2. Sources chaudes d'Absalon.....	91
4.2.3. Bilans hydrologiques* .....	92
4.2.4. Modèle de circulation des eaux souterraines .....	94
4.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	96
4.3.1. Historique .....	96
4.3.2. Méthode.....	96
4.3.3. Répartition spatiale des eaux des sources et émanations gazeuses.....	96
4.3.4. Caractérisation et origine des eaux souterraines .....	99
4.3.5. Indications fournies par les isotopes de l'hélium .....	107
4.3.6. Proposition de modèle géochimique .....	108
4.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS: SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS ...	109
4.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....	112
4.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DES PITONS DU CARBET.....	117
4.6.1. Chronologie des événements volcaniques et hydrothermaux .....	117
4.6.2. Système géothermal actuel.....	118
<b>5. Zone du Lamentin.....</b>	<b>121</b>
5.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS.....	121
5.1.1. Cadre géologique du prospect .....	121

5.1.2. Cadre structural régional du prospect .....	123
5.1.3. Relevé de la fracturation à l'échelle locale .....	124
5.1.4. Cartographie des manifestations hydrothermales .....	125
5.1.5. Données fournies par les sondages de gradient thermique.....	128
5.1.6. Données fournies par les puits d'exploration profonds .....	128
5.1.7. Conclusions géologiques sur la zone du Lamentin.....	130
<b>5.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES .....</b>	<b>130</b>
<b>5.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES .....</b>	<b>133</b>
5.3.1. Caractéristiques chimiques des eaux.....	133
5.3.2. Origine des fluides .....	134
5.3.3. Géothermométrie .....	138
5.3.4. Modèle géochimique.....	140
5.3.5. Conclusions sur la géochimie des eaux du Lamentin.....	142
<b>5.4. GÉOCHIMIE DES SOLS.....</b>	<b>143</b>
5.4.1. Mercure et arsenic des sols .....	144
5.4.2. Gaz (Rn, He, CO et CO <sub>2</sub> ) des sols .....	144
5.4.3. Conclusions sur la géochimie des gaz des sols .....	145
<b>5.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS .....</b>	<b>150</b>
5.5.1. Introduction.....	150
5.5.2. Distribution spatiale de la résistivité apparente .....	151
5.5.3. Distribution verticale de la résistivité apparente .....	152
5.5.4. Distribution spatiale de la résistivité – données MarTEM .....	154
5.5.5. Gravimétrie .....	157
5.5.6. Discussion .....	158
5.5.7. Conclusions .....	160
<b>5.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DU LAMENTIN.....</b>	<b>162</b>
5.6.1. Chronologie des événements volcaniques et hydrothermaux .....	162
5.6.2. Système géothermal actuel.....	162
<b>6. Conclusions générales .....</b>	<b>165</b>
<b>7. Bibliographie .....</b>	<b>171</b>

## Liste des figures

Figure 1 : Carte de synthèse du massif volcanique de la Montagne Pelée. ....	21
Figure 2 : Modèle de circulation des eaux souterraines de la Montagne Pelée. ....	29
Figure 3 : Diagramme de Giggenbach de répartition des anions majeurs des sources de la Montagne Pelée. ....	32
Figure 4 : Diagramme de répartition $\delta^{7}\text{Li} / \delta^{13}\text{C}$ . ....	36
Figure 5 : Concentrations en $\text{CO}_2$ dans les sols du Sud-Ouest de la Montagne Pelée. ....	40
Figure 6 : Concentrations en $^4\text{He}$ dans les sols du Sud-Ouest de la Montagne Pelée. ....	41
Figure 7 : Cartes de résistivité illustrant les principales structures d'intérêt révélées par les méthodes TEM* et MT* sur la Montagne-Pelée. ....	47
Figure 8 : Comparaison des informations de résistivité (MT*), de polarisation spontanée (PS*), de densité (gravimétrie*) et de sismique* de la Montagne Pelée. ....	48
Figure 9 : Carte de synthèse des principales observations géophysiques de la montagne Pelée. ....	49
Figure 10 : Modèle schématique de résistivité d'un système géothermal. ....	49
Figure 11 : Schéma conceptuel proposé pour le système géothermal de la Montagne Pelée. ....	52
Figure 12 : Carte interprétative du système géothermal de la Montagne Pelée indiquant les zones-cibles. ....	52
Figure 13 : Coupe interprétative OSO-ENE du système géothermal de la Montagne Pelée. ....	53
Figure 14 : Zones favorables à l'implantation de forage d'exploration sur le flanc sud-ouest de la Montagne Pelée. ....	57
Figure 15 : Localisation des sources et des affleurements affectés par une altération hydrothermale* fossile, repérés dans le secteur des Anses d'Arlet. ....	60
Figure 16 : Modèle de circulation des eaux souterraines de la zone des Anses d'Arlet. ....	64
Figure 17 : Diagramme de Giggenbach de répartition des anions majeurs des sources de la zone des Anses d'Arlet. ....	66
Figure 18 : Diagramme de Giggenbach de répartition des cations majeurs (géothermomètre*) des sources de la zone des Anses d'Arlet. ....	67
Figure 19 : Écart du rapport Br/Cl des Eaux Ferrées par rapport à l'eau de mer. ....	68
Figure 20 : Diagramme des isotopes stables de l'eau. ....	69
Figure 21 : Concentrations en $\text{CO}_2$ dans les sols de la zone des Anses d'Arlet. ....	73
Figure 22 : Concentrations en $^4\text{He}$ dans les sols. ....	74
Figure 23 : Représentations en coupe et en plan de la répartition des résistivités et des densités sur la zone des Anses d'Arlet. ....	77
Figure 24 : Modèle schématique des résistivités ainsi que des altérations et températures associées à un système géothermique hébergé dans un volcan récent. ....	78
Figure 25 : Modèle conceptuel proposé du système géothermal de Petite Anse. ....	80
Figure 26 : Zone favorable à l'implantation de forages d'exploration (Petite Anse). ....	81
Figure 27 : Carte des structures volcano-tectoniques et des manifestations hydrothermales du massif des Pitons du Carbet. ....	86
Figure 28: Esquisse géologique et structurale du massif des Pitons du Carbet avec les stéréogrammes des structures relevées sur le terrain, d'après la carte géologique au 1/50 000 de la Martinique (Westercamp et al., 1989) et des travaux plus récents	88
Figure 29 : Site de Deux-Choux (Pitons du Carbet). ....	90
Figure 30 : Sites des Deux-Choux (au nord) et d'Absalon (au sud) dans les Pitons du Carbet. ....	91

Figure 31 : Source chaude en rive gauche de la rivière Dumauzé (Absalon).....	92
Figure 32 : Surface définie pour le calcul du bilan hydrogéologique* des Pitons du Carbet (en blanc). .....	93
Figure 33 : Modèle de circulation des eaux souterraines du secteur des Pitons du Carbet. ....	95
Figure 34 : Zones à émanations de gaz d'origine magmatique autour des Pitons du Carbet. ....	97
Figure 35 : Répartition d'une sélection d'eaux souterraines des Pitons du Carbet dans un diagramme de Piper. ....	98
Figure 36 : Répartition des eaux de source des Pitons du Carbet et du Lamentin dans un diagramme « Deutérium – Oxygène 18 ». ....	106
Figure 37 : Variation du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ avec la distance au dôme de la Montagne Pelée. ....	107
Figure 38 : Concentrations en $\text{CO}_2$ dans les sols de la zone des Pitons du Carbet. ....	110
Figure 39 : Concentrations en He dans les sols de la zone des Pitons du Carbet. ....	111
Figure 40 : Cartes de synthèse des informations géophysiques sur la zone des Pitons du Carbet. ....	114
Figure 41 : Carte de résistivité à 72 m sous la surface topographique issue des données MarTEM sur la zone des Pitons du Carbet. ....	115
Figure 42 : Modèle conceptuel des systèmes hydrothermaux des Pitons du Carbet et du Lamentin. ....	120
Figure 43 : Carte géologique du prospect du Lamentin. ....	122
Figure 44 : Carte de synthèse du prospect du Lamentin. ....	124
Figure 45 : Localisation des sondages de gradient thermique et des puits d'exploration profonds réalisés dans la plaine du Lamentin. ....	127
Figure 46 : Profils de température dans les différents sondages de gradient thermique et forages d'exploration profonds disponibles au niveau de la plaine du Lamentin. ....	132
Figure 47 : Position des échantillons d'eaux des forages et des sources thermales de la plaine du Lamentin et de sa périphérie dans le diagramme ternaire Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> de Giggenbach (1991) .....	136
Figure 48 : Position des échantillons d'eaux des forages et des sources thermales de la plaine du Lamentin et de sa périphérie dans le diagramme ternaire Na-K-Mg de Giggenbach (1988). ....	139
Figure 49 : Concentrations en $\text{CO}_2$ dans les sols de la zone du Lamentin. ....	147
Figure 50 : Concentrations en He dans les sols de la zone du Lamentin. ....	148
Figure 51 : Résultats de la campagne de cartographie géochimique des sols de 1982-1986 (Chovelon et al., 1986). ....	149
Figure 52 : Cartes de résistivité apparente aux fréquences 32 Hz (en haut) et 2 Hz (en bas). ....	151
Figure 53 : En haut, coupe Dipole-Dipole* n °2 retraitée (Puvilland et Doré, 1984) en log <sub>10</sub> de résistivité inversée, et pseudo-sections de résistivité apparente CSEM pour les profils P2 et P5. ....	153
Figure 54 : Carte de résistivité à la profondeur 72 m issue des acquisitions MarTEM. ....	154
Figure 55 : A gauche, cartes de résistivité MarTEM à 5 de profondeur, à droite profils de résistivité MarTEM à travers le Morne Doré et le Château-Lézards (en haut). ....	156
Figure 56 : Cartes de l'anomalie de Bouguer et de son gradient vertical avec superposition de linéaments gravimétriques. ....	158
Figure 57 : Synthèse des zones d'anomalies dans la Plaine du Lamentin. ....	164
Figure 58 : Coupe de la Plaine du Lamentin à travers les forages (d'exploration et de gradient) productifs. ....	164
Figure 59 : Zones d'intérêt pour d'éventuels forages d'exploitation et des compléments d'exploration de surface. ....	170

Figure 60 : Evolution du lithium en fonction du chlorure (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).....	192
Figure 61 : Évolution du lithium en fonction du chlorure (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).....	192
Figure 62 : Évolution du sulfate en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1)....	193
Figure 63 : Évolution du sulfate en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2)....	193
Figure 64 : Évolution du lithium en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1)....	194
Figure 65 : Évolution du lithium en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2)....	194
Figure 66 : Évolution du rubidium en fonction du bore (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).....	195
Figure 67 : Évolution du rubidium en fonction du bore (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).....	195
Figure 68 : Évolution de l'arsenic en fonction du lithium (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).....	196
Figure 69 : Évolution de l'arsenic en fonction du lithium (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).....	196
Figure 70 : Arborecence du SIG-Martinique.....	198
Figure 71 : Paramètres système de coordonnées du projet.....	199
Figure 72 : Exemple de mesures effectuées in situ.....	200
Figure 73 : Extrait d'une partie du tableau des analyses sur la géochimie des eaux.....	202

## Liste des tableaux

Tableau 1 - Synthèse des calculs géothermométriques sur certaines eaux de source de la Montagne Pelée.....	33
Tableau 2 - Caractéristiques des zones géothermales de la Montagne Pelée, ciblées pour les forages d'exploration (cf. Figure 14 pour localisation).....	58
Tableau 3 - Géothermomètres appliqués à l'eau de la source des Eaux Ferrées (Petite Anse).....	67
Tableau 4 - Caractéristiques du réservoir géothermique ciblé pour les forages d'exploration sur le zone de Petite Anse.....	81
Tableau 5 - Bilan hydrologique des Pitons du Carbet. La première ligne correspond aux valeurs minimales et la seconde ligne aux valeurs maximales.....	92
Tableau 6 - Estimations des températures profondes des eaux des Pitons du Carbet à partir de divers géothermomètres.....	102
Tableau 7 - Estimations des températures profondes des eaux du Lamentin à partir de divers géothermomètres.....	140

## Liste des annexes

Annexe 1 - Synthèse des travaux sur les zones explorées (Montagne Pelée, Anses d'Arlet, Pitons du Carbet et Plaine du Lamentin).....	177
Annexe 2 - Exemples de diagrammes géochimiques binaires sur la composition des eaux des Pitons du Carbet et du Lamentin.....	191
Annexe 3 - Structuration du Système d'Information Géographique (SIG).....	197
Annexe 4 - Glossaire des méthodes et termes techniques.....	205

# 1. Introduction

Le projet de « Compléments d'exploration géothermique de la Martinique » se situe dans le cadre de la relance et du développement des énergies renouvelables dans les territoires français d'outre-mer (le Grenelle de l'environnement fixait à 50 % la part de ces énergies, dans ces territoires, à l'horizon 2020). Dans les îles volcaniques telles que la Martinique, la géothermie constitue l'énergie renouvelable *a priori* la plus prometteuse. Ce projet rejoint la volonté des pouvoirs publics et de la Région Martinique d'aller vers l'indépendance énergétique de l'île en 2030. Il a été introduit par le rapport « Faisabilité et évaluation d'un programme de prospection et de valorisation géothermique en Martinique » (Gadalia *et al.*, 2011) faisant le point sur les aspects techniques (connaissance du sous-sol sous différentes approches, caractéristiques des forages existants, possibilités de production de froid géothermique,...), environnementaux, réglementaires et économiques dans lequel le développement des différentes formes de géothermie pouvait être mis en œuvre.

Le projet a été cofinancé par le FEDER (Convention PRESAGE n° 31601 et n° LOCO : 1144C0146 avec le BRGM), l'ADEME (Convention n° 1144C0200 avec le BRGM), le Conseil Régional (Convention n° 12-150-1 avec le BRGM) et le Syndicat Mixte d'Électricité de la Martinique (SMEM) (Convention du 30/01/2012).

## 1.1. EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA MARTINIQUE

L'exploration géothermique en Martinique a commencé il y a plus de 40 ans. On peut la répartir en trois étapes : (1) fin des années 60, surtout focalisée sur le Lamentin, (2) début des années 80, intégrant la plaine du Lamentin et la zone de Morne-Rouge, entre Montagne-Pelée et Pitons du Carbet et (3) début des années 2000 où elle a été ciblée sur les flancs sud et sud-ouest de la Montagne-Pelée (en débordant sur les forages de Deux-Choux et de Champflore), le secteur de Petite-Anse et, par ailleurs, le nord de la plaine du Lamentin.

La campagne de 2003 (Sanjuan *et al.*, 2003a) avait conduit à identifier deux zones de « priorité 1 » du fait de la conjonction d'anomalies géophysiques, d'indices géochimiques et géologiques :

- les environs de la source chaude de Petite-Anse, au pied du Morne-Jacqueline ;
- la haute vallée de la Rivière-Chaude, autour des sources chaudes situées près du sommet de la Montagne-Pelée, à proximité de la *caldeira*\* intermédiaire.

D'autres zones moins prioritaires avaient été aussi proposées (forage Desgrottes et Deux-Choux). Ces zones ont été incluses dans la zone des Pitons du Carbet.

Depuis la dernière campagne de 2003, de nouvelles connaissances scientifiques ont été acquises avec la mise en évidence des trois épisodes d'*effondrements sectoriels*\* sur la Montagne Pelée et des datations « rajeunissant » significativement l'âge de l'axe volcanotectonique du sud-ouest, passant par les Anses-d'Arlet. Les progrès dans la méthode de *datation K/Ar*\* (méthode Cassagnol – Gilot *in* Germa *et al.*, 2011) ont permis de trouver des âges plus récents (« rajeunis ») passant de 0,9 à 0,3 Ma.

Une amélioration notable des méthodes géophysiques (magnéto-tellurique) mais aussi des moyens d'inversion / modélisation par rapport aux campagnes précédentes ont pu être mis en œuvre.

## 1.2. CAMPAGNE D'EXPLORATION DE 2012-2013

Pour atteindre ces objectifs, le projet s'est efforcé de mettre en œuvre des méthodes innovantes. En géophysique, par exemple, l'acquisition des données magnéto-telluriques (MT\*), leur traitement et leur inversion / modélisation ont utilisé les méthodes et logiciels les plus récents. Bien qu'initialement non prévu dans les « compléments d'exploration », le survol de l'île de la Martinique par la méthode électromagnétique hélicoptérée (MarTEM\*) a permis d'obtenir, sur les niveaux les plus superficiels (< 200 m), une résolution exceptionnelle, et il a été ainsi possible de caler les deux méthodes (MT et TEM) pour la répartition des résistivités des terrains investigués. Les nouveaux moyens de traitement des données et de modélisation ont également permis de reprendre les données anciennes (acquises en 2003 et dans les années 80) tant en MT\* qu'en gravimétrie\* et en magnétisme\*. En géochimie, l'utilisation très large des analyses isotopiques de certains éléments (Li, C, O, H) a permis de compléter l'information sur les signatures magmatiques ou leur absence (notamment dans la couverture analytique des eaux superficielles du massif de la Montagne Pelée). La caractérisation minéralogique des altérations hydrothermales, en géologie, a permis d'identifier des phases d'activité hydrothermale ancienne comme possibles indicateurs des systèmes actuels prospectés. Les mesures conjointes de débit, conductivité, température sur le profil de certains cours d'eau de la Montagne Pelée, en hydrogéologie, a permis de mieux comprendre les phénomènes d'écoulement souterrains.

Au-delà des techniques et méthodes nouvelles, ce projet s'est attaché à développer à chaque étape et notamment lors de la construction finale des modèles conceptuels, une synergie entre les différentes méthodes : modélisation couplée entre les méthodes de géophysiques utilisées lors de cette campagne (magnéto-tellurique / gravimétrie\*) et intégration des méthodes utilisées précédemment (Polarisation Spontanée et sismique\* sur la Montagne Pelée, magnétisme\* sur la Montagne Pelée et les Anses-d'Arlet) ; confrontation entre géologie, géochimie des eaux et des gaz, hydrogéologie et géophysique.

Ce projet a également permis de développer des synergies entre des équipes composées de sénior et jeunes explorateurs en les consolidant autour de nouvelles méthodes adaptées au contexte volcanique insulaire tel que celui de la Martinique.

Pendant tout le déroulement de ce projet en liaison avec la représentation locale du BRGM (BRGM Martinique), les compétences locales (Université Antilles Guyane, Association Nature et Volcans Caribéens, guides, travaux subaquatiques, layonnage, sécurité civile, transports par air et par mer, édition des rapports, ...) ont été associées à la réalisation des opérations.

L'exploration de milieux difficiles d'accès, que ce soit les zones à forte verticalité, inévitables dans le contexte peléen ou les zones sous-marines, nécessitant des mesures de sécurité, a été poursuivie avec l'aide de personnes compétentes.

Des collaborations avec des spécialistes ou des laboratoires reconnus dans leur domaine ont été nouées (CFG Services pour la connaissance géologique de l'île, la société Imagir pour le traitement des données MT\*, ...).

En résumé, la méthode suivie peut se décomposer en cinq étapes :

- étape 1 (janvier à septembre 2012) concernant les quatre zones explorées :
  - reconnaissance géologique et hydrogéologique,
  - mesures et prélèvements géochimiques sur site,
  - synthèses et re-traitements des données géophysiques anciennes,
  - premiers bilans et définition des zones d'exploration géophysique ;
- étape 2 (octobre 2012 à mars 2013) concernant les quatre zones explorées :
  - analyses chimiques, isotopiques et minéralogiques,
  - acquisition des données géophysiques ;
- étape 3 (avril à juin 2013) concernant les zones de la Montagne Pelée et des Anses-d'Arlet :
  - traitement des données et modélisation,
  - premières conclusions et identification des sites favorables à l'implantation de forages d'exploration ;
- étape 4 (juin à septembre 2013) concernant les zones de la Montagne Pelée et des Anses- d'Arlet :
  - interprétations et modélisation plus poussées,
  - rédaction des rapports ;
- étape 5 (d'octobre à décembre 2013) concernant les zones des Pitons du Carbet et du Lamentin :
  - traitement des données, modélisation et rédaction des rapports pour les zones des Pitons du Carbet et du Lamentin.

Avant de passer à un autre niveau stratégique, l'exploration par forages profonds, le travail présenté ici par le BRGM, a permis de compléter l'exploration de surface avec trois objectifs principaux :

- sécuriser l'implantation et la réalisation des prochains forages d'exploration (réduction du risque géologique) ;
- mieux évaluer les ressources géothermales de l'île ;
- ouvrir les possibilités de forage dans un contexte où les contraintes sont nombreuses.

*N.B. : pour faciliter la compréhension des termes techniques et des méthodes d'exploration utilisées un inventaire de ces méthodes et un glossaire ont été placés en Annexe 4.*

## 2. Zone de la Montagne Pelée

### 2.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les observations géologiques de la campagne d'exploration 2012 ont été reportées dans le rapport BRGM/RP-62349-FR par Traineau *et al.*, 2013. Cette étude a permis de compléter la connaissance du système volcanique peléen, de ses formations, de sa source de chaleur magmatique, de ses structures volcano-tectoniques et du contexte géologique des manifestations hydrothermales disséminées sur le flanc sud-ouest du stratovolcan.

#### **Manifestations hydrothermales : contexte géologique et relations avec les éruptions magmatiques**

La Montagne Pelée est l'un des volcans les plus actifs de l'arc antillais avec 28 éruptions magmatiques sur les derniers 16 000 ans (Germa *et al.*, 2011). Sa construction est relativement récente : son édifice et sa « plomberie » actuels remonte à environ 127 ka (Germa *et al.*, 2010; Boudon *et al.*, 2013). La géochimie des laves montre que le système magmatique qui alimente aujourd'hui la Montagne Pelée est le même que celui qui avait alimenté le Mont Conil auparavant. La Montagne Pelée se situe d'ailleurs sur un axe volcanique NO-SE reliant les deux phases volcaniques précédentes : celle du Mont Conil et celle des Pitons du Carbet les plus récents.

Les principales manifestations hydrothermales signalées dans le passé historique ou existant encore se situent toutes sur le flanc SO du volcan. Il s'agit des sources sulfureuses (et solfatare ou soufrière) de la haute rivière Claire (aujourd'hui disparues à l'exception d'un dégagement local de H<sub>2</sub>S), des fumerolles de l'Étang-Sec (également disparues), des sources chaudes de la rivière Chaude, de celles des rivières Mitan et Picodo, toujours présentes. Les sources chaudes et puits chauds du littoral sont considérés comme des extensions latérales du système de la rivière Chaude. À ces sources chaudes, on peut ajouter les sources froides dont l'étude géochimique révèle une composante profonde, même très diluée, dans les hautes vallées de la Grande Rivière et de la rivière des Pères. Aucune structure proprement tectonique (faille) n'a pu être mise évidence sur la zone investiguée (flanc sud-ouest du volcan), à l'exception des cicatrices des effondrements successifs proposés par Le Friant *et al.* (2003).

Les **sources chaudes et la solfatare (soufrière) de la haute rivière Claire** étaient connues avant l'éruption phréatique de 1792. Lors des autres **éruptions phréatiques\*** (ou plus probablement **phréato-magmatiques\***) de 1851, l'activité a suivi la direction NE-SO correspondant au thalweg mais éventuellement aussi au rebord de la **caldeira\*** intermédiaire (Barat, 1987 s'appuyant sur Westercamp et Traineau, 1983). Ce segment correspond, par ailleurs, à une partie commune des cicatrices des second et troisième effondrements, dont le prolongement recoupe la partie orientale du cône sommital. Ces sources sulfureuses ont disparu entre les éruptions magmatiques de 1902 et 1929. En revanche, des émanations sulfureuses, des sources chaudes et froides émergeaient toujours en 2003 dans cette haute vallée. Avant la confluence avec la rivière Chaude, une dépression endoréique pourrait-être interprétée comme un cratère d'éruption phréatique, comme ceux qui existent plus haut mais dont les traces ont disparu après les éruptions de 1902-05 et 1929-32.

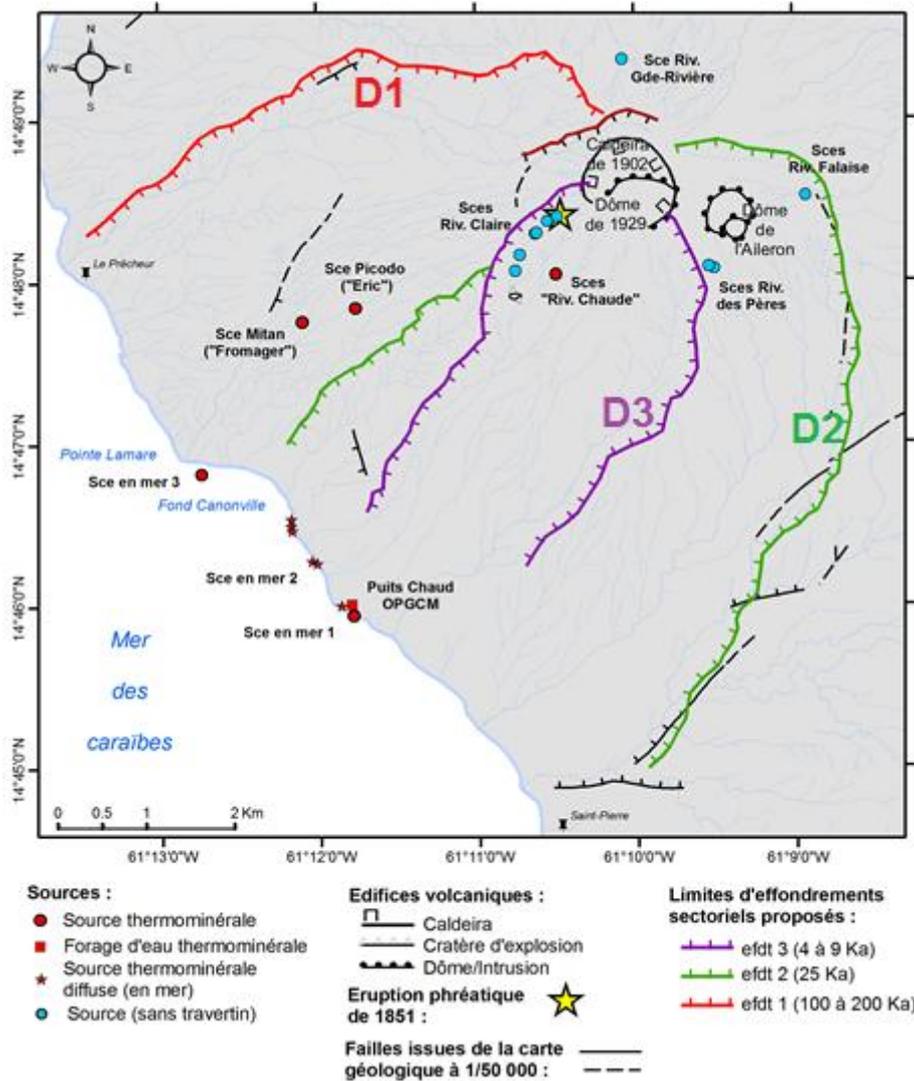


Figure 1 : Carte de synthèse du massif volcanique de la Montagne Pelée.

Les manifestations hydrothermales répertoriées ainsi que le tracé des structures d'effondrement sectoriel\* ayant affecté le flanc sud-ouest de l'édifice volcanique (Le Friant et al., 2003) sont localisés.

Les **fumerolles de la caldeira\* sommitale de l'Étang-Sec** (cf. *infra*) sont signalées depuis 1889. Leur activité croît juste avant l'éruption de 1902 et elles sont le siège d'**éruptions phréato-magmatiques\***. Peu après l'éruption de 1929, les émanations sont à haute température (350 °C) et constituées de gaz pauvres en vapeur d'eau. Leur température chute rapidement à 100 °C et sont alors formées de vapeur d'eau et de CO<sub>2</sub>. Ces caractéristiques traduisent l'ébullition d'un **aquifère\*** superficiel, chauffé par des venues de gaz magmatique. Cette ébullition dure jusqu'en 1954-55 et les fumerolles cessent complètement en 1970 (Barat, 1987). Ces fumerolles s'apparentent à celles de la Soufrière de Guadeloupe.

Les **sources chaudes de la rivière Chaude** ne sont apparues qu'après l'éruption magmatique de 1902 (Lacroix, 1904). Les émergences se concentrent à la base d'un niveau **pyroclastique\*** en provenance probable du nord-est. Sans autre contrôle tectonique apparent, l'origine des sources correspond à la limite de l'effondrement de la **caldeira\*** de Macouba, masquée par les dépôts récents.

Les **sources chaudes des rivières Mitan et Picodo** occupent une position excentrée vers l'ouest et même au-delà des cicatrices des 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> effondrements sectoriels. Les vallées de ces rivières entaillent des formations appartenant aux stades anciens (semelle de laves

issues du Morne Julien, formations volcano-sédimentaires, dépôts **pyroclastiques\*** plus ou moins soudés), intermédiaires (coulées de scories ou nuées ardentes de type « Saint-Vincent ») et récents du volcan (écoulements ponceux et nuées ardentes).

Les émergences diffuses en fond de vallée de la rivière Picodo proviendraient d'un **aquifère\*** situé à l'interface entre les nuées ardentes et les formations volcano-sédimentaires anciennes, voire la semelle probable du premier **effondrement sectoriel\*** constituée par des laves massives. Les sources de la rivière Picodo ont longtemps (avant 1851) été exploitées pour la balnéothérapie (Bains du Prêcheur) et leur existence était signalée avant 1792. On peut supposer que le débit de la source captée pour l'établissement thermal était supérieur à celui observé aujourd'hui : obstruction progressive par les colluvions ? Contrairement aux autres manifestations, elles n'ont pas été significativement affectées par les dernières éruptions. À ceci près que lors de l'éruption de 1851, une brutale montée de température (« coup de chaud » magmatique) s'est produite sans que le débit n'augmente (Barat, 1987).

Les sources de la rivière Mitan se situent, pour leur part, à l'interface entre les dépôts de nuées ardentes anciennes et les dépôts récents de l'éruption ponceuse P3, ceux-ci ayant recouvert dépôts de nuées ardentes de l'éruption NPM.

Aucune structure tectonique ou volcano-tectonique n'est répertoriée à proximité de ces deux groupes de sources (Mitan et Picodo) pouvant laisser envisager la remontée en surface de fluides hydrothermaux provenant d'un réservoir profond. L'hypothèse d'un écoulement au sein d'un **aquifère\*** alimenté en amont par des venues hydrothermales peut être envisagée. Dans l'hypothèse de **caldeiras\***, on considère que les rebords caldeiriques, peuvent être à la fois :

- des zones d'alimentation à partir de réservoirs profonds (cf. **caldeira\*** de Macouba pour les sources de la rivière Chaude) et ;
- des barrières de perméabilité entre deux secteurs de sources comme ceux de la haute rivière Claire et des rivières Mitan et Picodo.

Alors, l'hypothèse d'une ancienne **caldeira\*** rattachée à l'édifice ancien, déjà évoquée par Westercamp et Traineau (1983), aurait permis d'expliquer l'origine indépendante des sources des rivières Mitan et Picodo. L'existence de cette caldeira est toutefois remise en cause depuis la mise en évidence de structures d'effondrements sectoriels. Une autre hypothèse est apportée par l'exploration géophysique (cf. § 2.1.4).

En outre, l'existence d'une source chaude sous-marine en aval du secteur des sources des Rivières Mitan et Picodo laisse penser à la possibilité d'un autre écoulement latéral, à travers les formations perméables (nuées ardentes Saint-Vincent de l'édifice intermédiaire), depuis ces sources, la cicatrice du 2<sup>ème</sup> **effondrement\*** isolant cet écoulement latéral de celui provenant des sources de rivière Chaude.

Les **sources de la haute rivière des Pères** se situent sur les pentes SE du cône sommital, à proximité de la cicatrice du 3<sup>ème</sup> **effondrement sectoriel\***. Elles émergent dans des formations **pyroclastiques\*** récentes (nuées ardentes de Balisier Calave -NBC- et écoulements ponceux de l'éruption P3), en contrebas des dômes ou dômes-coulées. Leur composante superficielle a pu circuler à la faveur de la cicatrice d'**effondrement\*** à partir d'infiltrations sommitales. La composante plus profonde peut avoir été drainée soit par les rebords de **caldeira\***, soit par des conduits magmatiques (dômes).

Les **sources de la haute Grande Rivière** ont, elles, un caractère **thermal\*** incontestable bien que situées légèrement au Nord de la cicatrice du 1<sup>er</sup> **effondrement\*** sectoriel, en périphérie du système de conduits éruptifs et de **caldeiras\*** sommitaux.

Les **sources de la rivière Falaise** constituent une exception : elles émergent à l'est du volcan, relativement plus bas que les autres et au-delà de la cicatrice du 2<sup>ème</sup> **effondrement\*** sectoriel. Leur caractère thermal est cependant incertain.

Enfin, parmi les signes accompagnant l'éruption de 1851 et précédant immédiatement l'éruption magmatique de 1902, en dehors des **éruptions phréato-magmatiques\*** de l'Étang-Sec, des coulées de boues et des débordements des différentes rivières du massif ont été signalés, sans relation avec une recrudescence de précipitations (Chrétien, 1983).

Ces observations montrent qu'un lien plus ou moins étroit existe, entre les activités hydrothermales et les arrivées de magma :

- dans la zone centrale du volcan, les éruptions magmatiques s'accompagnent, normalement, d'une recrudescence d'émanations de gaz chauds (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>) conduisant à l'ébullition de certains **aquifères\*** superficiels (Étang-Sec). Après l'éruption, ce type d'activité hydrothermale se calme, puis devient négligeable ;
- toujours à proximité du système central du volcan (**caldeiras\*** et conduits éruptifs emboîtés), se seraient produits, dans la haute rivière Claire, des éruptions hydrothermales (ou phréatiques) en 1792 et éventuellement, en 1851. Elles résultent d'un réservoir porté à ébullition, soit par une montée de magma (augmentation de la température), soit d'une chute de pression dans le réservoir sous-jacent ;
- des **éruptions phréato-magmatiques\*** soulignent une interaction entre **aquifère\*** sub-superficiel et magma ascendant ; ces phénomènes sont limités à la zone centrale du volcan, délimitée par le système de **caldeiras\*** emboîtées. La montée du magma, en profondeur, peut aussi chasser une partie de l'eau qui imprègne la zone empruntée par le conduit magmatique ; à la suite de l'éruption de 1902, sous l'effet de la pression introduite dans le réservoir géothermal central ou sous l'effet des secousses, de nouvelles voie de circulation hydrothermale s'ouvrent donnant naissance aux sources de rivière Chaude ;
- les sources chaudes des rivières Mitan et Picodo, représenteraient, elles, des fuites d'un autre réservoir géothermal, non directement relié au système alimentant les sources de rivière Chaude. Lors des éruptions précédentes, elles ont pu être impactées par conduction (ou migration de gaz magmatiques chauds) mais leur débit n'en a pas été affecté. Elles représenteraient des témoins d'une zone d'écoulement latéral, contrôlée par la topographie du volcan (*outflow zone*).

L'absence actuelle de fumerolles sur la Montagne Pelée peut aussi s'expliquer par le rôle de tampon que jouerait le réservoir géothermique (Barat, 1987) suffisamment profond pour ne pas entrer en ébullition et suffisamment proche du conduit éruptif pour capter la plupart des gaz magmatiques.

Trois facteurs essentiels ont été mis en évidence et/ou retenus pour expliquer la circulation hydrothermale : les effondrements sectoriels (structure en auge), les **caldeiras\*** et la perméabilité matricielle des formations poreuses.

### **Effondrements sectoriels**

Deux effondrements sectoriels sont survenus sur le flanc Sud-Ouest de la Montagne Pelée et ont eu un rôle structurant : l'un (25 km<sup>3</sup>) vers 100 ka et l'autre vers 32 ka (13 km<sup>3</sup> ont ainsi été « déplacés », soit 1/5<sup>ème</sup> du total de l'édifice émergé). Le dernier **effondrement sectoriel\*** vers 9 ka, nettement plus limité (2 km<sup>3</sup>), n'a pas eu d'effets aussi marqués.

Parmi les causes invoquées pour la genèse des effondrements sectoriels, figure le développement de zones de faiblesse issues de l'activité hydrothermale (Le Friant, 2001). Ces « faiblesses » peuvent se former au niveau supérieur du décollement, par exemple, vers

la (les) *caldeira*(s)\*, à la faveur de l'activité hydrothermale (Beloousov *et al.*, 1999 ; Komorowsky *et al.*, 2005 ; Boudon *et al.*, 2007). Les trois effondrements sont d'ailleurs partis d'une zone sommitale commune, marquée régulièrement par la présence de fumerolles. L'*altération hydrothermale*\* peut également jouer un rôle au niveau sous-jacent : le toit d'un réservoir géothermique, argilisé (*caprock*), peut constituer une semelle pour le glissement. Une autre hypothèse avancée par Quidelleur *et al.* (2008) invoque, pour le premier effondrement, (126 ka BP) un brutal changement climatique global avec montée du niveau de la mer.

Une autre conséquence structurante des effondrements consiste en la formation de discontinuités majeures (cicatrices) aux limites de l'auge en cours de remplissage. Ce sont alors des zones privilégiées de circulation de proche surface, mais qui n'expliquent pas les circulations au-delà de 500 m de profondeur.

Dans le cas peléen, Boudon *et al.* (2013) expliquent l'évolution magmatique par les variations de la charge pesant sur le réservoir magmatique, à partir de 6 km de profondeur (selon Pichavant *et al.*, 2002).

Il est permis de penser que ces variations de contraintes affectent aussi la circulation hydrothermale dont le régime a dû varier lors des derniers milliers d'années. À ces variations viennent s'ajouter les perturbations affectant la zone du conduit central à l'occasion de chaque éruption.

Au total, ces effondrements sectoriels ont joué un rôle important pour la partie supérieure du système (écoulements de sub-surface) ; ils peuvent s'être produits à la faveur de zones de faiblesse (en amont, vers le système de *caldeiras*\*) ou, sous-jacentes, liées à l'hydrothermalisme (ou en rapport à un brutal changement climatique). Ils ont, par contre, eu pour effet de masquer les éventuelles structures qui ont pu jouer un rôle dans la circulation hydrothermale profonde.

### **Système de *caldeiras*\***

À ces effondrements de flanc, se combinent les structures volcaniques sommitales (*caldeiras*\*, conduits éruptifs) emboîtées les unes dans les autres (Westercamp et Traineau, 1983). La carte géologique au 1/20 000 de la Montagne Pelée mentionne la *caldeira*\* de l'Étang-Sec qui correspond au conduit éruptif de la dernière éruption ponceuse P1 datée vers 600 ans et une *caldeira*\* externe, plus ancienne, dite *caldeira*\* de Macouba. L'existence d'une vaste *caldeira*\* ancienne, mentionnée sur cette carte est sujette à débat, depuis que les structures d'*effondrement sectoriel*\* ont été mises en évidence et peuvent rendre compte des rebords morphologiques observés.

Le second *effondrement sectoriel*\* a été suivi d'une recrudescence de l'activité et de la production magmatique (Boudon *et al.*, 2013). D'abondantes coulées de scories (ou nuées ardentes de type Saint-Vincent) ont notamment rempli (vers 30 ka) l'auge qui venait d'être formée à partir d'un cratère ouvert (Traineau *et al.*, 1983). Le rythme de l'activité a ensuite diminué et évolué vers des produits ponceux et la formation de dômes.

Les éruptions ponceuses qui se sont développées entre -10 000 et -650 BP (Westercamp *et al.*, 1987) et les nuées ardentes qui ont suivi ont probablement eu le même rôle, notamment dans le secteur de la coulée Blanche, permettant le transit des eaux issues de la zone des sources de rivière Chaude vers la mer.

Les éruptions ponceuses se caractérisent par des conduits éruptifs ouverts où le magma dégaze et se fragmente. Ces conduits, dotés ainsi d'une grande perméabilité, ont pu jouer un rôle de drain vertical descendant pour alimenter un réservoir bicarbonaté (non acide)

occupant la zone centrale du volcan jusqu'à une grande profondeur, inférieure toutefois au toit de la **chambre magmatique\*** (5-6 km).

Coulées de scories, de ponces et autres dépôts **pyroclastiques\*** participent à donner aux formations de la Montagne Pelée une perméabilité matricielle élevée et conduisent, avec les fractures liées au système de **caldeiras\***, à l'exceptionnel taux d'infiltration que connaît la Montagne Pelée (38 % à 41 % des précipitations selon, respectivement, Rad *et al.*, 2007 ou Vittecoq *et al.*, 2007) vis-à-vis des autres appareils antillais (10 % pour la Soufrière de Guadeloupe).

## 2.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

L'objectif de l'approche hydrogéologique est d'améliorer la caractérisation des relations entre les eaux superficielles, les eaux souterraines et les manifestations hydrothermales de surface. Les investigations se sont focalisées sur le flanc sud-ouest de la Montagne Pelée, dans les secteurs de la rivière Chaude, de la rivière Claire et de la rivière Mitan. Des investigations sous-marines ont également été réalisées afin de localiser d'éventuels exutoires et anomalies thermiques ou dégazages. Le détail des observations et mesures de terrain menées dans ce secteur a été présenté dans le rapport BRGM/RP-61406-FR de Vittecoq et Gutierrez (2012).

### Influence de la structure de l'édifice

La structure géologique et la nature des formations conditionnent fortement les écoulements de surface et souterrain. Le flanc ouest du volcan est marqué par :

- la morphologie en fer à cheval issue des effondrements sectoriels (Le Friant *et al.*, 2003) ;
- le recouvrement des structures antérieures à l'édification de la Montagne Pelée (andésites du Mont Conil) par les nuées ardentes et **pyroclastites\*** de l'édifice intermédiaire (N) (Westercamp *et al.*, 1989).

Ces nuées ardentes sont globalement indurées mais présentent une porosité d'interstice et de fracture ainsi qu'une relativement bonne perméabilité.

Ces nuées ardentes de l'édifice intermédiaire sont recouvertes au niveau de la coulée de la rivière Blanche par les nuées ardentes de 1902-1929. Elles sont meubles et très perméables. Leur épaisseur est variable mais est généralement de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

### Infiltrations en aval des sources de la rivière Chaude et résurgences littorales

Les reconnaissances de terrain réalisées en juin 2012 ont permis de mettre en évidence, d'une part, des échanges entre les écoulements superficiels et les écoulements de sub-surface et souterrains, et, d'autre part, la résurgence de ces écoulements de sub-surface dans des exutoires sous-marins.

Le secteur des sources chaudes de la rivière Chaude est marqué par la rencontre entre un **aquifère\*** perché avec des émergences plus minéralisées, soit sous forme de suintements, soit sous forme de sources diffusant directement dans le lit du cours d'eau, comme en témoigne l'augmentation progressive de la conductivité sur ce tronçon. Les observations ont également mis en exergue le caractère éminemment variable des conditions d'émergence : elles ne concordaient pas avec les observations de Barat (1981). Les températures rencontrées nettement plus faibles (27 °C au lieu de 54 °C), mais surtout la position des cascades et des émergences principales étaient différentes. De même, les valeurs mesurées par les géochimistes en février 2012 étaient plus concentrées et plus chaudes (36 °C) que celles des hydrogéologues 5 mois plus tard. Ces variations illustrent :

- d'une part, le réarrangement du lit des vallées de ces cours d'eau lors des épisodes de crue, voire de glissements de terrain ;
- d'autre part, les variations saisonnières liées à la dilution de ressources profondes chaudes et minéralisées par des eaux météoriques en ruissellement superficiel ou hypodermique.

Le colmatage progressif des émergences par des dépôts carbonatés contribue également aux modifications des conditions d'émergence des remontées géothermales (*cf.* § 2.1.3.).

Les processus d'érosion sont très actifs sur les versants. Les matériaux meubles qui constituent les vallées des cours d'eau issus de la Montagne Pelée sont en mouvement, depuis l'éruption de 1902 et avant. Sous l'effet des fortes pentes et des pluies abondantes, les sédiments se réarrangent et s'épaississent vers le bas des reliefs tandis que, dans la partie amont, apparaissent des reliefs plus résistants à l'érosion. Sur le plan hydrogéologique, cela se traduit par un ruissellement des eaux météoriques majoritaire dans la partie amont, faisant place à un écoulement de sub-surface dans la partie aval. C'est ce que les jaugeages ont montré dans la rivière Claire où les débits, de l'ordre de 26 l/s à la sortie des gorges se perdent entièrement à différents endroits selon la saison, pour réapparaître, parfois, à proximité du littoral par le biais de verrous formés par des laves ou des **pyroclastites\*** indurées. C'est également le cas de la Rivière Sèche, plus à l'Est, qui se perd en amont et réapparaît en aval dans son propre lit et peut-être aussi dans la rivière des Pères.

L'émergence non pérenne des écoulements superficiels dans les portions aval des vallées des rivières Claire et Sèche (de part et d'autre de la coulée Rivière Blanche qui occupe le lit d'une ancienne rivière) correspond à l'intersection de la surface d'une nappe souterraine proche de son exutoire avec la surface topographique proche du littoral. Ces écoulements se prolongent en mer. Plusieurs sources plus ou moins chaudes, ponctuelles ou diffuses, ont été identifiées au droit du secteur affecté par les effondrements sectoriels (cf. rapport BRGM/RP-62349-FR de Traineau *et al.*, 2013).

### **Circulations souterraines**

Si l'évidence de la présence d'une nappe dans les formations volcaniques récentes du flanc Ouest de la montagne Pelée est attestée par l'existence de sources, de résurgences temporelles à l'aval des cours d'eau ou de forages, sa continuité spatiale est difficile à appréhender. Les écoulements sont certainement très compartimentés, le long de chenaux multiples suivant les principales vallées. Verticalement, le caractère hétérogène des **pyroclastites\***, alternant des dépôts successifs plus ou moins grossiers et plus ou moins perméables, contribue à une stratification des écoulements. Les temps d'interactions calculés (cf. § 2.1.3. et Rad *et al.*, 2011) confirment l'hétérogénéité des écoulements et des perméabilités.

Celles-ci ont tendance à diminuer avec la profondeur tandis que les temps de transit augmentent. Le substratum du système, formé par des coulées et dépôts **pyroclastiques\***, s'altère relativement rapidement en argiles (et d'autant plus si la température et l'acidité augmentent). La circulation des eaux chargées en colloïdes et en espèces dissoutes à saturation (comme les bicarbonates qui déposent dans le lit de la rivière Chaude) contribue au colmatage des terrains, formant ainsi une semelle par-dessus laquelle « évoluent » les dépôts plus récents. Le substratum pourrait localement être formé par des laves du Mont Conil dont les épanchements sont antérieurs à la formation de la Montagne Pelée.

Le fonctionnement hydrogéologique serait le suivant :

- en amont, dans le secteur des sources chaudes, les eaux météoriques alimentent un **aquifère\*** « superficiel » perché, au niveau duquel des remontées géothermales se manifestent sous la forme d'émergences ponctuelles et diffuses qui participent ainsi au débit de la rivière Chaude ;
- plus en aval, à une distance variable en fonction du débit et de la saison, la rivière s'infiltré en partie ou intégralement, puis s'écoule au sein des **pyroclastites\*** en direction de la mer, pour être à nouveau observée au niveau des sources et puits chauds du littoral et des sources chaudes sous-marines.

## Bilan hydrologique\* et alimentation du système géothermal

Au sommet de la Montagne Pelée, la pluviométrie est élevée (près de 4 m d'eau par an). Un bilan sur la partie sommitale (superficie 2,3 km<sup>2</sup>) fait apparaître un déficit d'écoulement estimé à une centaine de l/s. En tenant compte des incertitudes sur la pluviométrie et des coefficients d'infiltration, la part d'eau infiltrée au sommet de la Montagne Pelée serait comprise entre 2,9 et 4,4 Mm<sup>3</sup>/an, soit entre 95 et 140 l/s. Les fractures de la *caldeira*\* du sommet, fonctionnant probablement comme un entonnoir, ainsi que la perméabilité des formations qui la remplissent, expliquent cette forte proportion d'infiltration. Un modèle conceptuel de circulation des eaux souterraines est proposé dans la Figure 2.

Une partie significative des eaux météoriques (estimée à la moitié des pluies efficaces – Barat, 1984) ruisselle dans les vallées récemment creusées par l'érosion, puis s'infiltré dans les dépôts très perméables des couches les moins profondes formant des nappes d'altitude discontinues et aboutissant, plus en aval, à un système *aquifère*\* se déversant dans la mer.

L'autre moitié des pluies efficaces s'infiltré en profondeur le long des discontinuités liées aux intrusions de laves et au sein des formations perméables remplissant l'intérieur de la *caldeira*\* sommitale. En profondeur, cette eau se réchauffe, se minéralise et se mélange avec du gaz, au cours de sa remontée, le long de la bordure sud-ouest de la *caldeira*\*.

Une partie de ce fluide géothermal remonte en surface au niveau des sources chaudes situées à 640 m d'altitude et se mélange avec les nappes d'altitudes existant à la faveur de paléo-vallées localisées. Ces sources alimentent la rivière Chaude qui s'infiltré totalement 2 km en aval pour rejoindre la nappe circulant dans les nuées ardentes sous-jacentes.

L'autre partie du fluide géothermal circule en profondeur à la faveur des premiers niveaux perméables rencontrés par le fluide géothermal ascendant, probablement au-dessus des andésites du Mont Conil et se mélange avec l'*aquifère*\* situé au sein des nuées ardentes (N sur la Figure 2). Ce fluide s'écoule vers les sources et puits chauds du littoral et vers l'exutoire constitué par les sources chaudes diffuses observées en mer

## Hypothèses concernant le flanc est de la Montagne Pelée

Contrairement au secteur ouest, les andésites du Mont Conil sur le flanc est de la Montagne Pelée sont recouvertes, en grande partie, de *brèches pyroclastiques\* indurées* associées à l'édifice ancien (Westercamp *et al.*, 1989). Ces brèches peuvent présenter une porosité d'interstice et éventuellement une porosité de fracture, mais sont globalement considérées comme très peu perméables, et pourraient, ainsi, constituer un écran imperméable entre les andésites sous-jacentes et les *pyroclastites\** sus-jacentes. L'absence de manifestations hydrothermales en surface pourrait ainsi s'expliquer par la présence de cette couverture. Au-dessus de ces niveaux supposés étanches, des coulées de ponces et nuées ardentes recouvrent les brèches *pyroclastiques\** indurées et constituent un système *aquifère\** de 50 à 200 m d'épaisseur environ. La structure de ce système est principalement marquée par la présence de multiples paléo-vallées juxtaposées ou emboîtées, remplies successivement par les ponces et nuées ardentes, avec des sols recuits entre chaque coulée jouant de rôle d'écran peu perméable à imperméable. Il en résulte la présence de nappes plus ou moins connectées dont les émergences se retrouvent à des altitudes variées. Plusieurs forages d'alimentation en eau captent également ces nappes, entre 30 m et 400 m d'altitude et aucun d'entre eux ne donne des indices de température ou de composition montrant une composante d'origine profonde.

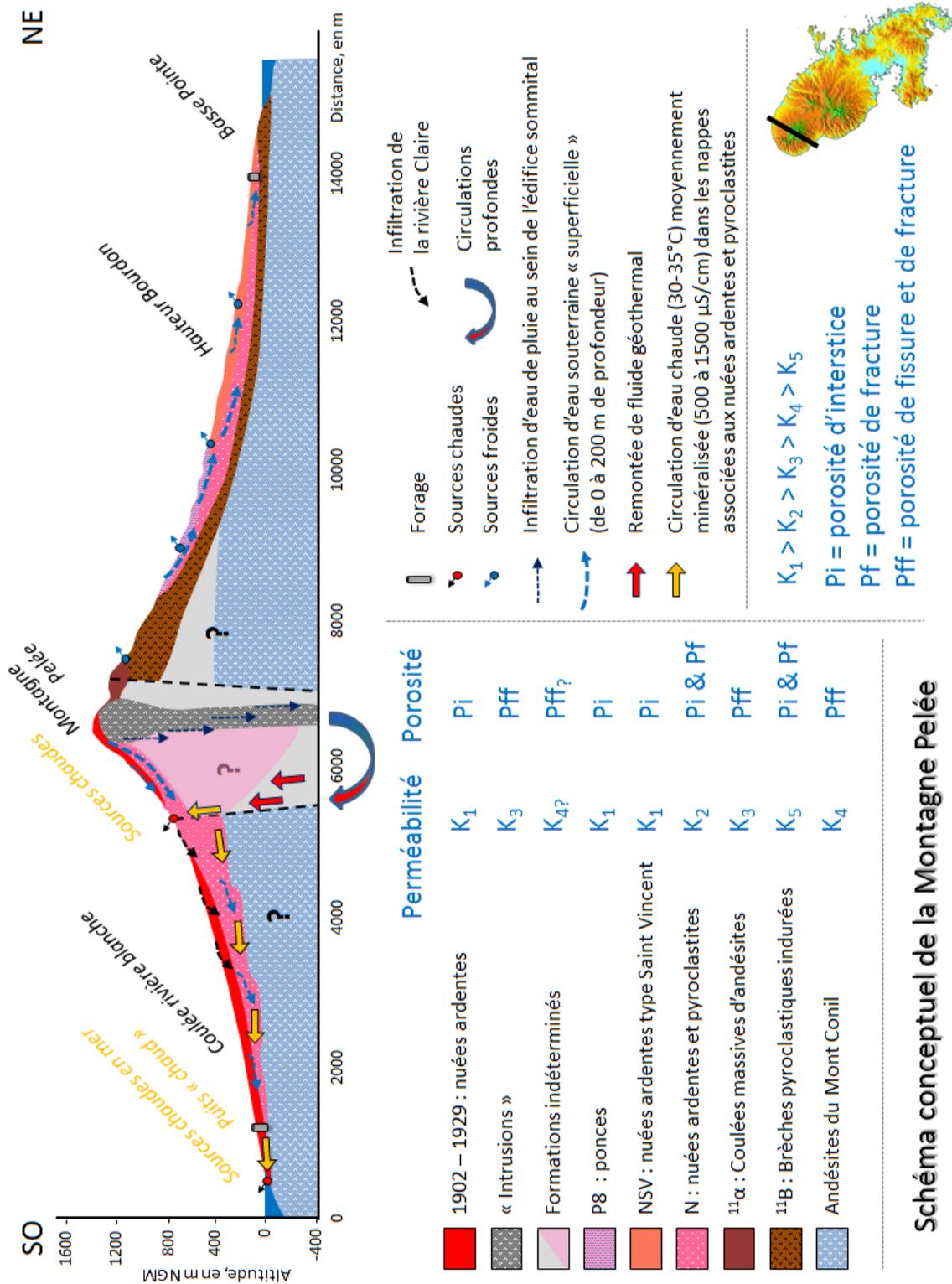


Figure 2 : Modèle de circulation des eaux souterraines de la Montagne Pelée.



## 2.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

### Objet de l'étude

L'étude des fluides de la Montagne Pelée s'appuie sur les analyses de prélèvements d'eaux souterraines (et sous-marines), sources et forages, situés au sein du massif et, aussi, sur un échantillonnage d'eaux de surface (de rivières, principalement), effectués au cours des trois campagnes de terrain de 2012. Seront également intégrées à cette étude les résultats des travaux précédents. Les méthodes d'analyse utilisées lors de cette campagne et leurs résultats, ainsi que la plupart des résultats des études précédentes, sont indiqués dans le rapport d'avancement BRGM/RP-61889-FR ; les interprétations de l'ensemble de ces données seront développées dans le rapport BRGM/RP-62710-FR de Rad *et al.*, 2013.

Les sources thermales du massif volcanique de la Montagne Pelée ont, en effet, été l'objet de nombreuses études (*e.g.* Lopoukhine et Mouret, 1977 ; Mouret, 1979 ; Barat, 1987 ; Iundt, 1984 ; Sanjuan *et al.*, 2003b ; Rad *et al.*, 2011).

### Rôles du contexte géographique et géologique

Les eaux de la Montagne Pelée, de par leur contexte géographique et géologique, vont potentiellement être contrôlées par divers facteurs :

- l'eau de mer du fait du caractère insulaire de la Martinique ;
- les eaux douces d'infiltration en raison des abondantes précipitations tropicales en altitude ;
- les fluides d'origine magmatique associés à l'activité volcanique de la Montagne Pelée ;
- la possibilité, pour ces eaux, de circuler à plus ou moins grande profondeur (*cf.* § 2.1.2. Hydrogéologie) du fait de formations volcaniques perméables et d'accidents qui structurent le volcan (intrusions et conduits d'alimentation magmatique, failles d'effondrement de caldeiras, cicatrices d'effondrements sectoriels, ...)
- la possibilité d'être réchauffées, d'interagir à haute température avec les roches volcaniques profondes ;
- mais aussi d'être bouleversées par des éruptions relativement récentes et fréquentes (*cf.* § 2.1.1. Géologie).

### Caractéristiques et origine des eaux

La Montagne Pelée se singularise, parmi les volcans actifs, par la discrétion de ses manifestations hydrothermales : fumerolles et solfatares ont disparu depuis plusieurs dizaines d'années, les sources thermales sont relativement rares et leurs températures ainsi que leurs débits demeurent faibles. Les concentrations en gaz des sols (CO<sub>2</sub> et hélium) ne dépassent pas la normale sur les zones investiguées (*cf.* § 2.4. Géochimie des gaz des sols) et aucune source ne présente des émissions significatives de gaz.

Une première approche permet de sélectionner certaines eaux de source et de forage (ou puits) pour avoir une représentation de la diversité des « faciès » hydrogéochimiques de la Montagne Pelée.

## Sources thermales de la Rivière Chaude

Le contexte de ces sources a été décrit en détails par Barat (1987) mais, à la suite d'éboulements, l'environnement des sources a changé de manière significative. Cette campagne a permis de les géo-localiser (Gadalia *et al.*, 2014)). Ces eaux ont déjà été caractérisées (e.g. Sanjuan *et al.*, 2003b) comme bicarbonatées sodiques, enrichies en espèces témoignant d'une interaction à haute température (B, Li, Rb, Cs, Sr, As, Ge,...). Interaction profonde, qui, à la différence de la source de Petite Anse (*cf. infra*), ne va pas jusqu'à un ré-équilibrage isotopique de l'oxygène de l'eau avec les roches (enrichissement en  $^{18}\text{O}$  par rapport aux eaux météoriques mondiales). Cette absence d'équilibre isotopique avec les roches du réservoir, peut s'expliquer par un rapport eau/roche élevé et/ou par une circulation rapide des fluides en profondeur (Sanjuan *et al.*, 2003b). Les deux hypothèses sont plausibles car la Montagne Pelée bénéficie à la fois de fortes précipitations et de formations volcaniques très perméables.

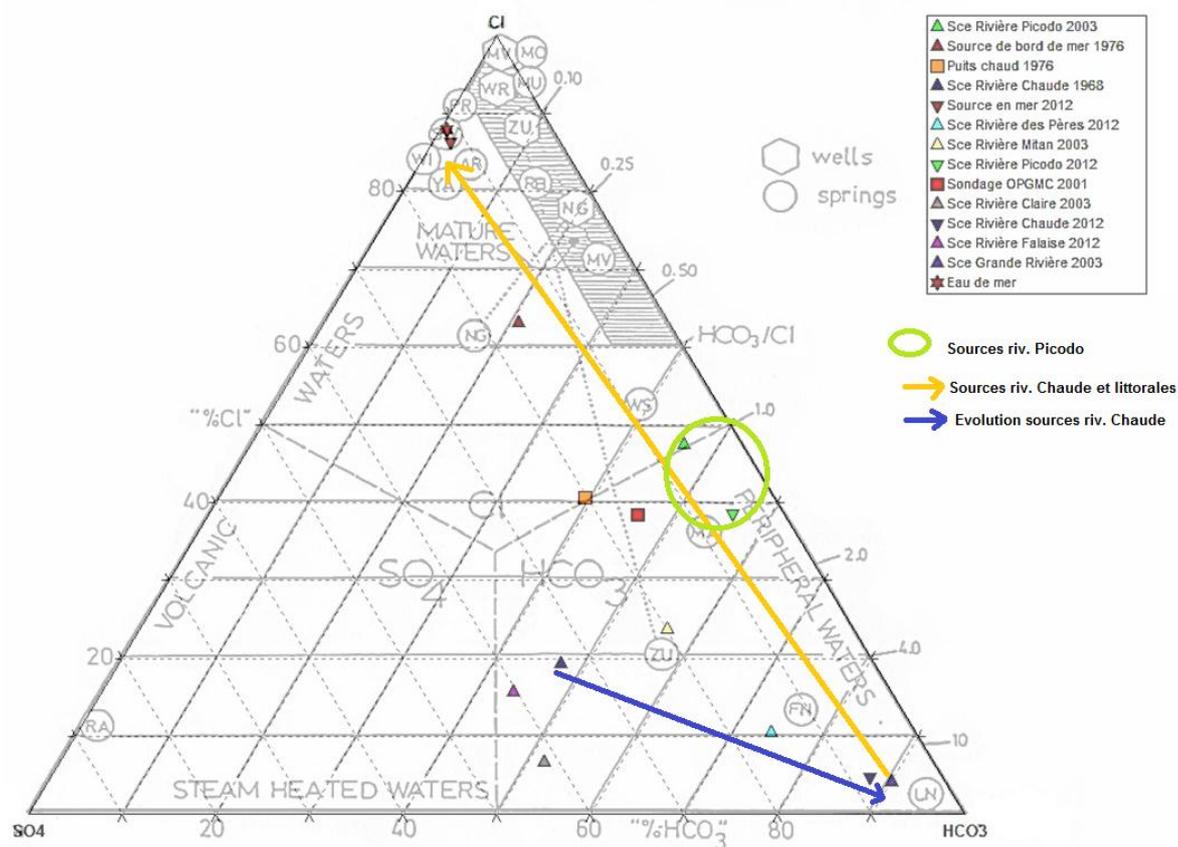


Figure 3 : Diagramme de Giggenbach de répartition des anions majeurs des sources de la Montagne Pelée.

L'historique des analyses effectuées depuis, au moins, 1934, indique une évolution marquée (Figure 3), depuis les premières analyses disponibles, d'une composition où, globalement, les principaux anions (HCO<sub>3</sub>, Cl et SO<sub>4</sub>) sont en proportions équivalentes, vers un pôle nettement bicarbonaté sodique (Figure 3). Dans le prolongement d'une évolution plus ancienne, depuis 10 ans pratiquement, tous les indices d'interaction profonde se sont dégradés (baisse notamment des teneurs en As, B et Li, augmentation du pH, de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^7\text{Li}$ ), la température d'émergence a baissé alors que les concentrations en espèces indicatrices de plus basses températures (e.g. Mg, Ca) augmentaient.

Ces indications signifient-elles que le système géothermal est en voie de réduction ?

Le calcul géo-thermométrique (Tableau 1) montre que la température d'équilibre eau-roche, en profondeur, est toujours, depuis 1934, comprise entre 180 et 200 °C, ceci de manière convergente selon plusieurs types de **géothermomètres\***.

La part de composante profonde peut être calculée. (Sanjuan *et al.*, 2003b<sup>2</sup>) et une diminution de moitié de la composante profonde qui passe de 60 à moins de 30 % ainsi confirmée.

Si la part de cette composante diminue, ses caractéristiques (composition, température) ne sont pas modifiées. Les modifications n'interviennent donc qu'au niveau des fuites superficielles.

L'observation de dépôts carbonatés (**travertin\***) cimentant les formations torrentielles de la rivière Chaude, puis de la rivière Claire (Traineau *et al.*, 2013) mais aussi, peut-être, la disparition en décembre 2012 du **griffon\*** échantillonné en février 2012 et le fait que les sources chaudes de la rivière Chaude (ou Blanche, à l'époque) ne sont apparues qu'après l'éruption de 1902, laissent supposer un système hydrothermal en évolution où, ces dernières années, se produit un auto-colmatage progressif.

	Riv. Chaude 1934	Sce Rivière Blanche haute (740 m) 1970	Sce Riv. Chaude (2001)	Sce Riv. Chaude (2012)	Sce Riv. Chaude Pôle chaud (2001)	Sce haute Riv. Claire	Puits Chaud 1976
Température estimée et <b>géothermomètre(s)*</b>	180-200, Na-K-Ca, Sr-K, Na-Li (Fouillac), Ca-K					> 155 - 165, Na-K-Ca, Qz	185, Na-K-Ca, Na-Li (Kh), Ca-K

	Sce Riv. Picodo 2003	Sce Riv. Picodo 2012	Sce Riv. Mitan 2003	Sce Riv. Falaise aval 2012	Sce Hte Gde Rivière 2003	Sce Riv. des Pères centre 2012	forage Rivière Prêcheur 2012
Température estimée et <b>géothermomètre(s)*</b>	155-180, Na-K-Ca, Sr-K, Qz, $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4)$		145- 165, Sr-K	130-150, Na-Li(F), Rb-Na	> 140-180, Na-K-Ca, Na-Li (Kh)	120-130, Qz, Rb- Na, Na-Li (F)	120-135, Ca-K, Qz, Na-Li

Tableau 1 : Synthèse des calculs géothermométriques sur certaines eaux de source de la Montagne Pelée.

Le schéma suivant peut-être proposé pour la circulation des eaux de source de la rivière Chaude. À la faveur des fractures du système central du volcan, un fluide géothermal remonte un peu au Nord des émergences de rivière Chaude. Du gaz carbonique d'origine magmatique s'y dissout ( $-0.3 < \delta^{13}\text{C} < 3$ ), il se mélange à faible profondeur avec des eaux froides météoriques infiltrées dans le système de fractures sommitales. Cette eau superficielle, légèrement minéralisée (comparable à la composition de la source de la Goyave à pH proche de la neutralité, à dominante bicarbonatée calcique, avec Na, Mg,...), au contact des formations volcaniques, circule relativement rapidement (moins de 50 ans pour leur transit, d'après la teneur en tritium mesurée de 3 UT dans les sources de rivière

<sup>2</sup> Calcul effectué sur la base d'une mise à l'équilibre du fluide géothermal avec le quartz via le code de calcul PHREEQ-C (Parkhurst *et al.*, 1999), à la température profonde calculée par géothermométrie. La valeur de concentration en silice obtenue est remplacée dans un diagramme du type SiO<sub>2</sub> / Cl, permettant de mettre en évidence les droites de mélange

Chaude ; Sanjuan *et al.*, 2003b). L'élévation de température, le dégazage et l'augmentation de pH consécutive sur un mélange déjà proche de la saturation vis-à-vis de la calcite, peuvent amorcer une précipitation de ce minéral obstruant progressivement le(s) conduit(s) d'amenée du fluide géothermal. Les données isotopiques confirment ce schéma : le  $\delta^{13}\text{C}^*$  des sources de rivière Chaude (et aussi de rivière Picodo) sont anormalement élevés (respectivement 3 et -2,1 ‰ vs PDB\*). La contribution de carbonates marins est assez improbable, notamment pour la source de Rivière Chaude. Ces valeurs sont plus probablement dues à une source magmatique fractionnée par un dégazage de  $\text{CO}_2$  qui s'accompagne de précipitation de carbonate (Rivé, 2013, comm. pers.). Cette précipitation est visible en surface (travertin du lit de la rivière Chaude) mais sa précipitation est soupçonnée en profondeur.

Il est intéressant de noter, du point de vue géothermique (Figure 3), qu'à aucun moment, les eaux des sources de rivière Chaude ne se sont situées dans le domaine des eaux « matures » chlorurées sodiques (Giggenbach, 1991). Elles se sont maintenues entre des eaux « périphériques » (cas présent) et des eaux « chauffées par vapeurs acides ».

Les analyses chimiques des eaux de rivières sont compatibles avec des phénomènes de mélange qui se produiraient à partir de la rivière Chaude vers la rivière Claire, puis, à travers la Coulée Blanche, vers la rivière Sèche. Cela confirme les observations hydrogéologiques (cf. § 2.1.2).

### **Sources thermales et forages du littoral SO et sources thermales sous-marines**

Les études précédentes mettent en évidence :

- la concomitance de l'apparition des sources chaudes à la fois dans la rivière Chaude, en amont, et sur le littoral (puits Chaud), après l'éruption de 1902 (Traineau *et al.*, 2013) ;
- les baisses de température, sinon parallèles du moins convergentes des sources de rivière Chaude et du puits Chaud (suivi pluri-décennal de l'OVSM-IPGP Tableau 1) ;
- les pertes en amont et les résurgences en aval à la suite des mesures et observations hydrogéologiques (e.g. Barat, 1987 et Vittecoq et Gutierrez, 2012) ;
- une anomalie positive dans les levés de polarisation spontanée (Zlotnicki *et al.*, 1999) ;
- un niveau conducteur sur les couches 128 et 213 m de profondeur dans les levés électromagnétiques de MarTEM, mentionné par Coppo *et al.*, 2014.

Ces différentes informations convergent vers l'existence d'un écoulement, à travers des nappes perchées, à partir de la zone où émergent les sources de rivière Chaude jusqu'à la mer. L'hypothèse d'une fuite d'un réservoir géothermique, à un niveau intermédiaire, a ainsi pu être écartée.

La composition de ces eaux souterraines traduit une composante d'eau de mer (1 % selon Sanjuan *et al.*, 2003b). Celle-ci peut masquer ou déplacer des indicateurs d'interaction à haute température ( $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ , ...) ou de traçage de la nature lithologique volcanique ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Par contre, la température d'interaction eau-roche en profondeur estimée par plusieurs **géothermomètres\*** (Tableau 1) demeure celle des sources de rivière Chaude.

Ce mélange avec l'eau de mer s'est donc produit après l'interaction eau-roche à haute température. Il résulte de la position littorale de ces eaux qui subissent l'influence marine (aérosols,..). Cet impact des embruns marins sur les eaux souterraines de Martinique a été montré par Brenot *et al.* (2008) à partir des relations entre les chlorures et l'altitude, d'une part, et entre les chlorures et la distance à la mer, d'autre part.

La teneur en tritium mesurée (Sanjuan, *et al.*, 2003b) confirme qu'il y a une part d'eau superficielle qui circule rapidement dans le mélange. Par ailleurs, les analyses isotopiques  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  et  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  permettent de calculer un temps d'interaction minimum en profondeur (Rad *et al.*, 2011). Une eau captée à 10 m de profondeur en forage donne une durée d'interaction eau-roche de 380 ans. On peut supposer que cette valeur reflète un mélange entre deux sources de thorium et constitue donc une approximation par défaut, la durée d'interaction réelle en profondeur étant supérieure à cette valeur. La relativement faible variation de température (13 °C, en moyenne selon les années) entre les sources de rivière Chaude, en amont, et les sources et forages du littoral, en aval, va dans le sens d'une circulation rapide de ces eaux de sub-surface. Cette circulation rapide à travers les formations volcaniques du flanc sud-ouest de la Montagne Pelée est confirmée (Brenot *et al.*, 2008) par des analyses de SF<sub>6</sub> et de CFC (chloro-fluoro-carbone) effectuées sur des eaux de forage (au CDST et à la Rivière du Prêcheur) ; ces contaminants atmosphériques permettent d'estimer l'infiltration de ces eaux à une période inférieure à 20 ans.

### Sources thermales des rivières Picodo et Mitan

Les eaux des sources des rivières Mitan et Picodo présentent aussi des traces de mélange avec l'eau de mer : le pôle marin représente environ 2 % pour les sources de la rivière Picodo (Sanjuan, *et al.*, 2003b). Pour la rivière Mitan, la composante d'eau douce superficielle semble plus importante. À la différence des eaux souterraines littorales, les indices d'interaction profonde ( $\delta^7\text{Li}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , ...) sont, ici, préservés pouvant témoigner d'une interaction postérieure au mélange avec l'eau de mer. Les résultats d'analyses (rapports Li/Cl, B/Cl, Cs/Cl, Rb/Cl, ...) et les **géothermomètres\*** confirment l'interprétation de Sanjuan *et al.* (2003b) d'un degré d'interaction plus faible et d'une plus faible température d'équilibre en profondeur (Tableau 1).

Comme pour les sources de rivières Chaude, il existe plusieurs **griffons\*** dans les rivières Mitan et Picodo ; les compositions de ceux-ci peuvent varier (dilution plus ou moins grande en fonction des saisons) mais aucune tendance à la dégradation des indicateurs d'interaction à haute température n'a pu y être décelée depuis les analyses de 1976. La constance de la composition de la source Mitan au cours de l'année a été soulignée par Barat (1987) et celle des sources de la rivière Picodo par les observateurs de différentes époques (le Docteur Sambuc en 1869, A. Lacroix en 1904 in Traineau *et al.*, 2013); ces valeurs correspondent à peu près (36,6 °C) à la température mesurée en 2003, mais *in situ*.

Ces caractéristiques, distinguant les sources des rivières Picodo et Mitan des sources de ravine Chaude, appuient l'hypothèse d'un autre réservoir géothermique, avec fuites au niveau de la rivière Picodo.

### Sources de la haute Rivière Claire

Ces sources et leur contexte ont été décrits par G. Lalubie (2010), certaines d'entre elles présentant un caractère thermal. Une des sources froides (22,9 °C) a été étudiée par Sanjuan *et al.* (2003b).

Du fait de son contexte (proximité de la **caldeira\*** intermédiaire, de la cicatrice du 3<sup>ème</sup> **effondrement sectoriel\***, de la zone d'**éruptions phréato-magmatiques\*** et/ou hydrothermales de 1851, d'anciennes solfatares) et de la permanence d'émanations de gaz sulfureux, cette source présente un intérêt particulier (souligné par Lalubie, 2010). Sa concentration en sulfates et son pH plus acide laisse penser qu'elle a été affectée par ces émanations sulfureuses.

Elle possède aussi des indices d'interaction à haute température ( $\delta^7\text{Li}$ ; Figure 4), d'une contribution magmatique ( $\delta^{13}\text{C}^*$ ) et un traçage lithologique volcanique ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), mais le degré d'interaction (rapports  $\text{Li}/\text{Cl}$ ,  $\text{B}/\text{Cl}$ ,  $\text{Cs}/\text{Cl}$ ,  $\text{Rb}/\text{Cl}$ , ...) et la **température d'équilibration\*** (Tableau 1) sont plus faibles que ceux des sources de rivière Chaude. Ni les rapports isotopiques de l'eau ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) ni le rapport  $\text{B}/\text{Cl}$  ne viennent étayer l'hypothèse d'une contribution d'une phase vapeur, donc d'un réservoir à l'ébullition.

Du point de vue de sa composition, cette source n'a aucun signe de contamination marine et se distingue chimiquement et isotopiquement des sources des rivières Mitan et Picodo. Son degré d'interaction et sa **température d'équilibration\*** en profondeur (géothermométrie) ne permettent pas de l'associer strictement au réservoir alimentant *pro parte* les sources de la rivière Chaude. Malgré sa position centrale et proche de la rivière Chaude, elle fait partie des sources périphériques (réservoir intermédiaire où s'effectue une **ré-équilibration\*** à plus basse température ?) du système de la rivière Chaude.

### Sources de la périphérie du dôme (rivière des Pères, Grande Rivière, rivière Falaise)

Du fait de leur accès difficile, de même que les sources de rivière Claire, ces sources ont été prélevées par G. Lalubie (in Sanjuan et al., 2003b et Rad et al., 2012). Il s'agit dans les trois cas de sources froides peu minéralisées, ne présentant pas de trace d'émanation gazeuse.

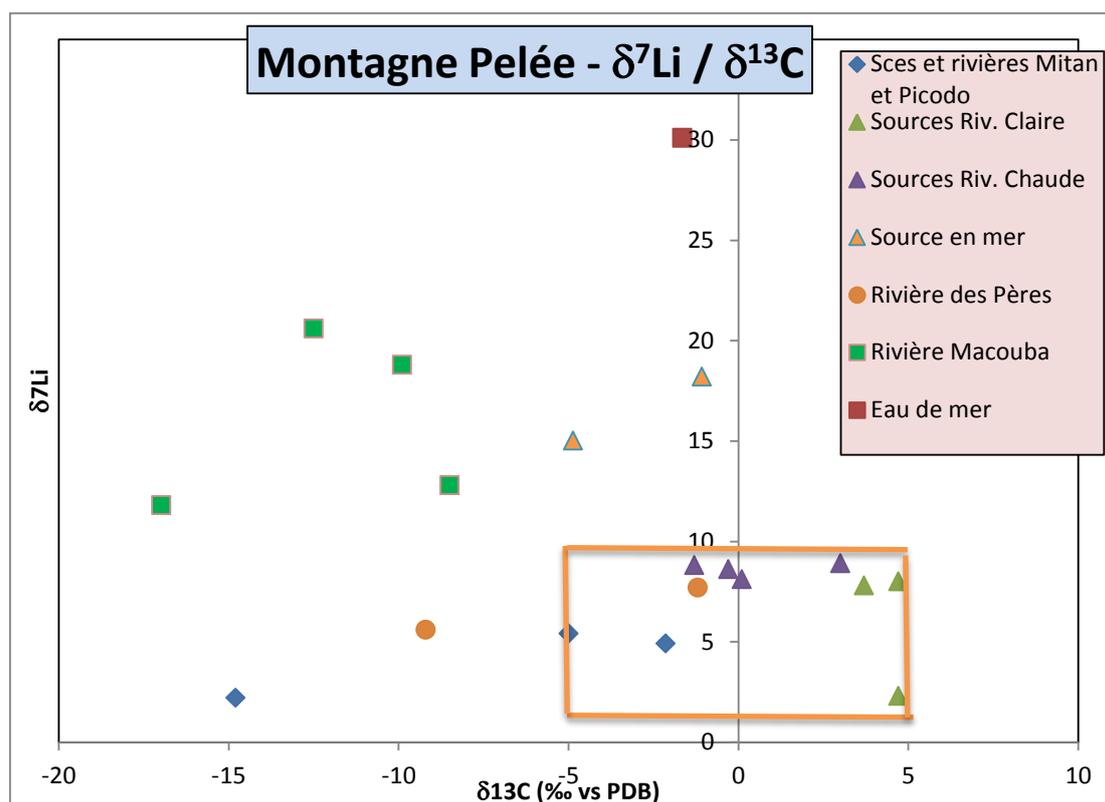


Figure 4 : Diagramme de répartition  $\delta^7\text{Li} / \delta^{13}\text{C}$ .

Le contour orange limite la zone des valeurs indicatives d'une influence magmatique à haute température

Au-delà de leur dilution importante par mélange avec des eaux de surface, leur degré d'interaction est comparable et leurs températures d'équilibration\* profonde (Tableau 1) sont, en général, inférieures à celles de la haute rivière Claire.

Les sources de la haute Grande Rivière et celle de la rivière des Pères ne présentent pas de trace de contamination par de l'eau de mer ; leurs indices d'interaction à haute température (rapports Li/Cl, B/Cl, As/Cl, Rb/Cl) se rapprochent de ceux des sources de la haute rivière Claire mais les **géothermomètres\*** indiquent des températures d'**équibration\*** profonde plus basses. La source de la rivière des Pères se situe dans le domaine des eaux ayant des  $\delta^{13}\text{C}$  marqué par des valeurs « magmatiques » et  $\delta^7\text{Li}$  traduisant une interaction eau-roche haute température (Figure 4).

La source de la rivière Falaise (aval), encore moins minéralisée que les précédentes, présente des degrés d'interaction plus faibles et des rapports indiquant une possible contamination par l'eau de mer. Il en est probablement de même pour la source de la rivière Samperre et le forage de la rivière du Prêcheur

### **Eaux superficielles (source Goyave, rivières du nord et de l'est)**

La source Goyave (ou Morestin) présente une composition bicarbonatée sodi-calcique, proche du pôle superficiel dans les calculs de mélange. Sa concentration relativement élevée en silice (63 mg/l) témoigne des phénomènes d'altération rapide des particules volcaniques vitreuses en régime tropical humide.

Les rivières drainant des bassins situés en dehors de l'emprise des effondrements sectoriels (fer à cheval) ont été échantillonnées pour y analyser certains rapports isotopiques indicateurs d'interaction à haute température ou d'émanation d'origine magmatique. Cela afin de vérifier si les fuites d'éventuels systèmes géothermaux se limitaient à ce flanc sud-ouest. Il semble que ce soit le cas. Aucune des rivières dont les eaux ont été prélevées (en amont et en aval) ne présente des valeurs marquant significativement une origine profonde :  $\delta^7\text{Li} > 10$ ,  $\delta^{13}\text{C} < -8$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,704500$ .

### **Conclusions hydrogéochimiques aux compléments d'exploration géothermique**

L'étude géochimique aboutit aux conclusions suivantes :

- deux réservoirs géothermaux distincts principaux peuvent être identifiés : l'un comportant une composante marine initiale et alimentant les sources des rivières Mitan et Picodo ; l'autre, présentant des caractéristiques de plus haute température et de plus forte interaction eau-roche et alimentant les sources de la rivière Chaude. Dans les deux cas, les fluides des sources résultent d'un mélange avec des eaux superficielles ;
- dans le cas des sources de rivière Chaude, la part de la composante profonde et la température d'émergence diminuent depuis que ces sources sont suivies (auto-colmatage en profondeur ?) sans que cela n'affecte la température profonde (180-200 °C) calculée par géothermomètre ;
- les données obtenues conduisent à envisager des réservoirs ayant un rapport eau-roche élevé ou une circulation des eaux en profondeur assez rapide pour ne pas atteindre un équilibre isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ ) complet entre les eaux et les roches ; l'ensemble des eaux souterraines analysées se situent entre les droites des eaux météoriques mondiale et locale (antillaise) ;
- l'existence d'autres sources, à proximité du conduit central du volcan (haute rivière Claire, haute rivière des Pères et haute Grande Rivière), présentant une composante d'interaction eau-roche à haute température mais d'un niveau plus faible que celui des sources de la rivière Chaude, indique de possibles niveaux intermédiaires où les eaux du réservoir central se rééquilibrent ; cela peut confirmer que ce système hydrothermal, périodiquement perturbé par des éruptions, n'est pas stabilisé (cf. § 2.6.3) ;

- l'appauvrissement relatif en  $^{18}\text{O}$  des sources chaudes de la haute rivière Claire, de la rivière Chaude et de la haute Grande Rivière peut traduire l'influence du  $\text{CO}_2$  et un équilibre eau-gaz magmatique ; ce qui conforte l'hypothèse de pôles géothermaux au niveau d'au moins une partie des sources de la périphérie du dôme ;
- aucune trace chimique ou isotopique d'une composante ayant interagi à haute température avec les roches et les gaz et interprétable comme fuite géothermale, n'a été détectée dans les eaux des rivières drainant les flancs est et nord du massif ;

L'écoulement sub-superficiel latéral depuis les sources de la rivière Chaude vers le littoral semble désormais établi.

## 2.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les données gaz des sols disponibles dans la zone de la Montagne Pelée sont décrites en détail dans le rapport BRGM/RP-61531-FR de Gal, 2012 et rappelées ici sous forme de projection cartographique des données en CO<sub>2</sub> (Figure 5) et en hélium (Figure 6). Il existe un plus grand nombre de données pour le CO<sub>2</sub>, puisque cette zone a fait l'objet de mesures en 1985, 2003 puis 2012, alors que l'hélium n'a été déterminé qu'en 2003 et 2012. Par soucis de représentativité et de signification de la donnée, ces cartes ne présentent que les concentrations mesurées au point échantillonné, une interpolation entre les mesures n'ayant aucune validité statistique eu égard à l'espacement entre les stations de mesure.

Les Figures 5 et 6 mettent en évidence une répartition géographique assez différente entre les flancs ouest et est de la Pelée et les flancs sud et sud-est.

La partie ouest (Grande Savane – Rivière Blanche – Morne Jubin) et la partie est (Trianon – l'Ajoupa Bouillon) sont marquées par des concentrations en CO<sub>2</sub> dans les sols, faibles à très faibles, et des concentrations en hélium très proches de celles de l'atmosphère. Les concentrations en CO<sub>2</sub> étant faibles, il n'a été procédé qu'à une seule mesure isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ , qui ressort à -24,1 ‰ (donnée 2012, Martineaud, zone de Grande Savane). La confrontation de ces données, ainsi que les évolutions conjointes des concentrations en O<sub>2</sub>, ne permet pas de mettre en évidence une zone où des venues de gaz d'origine profonde peuvent être tracées. De même, le long du littoral, les éventuelles circulations d'eau souterraine venant à leur exutoire ne sont pas non plus marquées par un dégazage spécifique. Il semble donc difficile de proposer une zone d'intérêt à la seule information fournie par les gaz des sols.

La partie sud / sud-est apparaît différente. Les concentrations maximales en CO<sub>2</sub> y sont supérieures (entre 5,4 et 20,4 % à Camp Chazeau) et sur 4 points, de légers enrichissements en hélium peuvent être relevés (entre 5,34 et 5,45 ppm ; Figures 5 et 6), coïncidant avec des valeurs plus élevées en CO<sub>2</sub>. Ces zones ont surtout été explorées en 1985 et 2003, cette seconde campagne ayant permis de mesurer des rapports isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de -16,1 à -26,1 ‰. Sanjuan *et al.* (2003b) relie ces valeurs à une origine organique. Les rapports isotopiques en hélium (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) de l'échantillon rapporté à la valeur atmosphérique (R/R<sub>a</sub>), mesurés sur 3 points (de 0,91 à 1,05), ne signalent pas d'anomalie vis à vis du rapport atmosphérique actuel.

Les zones marquées par des venues profondes avérées ont un comportement différent. Même si l'on ne se situe plus directement dans le contexte Pelée, la zone de Champflore, toute proche et visible sur les Figures 5 et 6, est marquée par des enrichissements en CO<sub>2</sub> à peine plus marqués, mais elle se singularise surtout par des analyses isotopiques indiquant clairement une influence magmatique ( $\delta^{13}\text{C} = -8,3$  ‰). Par ailleurs, les points les plus riches en CO<sub>2</sub> sont caractérisés par un appauvrissement en hélium (valeur minimale de 4,95 ppm), comme cela est également le cas dans les Pitons du Carbet (zone de Deux-Choux), ce qui apparaît comme une preuve supplémentaire de l'existence d'une influence magmatique. Dans le présent cas du système Pelée, il n'est pas donné de parvenir à un tel constat. L'on doit donc se contenter d'évoquer une potentielle influence d'une alimentation profonde, mais sans en avoir la certitude. Par ailleurs l'isotopie du carbone est assez peu discriminante. Dans l'absolu, un rapport proche de -16‰ pourrait correspondre à un mélange entre un pôle organique (# -25 ‰) et un pôle profond (# -3 ‰), mais ce même rapport peut tout à fait signaler la présence de plantes tropicales comme la canne à sucre, qui produisent un CO<sub>2</sub> ayant cette signature isotopique.

Les seules mesures de concentration en gaz des sols ne permettent donc pas de proposer une zone préférentielle dans laquelle des travaux seraient à entreprendre, tout au plus

permettent-elles de suggérer que la partie est de la Pelée, notamment au niveau de Camp Chazeau, pourrait être l'une des moins défavorables, sans avoir l'assurance que la présence importante de CO<sub>2</sub> dans cette zone soit reliée à des phénomènes profonds (les données disponibles ne l'attestent pas).

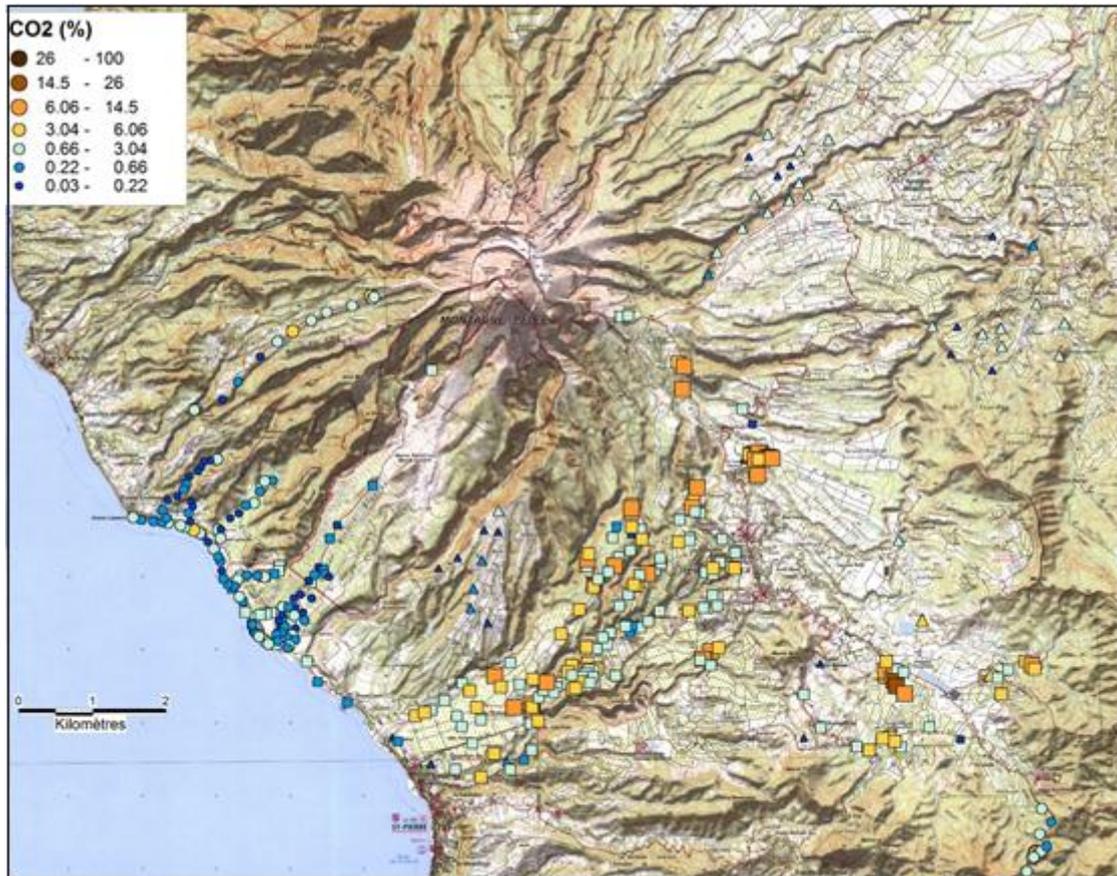


Figure 5 : Concentrations en CO<sub>2</sub> dans les sols du Sud-Ouest de la Montagne Pelée.

- Données 1985 – ▲
- Données 2003 : □
- Données 2012 – ○

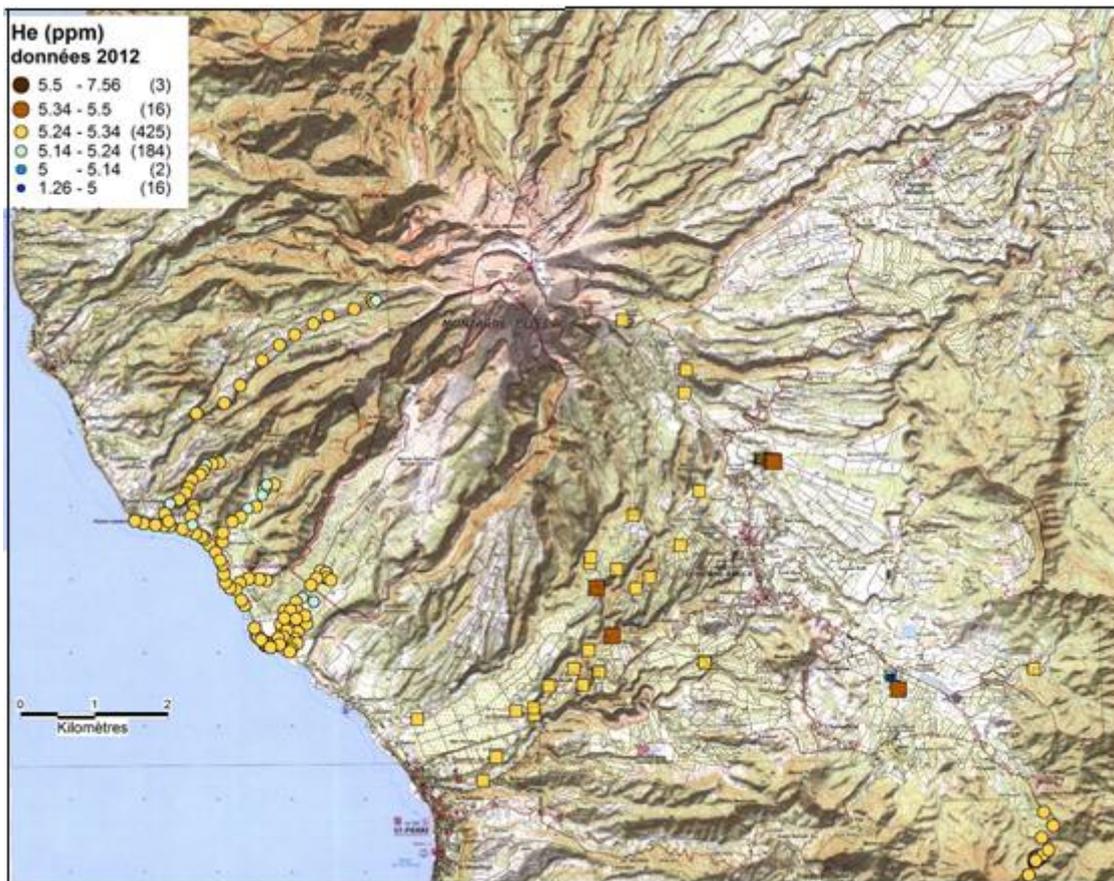


Figure 6 : Concentrations en  $^4\text{He}$  dans les sols du Sud-Ouest de la Montagne Pelée.

Données 2003 – □

2012 – ○

## 2.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Dans l'objectif de contribuer à localiser et caractériser un potentiel système géothermal dans le secteur de la Montagne Pelée, 55 nouveaux sondages magnétotelluriques ont été réalisés principalement sur le flanc sud-ouest du volcan avec une extension du périmètre sur la partie sommitale du flanc est afin de bien contraindre les structures profondes. Le flanc nord est peu couvert en stations du fait des difficultés d'accès dans la région du Mont-Conil. De nouvelles données gravimétriques ont également été acquises sur l'ensemble du secteur et complètent les données existantes (cf. notamment Baltassat et al., 2003a) de manière à aboutir, au travers du retraitement de l'ensemble, à une nouvelle carte gravimétrique couvrant pour la première fois l'ensemble de la Montagne Pelée.

À ces données nouvelles et aux données re-traitées, ont été ajoutées des données aéromagnétiques basses résolution déjà disponibles ainsi que les données TEM<sup>3</sup> aéroportées nouvellement acquises (projet MarTEM\* 2013<sup>4</sup>). Les données de Polarisation Spontanée (PS\*) de Zlotnicki et al. (1998) ont également été prises en compte dans l'interprétation. L'ensemble a été ré-interprété conjointement pour aboutir au modèle géophysique de la Montagne Pelée tel que présenté ci-dessous.

Les données MT\* acquises dans la bande de fréquences 10 000 à 1 Hz sont globalement de bonne qualité. Malgré des efforts méthodologiques, identiques à ceux mis en œuvre sur les Anses d'Arlets, il a été plus difficile d'obtenir, sur la Montagne Pelée, des données d'aussi bonne qualité aux basses fréquences. Après traitement, 55 sondages couvrant la zone d'étude avec une maille moyenne de 500 x 500 m ont été inversés selon un modèle maillé dans les trois dimensions de l'espace jusqu'à une profondeur de 10 km. L'effet MT\* de la couche conductrice, constituée par la mer environnant la zone de mesure, a été pris en compte et corrigé dans le processus d'inversion. Nous aboutissons à un modèle de résistivité électrique ( $\rho$ ) cohérent sur la zone. La Figure 7 et la Figure 8 synthétisent l'essentiel des observations qui ont guidé l'interprétation géothermique de ces données, également appuyée sur des éléments de nature géologique, hydrogéologique et hydro-géochimique.

### **Couche conductrice et structure du flanc ouest**

Les investigations MT\* mettent en évidence (cf. coupes de la Figure 7) une épaisse couche conductrice ( $\rho < 15 \text{ Ohm.m}$ ) de 500 à 1 000 m de puissance, continu sur la majeure partie du modèle et qui suit globalement la topographie. Il souligne un horizon superficiel (de 200 à 500 m d'épaisseur) plus résistant ( $20 < \rho < 2 000 \text{ Ohm.m}$ ) qui correspond, au moins en partie, aux dépôts récents issus des dernières phases d'activité de la montagne Pelée.

Du fait de sa continuité et de sa puissance, cette imposante couche conductrice est attribuée *pro parte* à des séries volcaniques anciennes (pré-Pelée) profondément altérées et *pro parte* à des altérations récentes se développant dans les mêmes séries mais pouvant être dues à des phénomènes hydrothermaux récents associés au strato-volcan actuel. Quelle que soit son origine, cette couche, dont la conductivité électrique élevée, indique une teneur en argile élevée, n'est pas favorable au transfert des fluides. Elle peut constituer, aussi, par endroits, (en particulier dans les zones les plus conductrices), le *caprock* de potentiels réservoirs géothermaux se développant en-dessous.

---

<sup>3</sup> Électromagnétisme dans le domaine temporel (Transient ElectroMagnetism en anglais)

<sup>4</sup> Les données TEM\* ont été acquises grâce à un levé hélicoptère réalisé début 2013 dans le cadre du projet MarTEM\* cofinancé par l'Union Européenne avec le fond FEDER en Martinique, la DEAL Martinique, la Région Martinique, l'Office de l'Eau Martinique et le BRGM.

Dans ce schéma classique de *caprock* conducteur surmontant un réservoir géothermal relativement plus résistant (Johnston *et al.*, 1992), la zone d'*upflow* maximal se manifeste par une remontée du résistant dans le conducteur de couverture (Anderson *et al.*, 2000 ; Usher *et al.*, 2000, (Figure 10). Une telle région est mise en évidence sur la Montagne Pelée par la coupe horizontale de résistivité à l'altitude -200 m (Figure 7) où la zone résistante R2 profonde (de résistivité supérieure à 15 Ohm.m) est cernée par la couche conductrice principale (de résistivité inférieure à 15 Ohm.m). L'apex de cette anomalie résistante correspond globalement à l'altitude 0 m et est situé à l'aplomb du flanc SSE de la partie sommitale de la Montagne Pelée entre les sources de la haute rivière des Pères, sur sa limite est, et les sources de rivière Chaude, 1 km plus à l'ouest. Cette zone résistante, R2 est également illustrée sur la carte de résistivité à 800 m de profondeur (Figure 7) et sur les coupes de résistivité (profils P8 et P11, Figure 8).

Ces profils permettent d'illustrer les anomalies résistantes majeures R0, R1 et R2-R3 qui affectent la couche conductrice principale. Celle-ci apparaît ainsi interrompue sur toute sa hauteur au niveau du résistant R3 qui surmonte le résistant R2 sur le profil P8 et au niveau de R1, sur le profil P11. Suivant la logique de notre schéma interprétatif basé sur le modèle de Johnston *et al.*, 1992), l'interruption de la couverture imperméable (conducteur électrique attribué au *caprock*) n'est pas compatible avec la rareté des manifestations de surface dans la zone. On s'attend, en effet, à observer des manifestations de surface (sources chaudes, fumerolles, etc.) ainsi qu'une anomalie PS\* positive bien marquée dans une zone de fuite potentielle indiquée par l'interruption du conducteur. Or seules se manifestent les sources de la haute rivière des Pères (présentant, néanmoins, certains indices d'interaction à haute température et de contribution magmatique), les sources des rivières chaudes 1 km plus à l'Ouest et une anomalie PS\* réduite à quelques centaines de mV. Ces observations contradictoires indiquent :

- soit que l'importance de la recharge météorique et des nappes superficielles en conditions de fort relief compensent et limitent le flux géothermal ascendant jusqu'à la surface ;
- soit que le système géothermal est moins actif qu'il a pu l'être par le passé.

Par ailleurs, suivant le schéma des systèmes géothermaux développés dans les systèmes volcaniques à fort relief (strato-volcan) proposé par Rahajo (2012) (Figure 24), la proximité probable de cette zone (R2) avec la cheminée volcanique - récemment active et parcourue par des fluides et gaz acides susceptibles de créer un colmatage argileux (altération acide de type argilique avancé) très développé - n'est pas favorable à la remontée de manifestations géothermales en position sommitale du stratovolcan.

Sur le profil P8, les discontinuités les plus évidentes du versant Ouest (R0, R1, et R3) apparaissent corrélées avec les anomalies PS\* positives A, B et C tirées de la carte PS\* levée par Zlotnicki *et al.* (1998) et des anomalies de densité élevée, G0, G1 et G2. La discontinuité la plus marquée, F1, qui limite la couche conductrice à l'abscisse 5 500 m sur le profil de résistivité P8, peut être suivie du profil P10 (non présenté) au P11, en passant par les profils P5 (non présenté) et P8, selon une direction régionale NO-SE (bien caractérisée sur la carte de résistivité à 800 m de profondeur, Figure 7).

Ces discontinuités (anomalies résistantes) sont également en bon accord avec le profil de densité obtenu en résultat de l'inversion 3D des données gravimétriques et sur la carte du gradient vertical. La discontinuité F1 est proche de la limite sud de la *caldeira*\* proposée par Westercamp et Traineau (1983) et correspond en partie aux discontinuités PS\* mises en évidence par Zlotnicki *et al.* (1998).

On a ainsi des anomalies PS\* positives, pouvant être la marque d'un flux géothermal ascendant, associées à des zones résistantes dans la couche conductrice principale et de densité élevée par rapport à leur environnement. Ces anomalies dans la couche conductrice

peuvent être interprétées comme des compartiments peu altérés, massifs mais fracturés, permettant la fuite localisée des flux géothermaux vers les manifestations hydrothermales de surface de Rivière Chaude et Rivière Claire situées à proximité. Cette zone massive pourrait être l'extrémité sud d'une structure plus importante se développant vers le nord-ouest telle qu'indiquée par la plage résistante ( $\rho > 20 \text{ Ohm.m}$ ) de la carte de résistivité à 800 m de profondeur (bien que mal couverte au-delà du sondage MT\* n° 02, Figure 7) et par les contours de haute densité suggérés par la carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer\* (Figure 8). Le toit de la couche conductrice principale pourrait avoir servi de surface de glissement des effondrements sectoriels et constituerait une paléosurface, substrat des remplissages post-effondrements. Il faut, toutefois, noter que cette surface est globalement plus profonde (d'au moins 200 m) sur tout le versant ouest par rapport au versant nord et s'établit à moins de -200 m d'altitude en base du versant ouest. Cette position globalement plus profonde et la structure plus chahutée sur le versant ouest peut être l'indicateur d'effondrements caldériques ayant affecté ce versant en relation avec la discontinuité F1. On remarque encore que la discontinuité F1 est localisée au niveau du goulet d'étranglement de l'effondrement sectoriel\* D3 et limite à l'ouest l'anomalie conductrice des sources Chaude/rivière Claire à 128 m de profondeur mise en évidence par TEM hélicoptère (Figure 7).

On observe une remontée nette du conducteur et corrélativement son épaissement sous l'édifice sommital bien visible sur P7, P10, P11 et P5 (Coppo *et al.*, 2013) qui est attribuée au conduit volcanique altéré (c'est à dire la zone de remontée des fluides chauds et acides, selon le schéma de Rahajo 2012, Figure 24). Le conduit serait invisible par MT\* plus en profondeur du fait d'une taille insuffisante et de l'effet masquant de la couche conductrice superficielle sur des sondages MT\* bruités (au moins pour partie) en basse fréquence.

### **Structure(s) profonde(s) d'axe NO-SE**

À plus grande profondeur, un puissant horizon résistant (100-200  $\Omega\text{m}$ ), bien que moins bien contraint par les données MT\* basses fréquences plus bruitées, se dessine comme un môle centré sous la partie sommitale de la Montagne Pelée (à environ 2 500 m de profondeur soit entre les altitudes -1 200 et -1 500 m). Deux discontinuités principales cernent la partie centrale haute par rapport aux compartiments est et ouest, abaissés (*cf.* les coupes verticales de résistivité de la Figure 8). Ce môle résistant a une orientation globale NO-SE dans l'axe structural majeur de l'île. Cette structure profonde est cohérente avec l'axe gravimétrique majeur de l'anomalie de Bouguer\* à la densité  $d=2,0$  (non présenté ici) liant le Mont Conil au massif des Pitons du Carbet au travers de la Montagne Pelée.

La ré-interprétation des données de sismique\* réfraction (Eschenbrenner *et al.*, 1980) met en évidence une anomalie de forte vitesse ( $V_p = 3000\text{-}4000 \text{ m/s}$ ) entre 1 000 et 3 000 m de profondeur sous le sommet de la Pelée, en bon accord avec la position des anomalies de densité (G0, G1, G2) issues de l'inversion gravimétrique 3D (profil P8, Figure 8). Cette configuration superficielle d'une structure lourde (G2) et rapide pourrait indiquer une hypostructure intrusive solidifiée associée au volcan actuel. La disposition des dômes récents de Morne Essentes, de Morne Calebasse (44 à 75 ka), de L'Aileron (9,7 ka), de la Montagne Pelée (1902 et 1929) le long de l'axe gravimétrique principal (G2) de la carte du gradient vertical (Figure 8) va dans le sens de cette hypothèse en donnant un axe NO-SE à la structure. Des structures comparables se manifestant par des anomalies de faible vitesse à faible profondeur ont déjà été mises en évidence dans des volcans comme le Vésuve (Alparonne *et al.*, 2012). De même, un diverticule latéral (petite extension vers le SO) de cette intrusion peut être invoqué pour expliquer l'anomalie gravimétrique G1, grossièrement couplée à une anomalie résistante MT\*, R1 (Figure 9). La position de ces hypostructures denses (G1 et G2) coïncide avec la cicatrice amont du dernier effondrement latéral\*.

Ces structures denses, compactes et résistantes, semblent se développer (coupe P8) sur les deux premiers kilomètres, remontant jusqu'à environ 200 à 500 m sous la surface. En fonction de leur âge, ces intrusions, vraisemblablement synchrones des déstabilisations de flancs, pourraient constituer une source de chaleur secondaire plus superficielle venant s'ajouter à la source profonde du système volcanique principal.

### **Écoulements superficiels**

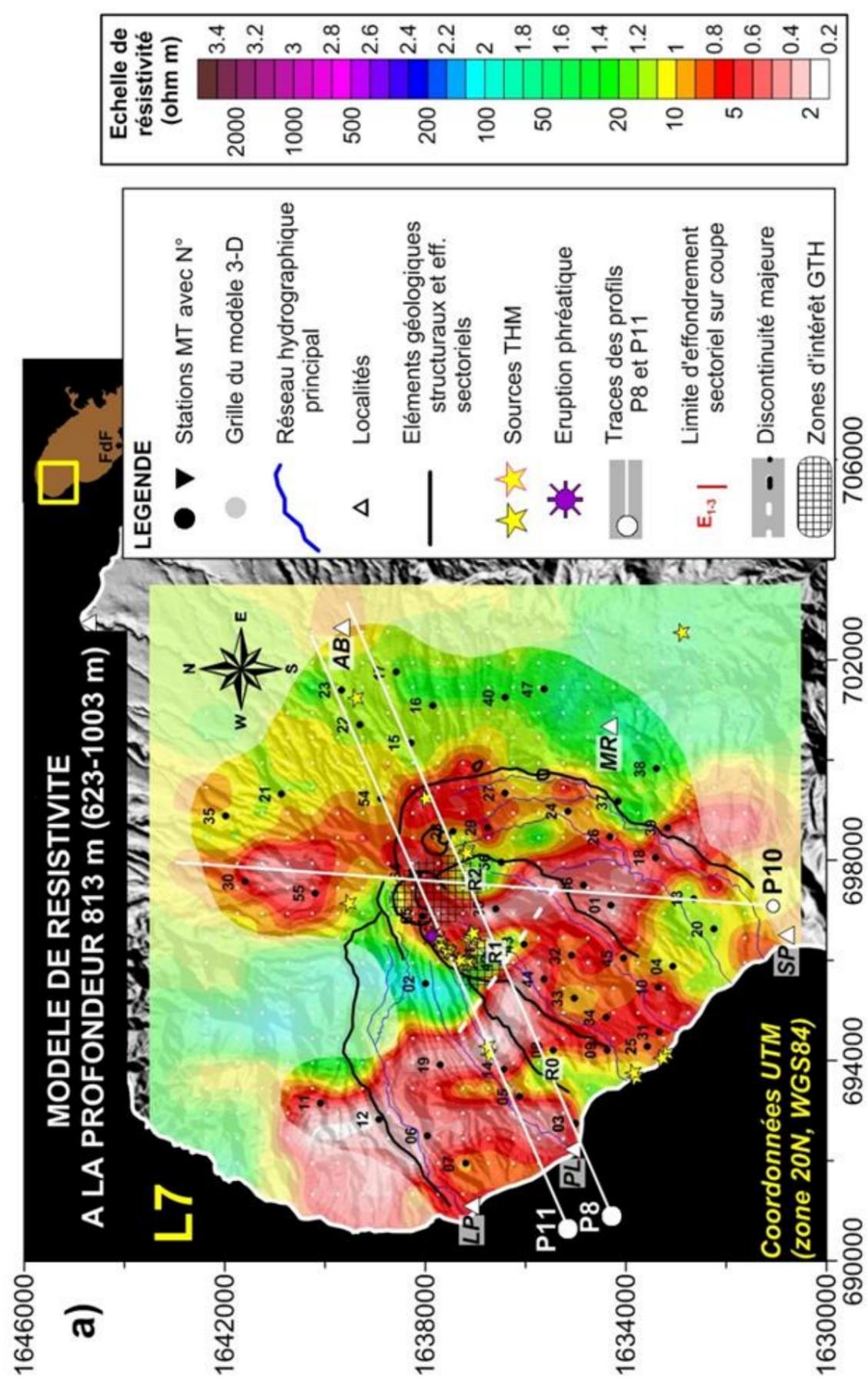
La carte de résistivité MarTEM\* à 128 m de profondeur montre bien une anomalie conductrice marquée ( $\rho < 50 \text{ Ohm.m}$ ) s'étendant de la zone des sources chaudes/rivière Claire où elle atteint son maximum de conductivité (15 Ohm.m) jusqu'au rivage, en suivant sur la plus grande partie de son parcours la coulée Blanche de 1902-1929 (contour rouge d'après la carte géologique au 1/50 000 surimposée sur la carte MarTEM\*, Figure 7c).

On peut y voir l'indication d'une connexion au travers d'écoulements superficiels entre les sources Chaudes en amont et les sources du bord de mer à l'aval en confirmation des hypothèses formulées sur la base des analyses hydrogéochimiques. Toutefois, d'une part, la faible minéralisation des eaux chaudes (20 Ohm.m) permet difficilement d'expliquer la chute de résistivité escomptée dans des formations qui présentent plusieurs centaines d'Ohm.m habituellement, et d'autre part, des observations d'anomalies similaires dans le même contexte sont expliquées par la minéralogie des formations volcaniques altérées. Finalement, l'observation de cette anomalie conductrice ne permet pas de confirmer définitivement les conclusions de *hydrogéochimie\** et de l'hydrogéologie d'une connexion superficielle des sources.

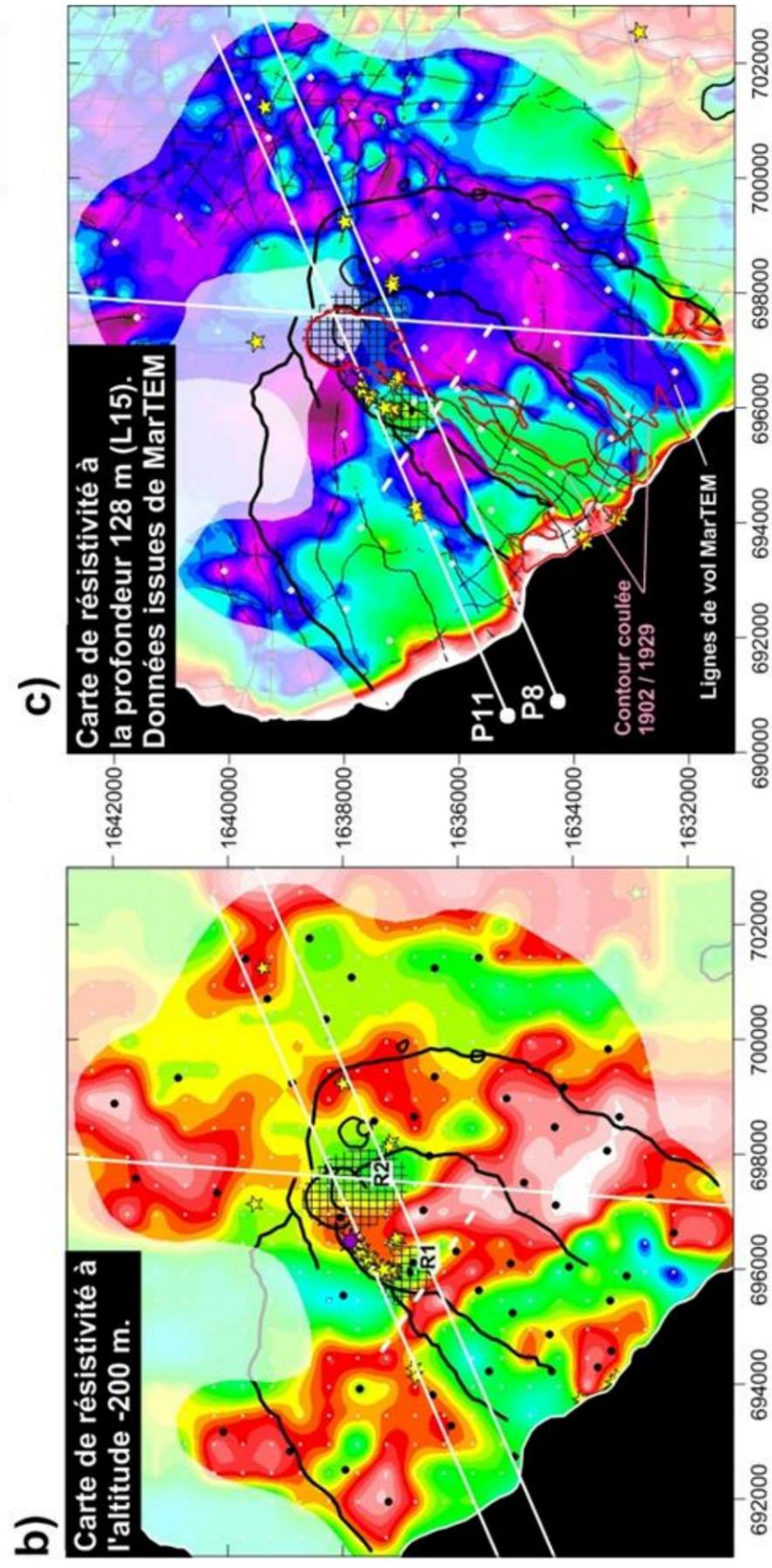
En prenant le seul critère de la résistivité des terrains, comme le font les méthodes *MT\** et *TEM\**, on voit que plusieurs causes (y compris l'écoulement souterrain depuis les sources de la rivière Chaude) peuvent provoquer le même effet (l'anomalie de faible résistivité qui descend jusqu'au littoral). Comme c'est souvent le cas, il faut rechercher la convergence de plusieurs méthodes (géophysiques, géochimiques, hydrogéologiques,...) pour obtenir la solution. Ici, il reste peu de doutes sur cet écoulement latéral depuis les sources de la rivière Chaude car *MT\** et *TEM\** ne s'opposent pas à cet écoulement et les autres méthodes convergent vers cette hypothèse (composition chimique et isotopiques, synchronisme de l'apparition et de l'évolution en température et composition des sources de rivière Chaude et du littoral, mesures de pertes dans la rivière Chaude et la rivière Claire, nature très perméable des ponces de la coulée de Rivière Blanche,...).

Il n'est pas dans l'objectif de ce rapport d'élucider toutes les questions d'écoulement superficiel à basse température mais il est possible de proposer une réponse à cette question. Compte-tenu de l'infiltration (*cf* § 2.2.2), l'introduction de traceur dans la rivière Chaude, au niveau des sources chaudes, devrait pouvoir être suivie d'un pic de restitution, quelques jours plus tard, en aval, sur les sources ou sur le forage.





(a) : Carte à la profondeur de 800 m environ, extraite du modèle 3D de résistivité, résultat de l'inversion MT\*.



(b) : Coupe horizontale extraite, du modèle 3D de résistivité, résultat de l'inversion MT\* à l'altitude -200 m.

(c) : Carte à la profondeur de 128 m environ, extraite du modèle 3D de résistivité MarTEM\* ; le contour des coulées de 1902-1929 sont figurées par un trait rouge en surcharge.

Figure 7 : Cartes de résistivité illustrant les principales structures d'intérêt révélées par les méthodes TEM\* et MT\* sur la Montagne-Pelée.

## Synthèse géophysique Montagne Pelée

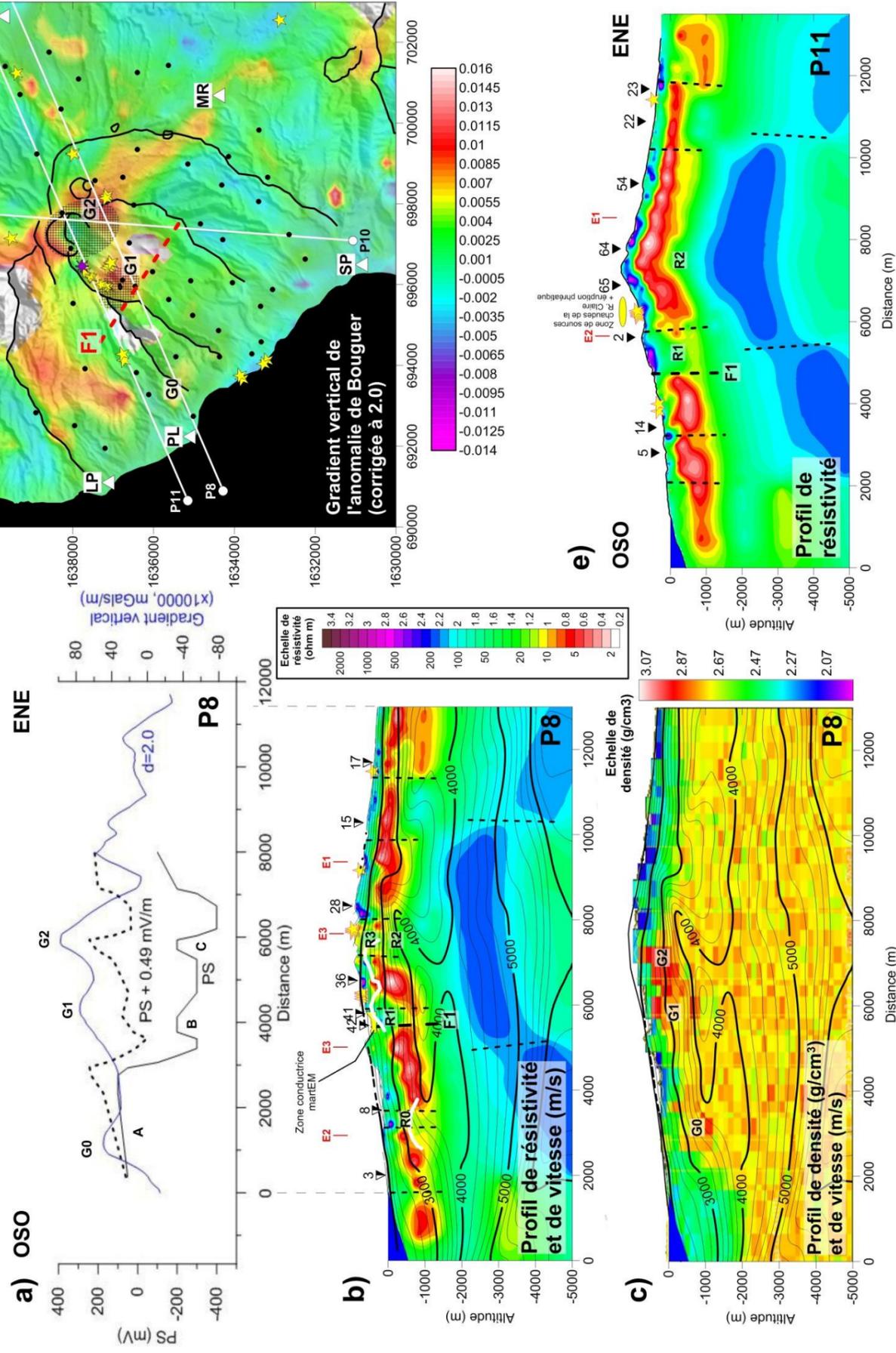


Figure 8 : Comparaison des informations de résistivité (MT\*), de polarisation spontanée (PS\*), de densité (gravimétrie\*) et de sismique\* de la Montagne Pelée.

De haut en bas à gauche :

- a) Profil PS (sur profil P8) et du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer\* à la densité 2,0 ; la PS\*, corrigée de l'effet altimétrique estimé à 0.49 mV/m, est aussi présentée ; les anomalies PS\* A, B, C se corrélient avec les anomalies gravimétriques denses G0, G1, G2 ;
- b) Coupe verticale extraite, le long du profil P8, du modèle 3D de résistivité, résultat de l'inversion MT\* ; les anomalies résistantes R0, R1, R2, R3 découpent la couche conductrice principale de résistivité  $\rho < 15 \Omega$  m les principales discontinuités verticales sont figurées par un trait discontinu noir ;
- c) Inversion 3D sous Geomodelier de l'anomalie gravimétrique de Bouguer\* à la densité 2,0 extraite selon le profil P8 ; les anomalies lourdes G0, G1, G2 sont indiquées en surcharge ; en surcharge, est figurée la tomographie de vitesse Vp ré-interprétée à partir des données réfraction de Eschenbrenner et al. (1980). De haut en bas, à droite :
- d) Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer\* à la densité 2,2 avec indications des anomalies lourdes G0, G1 et G2 ; les projections des cibles géothermales R1 et R2 sont indiquées par un figuré hachuré ;
- e) coupe verticale de résistivité électrique extraite du modèle 3D (résultat de l'inversion MT\*) le long du profil P11, sur laquelle sont indiquées les principales anomalies résistantes R1 et R2 ainsi que les principales discontinuités verticales (dont F1).

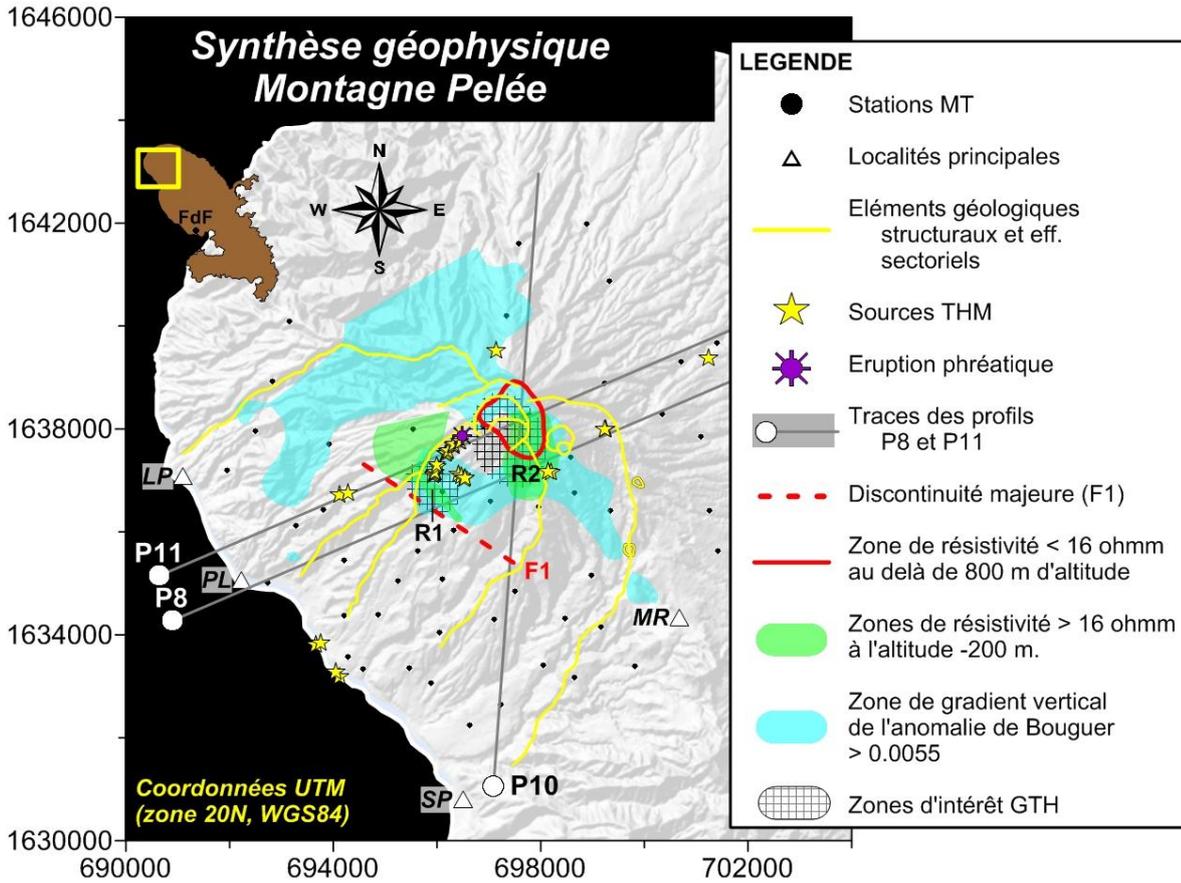


Figure 9 : Carte de synthèse des principales observations géophysiques de la montagne Pelée.

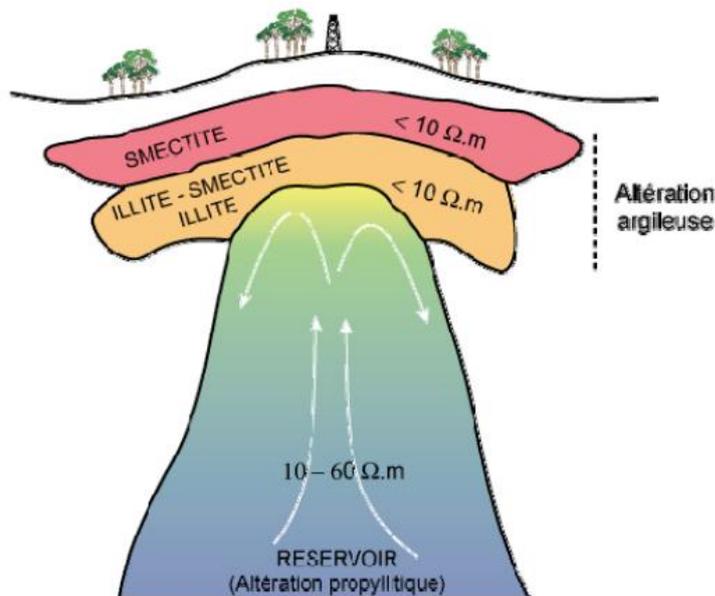


Figure 10 : Modèle schématique de résistivité d'un système géothermal.

d'après Johnston *et al.* (1992) montrant une remontée du résistif (>10 Ohm.m) correspondant au réservoir dans le caprock conducteur (<10 Ohm.m).

## 2.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DU MASSIF DE LA MONTAGNE PELÉE

Afin de proposer un modèle conceptuel intégré pour l'exploration géothermique de la Montagne Pelée, il est essentiel de proposer une évolution temporelle des phases successives ayant permis le développement du système géothermal actuel. Dans un deuxième temps des zones favorables à l'implantation de forages sont proposées, à la lumière du modèle conceptuel.

### Modèle conceptuel du système de la Montagne Pelée

Le modèle conceptuel du système géothermal de la Montagne Pelée envisage deux réservoirs profonds (Figure 11), associés à des expressions de surface distinctes. On distingue ainsi i) un réservoir central à dominante bicarbonaté sodique alimentant les sources de Rivières Chaudes et ii) un réservoir latéral bicarbonaté-chloruré sodique alimentant les sources de la rivière Picodo.

**Le réservoir à dominante bicarbonaté sodique**, est en lien avec le conduit magmatique central de la Montagne Pelée. Sa position pourrait être légèrement décentrée par rapport au cône sommital actuel, entre 1 et 2 km de profondeur (immédiatement au sud des dômes récents). Sa température est estimée de l'ordre de 180-200 °C et il serait alimenté uniquement par des eaux météoriques. La phase gaz se composerait essentiellement de CO<sub>2</sub> magmatique. Des fuites de ce réservoir alimentent les émergences de la Rivière Chaude par l'intermédiaire des structures volcaniques sommitales (rebords de caldeira, conduit éruptif). Des **aquifères\*** superficiels limités ont également pu se développer par mélange entre les fluides de ce réservoir et des eaux de surface et ils alimenteraient les sources thermales du haut de la Grand-Rivière et du haut de la Rivière des Pères.

**Le réservoir de type bicarbonaté-chloruré sodique**, est probablement localisé latéralement par rapport au conduit magmatique central dans la mesure où il alimente les sources de la Rivière Picodo (et Mitán) situées sur le flanc sud-ouest du volcan. La localisation de ce réservoir coïnciderait avec la discontinuité géophysique (F1) mise en évidence par la **MT\*** (Figure 9) qui développerait des conditions de perméabilité favorables au sein du substratum et permettrait la remontée des fluides jusqu'en surface (*upflow*). Il serait alimenté par des eaux météoriques avec une faible contribution d'eau de mer ; ce qui le différencie du réservoir central précédent. Sa température est également légèrement inférieure et estimée de l'ordre de 155-180 °C. L'éventualité d'un écoulement latéral des fluides de ce réservoir sous le flanc Sud-Ouest du volcan (*outflow*) est suggérée sur le schéma de la Figure 11 et s'appuie sur les émergences des rivières Picodo et Mitán (et, éventuellement sur une source en mer au large de Sainte Philomène).

Au stade actuel d'investigation, tout converge pour que ces réservoirs fonctionnent séparément : température d'interaction profonde, composition chimique et isotopique du fluide, structures associées (vues par les méthodes géophysiques). Il n'est pas exclu que, dans le passé, il en ait été autrement et que dans le futur (à l'échelle géologique) le système s'unifie.

Quoi qu'il en soit, ces deux réservoirs constituent des cibles d'exploration.

### Localisation des réservoirs d'après les résultats géophysiques

Les résultats obtenus lors des campagnes géophysiques, et en particulier ceux fournis par la magnétotellurique (**MT\***), permettent de préciser la localisation de ces réservoirs.

D'après la **MT\***, la position du réservoir bicarbonaté sodique développé au sein du conduit magmatique pourrait être marquée par le *doming* affectant l'horizon conducteur vers 1 500 m de profondeur (coupe de la Figure 13). Et sur la carte de la Figure 12, cet « œil » résistant, R2 (centrée sur la station MT n°56), est à proximité des sources bicarbonatées de la haute rivière des Pères mais non loin de celles de la haute rivière Claire, de la haute Grande Rivière et de la Rivière Chaude.

En ce qui concerne la localisation du réservoir bicarbonaté-chloruré-sodique, la **MT\***, la **gravimétrie\***, la **PS\*** et la **sismique\*** mettent en évidence une discontinuité majeure (F1 sur la Figure 13), orientée NO-SE, longue de plus de 6 km, légèrement arquée (pendage NE ? structure de **caldeira\*** ancienne ?) marquant une anomalie à la fois résistante, lourde, compacte et signalant un flux ascendant. Localement (profil P8, Figure 8), cette discontinuité semble recouper l'horizon conducteur avec basculement du bloc conducteur NE par rapport au bloc conducteur SO. Bien que l'origine de cette discontinuité géophysique ne soit pas déterminée (intrusion magmatique ?), elle est considérée comme étant susceptible de créer des conditions favorables aux circulations de fluides et au développement d'un réservoir.

### **Âge et pérennité du système géothermal de la Montagne Pelée**

L'âge du système géothermal de la Montagne Pelée n'est pas contraint. Ce stratovolcan est actif depuis plus de 100 000 ans. Le dernier évènement majeur qui a affecté le volcan est âgé de 9 000 ans environ (Le Friant *et al.*, 2003). Il s'agit d'un **effondrement sectoriel\*** ayant détruit la partie sommitale du volcan. Il n'est pas exclu qu'un évènement de cette ampleur soit relié à des phénomènes plus internes du volcan. Mais on ne sait pas si le système géothermal a été affecté par cet évènement.

Le système géothermal de la Montagne Pelée comprend, aujourd'hui, au moins deux réservoirs : l'un central et l'autre latéral.

Les phénomènes survenus lors de l'éruption de 1902 posent, par ailleurs, la question de la pérennité et de la stabilité du réservoir géothermal central. La formation de lahars chauds dans l'ensemble des vallées du massif volcanique quelques jours avant l'éruption du 8 mai 1902 suggère une vidange, au moins partielle, des **aquifères\*** superficiels, voire du réservoir géothermal central développé aux alentours du conduit éruptif. Suite à l'éruption, ce réservoir central a été reconstitué puisque de nouvelles sources sont apparues (celles de la Rivière Chaudes et celles du bord de mer) délivrant un fluide bicarbonaté sodique. Dans le même temps, les manifestations de surface de la Haute Rivière Claire ont décliné. L'absence d'analyse des fluides délivrés par les manifestations de la Haute Rivière Claire avant 1902 ne permet pas de comparer leurs caractéristiques physico-chimiques avec celles des fluides actuels des sources de La Rivière Chaude et de préciser d'éventuelles modifications.

Par contre, le suivi des sources de la Rivière Chaude, réalisé depuis plusieurs dizaines d'années dans le cadre de la surveillance volcanologique de la Montagne Pelée, montre une évolution au niveau de la composition chimique des fluides et une baisse régulière des températures d'émergence. Ces évolutions relativement rapides ne concernent cependant pas le pôle chaud et profond dont les caractéristiques restent inchangées. Il ne peut donc s'agir de variations mettant en cause la pérennité du réservoir lui-même. Il est plus probable que des phénomènes de colmatage au niveau du conduit de fuite du réservoir géothermal soient à l'œuvre.

Par ailleurs, des analyses isotopiques (isotopes du thorium et de l'uranium) effectuées sur un forage du littoral indiquent un temps d'interaction à haute température de l'ordre de 400 ans (Rad *et al.*, 2011).

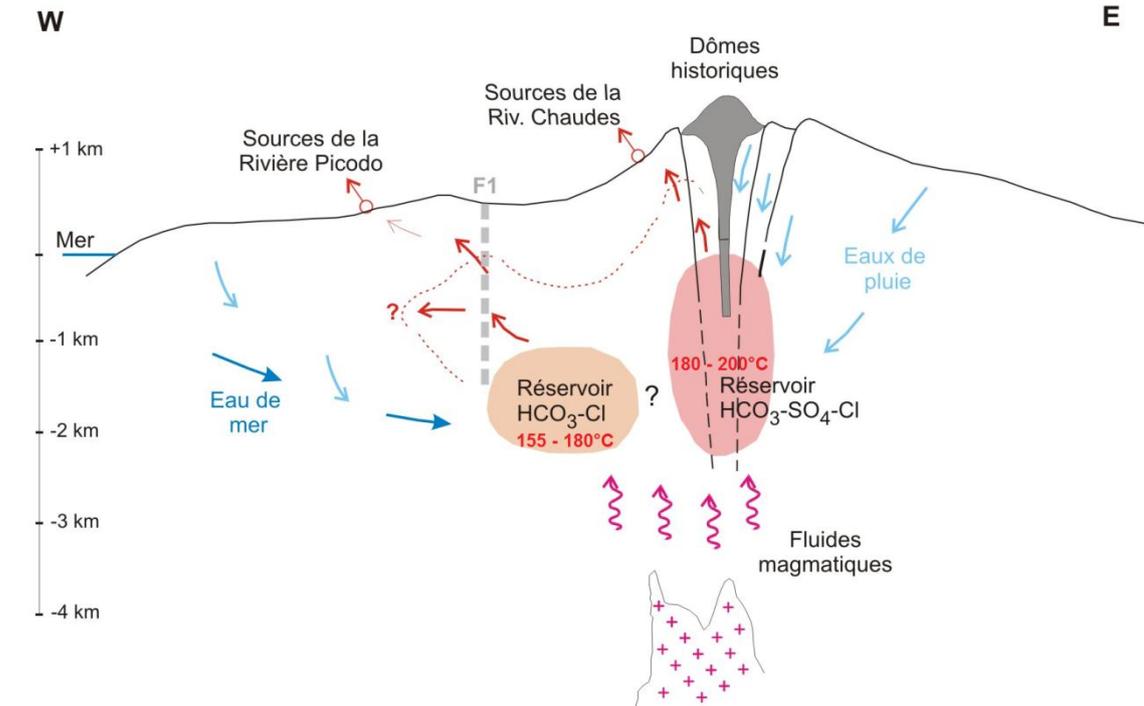


Figure 11 : Schéma conceptuel proposé pour le système géothermal de la Montagne Pelée.

Deux réservoirs distincts coexistent : l'un alimente les sources de rivière Chaude et l'autre celles de la rivière Picodo. La discontinuité majeure F est mise en évidence par les méthodes géophysiques MT\*..

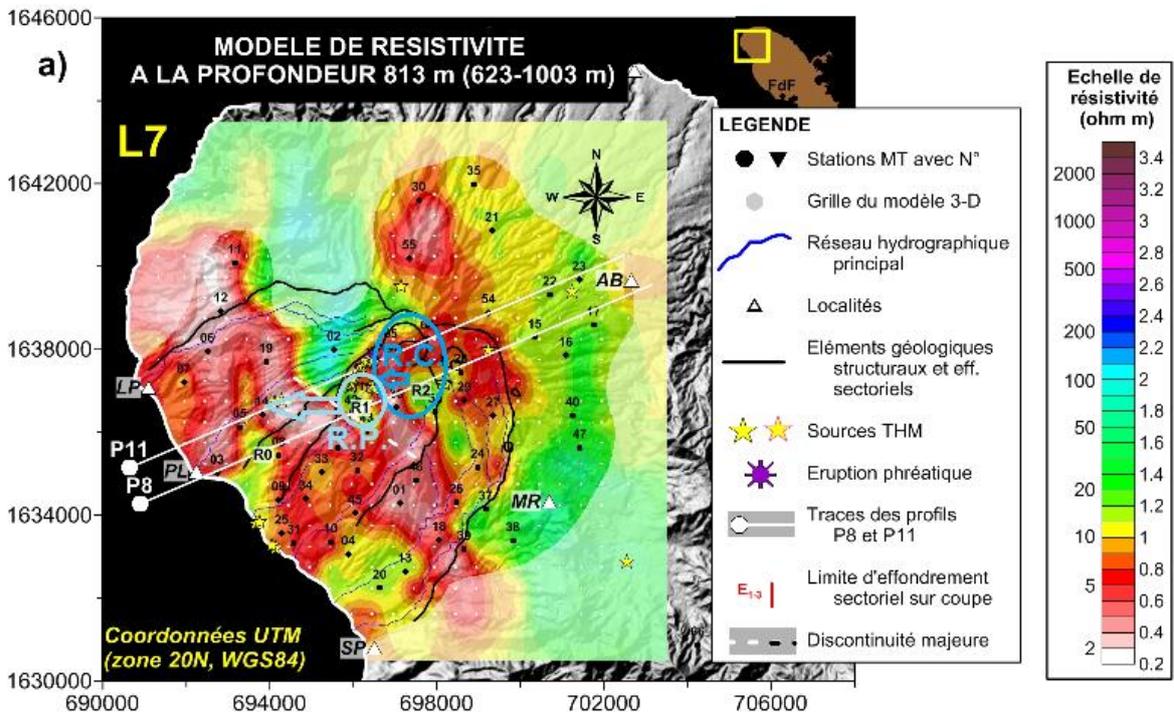


Figure 12 : Carte interprétative du système géothermal de la Montagne Pelée indiquant les zones-cibles.

R.C. : position supposée du réservoir central (RC) alimentant les sources de rivière Chaude  
 R.P. : position supposée du réservoir périphérique (RP) alimentant les sources de rivière Picodo

En supposant que l'eau de ce forage soit bien issue de la rivière Chaude (ou ait la même origine que les sources situées en amont de cette rivière) et que la méthode isotopique soit confirmée par d'autres résultats, le temps de transit profond est bien supérieur à celui qui s'est écoulé depuis les dernières éruptions. Cela laisse penser pour le moins que le réservoir central n'ait pas été totalement vidangé par ces éruptions.

En ce qui concerne le réservoir latéral qui alimente les sources de la Rivière Picodo, la stabilité des sources pendant l'éruption de 1902 et leur maintien après cet événement suggèrent que ce réservoir n'a pas été affecté de façon importante par l'éruption.

En conclusion, l'activité récente du volcan apparaît être à la fois un atout et, éventuellement, un handicap pour le développement de ce système géothermique. Elle a été bénéfique dans la mesure où elle a donné naissance à des réservoirs de haute température. D'un autre côté, elle peut être un handicap si les éruptions sont susceptibles de réduire ou d'endommager le (ou les) réservoir(s) développé(s) à proximité du conduit éruptif. Les interactions entre l'activité magmatique récurrente du volcan et le réservoir géothermique central sont donc à considérer pour apprécier la stabilité et la pérennité de ce dernier.

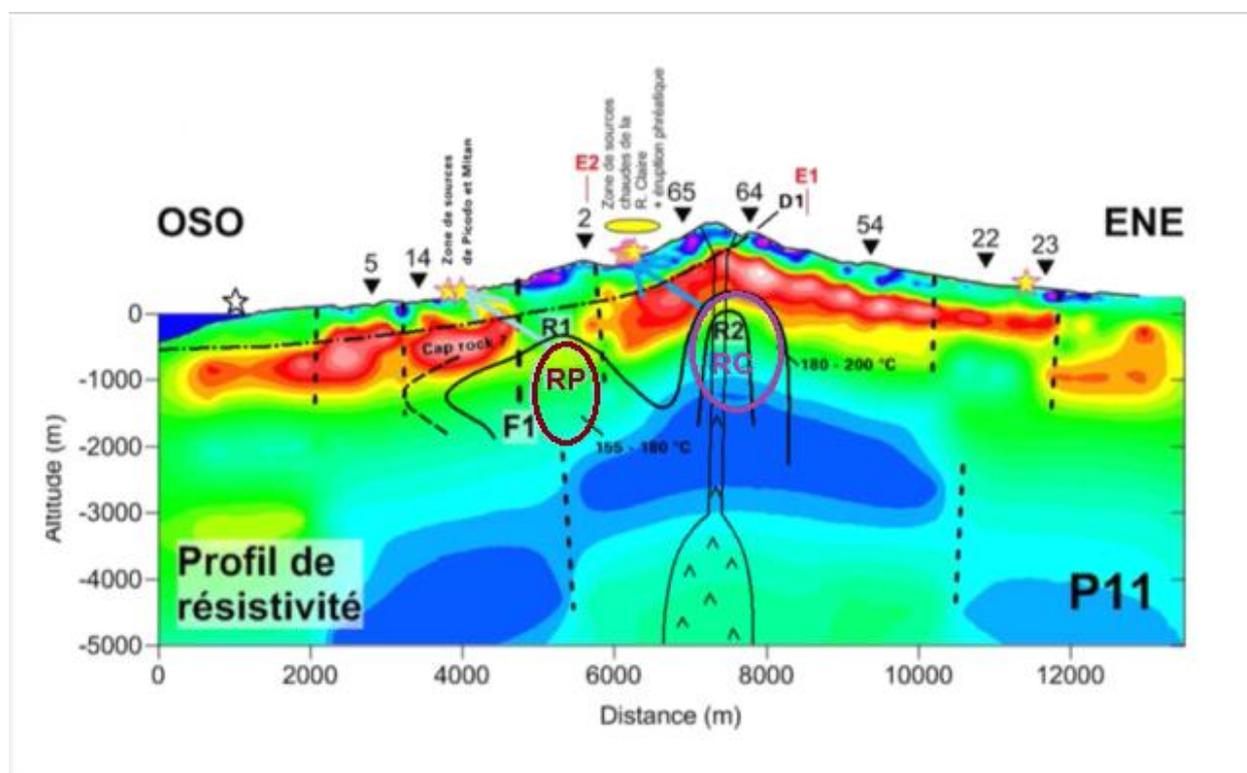


Figure 13 : Coupe interprétative OSO-ENE du système géothermique de la Montagne Pelée.

RP = Réservoir Périphérique, RC = Réservoir Central, R1= anomalie MT\* résistante.

Pour l'échelle de résistivité se reporter à la figure 8 ; les réservoirs géothermiques sont indiqués R1 et R2. Le niveau de décollement de l'effondrement sectoriel\* D1 est indiqué (traits-points) ; la répartition des isothermes est purement indicative et la chambre magmatique\* n'est que schématisée.

Les phénomènes superficiels de colmatage carbonaté peuvent éventuellement être contrôlés en limitant les mélanges avec les venues superficielles, en accédant par forage directement au fluide profond. Les phénomènes d'ordre magmatique sont, sur la Montagne Pelée, dépendants du flux de magma basaltique entrant (Pichavant *et al.*, 2002). Il semble, de ce point de vue, que le volcan soit entré dans une phase plus « calme » de son activité. Cette

analyse ne préjuge pas de la possibilité d'une éruption pendant la durée de vie (plusieurs dizaines d'années) d'une centrale géothermique. Cependant, il reste à préciser si ce réservoir central a été significativement perturbé par les dernières éruptions. L'analyse isotopique U/Th tendrait à montrer que ce n'est pas le cas.

L'existence d'un réservoir latéral relativement à l'écart des effets éruptifs et fonctionnant indépendamment du réservoir central permet de renforcer la pérennité d'une éventuelle exploitation.

### **Évolution temporelle du système volcano-hydrothermal de la Montagne Pelée**

La combinaison des données multidisciplinaires (géologie, géochimie, hydrogéologie et géophysique) nous conduit à proposer un modèle évolutif, allant de plus de 126 ka à aujourd'hui.

**Phase 0** - Développement d'un axe volcanique / volcano-tectonique SE – NO, Carbet- Conil Montagne Pelée, mis en évidence par la [gravimétrie](#)\* et formant le cadre de l'évolution magmatique régionale depuis la dernière phase de formation des Pitons du carbet (0,340 Ma, selon Germa, 2011).

**Phase 1** (avant 126 ka) - Formation d'un horizon conducteur (< 10 Ohm.m) mis en évidence par la [MT](#)\* (Figure 13). Ce niveau, sub-parallèle à la surface topographique, est quasiment continu sur l'ensemble de la Montagne Pelée. Situé vers 500 m sous la surface, il est puissant d'environ 500 à 1 000 m. Il se serait constitué depuis les premiers stades de l'édification du volcan peléen jusqu'à maintenant. L'origine de sa formation reste hypothétique :

- une remontée brutale des eaux marines et l'invasion d'eau salée, lors d'une période interglaciaire vers 126 ka (Germa *et al.*, 2011 ; Quidelleur *et al.*, 2008) ;
- les premières circulations hydrothermales contemporaines du volcanisme (Le Friant, 2001).

Quelle que soit l'hypothèse retenue, la présence d'eau en abondance permet d'expliquer le développement de cet horizon conducteur.

**Phase 2** (avant 126 ka) – Mise en évidence d'une discontinuité [MT](#)\*, « F1 » (Figure 12, Figure 13), orientée NO-SE, longue de plus de 6 km, légèrement arquée (pendage NE ? structure de [caldeira](#)\* ancienne ?). Localement (profil P8, Figure 8), cette discontinuité semble recouper l'horizon conducteur. Le décalage entre le bloc conducteur NE et le bloc conducteur SO peut être interprété comme un basculement provoqué par le jeu d'une faille. Ainsi, cette structure semble donc postérieure à la formation de l'horizon conducteur de phase 1 - puisqu'elle le « perturbe » - mais antérieure à l'[effondrement](#)\* D1 (*cf.* phase 3).

**Phase 3** (126 ka) - [Effondrement sectoriel](#)\* D1 daté vers 126 ka (Germa *et al.*, 2011). Cet [effondrement](#)\* D1 aurait raboté le flanc Sud-Ouest de la Montagne Pelée : la discontinuité [MT](#)\*, orientée NO-SE, n'est ni visible en surface, ni détectée par MarTEM\* (entre 0 et 200 m sous la surface) ; en revanche, elle est détectée par [MT](#)\* sous la cicatrice, en profondeur (Figure 13). La cicatrice D1 semblant située juste au-dessus de l'horizon conducteur précoce, il est probable que le toit de la couche conductrice principale (argilisée ?) a servi de surface de glissement des effondrements sectoriels. Les facteurs ayant pu déclencher ce phénomène sont divers. Selon Germa *et al.* (2011) et Quidelleur *et al.* (2008), il serait lié au changement climatique *via* l'incursion d'eaux marines favorisant le glissement. Cependant, une hypothèse classique mentionne notamment la circulation hydrothermale. On sait, enfin, que l'[effondrement sectoriel](#)\* D1, pratiquement synchrone de la mise en place de Piton Marcel, marque le début d'une phase magmatique ; une anomalie gravimétrique lourde

ceinturant la cicatrice D1 (Figure 1) suggère l'intrusion de magma en limite de la cicatrice (anomalie Gx).

**Phase 4** (après 126 Ka) - Le système géothermal du début d'édification du volcan peléen, aurait compté, *a priori*, une zone de remontée des fluides géothermaux (*upflow*) et une zone d'écoulement latéral contrôlé par la topographie de la Montagne Pelée (*outflow*) suivant un modèle classique en condition de fort relief (strato-volcan).

Seule la géométrie de l'horizon conducteur, mise en évidence par la **MT\***, nous renseigne sur l'existence possible d'un réservoir sous-jacent (en position du réservoir actuel RP, Figure 13 et Figure 12). Un bombement (ou *doming*) de la couche conductrice peut alors représenter une couverture (*caprock*) de réservoir, comme c'est le cas des systèmes géothermaux indonésiens également développés en domaine d'arc volcanique insulaire (Raharjo, 2012) :

- la zone de *upflow* serait soulignée par un « effacement » (trou moyennement résistant R1, Figure 13) du niveau conducteur sur les deux premiers kilomètres de profondeur, la zone conductrice au NE de la discontinuité **MT\***, F1 (*cf.* phase 3). Cet « effacement » a pu être conditionné par des facteurs thermiques (température des fluides > 180 °C) et chimiques (fluide potassique) avec expression d'illite ou illite smectite selon Beaufort *et al.* (2000) ;
- un *outflow* dont l'extension latérale est inconnue mais qui, topographiquement parlant, aurait permis aux écoulements de suivre la ligne de plus grande pente en aval de la zone d'*upflow* ;
- les sources Picodo et Mitan (et peut être la source en mer S3, non analysée) sont interprétées comme des fuites de l'*outflow* profond, qui remonteraient vers la surface à la faveur de drains verticaux favorables comme la structure NE-SO (ancienne *caldeira*\* ?) repérée en **MT\*** s'appuyant sur la base de la cicatrice de l'*effondrement*\* D2 (daté vers 25 ka) ;
- une *chambre magmatique*\* probablement récente (< 126 ka), dont l'extension verticale va de 5-6 km sous le sommet du volcan à 27 km (Pichavant, 2002) de profondeur, est supposée jouer le rôle de source de chaleur. Le liquide magmatique de la partie supérieure de cette chambre est de composition *ryodacitique*\* et de température proche de 800 °C. Sur le profil **MT\*** (Figure 13), l'anomalie résistante (50 à 100 ohm.m), large de 2 km et profonde (-3 à -5 km sous le niveau de la mer), dans un bâti plus résistant (> 100 ohm.m), pourrait être interprétée comme une *chambre magmatique*\* chaude dans un bâti plus froid.

**Phase 5** – Sans doute postérieurement au réservoir bicarbonaté-chloruré sodique (RP), à la faveur d'une infiltration profonde d'eaux météoriques plus importante (éruptions ponceuses à cratère ouvert), un réservoir géothermique s'est formé autour de la cheminée volcanique centrale :

- cette zone centrale, potentiellement perturbée par les éruptions, est comprise entre la discontinuité **MT\*** (NO-SE), dénommée F1 (Figure 13), et les sources de Haute Rivière Claire, soit une extension d'environ 2 km de long ;
- la modélisation gravimétrique indique que sous le flanc sud-ouest de la Montagne Pelée, une anomalie lourde (notée G1 sur la Figure 8) s'explique par des contrastes de densité dans les trois premiers kilomètres sous la topographie. Cette anomalie est limitée par la discontinuité NO-SE et grossièrement calée sur une anomalie résistante **MT\*** (dénommée R1 sur la Figure 8) et sur une zone de vitesses d'ondes *sismiques*\* plus élevées. Il pourrait s'agir d'une intrusion magmatique lourde, compacte assez superficielle, et en position latérale par rapport à la chambre centrale plus profonde. Cette intrusion hypothétique, centrée sous la haute Rivière Claire, en aval de l'*effondrement*\* D3, pourrait expliquer (i) la séparation entre les réservoirs alimentant les sources de la rivière Picodo

et celles de la rivière Chaude et (ii) l'ébullition d'un réservoir géothermal exprimé par les fumerolles de la haute rivière Claire et les éruptions phréatiques dont cette zone a été témoin en 1792, puis, surtout, en 1851 (Figure 1). Ce phénomène d'ébullition est quasiment épuisé aujourd'hui, hormis de rares dégagements de H<sub>2</sub>S ;

- d'après la **MT\***, la position du réservoir central (RC) pourrait être marquée par le *doming* affectant l'horizon conducteur vers 1 500 m de profondeur (réservoir RC sur la coupe de la Figure 13). Et sur la carte de la Figure 12, un « œil » résistant, R2 (centrée sur la station 56), est à proximité des sources bicarbonatées de la haute rivière des Pères mais non loin de celles de la haute rivière Claire, de la haute Grande Rivière et de la Rivière Chaude ;
- les émergences de la Rivière Chaude, interprétées en tant que fuites de ce réservoir central, sont des sources en cours de refroidissement qui évoluent vers un pôle bicarbonaté, alors que, en profondeur, le réservoir montre une stabilité des températures depuis les années 1930 autour de 180-200 °C. La fuite de la contribution profonde, apparue à la faveur de l'éruption de 1902, serait en cours de colmatage. La part de fluide profond à plus forte composante SO<sub>4</sub> et Cl serait de plus en plus diluée par les écoulements sub-superficiels. Les connexions entre le réservoir central et les émergences sont probablement liées à des fractures de *caldeira\**, générées ou réactivées lors des éruptions du début du XX<sup>e</sup> siècle ;
- en termes de source de chaleur, les dômes de 1902 et 1929, venus combler la *caldeira\** de l'Étang sec, sont probablement connectés à un conduit en cours de refroidissement depuis la dernière éruption (1929). Il peut s'agir de l'ancien conduit éruptif de l'éruption ponceuse P1 (~ 600 BP) assimilé à une cheminée ouverte jusqu'à 2-3 km de profondeur. Lors de l'éruption de 1902, notamment, cet *aquifère\** en puissance, a été partiellement vidangé puis comblé par le magma ayant produit le dôme peléen. En *gravimétrie\**, les dômes sommitaux de 1902 et 1929 (et probablement le conduit sous-jacent) montre une faible densité par rapport à l'environnement immédiat. En **MT\***, la remontée nette d'un conducteur sous l'édifice sommital bien visible sur P5, P7, P10 et P11 (Figure 13) est attribuée au conduit magmatique altéré. Il est invisible en **MT\*** en profondeur du fait d'une taille insuffisante et de l'effet d'écran de la couche conductrice superficielle ;
- aujourd'hui, l'*upflow* (1<sup>er</sup> réservoir dénommé RP) a une température comprise entre 155 et 180 °C selon les *géothermomètres\** calculé à Picodo. Les éruptions volcaniques du début du XX<sup>e</sup> siècle ne semblent pas avoir perturbé le système géothermal plus ancien (phase 4), s'étant probablement limitées à des augmentations ponctuelles de température ;
- un *aquifère\** superficiel souligné par une anomalie électromagnétique (aéroportée) ou **PS\***, permet d'imager la descente des eaux bicarbonatées depuis les sources de la rivière Chaude jusqu'au bord de mer (sources et puits chaud) ; cet *aquifère\** n'a pas d'intérêt économique en tant que tel.

Hormis les deux zones où sont localisés les réservoirs RC et RP (Figures 12 et 13), aucune des différentes méthodes d'investigation ne permet de mettre en évidence l'existence d'autres réservoir(s) géothermique(s) sur d'autres secteurs du massif peléen que son flanc sud-ouest. Les caractéristiques des deux réservoirs RC et RP sont résumés dans le Tableau 2, ci-après.

## 2.7. DÉTERMINATION DE ZONES FAVORABLES À L'IMPLANTATION DE FORAGE(S) D'EXPLORATION

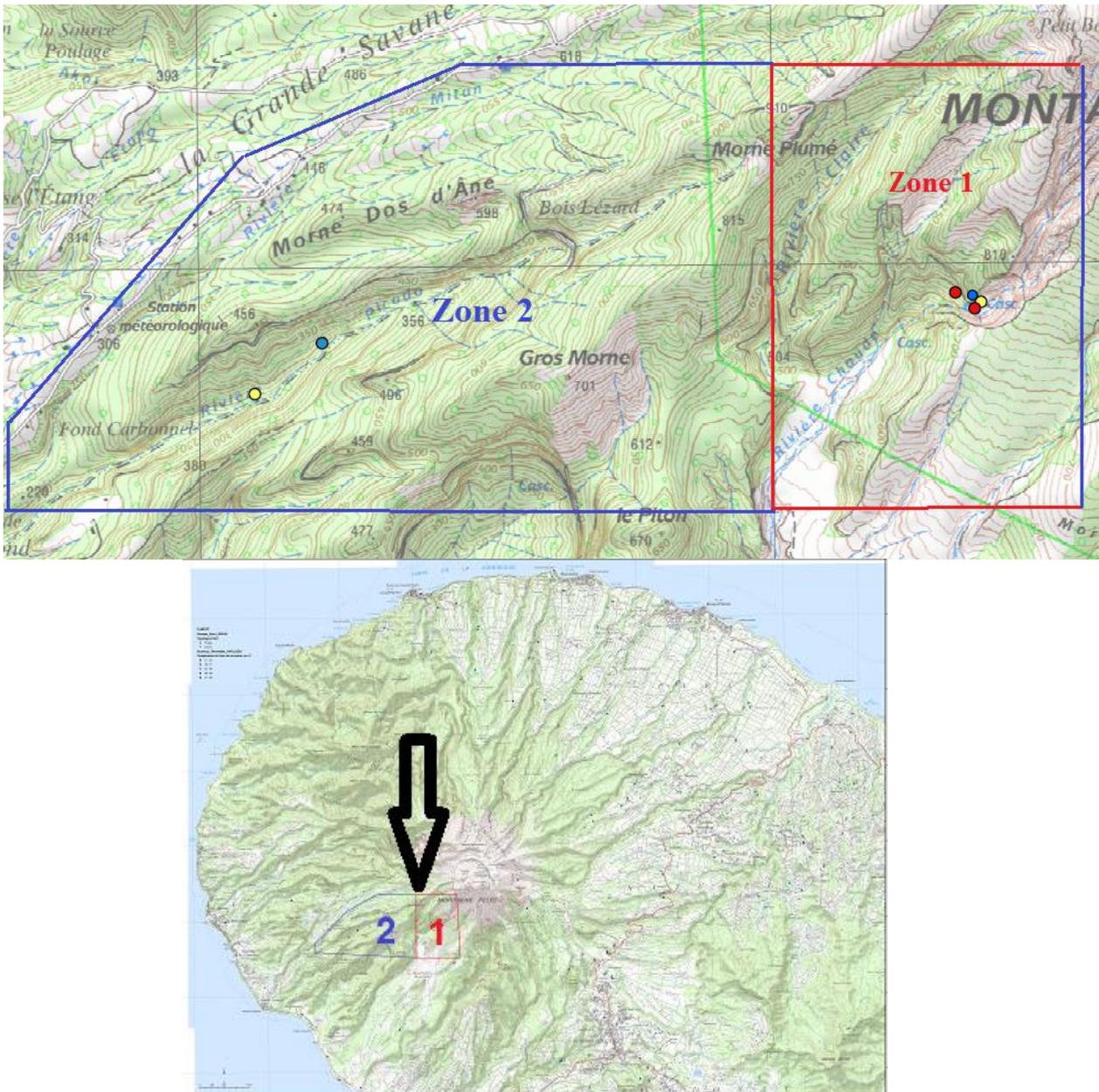


Figure 14 : Zones favorables à l'implantation de forage d'exploration sur le flanc sud-ouest de la Montagne Pelée.

Les deux cibles proposées correspondent aux deux réservoirs profonds mentionnés plus haut :

Caractéristiques	Zone 1	Zone 2
Localisation	À proximité du cône sommital vers le flanc SO, au droit des sources de rivière Chaude	Excentrée vers l'ouest, à proximité des sources de rivière Picodo
Système géothermal	<i>Upflow</i> d'un système central (conduit volcanique), relié aux sources de la rivière Chaude	<i>Upflow et outflow</i> d'un système excentré vers l'Ouest, relié aux sources de la rivière Picodo
Composition du fluide géothermal	Dominante bicarbonatée	Dominante bicarbonatée chlorurée
Profondeur du réservoir (estimée par MT*)	1 000 à 2 000 m (réservoir RC, Figures 12 & 13)	1 000 à 2 000 m (réservoir RP, Figure 12 & 13)
Température estimée du réservoir	180-200 °C	155-180 °C

Tableau 2 : Caractéristiques des zones géothermales de la Montagne Pelée, ciblées pour les forages d'exploration (cf. Figure 14 pour localisation).

Ces cibles ne tiennent pas compte des écoulements d'eau tiède superficielle localisés entre 100 et 200 m de profondeur entre les sources de rivière Chaude et le littoral. L'absence de fuites de ces deux gisements en aval des sources de rivière Chaude et alimentant éventuellement ces nappes est attestée par leur composition chimique et isotopique ainsi que par leur refroidissement simultané à celui des sources de rivière Chaude.

## 3. Zone des Anses d'Arlet

### 3.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Concernant le prospect de Petite Anse / Anses d'Arlets (dénommé antérieurement Diamant), les nouvelles observations et analyses résultant de la campagne d'exploration géologique de 2012 (rapport BRGM/RP-62349-FR, de Traineau *et al.* 2013) ont permis de préciser le contexte géologique du prospect :

- en élargissant la zone d'investigation à l'ensemble de l'axe volcano-tectonique NO-SE situé entre la Pointe Burgos et le Rocher du Diamant, un cadre cohérent a été donné à l'activité magmatique et hydrothermale du SO de la presqu'île des Trois-Ilets ;
- en mettant en évidence un *continuum* spatio-temporel de l'activité hydrothermale entre - 1,5 Ma et aujourd'hui, à partir d'une cartographie détaillée des zones d'altérations fossiles reliées à leurs contrôles tectoniques, le réservoir géothermal ciblé a été mieux contraint au stade actuel de son évolution ;
- en précisant les étroites relations entre l'activité volcano-magmatique et l'activité hydrothermale, notamment au niveau du Morne Jacqueline, le contexte du réservoir géothermique identifié a été défini.

Une évolution en trois temps est proposée en cohérence avec les travaux de Germa *et al.* (2011) et Westercamp *et al.* (1990) :

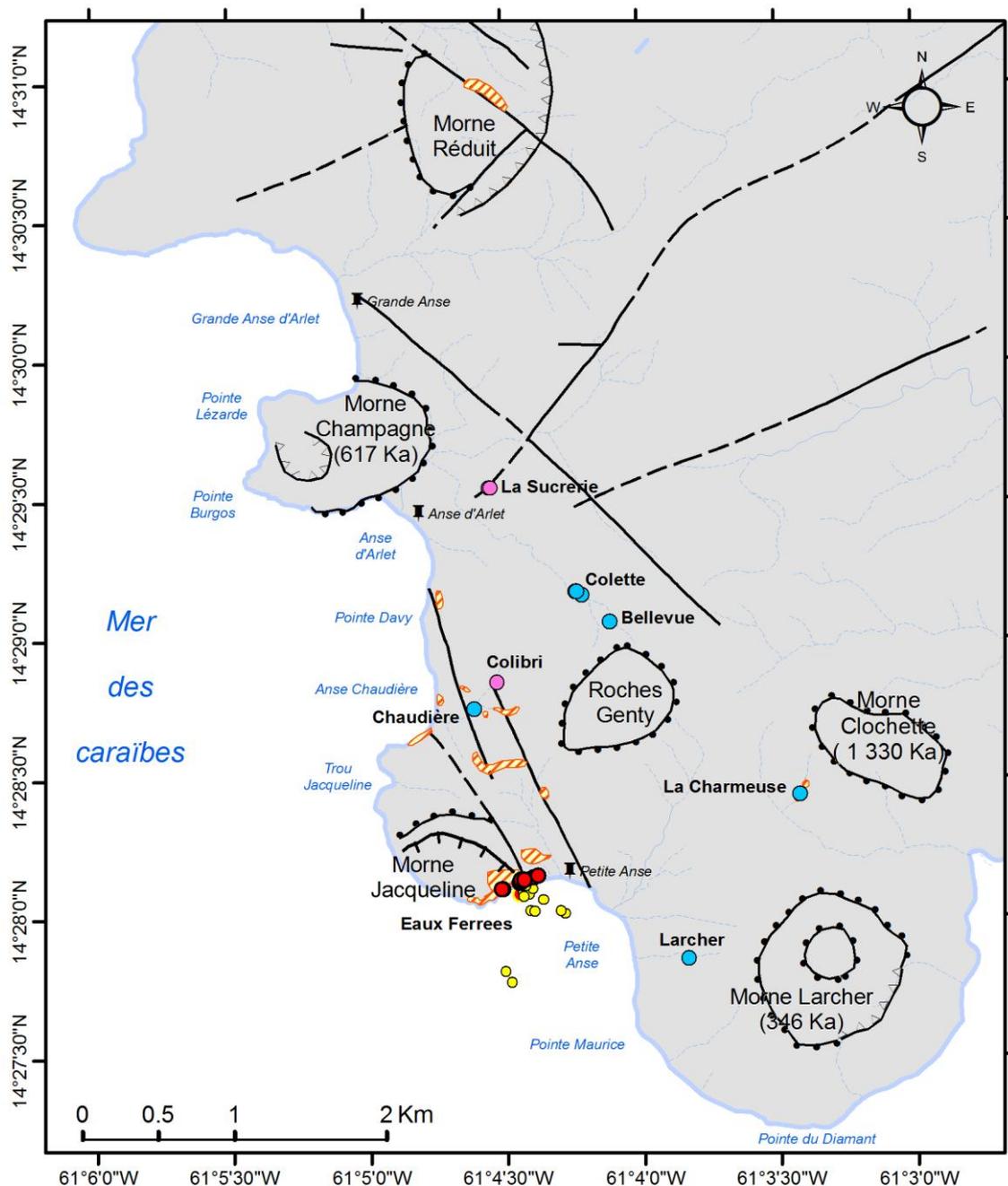
#### Stade initial

- **Volcanisme**

Entre 1,5 et 0,35 Ma, se développe un système « hydrothermal-magmatique » plus ou moins lié à l'activité polyphasée du centre éruptif des Roches Genty (non daté). De nombreux appareils se sont alors édifiés, du nord au sud (Figure 15) :

- le cône strombolien de la Pointe Burgos et sa coulée de basalte à quartz (datée à  $1,72 \pm 0,2$  Ma), à laquelle on peut relier les épaisses coulées d'andésite basaltique du Morne La Plaine ( $1,175 \pm 0,020$  Ma) ;
- le dôme de lave du Morne Champagne (daté à  $0,617 \pm 0,052$  Ma) ;
- le centre éruptif des Roches Genty (non daté) ;
- le dôme andésitique du Morne Clochette ( $1,33 \pm 0,03$  Ma) ;
- l'appareil à dominante dacitique du Morne Jacqueline suivi du *pipe*\* d'explosion à son flanc Ouest (non daté) ;
- le stratovolcan du Morne Larcher ( $0,346 \pm 0,027$  Ma) ;
- les dômes/intrusions du Sec et du Rocher du Diamant ( $1,097 \pm 0,018$  Ma).

Le volcanisme, souvent explosif et marqué par une interaction avec l'eau (hydro-magmatisme), s'est manifesté par la persistante coexistence, voire le mélange de laves basaltiques d'origine profonde et dacitiques à quartz, plus superficielle. Ce caractère traduisait l'existence de réservoir(s) où le magma s'est différencié à faible profondeur (6 km, d'après la minéralogie).



**Edifices volcaniques :**

- Dôme/Intrusion
- ▲▲▲▲ Cratère d'explosion

**Limite d'effondrement sectoriel proposé dans ce projet :**



**Sources :**

- Source thermominérale
- Source avec travertin
- Source (sans travertin)
- Emanation sous-marine de gaz

**Affleurements de zone d'altération hydrothermale fossile :**



**Failles issues de la carte géologique à 1/50 000 :**



Figure 15 : Localisation des sources et des affleurements affectés par une altération hydrothermale\* fossile, repérés dans le secteur des Anses d'Arlet.

Ce magmatisme / volcanisme présente une cohérence à plusieurs titres :

- une répartition spatiale et temporelle limitée ;
- un système tectonique associé, caractérisé par deux familles de failles sub-perpendiculaires (celle, régionale, de l'axe volcano-tectonique et celle formant un réseau « en échelon » NE-SO) ;
- des propriétés pétrographiques similaires : soumis au même type de mélange magmatique bimodal, minéralogie identique (Gourgaud *et al.*, 1982, puis Gourgaud *et al.*, 1991).

Il n'est, cependant, pas établi qu'une seule et même **chambre magmatique\*** soit à l'origine de tout ce magmatisme / volcanisme ; plusieurs ont pu coexister. Les remontées récurrentes d'un magma basaltique profond (Gourgaud *et al.*, 1991, à la faveur du croisement de directions tectoniques NE-SO et NO-SE, ont pu contribuer à maintenir le système volcanique du SO de la presqu'île des Trois Ilets, actif pendant au moins 1,1 Ma.

Ces chambres magmatiques et les intrusions de sub-surface qui y sont associées auraient, alors, constitué la (les) source(s) de chaleur d'un système hydrothermal.

- **Hydrothermalisme précoce**

Parmi les interactions eau-magma qui caractérisent le volcanisme de cette zone, certaines formations (La Charmeuse) comportent des éléments d'une **altération hydrothermale\*** souterraine ancienne (non datée mais clairement antérieure à l'activité terminale du Morne Larcher), probablement associée à l'activité du centre éruptif des Roches Genty. Des blocs altérés (à jaspe et natro-alunite,...) ont été remontés à la faveur d'une éruption hydro-magmatique et peuvent témoigner d'une altération acide formant la partie ramonée d'un système hydrothermal-magmatique.

### **Stade intermédiaire**

- **Hydrothermalisme fossile**

Il est représenté par le déclin de la composante magmatique et l'évolution du système « hydrothermal-magmatique » acide (décrit ci-dessus) vers un vaste système géothermal haute température à dominante neutre. Il développe une couverture argilisée (*caprock*), ainsi qu'une activité fumerolienne de surface suivant un couloir reliant les Anses d'Arlet et Petite Anse, témoignant de l'existence d'un réservoir géothermal haute température fossile (Figure 15). Ce couloir, parallèle à l'axe volcanique NO-SE, est parcouru de failles et de fractures dont les directions sont obliques ou perpendiculaires (NNO-SSE à OSO-ENE) au couloir NO-SE. L'examen de ces failles et diaclases montre qu'elles ont fréquemment fonctionné en tension, créant des conditions favorables à l'ouverture et à la circulation des fluides. Localement la circulation des fluides hydrothermaux a pu coïncider avec le fonctionnement d'une fracture N150 °E, comme à Anse Chaudière.

Cet hydrothermalisme peut se résumer à trois types d'altération, spatialement distincts :

- **altération à kaolinite-alunite**. Elle est observée en plusieurs endroits depuis le col de Morne La Capote jusqu'aux Anses d'Arlet et est symptomatique d'une activité fumerolienne (ébullition de fluides au sein d'**aquifères\*** superficiels ou d'un ancien réservoir géothermique) et donc de conditions de température supérieures à 100 °C ;
- **dépôts de silice (*sinter\**)**. Observés sur les hauts du village de Petite Anse, ils se sont formés généralement à partir de fluides neutres (chlorurés-sodiques) riches en silice et provenant de réservoirs géothermaux haute température ;

- intense altération argilique à pyrite – montmorillonite et smectite dominante : elle témoigne d'une température proche de 100 °C et forme la couverture (*caprock\**) d'un système géothermique fossile (Traineau *et al.*, 2013). La présence rare d'illite et d'interstratifiés illite – smectite (témoignant, là, d'une température supérieure à 200 °C) dans cette paléo-couverture est interprétée comme le résultat de circulations ascendantes de fluides plus chauds issus du réservoir sous-jacent.

- **Effondrement sectoriel\* au volcan du Morne Jacqueline**

Durant le fonctionnement de ce système géothermal ou ultérieurement, la couverture argilisée ayant pu servir de semelle de glissement, comme dans d'autres cas (e.g. Belousov *et al.*, 1999. Boudon *et al.*, 2007.), le flanc sud du Morne Jacqueline a été déstabilisé. Cet **effondrement sectoriel\*** a mis à jour au moins une partie de la couverture du réservoir géothermal ainsi que des intrusions (un *dyke\** plutonique traversé par des filons volcaniques aphyrique de même composition). Celles-ci témoignent d'une plus grande proximité avec un stock magmatique et sont orientées selon la direction régionale NO-SE. La fraîcheur morphologique du Morne Jacqueline suggère que cet effondrement a dû se produire il y a quelques centaines de milliers d'années seulement.

### Activité géothermale actuelle

Elle est d'abord représentée par la source thermo-minérale des Eaux Ferrées qui fut captée. Cette source et les *griffons\** qui l'accompagnent sur 200 m en bord de mer, présentent un dégazage et des dépôts de *travertins\**. Plusieurs éléments conduisent à penser à une réduction de l'extension et de l'intensité des manifestations de surface :

- le faible débit (0,03 l/s) de la source et de la dizaine de *griffons\** associés par rapport à l'extension du domaine affecté par les altérations hydrothermales ;
- le système fossile, fumerolien et de haute température de l'altération acide à alunite-kaolinite est relayé, aujourd'hui par des émergences de basse température, circonscrites aux environs de la source des Eaux Ferrées mais toujours à partir du même système de fracturation et donc de circulation.

Cela peut suggérer une contraction ou, éventuellement, une migration du système géothermal haute température vers le sud. Le réservoir actuel est supposé centré sous la zone d'altération de Petite Anse. Cette zone montre, néanmoins, qu'il existe un réseau de failles susceptibles de présenter des conditions de circulation hydrothermale entre la zone de Petite Anse et celle des Eaux Ferrées.

Des observations et des mesures de température et de conductivité ont été faites sur une dizaine de points d'eau, dont 3 puits en bord de mer. Les 7 sources ont en commun le fait d'avoir un faible débit (< 2 l/mn), une température proche de la moyenne atmosphérique locale (24-26 °C, selon l'altitude) et l'absence de dégazage. Les sources de Colibri et de la Sucrierie déposent du *travertin\** et se situent soit dans l'environnement, soit au croisement de failles répertoriées. Elles sont associées à des formations volcaniques attribuées au volcan des Roches Genty. La source Larcher n'est associée à aucun dépôt et, comme la source Colibri, présente un très léger caractère thermal, compte tenu de son altitude élevée d'émergence. Elle est située au sein d'une brèche issue du Morne Larcher. Les autres sources (Bellevue, Colette, Charmeuse, Colibri) affichent des conductivités relativement élevées pour des eaux superficielles (300 à 2 300 µS/cm), traduisant probablement un lessivage d'altérations hydrothermales fossiles.

Au final, le secteur investigué a été étendu et de nouvelles émergences ont été étudiées. La synthèse de ces données géologiques a permis d'intégrer le système géothermal de Petite Anse dans un cadre magmatique et hydrothermal plus vaste (dans l'emprise de l'axe Pointe-Burgos – Rocher du Diamant) et dans l'évolution sur plus de 1,5 Ma de cet ensemble.

L'activité hydrothermale présente semble plus restreinte dans l'espace et son intensité plus faible que par le passé.

### 3.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les investigations hydrogéologiques sur le secteur de Petite Anse d'Arlet se sont focalisées sur :

- la recherche des zones susceptibles d'alimenter les sources de bord de mer et l'éventuel système géothermal associé ;
- la localisation d'éventuels exutoires, anomalies thermiques ou dégazages dans la baie de Petite Anse à travers des investigations sous-marines.

Seules des zones de dégazage (essentiellement de CO<sub>2</sub>) ont pu être mises en évidence sans qu'elles soient associées à des venues d'eau, ni à des anomalies thermiques. Le détail des observations et mesures de terrain, menées dans ce secteur a été présenté dans le rapport BRGM/RP-61406-FR (Vittecoq *et al.*, 2012). Le modèle conceptuel présenté dans ce précédent rapport a été mis à jour à l'aide des nouvelles données géochimiques et géophysiques.

Le faible débit d'infiltration estimé sur le Morne Jacqueline est compatible avec le faible débit des sources (< 1 l/s). La localisation précise de la remontée d'eau profonde peut se situer quelques dizaines ou centaines de mètres en amont hydraulique des sources.

Le secteur de la Charmeuse et le flanc ouest du Morne Larcher sont formés de brèches et de formations pyroclastiques perméables pouvant (i) constituer une zone d'infiltration privilégiée et (ii) contribuer à la recharge du système géothermal (Figure 16).

Cependant, deux facteurs peuvent limiter fortement cette infiltration en profondeur :

- la faible pluviométrie et la forte évapotranspiration qui conduisent à évaluer l'infiltration à des valeurs comprises entre 50 et 75 mm/an, soit 20 à 30 fois moins que sur la Montagne Pelée ; ce à quoi s'ajoute, néanmoins, une contribution probable, à peu près équivalente, d'eau de mer ;
- un niveau conducteur uniforme à partir de 200 m de profondeur, mis en évidence par la MT\* et correspondant probablement à une couverture argilisée (*caprock*), donc, peu perméable.

Il est donc probable que la recharge naturelle du système géothermal soit plus limitée que sur la Montagne Pelée.

Dans le sens inverse et pour la même raison mise en évidence par la MT\*, la présence d'une couverture argilisée peut expliquer la rareté des fuites du système géothermal.

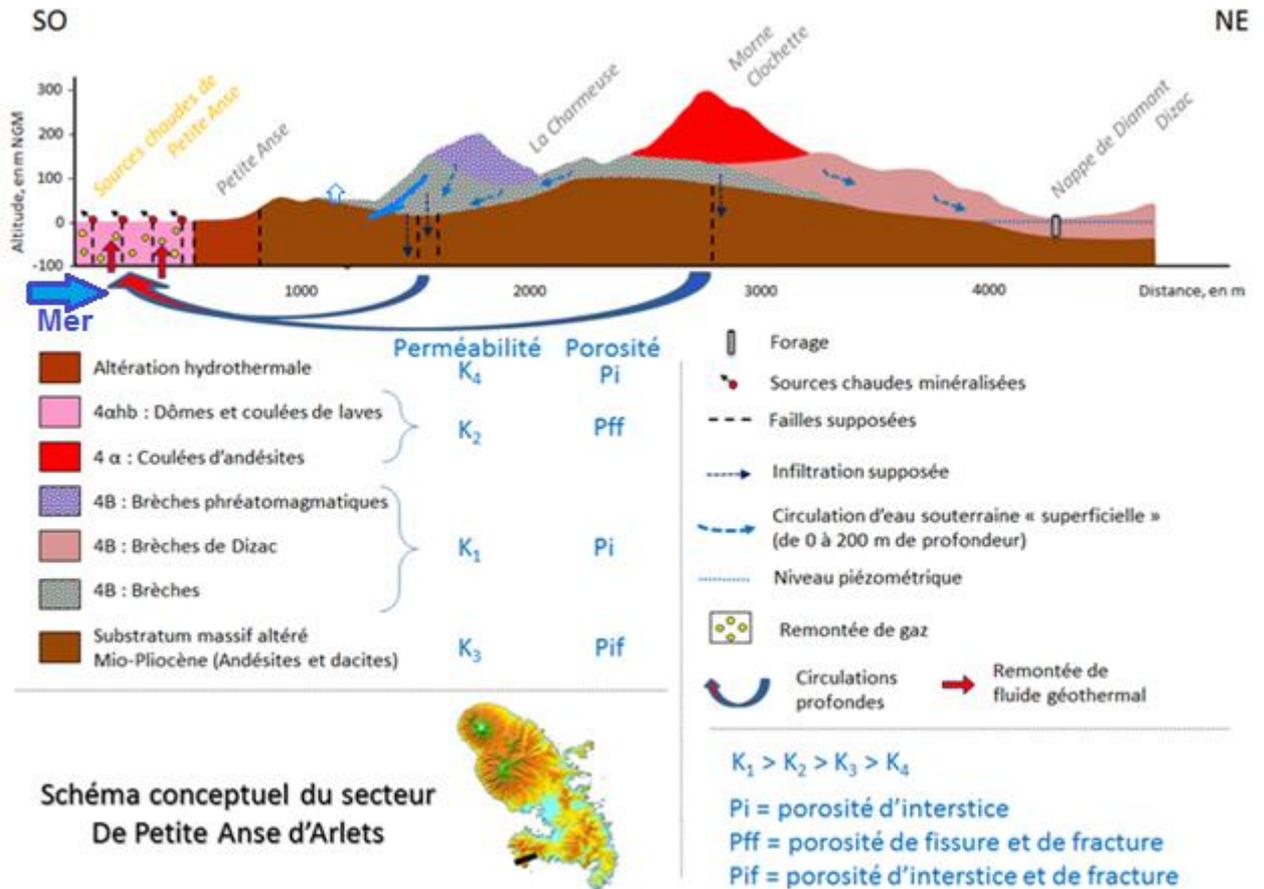


Figure 16 : Modèle de circulation des eaux souterraines de la zone des Anses d'Arlet.

### 3.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

#### Historique des travaux sur le secteur de la « source du Diamant »

Les études géo-scientifiques, en général, et hydrogéochimiques, en particulier, concernant le secteur des Anses d'Arlet sont beaucoup moins nombreuses que celles ayant trait à la Montagne Pelée et sont limitées à la seule source chaude des Eaux Ferrées (ou source de Petite Anse ou encore du Diamant). Celle-ci était considérée, en l'absence d'études proprement hydrogéochimiques, comme une émergence isolée, dans un contexte de volcanisme considéré comme ancien (Cormy *et al.*, 1970).

L'intérêt géothermique de cette source a commencé à être signalé lors de l'exploration des années 1980 (Iundt, 1984) sur des critères hydrogéochimiques. Les propriétés chimiques et isotopiques exceptionnelles de cette source, dans le contexte antillais, et son étroite association avec des venues de gaz d'origine nettement magmatique ont été ensuite mises en relief (Pedroni *et al.*, 1999). La poursuite de l'exploration géothermique a, alors, confirmé l'intérêt du secteur de la « source du Diamant » (Sanjuan *et al.*, 2003b) tandis qu'une étude géochronologique (Germa, 2009 et Germa *et al.*, 2011) rajeunissait à un peu plus de 300 000 ans le volcanisme voisin de cette source.

## Contexte géographique et géologique

Le volet géologie de cette étude (cf. § 3.1.1.) conclut à l'extension passée de l'activité géothermale sur un axe NNO-SSE allant des Anses d'Arlet à Petite Anse. En outre, cette activité est supposée remonter à l'époque de l'activité volcanique de l'appareil des Roches Genty (au-delà de 350 ka). Il s'agirait donc d'une activité en voie de contraction.

Par ailleurs, l'étroite association avec le fonctionnement du Morne Jacqueline est soulignée :

- couverture argilisée (*caprock*\*) d'un système géothermal et intrusion dioritique, toutes deux découvertes à la faveur d'un *effondrement sectoriel*\* jouxtant la source des Eaux Ferrées ;
- dépôts hydrothermaux fumeroliens signalant une période d'ébullition passée ayant succédé à une phase d'activité magmato-hydrothermal acide liée au volcanisme.

Enfin, l'étude des gaz (CO<sub>2</sub> et hélium) des sols, des gaz libérés par l'émergence principale des Eaux Ferrées et des venues gazeuses sous-marines situées dans le prolongement de l'activité hydrothermale passée et du dyke dioritique, confirme l'origine magmatique de ces gaz (cf. § 3.3.4).

D'autres sources situées à proximité de cet axe d'activité hydrothermale passée ont été étudiées. Du nord au sud, ce sont les sources Colette, Sucrierie, Colibri et Larcher. Leur lien éventuel avec la source des Eaux Ferrées est discuté.

## Caractéristiques et origines des eaux

### Source des Eaux Ferrées

#### Caractéristiques générales

La dénomination de cette source change selon les auteurs : appelée tantôt source de Petite Anse ou source du Diamant. Nous avons choisi sa dénomination actuelle : source des Eaux Ferrées.

La minéralisation relativement élevée reste à dominante chlorurée sodique et comprise entre 19 et 20 g/l (eau de mer à 35 g/l), sa température entre 34 et 35 °C et son pH entre 5,99 et 6,3 (incertitude plus élevée due au dégazage du CO<sub>2</sub>).

L'étude des variations dans le temps, comme pour les sources chaudes de la Montagne Pelée, peut permettre d'apprécier l'évolution de la circulation hydrothermale. La plupart des indicateurs disponibles sur la durée (40 ans) vont dans le sens d'une interaction eau-roche à haute température plus marquée : hausse de B, Sr,  $\delta^{18}\text{O}$ , baisse de  $\delta\text{D}$ , légère augmentation de HCO<sub>3</sub> (donc de pCO<sub>2</sub>) et de Cl. La tendance générale à l'augmentation des teneurs en Li et Rb (sauf pour les valeurs obtenues en 2012) vont dans le même sens. La baisse de SO<sub>4</sub> peut être interprétée comme le développement de conditions plus réductrices en profondeur. L'évolution des concentrations en SiO<sub>2</sub> (baisse de 12 %) semble contredire cette tendance à moins d'envisager une précipitation de silice au cours de la remontée du fluide. La coïncidence d'une interaction plus marquée et d'une précipitation de silice peut s'expliquer par une circulation rendue plus difficile, par exemple, à la suite d'un début de colmatage.

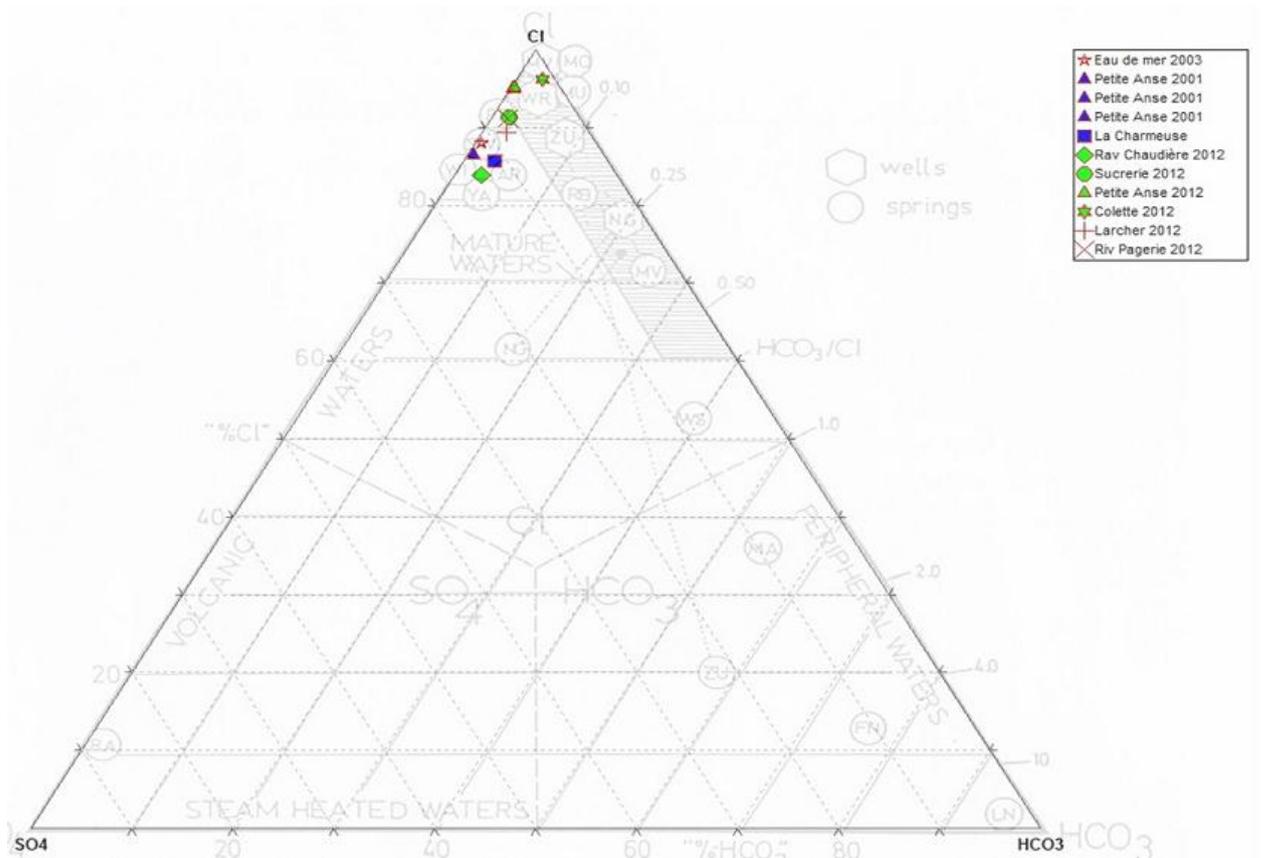


Figure 17 : Diagramme de Giggenbach de répartition des anions majeurs des sources de la zone des Anses d'Arlet.

Les Eaux Ferrées se situent, pour l'essentiel, dans le domaine des eaux « matures » (*mature waters*) du diagramme de Giggenbach (Figure 17). Cette répartition doit cependant être complétée par d'autres indications afin de s'affranchir du seul effet de mélange avec l'eau de mer.

Géothermométrie

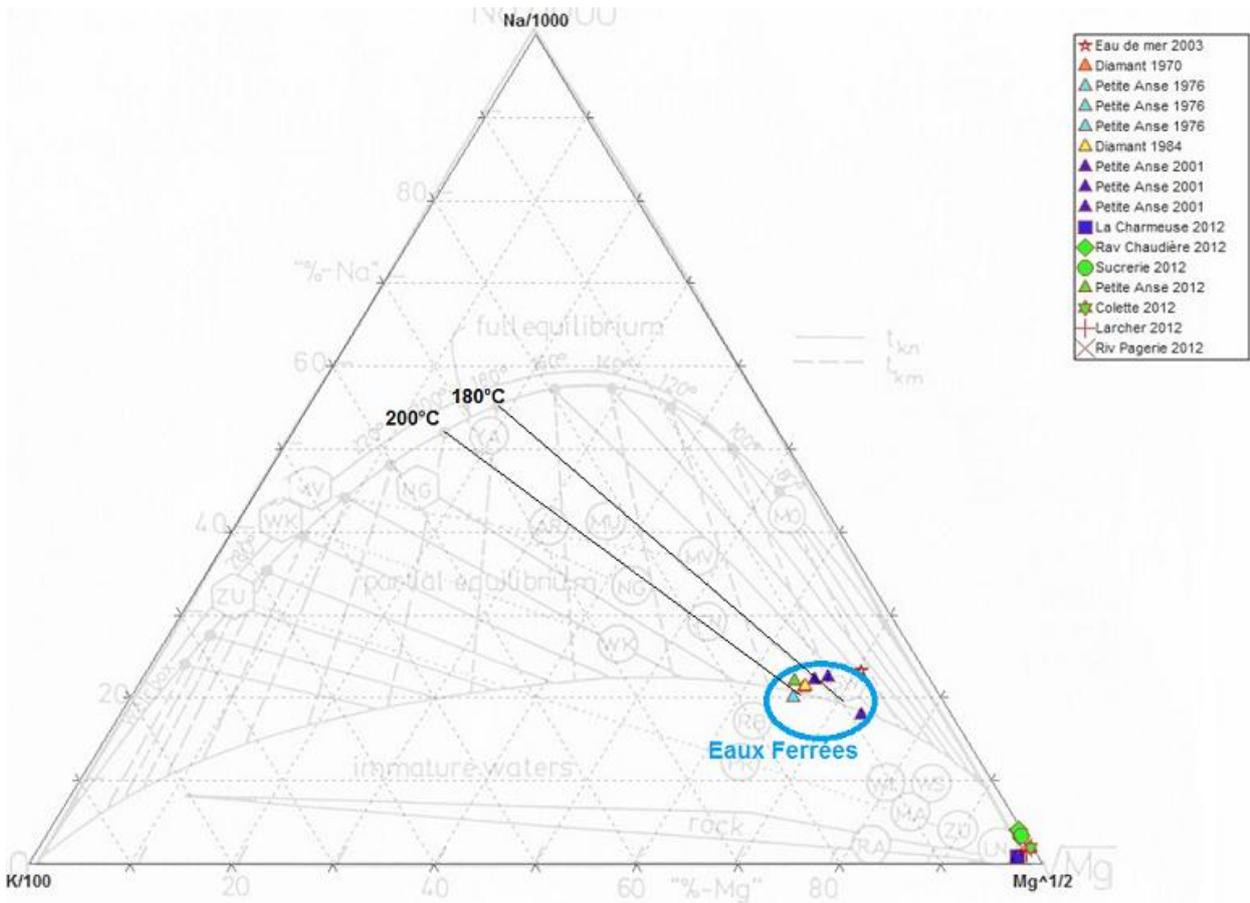


Figure 18 : Diagramme de Giggenbach de répartition des cations majeurs (*géothermomètre\**) des sources de la zone des Anses d'Arlet.

	Calcédoine	Na-K			Na-K-Ca	
	Fournier et Potter, 1982	Tonani, 1980	Fournier, 1979	Giggenbach, 1983	Benjamin, et al., 1983	Fournier & Truesdell, 1973 $\beta=1/3$
Diamant 1 (2003)		206		183		
Diamant 2 (2003)		190				
MAR 29-0612	176	227	178	196	180	182

	Na-Li	Ca-K	Sr-K	Fe-K	$^{18}\text{O}$ (H <sub>2</sub> O-SO <sub>4</sub> )	Intervalle
	Kharaka et al., 1982	Michard, 1989	Michard, 1990	Michard, 1991	Mizutani & Rafter, 1969	T°C
Diamant 1 (2003)	176		225		211	<b>180-225</b>
Diamant 2 (2003)	179	226	225		213	<b>180-225</b>
MAR 29-06 (2012)				176		<b>175-210</b>

Tableau 3 : Géothermomètres appliqués à l'eau de la source des Eaux Ferrées (Petite Anse).

L'estimation de la température d'interaction eau-roche par géothermométrie est illustrée par le diagramme Na-K-Mg de Giggenbach (Figure 18). Plusieurs géothermomètres\* convergent vers une gamme de température de 190 à 210 °C (Tableau 3). Les géothermomètres\* à silice sous-estiment nettement la température du fait

- soit de la dilution probable de cette espèce avec des eaux superficielles ;
- soit de la précipitation de silice au cours d'une remontée avec un net refroidissement (plus probable).

#### Origine du fluide hydrothermal et composantes du mélange

Plusieurs indices chimiques et isotopiques vont dans le sens non seulement d'une interaction eau-roche à haute température mais aussi d'une contribution magmatique à cet échange.

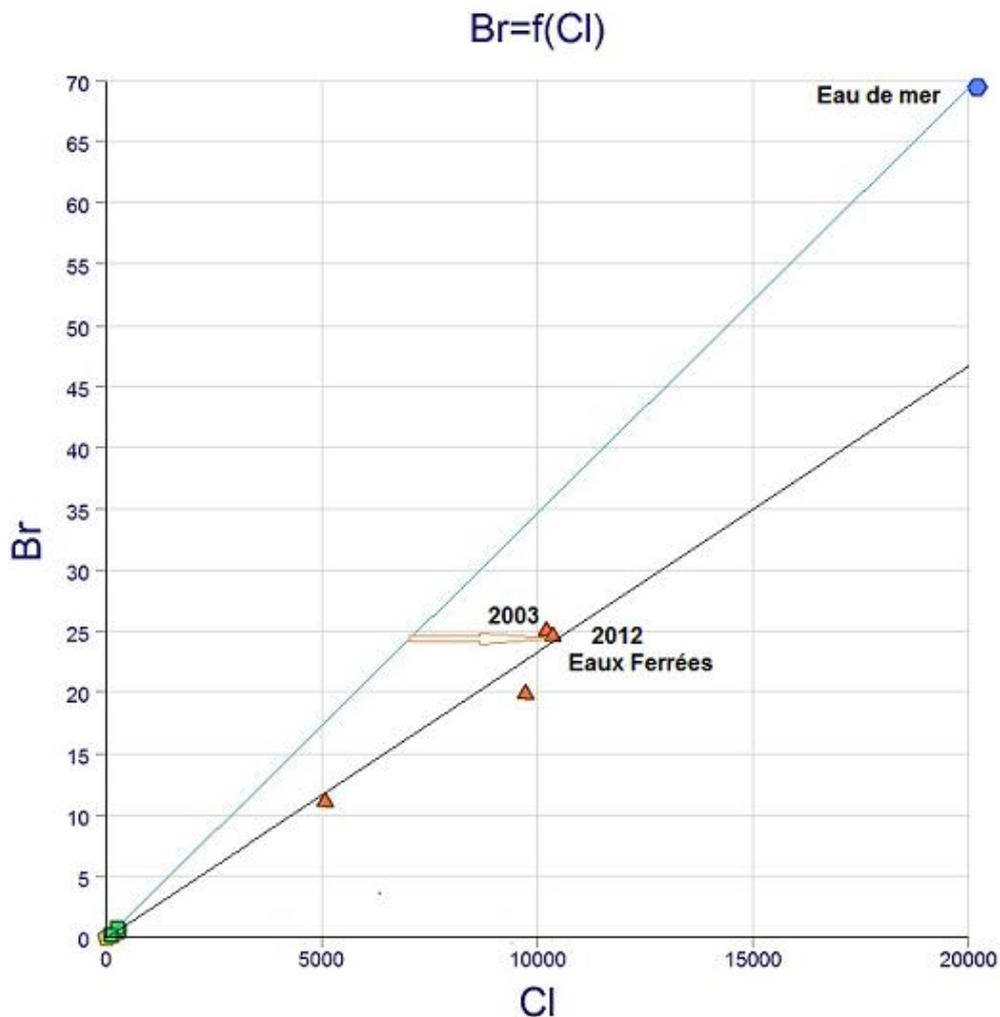


Figure 19 : Écart du rapport Br/Cl des Eaux Ferrées par rapport à l'eau de mer.

On peut noter (Figure 19) que les Eaux Ferrées s'écartent de la droite de mélange avec l'eau de mer dans un diagramme Br / Cl. Cet écart peut représenter :

- soit un déficit de bromures, difficile à expliquer ;
- soit un excès de chlorures allant jusqu'à 34 % (Figure 19).

Compte tenu des autres paramètres et du diagramme  $\delta D / \delta^{18}O$  (Figure 20), cet excès de chlore a plus probablement une origine magmatique.

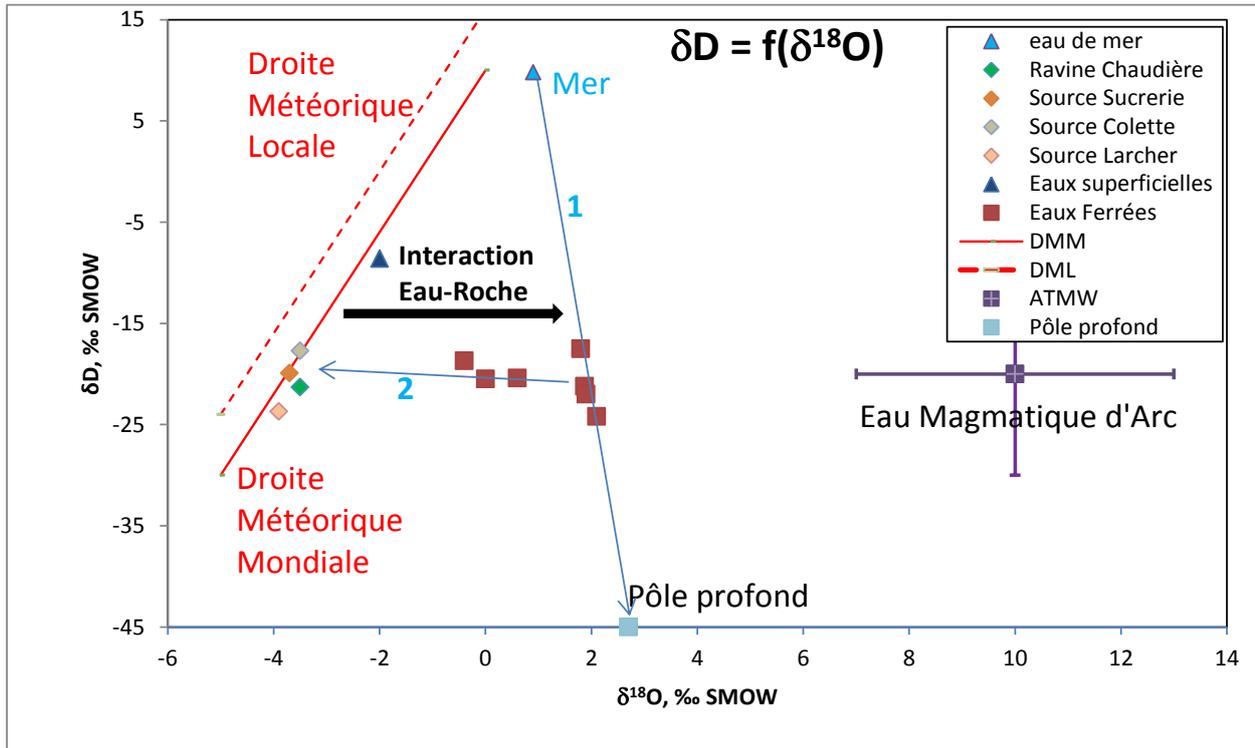


Figure 20 : Diagramme des isotopes stables de l'eau.

Légende : DMM : Droite Météorique Mondiale,  $y = 8x + 10$  ; DML : Droite Météorique Locale (Guadeloupe),  $y = 8x + 10$  ; des droites de mélange supposées sont indiquées (1) entre l'eau de mer et un pôle profond pour les Eaux Ferrées (2) entre les Eaux Ferrées et des eaux souterraines locales.

Les concentrations élevées en certains éléments en traces (As, B, Cs, Li, Rb,...), les rapports isotopiques  $\delta^{18}O$  (Figure 20) et  $\delta^7Li$  (6,3 à 7,1 ‰) indiquent clairement une interaction eau-roche à haute température. Le rapport isotopique de l'hydrogène ( $\delta D$ ) ne semble pas présenter d'anomalie par rapport aux souterraines locales mais il faut tenir compte de la contribution marine. Dans ce cas, une contribution d'eau d'origine profonde doit aussi être envisagée au niveau du réservoir (pôle profond de la Figure 20).

La même remarque que pour les sources de la rivière Chaude peut être faite à propos de la valeur élevée du  $\delta^{13}C$  de l'eau de la source des Eaux Ferrées (+4,7 ‰ vs PDB) : l'origine magmatique est plus probable que l'origine marine ; il y aurait un fractionnement par dégazage du  $CO_2$  accompagné de précipitation de carbonate (Rivé, 2013, comm. pers.). Le travertin est, d'ailleurs, visible autour de la source.

Une tentative d'estimation de la composition du pôle « chaud » du mélange peut se faire (cf. § 1.2.3.) en utilisant la même méthode que pour les sources de la rivière Chaude sur la Montagne Pelée : mise à l'équilibre avec le quartz au moyen du code de calcul PHREEQ-C (Parkhurst *et al.*, 1999) et corrélation entre la concentration en silice obtenue et la concentration en chlorures à partir de la droite de mélange. La contribution d'eau de mer au liquide géothermale peut être ainsi estimée à environ 45 %. Cette approximation ne tient compte ni de la précipitation probable de silice au cours du refroidissement important (plus de 170 °C) qui accompagne la remontée, ni de l'excès de chlore (plus de 30 %, cf. *supra*). Ces deux approximations conduisent sans doute à une sous-estimation de la silice dissoute dans l'échantillon des Eaux Ferrées et à la surestimation du chlore d'origine marine.

Néanmoins, un contrôle par les isotopes de l'eau (indépendants des paramètres précédents) conduit à une estimation comprise entre 38 et 51 % d'eau de mer dans le fluide géothermal. Cette contribution marine, antérieure à l'interaction eau-roche à haute température, a laissé quelques traces chimiques et isotopiques (Sanjuan *et al.*, 2003b) : notamment un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus élevé (0,704812) que celui des sources chaudes de la Montagne Pelée (0,704233) ou de Tivoli (0,70443) et un  $\delta^{34}\text{S}$  intermédiaire entre celui des sulfates marins et celui des sulfures primaires.

Le pôle profond est constitué d'eaux ayant fortement interagi avec la roche magmatique encaissante (faible rapport eau/roche et/ou longue durée d'interaction). Il peut s'agir d'eaux météoriques mais qui se sont équilibrées chimiquement et isotopiquement avec les roches-hôtes profondes. A Bouillante, par exemple, l'eau météorique (intervenant dans la recharge actuelle) représente plus de 40 % du fluide géothermal (*e.g.* Sanjuan *et al.*, 2001). L'absence de contribution météorique actuelle significative confirme les conclusions de la géologie (*cf.* § 3.1.3.) d'un réservoir en contraction et celles de l'hydrogéologie (*cf.* § 3.2.) d'une recharge faible ou nulle autrement que par l'eau de mer.

Les diagrammes binaires (notamment  $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ , Figure 20) mettent aussi en évidence un phénomène de mélange entre l'eau de la source des Eaux Ferrées et les eaux souterraines voisines (Colibri, Sucrierie,...). Au cours de la remontée, dans certains conduits, le fluide géothermal peut se mélanger avec des eaux souterraines locales.

Un simple mélange entre l'eau de mer et une composante magmatique, comme cela a été proposé dans d'autres contextes d'arc insulaire (Dotsika, 2009; Giggenbach, 1992) semble difficilement envisageable ici : les compositions en chlorures très élevées de ce pôle d'eaux magmatiques ( $\approx 100$  g/l) et le fort enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 20) ne semblent pas compatibles avec cette hypothèse.

#### Phase « gaz »

Un indice supplémentaire de remontée de fluides profonds dans cette zone est apportées par les quelques mesures faites sur des venues de gaz sous-marines prélevées dans la baie de Petite Anse, dans le prolongement de la zone anormale des Eaux Ferrées. Il s'agit essentiellement de  $\text{CO}_2$  (> 60 %) mais avec localement des concentrations anormales d'hélium (2,2 et 15,8 ppm pour 5,24 ppm dans l'atmosphère). Elles ont une signature clairement magmatique : les rapports isotopiques de l'hélium ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) de l'échantillon ramené à celui de l'atmosphère ( $R/R_a$ ) atteignent 7,26 (Figure 37). C'est une valeur élevée, du même ordre (7,9) que celles trouvées par Pedroni *et al.* (1999), à cette même source, supérieure à celle (7,2) des sources de la Rivière Chaude (Jean-Baptiste, comm. pers., 2013) sous le dôme de la Montagne Pelée (Figure 37) et proche de celle (8,2) des gaz émis par la Soufrière de Guadeloupe. Cela peut confirmer la permanence d'une alimentation mantellique et donc d'une activité magmatique à ce niveau.

D'autres éléments peuvent avoir été transportés dans la phase gaz magmatique, initiale, et être restés dissous : cela est sans doute le cas d'une partie du Chlore et du Bore. La signature isotopique de ce dernier (9 ‰, Sanjuan *et al.*, 2003b) est très proche de celle des condensats de fumerolles (2 à 8 ‰ selon Mossadik, 1997).

Les rapports isotopiques des gaz des sols (*cf.* § 2.1.1.) indiquent clairement une contribution magmatique tant pour l'hélium que pour le carbone du  $\text{CO}_2$ .

### Temps de transit

L'absence de tritium dans les eaux en 2003 (Sanjuan *et al.*, 2003b) indique une circulation supérieure à 50 ans. Sans évaluation plus précise, nous pouvons penser que la recharge de ce système par les eaux météoriques est limitée par un régime de précipitation au moins 4 fois plus « sec » que sur la Montagne Pelée et par des terrains *a priori* moins perméables (Vittecoq *et al.*, 2012). Il est possible d'interpréter les anomalies en éléments en traces et en isotopes par un rapport eau-roche faible et une durée d'interaction importante. Cela serait cohérent avec les conclusions géologiques évoquant un système en contraction.

### **Autres sources du secteur des Anses d'Arlet (Colette, La Sucrierie, ravine Chaudière et Larcher)**

Ces sources n'ont pas été étudiées auparavant, à notre connaissance. Elles se répartissent sur le pourtour du secteur affecté par des altérations hydrothermales passées. Elles sont significativement moins minéralisées que la source des Eaux Ferrées et ne présentent aucun dégazage. Elles sont, néanmoins, à dominante chlorurée sodique et deux d'entre elles déposent des carbonates.

L'examen des analyses tant chimiques qu'isotopiques ne permet pas de les relier à un système de mélange comprenant les Eaux Ferrées (et/ou son pôle profond).

Certaines présentent des concentrations en silice assez élevées (jusqu'à 110 mg/l) ce qui peut être l'indice de l'impact d'une haute température, la solubilité de la silice augmentant avec la température. Ces valeurs doivent, cependant, être comparées à celles des eaux superficielles de ce secteur (la rivière La Pagerie atteint 64 mg/l) qui sont marquées par les phénomènes d'altération superficielle tropicale (altération du verre et des minéraux des roches volcaniques, transformation en argiles avec mise en solution de calcium et de silice). La cinétique de précipitation de la silice étant plus lente que celle du carbonate de calcium, la silice reste dissoute tandis que des carbonates (*travertins\**) se déposent.

Le paramètre  $\delta^7\text{Li}$  peut se révéler ambigu et nécessite d'être croisé avec d'autres facteurs avant d'être interprété : pour 3 sources des Anses d'Arlet (Larcher, Chaudière et Sucrierie) les valeurs sont comparables à celles de la source des Eaux Ferrées. Ce phénomène se rencontre dans d'autres contextes dépourvus d'interaction eau-roche à haute température (comme rivière l'Etang sur la Montagne Pelée ou Deux-Choux dans les Pitons du Carbet, *cf. infra*).

Ces sources présentent, d'ailleurs, des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  typiques d'une origine biogénique et de très faibles teneurs en éléments indicateurs d'interaction à haute température.

Les valeurs très négatives en deutérium peuvent être rapprochées de celles qui sont trouvées dans certaines eaux de pluie locales (*e.g.* Arnaud *et al.*, 2013), voire d'autres eaux souterraines (comme celle d'Habitation Dizac au Diamant, *in* Brenot *et al.*, 2008).

Leurs compositions ne portent donc de réelles traces ni d'une interaction eau-roche à haute température, ni d'une contribution magmatique (ou mantellique). Le diagramme de Giggenbach (Figure 18) est symptomatique : ces eaux restent près du pôle magnésien « superficiel » et se distinguent de fait des Eaux Ferrées.

L'absence de liens entre ces sources et les Eaux Ferrées va dans le sens d'un système hydrothermal limité et/ou profond centré sur Petite Anse.

## Conclusions aux compléments d'exploration hydrogéochimique

L'étude géochimique aboutit aux conclusions suivantes :

- la source des eaux Ferrées porte dans sa composition chimique et isotopique la signature d'une interaction avec les roches magmatique à haute température ;
- la température de cette interaction estimée par géothermométrie s'élève à 190-210 °C ;
- on peut supposer que l'interaction s'est faite avec un rapport eau-roche très faible et/ou sur une longue durée ;
- l'analyse des gaz émis confirme l'existence d'une contribution magmatique (mantellique) ;
- le fluide géothermal résulte d'un mélange entre un pôle profond, une composante d'eau de mer (estimée à moins de 50 %) et une composante magmatique (notamment gaz) ;
- de nouvelles sources analysées, bien que voisines des Eaux Ferrées et de l'ancien système hydrothermal, ne révèlent aucun lien de mélange avec les Eaux Ferrées. Aucune de ces eaux n'ait connu ni interaction à haute température, ni contribution de gaz magmatique.

### 3.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les données disponibles pour la zone des Anses d'Arlet sont issues des investigations menées en 2003 (Sanjuan *et al.*, 2003) et en 2012 (Gal, 2012). Elles sont essentiellement réparties sur la partie ouest de la péninsule, quelques mesures de 2003 explorant l'intérieur des terres au niveau du Morne Constant (au NE de la zone étudiée). La couverture géographique étant limitée, les cartes présentées pour le CO<sub>2</sub> (Figure 21) et pour l'hélium (Figure 22) sont, donc, une nouvelle fois des cartes sans interpolation des données.

La situation est plus contrastée que celle présentée pour la zone de la Montagne Pelée. Dans la grande majorité des cas, il n'est pas possible de mettre en évidence de remontées de gaz profonds (CO<sub>2</sub> et/ou hélium). Certaines stations (comme à l'Anse Dufour, au nord du Morne Réduit) peuvent indiquer des valeurs anormalement élevées en CO<sub>2</sub> sans être marquées par une anomalie en hélium (teneur proche de l'atmosphère), et avec une valeur très « organique » pour ce CO<sub>2</sub> (-24,6 ‰ vs PDB). Il est assez vraisemblable qu'il faille aussi proposer ce schéma pour les mesures en CO<sub>2</sub> (de plus faible valeur) rapportées dans la zone du Morne Constant.

Toutefois, une zone peut, sans conteste, être reliée à des phénomènes de remontées de gaz d'origine profonde (mantellique). C'est la zone de Petite Anse, là où jaillit la source minérale carbo-gazeuse des Eaux Ferrées. Les mesures de 2003 y sont d'ailleurs encore plus significatives que celles de 2012, un effondrement de falaise ayant quelque peu modifié les conditions d'affleurement de la zone. Au voisinage de la source, là où il est possible de pratiquer des mesures – de nombreuses venues de CO<sub>2</sub> sont identifiables le long de la côte, mais dans le massif rocheux, inapproprié aux mesures de gaz des sols – 3 résultats conjoints permettent sans équivoque de mettre en évidence ces remontées de gaz d'origine profonde :

- la présence de fortes concentrations en CO<sub>2</sub> (jusqu'à 100 %) ;
- la présence d'anomalies en hélium avec un enrichissement fort par rapport à l'atmosphère (de 5,24 à 7,56 ppm) ;
- des signatures isotopiques de -1,7 à -5,5 ‰ vs PDB en  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> et des rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  clairement mantelliques (> 7R<sub>a</sub>).

La conjonction de ces 3 indices permet de caractériser cette zone de Petite Anse comme une zone de remontée de fluides profonds, et de la proposer comme une zone favorable à des investigations complémentaires. Il est simplement possible de dire que l'anomalie en surface a une expression géographique assez réduite, ce qui indique que les drains permettant la remontée de ces fluides ont une extension latérale réduite ou une perméabilité localisée.

Les eaux souterraines utilisent, en général, les mêmes conduits (failles) que les gaz d'origine profonde. Elles en sont aussi parfois les vecteurs. Néanmoins, les mesures effectuées à proximité de certaines sources du voisinage des Anses d'Arlet (Colibri,...) ne donnent aucune anomalie positive ni en hélium, ni en CO<sub>2</sub>. Cela va dans le sens des conclusions du § 3.3.3. à propos de ces sources.

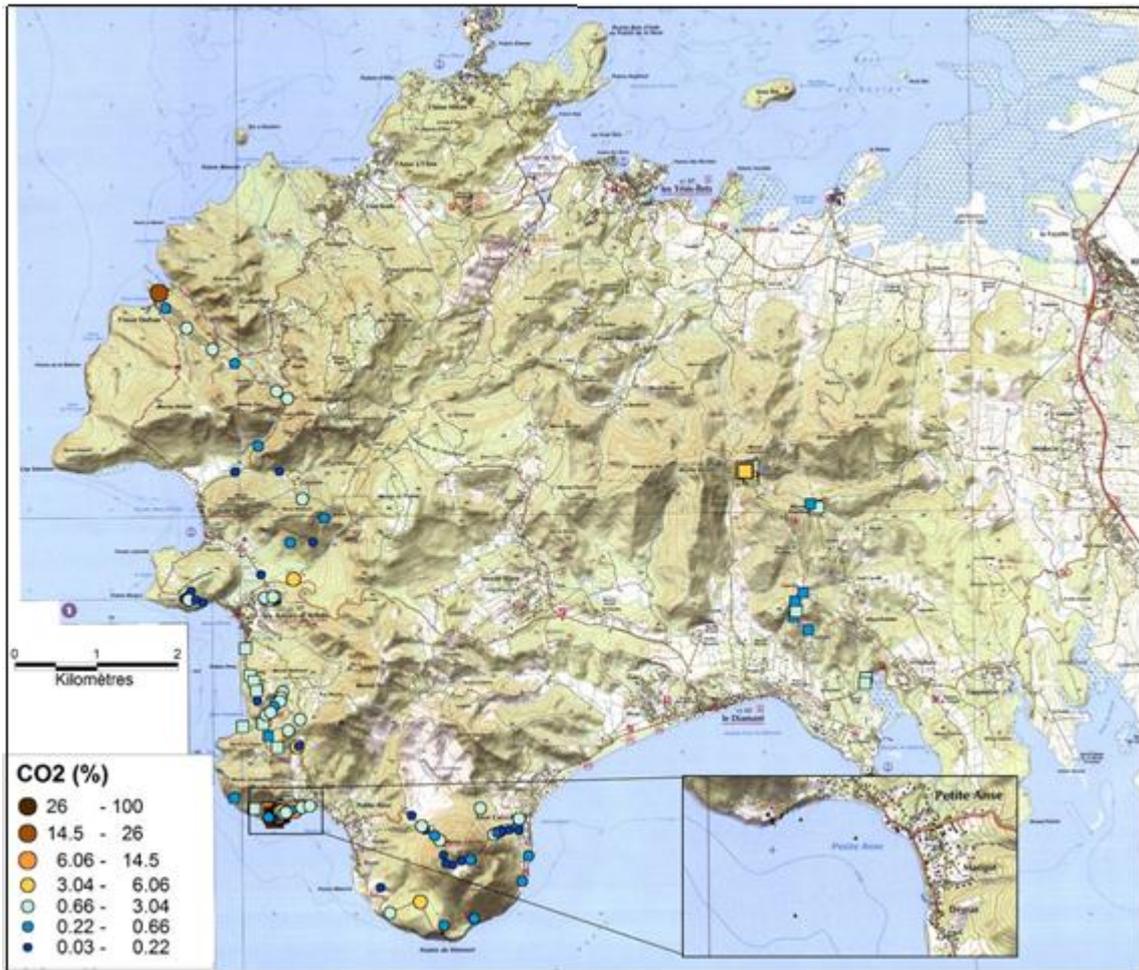


Figure 21 : Concentrations en CO<sub>2</sub> dans les sols de la zone des Anses d'Arlet.

Données 2003 :  ; Données 2012 :

Les concentrations pour les trois prélèvements effectués sur les fonds marins en 2012 sont indiquées dans la cartouche agrandie.

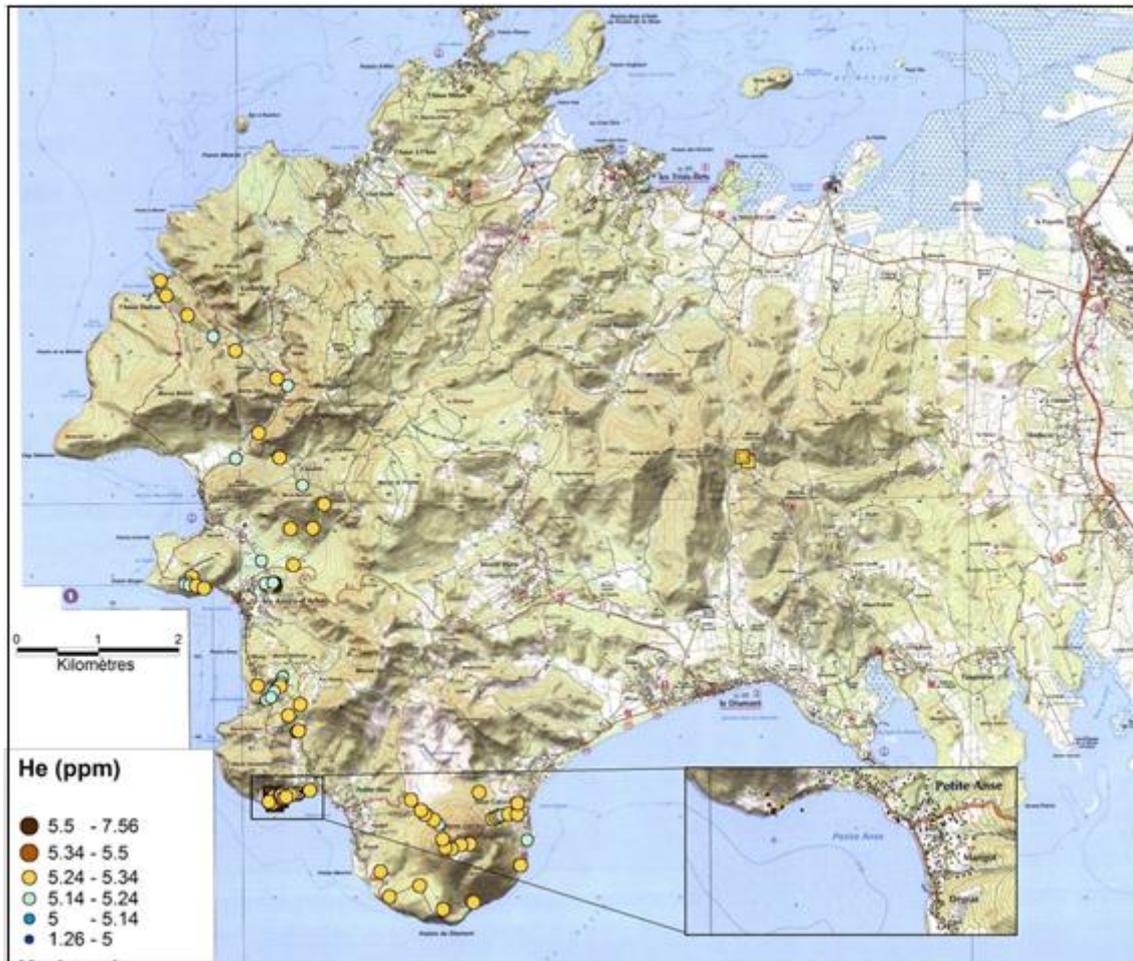


Figure 22 : Concentrations en  $^4\text{He}$  dans les sols.

Données 2003 :  Données 2012 : 

Les concentrations pour les 3 prélèvements effectués sur les fonds marins en 2012 sont indiquées dans la cartouche agrandie (valeurs de 2,2 et 15,8 ppm).

### 3.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Dans l'objectif de contribuer à localiser et caractériser un potentiel système géothermal dans le secteur des Anses d'Arlet, 33 nouveaux sondages magnétotelluriques (MT\*) ont été réalisés entre les secteurs de Gallochat-Grande Anse et le Morne Larcher, avec une extension du périmètre vers l'intérieur des terres afin de bien contraindre les structures profondes.

Les données MT\* acquises dans la bande de fréquences 10 000 à 0,01 Hz sont globalement de bonne qualité, notamment grâce à une méthodologie d'acquisition et de traitement adaptée (Coppo *et al.*, 2013, et Wawrzyniak *et al.*, 2013). Après traitement, 32 sondages couvrant la zone d'étude avec une maille moyenne de 500 x 500 m ont été inversés selon un modèle maillé dans les trois dimensions de l'espace jusqu'à une profondeur de 10 km. L'effet MT\* de la couche conductrice constituée par la mer environnant la zone de mesure a été pris en compte et corrigé dans le processus d'inversion.

En résultat, nous aboutissons à un modèle de distribution des résistivités dans les trois dimensions de l'espace bien contraint sur l'ensemble de la zone d'intérêt. Par ailleurs, des données gravimétriques et magnétiques déjà disponibles (Baltassat *et al.*, 2003) ont été retraitées et ré-interprétées conjointement avec la MT\*, ainsi que des données TEM\* aéroportées nouvellement acquises (projet MarTEM\* 2013). L'information obtenue est plus complète que ce qui avait été produit précédemment (Baltassat *et al.*, 2003, où les résultats MT\* étaient limités à deux profils de résistivité) et permet une meilleure appréhension des conditions géothermales de la zone telles que présentées ci-dessous.

La Figure 23 synthétise l'essentiel des observations qui ont guidé l'interprétation de ces données en termes d'exploration géothermique, également appuyées sur des éléments de nature géologique et hydro-géochimique.

Les investigations géophysiques ont mis en évidence la présence d'un puissant corps relativement résistant (environ 5 km x 2 km x 4 km d'épaisseur) de résistivité comprise entre 50 et 200 Ohm.m, allongé selon une direction N-S entre le morne Jacqueline, au sud, et Grande Anse, au nord (sud du Morne Réduit). La planche horizontale à 1 500 m de profondeur (Figure 23) montre qu'il est constitué de deux zones plus résistantes (> 100 Ohm.m), au nord et au sud. Les données magnétiques et gravimétriques montrent que cet ensemble résistant est, aussi, plus dense et magnétique que les terrains voisins. Il peut être interprété comme une intrusion massive ou un ensemble de dykes intrusifs probablement en connexion avec le dyke de diorite\* affleurant à l'Ouest immédiat des sources chaudes des Eaux Ferrées (Petite Anse). Ce corps magmatique a pu être associé à l'alimentation des différents systèmes volcaniques situés sur sa périphérie (Mornes Champagne et Jacqueline, à l'ouest, le Morne Réduit au nord, les Mornes Gentil, La Plaine et Mathurin à l'est), ou y être antérieur. L'inversion conjointe gravimétrique et magnétique réalisée en 3D sous Geomodeller à partir d'un modèle *a priori* intégrant l'intrusion résistante définie par MT\*, montre clairement qu'un tel corps (de densité moyenne  $d = 2,7-2,8$  par rapport à son environnement de densité  $d = 2,65-2,7$ ) est compatible avec les données mesurées.

La carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle montre que cette intrusion est relativement magnétique par rapport à son environnement. Les zones relativement peu magnétiques qui la cernent pourraient être le résultat d'une démagnétisation en raison de l'altération des roches dans les conditions géothermales de haute température.

La zone d'émergence des sources thermo-minérales de Petite-Anse et les venues de gaz d'origine profonde se situent en limite sud-est de l'intrusion décrite ci-dessus. Cette disposition suggère globalement que la remontée de fluide géothermal, identifiée par les analyses géochimiques (Eaux Ferrées), s'effectue en bordure (ou au contact) de ce corps résistant.

Au sud de Petite-Anse, à l'aplomb du Morne Larcher, on observe un changement radical de la distribution des résistivités avec, jusqu'à 150 m sous la surface, un résistant repéré par les données TEM\* héliportées (sans doute associé à de la fracturation), et en dessous, un conducteur bien marqué qui pourrait refléter une importante altération du conduit magmatique de cet édifice volcanique jusqu'à plus de 1 500 m de profondeur.

L'interprétation de ces résultats géophysiques a été conduite par référence au modèle synthétique défini par Raharjo (2012) sur la base de l'analyse de huit sites géothermiques situés à proximité de volcans actifs d'Indonésie (Figure 24). Cela nous amène aux considérations suivantes :

- la couverture d'un éventuel système géothermal serait assurée par l'horizon conducteur superficiel ( $< 10 \Omega\text{m}$ ) épais de quelques centaines de mètres, présent sur toute la zone. La couverture la plus épaisse située entre l'« intrusion » résistante au NO et le Morne Larcher au SE indiquerait le système géothermal le plus actif. La couverture moins épaisse au nord pourrait correspondre à un système plus ancien et serait partiellement érodée. À la limite entre les deux, une zone de faiblesse de cette couverture permet l'émergence des sources chaudes de Petite Anse. On est là, également, en bordure de l'intrusion résistante, bordure qui pourrait présenter une voie de cheminement préférentiel des fluides géothermaux ;
- la zone de résistivité (de 10 à 50 ohm.m) qui se développe sous la couverture conductrice la plus épaisse et située entre l'« intrusion » résistante et le conduit magmatique conducteur du Morne Larcher, constitue une zone favorable pour le développement d'un système géothermal. Ce serait en accord avec le modèle synthétique de Raharjo (2012) ;
- la source de chaleur potentielle du système géothermal (non imagée par géophysique) pourrait être soit une **chambre magmatique\*** localisée sous le morne Larcher (qui est l'édifice le plus récent de la zone avec une activité datée à  $0,346 \pm 0,27 \text{ Ma}$ ), soit plus probablement liée à l'intrusion résistante au NO.

Des forages d'exploration sont recommandés pour cibler la zone favorable avec une profondeur minimale de 500 m permettant de dépasser la couverture superficielle. Ils devront atteindre au moins 2 000 m pour recouper l'ensemble de cette zone.

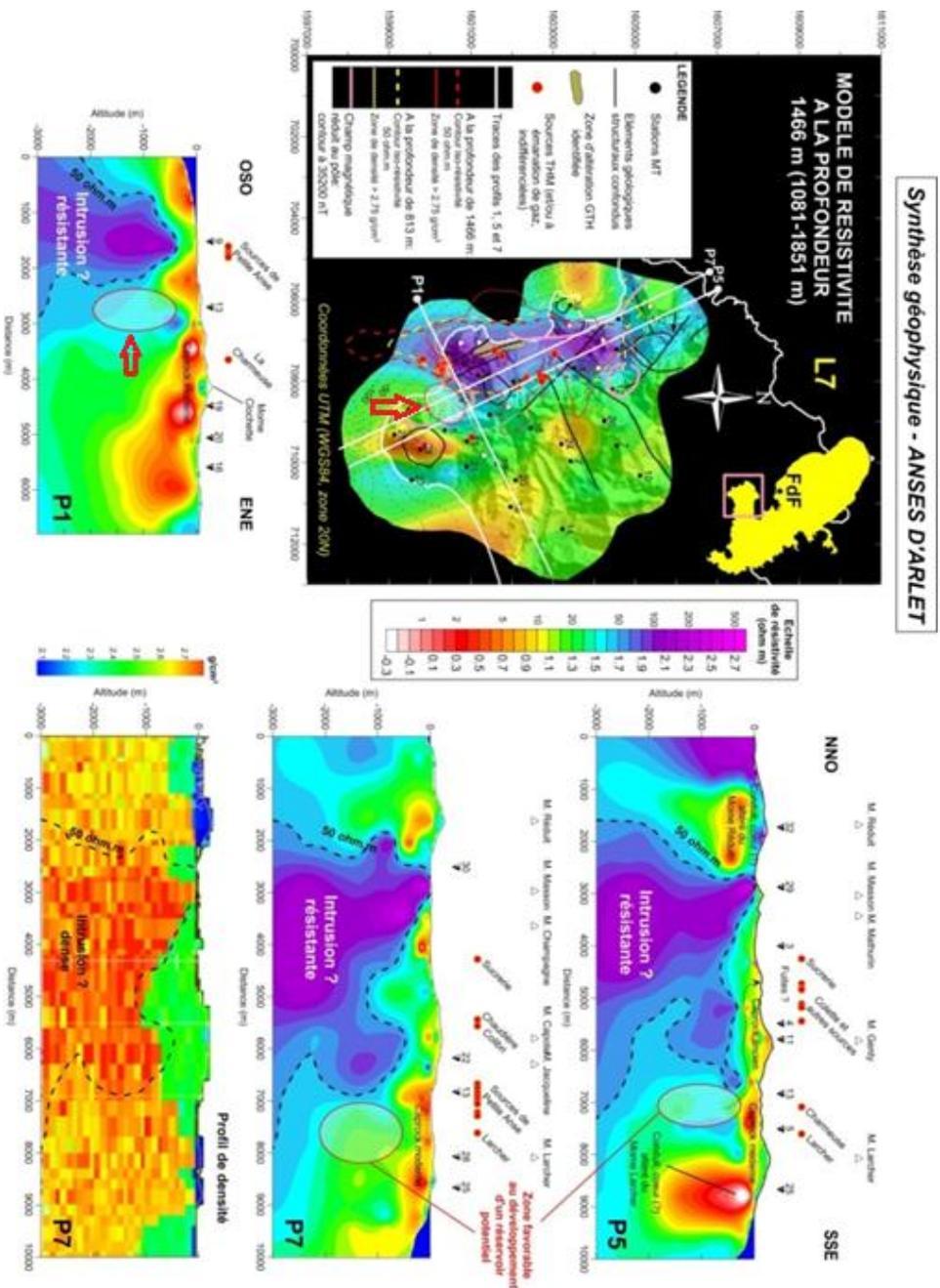


Figure 23 : Représentations en coupe et en plan de la répartition des résistivités et des densités sur la zone des Anses d'Arlet.

Coupe horizontale à environ 1 500 m de profondeur (à gauche) et coupes verticales (P5 et P7, à droite) interprétatives basées sur (en haut) la distribution des résistivités extraites de modèles 3D de résistivité obtenu par inversion des sondages MT\* de la zone des Anses d'Arlet et (en bas) sur une répartition des densités (modèle gravimétrique). La zone la plus favorable à l'implantation de forage géothermique d'exploration, selon la MT, est indiquée par une ellipse et pointée par une flèche rouge

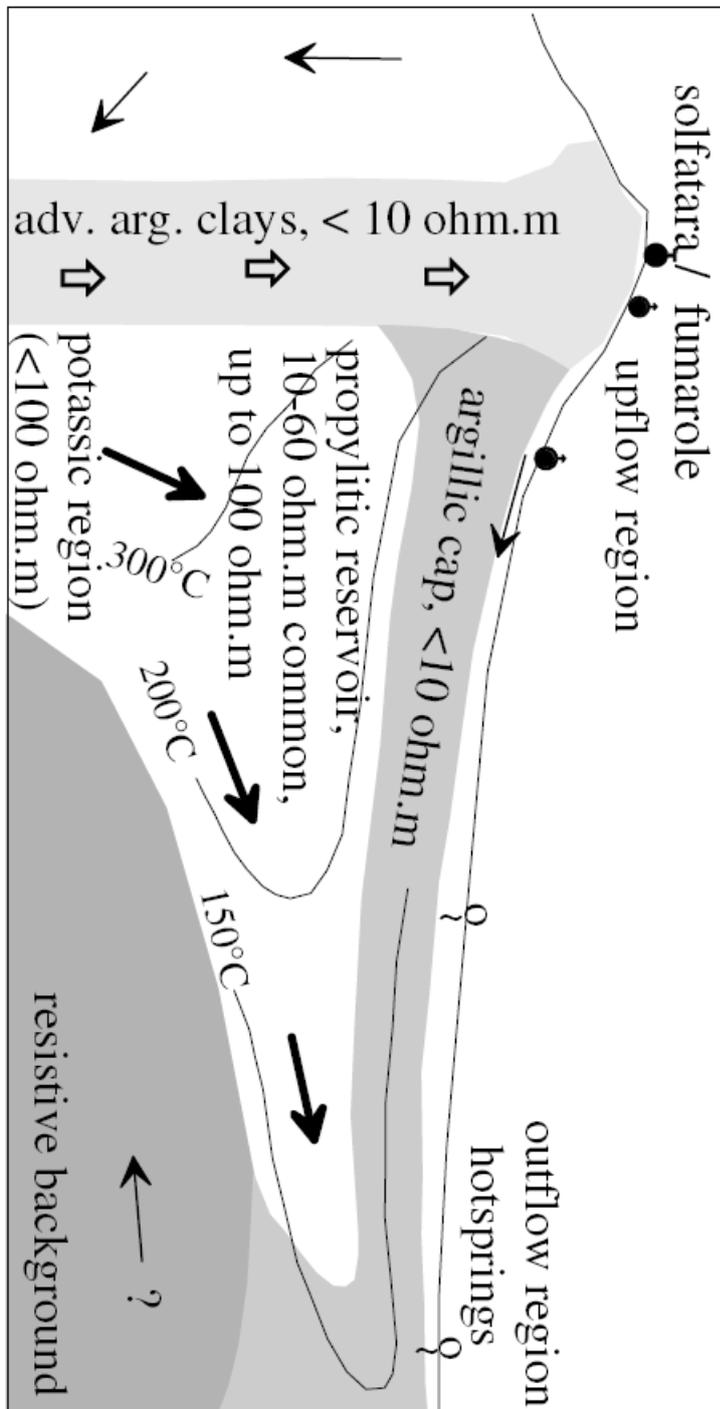


Figure 24 : Modèle schématique des résistivités ainsi que des altérations et températures associées à un système géothermique hébergé dans un volcan récent.

Les flèches indiquent les mouvements de fluide géothermique (Rahajo, 2012).

### 3.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DES ANSES D'ARLET

La zone des Anses d'Arlets présente une convergence d'indices géologiques, hydrogéologiques géochimiques et géophysiques indiquant :

- l'existence d'un système géothermal de circulation à haute température (190-200 °C) et forte interaction avec les roches et des gaz magmatiques ;
- un système hydrothermal qui aurait été intensément développé dans le passé mais qui est, aujourd'hui, plus restreint dans l'espace.

L'existence d'un réservoir géothermal haute température est d'abord suggérée par les caractéristiques géochimiques des eaux de la source des Eaux Ferrées qui sont indicatrices d'une interaction eau-roche à température élevée au sein d'un réservoir profond alimenté par de l'eau de mer et des fluides météoriques. Les **géothermomètres\*** permettent d'estimer cette température à 190-200 °C.

La géologie a mis en évidence des altérations hydrothermales fossiles qui suggèrent que ce réservoir géothermal existe depuis longtemps et était beaucoup plus actif dans le passé. C'est la raison pour laquelle le modèle conceptuel de la Figure 25 envisage une contraction du réservoir et le développement d'une épaisse couverture argilisée au cours du temps.

Toujours d'après la géologie, ce réservoir serait localisé le long de l'axe volcano-tectonique orienté NO-SE où se concentre l'activité magmatique depuis 1,5 Ma. De façon plus précise, les méthodes géophysiques (**MT\*** et **gravimétrie\***) mettent en évidence un corps résistant et lourd, orienté NNW-SSO, sous-jacent aux appareils volcaniques du Morne Bigot au Morne Jacqueline (Figure 25). Cette masse, peu profonde, est interprétée comme une intrusion magmatique sur la base des observations géologiques. La présence de dykes, adjacent à la source des Eaux Ferrées, pourrait en constituer l'expression superficielle, à la suite de l'**effondrement sectoriel\*** qui aurait affecté le flanc sud du Morne Jacqueline.

Cette intrusion, en cours de refroidissement, pourrait jouer, en profondeur, le rôle de source de chaleur du système géothermal et continuerait à émettre des gaz (CO<sub>2</sub>, He) à signature magmatique très nette.

L'extension résistante vers l'est, développée sous un bombement du niveau conducteur (**caprock\***) est interprétée comme le site d'un réservoir géothermique actuel.

Ce système géothermal s'adosserait, désormais, au flanc SE de cette intrusion qui aurait joué le rôle de barrière hydraulique. Vers l'est, le système volcanique du Morne Larcher limite le développement de ce champ.

Le niveau conducteur (< 10 Ω.m) d'épaisseur variable et affleurant dans la zone des Eaux Ferrées pourrait constituer la couverture argilisée (**caprock**) du réservoir géothermique actuel tout en ayant été initiée précédemment dans un contexte de plus haute température.

Plusieurs interrogations subsistent quant à ce réservoir notamment sur sa recharge et, donc, sa capacité, son volume et sa profondeur.

La source des Eaux Ferrées constituerait une fuite de ce réservoir, guidée, en grand, par un dyke traversant les formations du Morne Jacqueline.

Les autres sources explorées, au cours de ces compléments d'exploration, seraient sans lien avec ce système géothermique, contribuant à confirmer les limites de celui-ci.

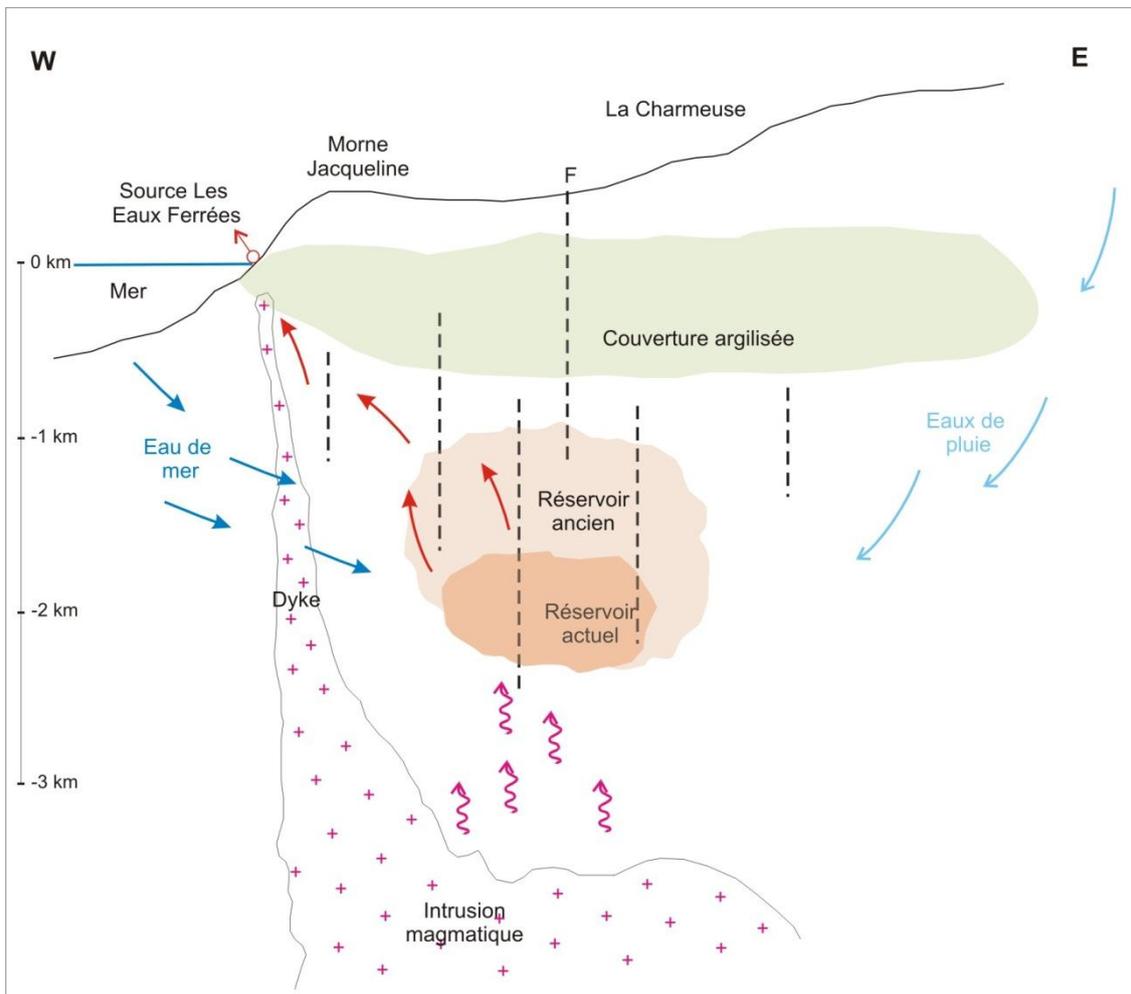


Figure 25 : Modèle conceptuel proposé du système géothermique de Petite Anse.

Un réservoir s'est développé à la faveur de la fracturation et de la mise en place d'intrusions magmatiques au sein de l'axe volcano-tectonique de Pointe Burgos-Diamant. Une contraction du réservoir et le développement d'une épaisse couverture argilisée au cours du temps est proposée. Les profondeurs sont données à titre indicatif seulement.

### 3.7. DÉTERMINATION D'UNE ZONE FAVORABLE À L'IMPLANTATION DE FORAGE(S) D'EXPLORATION

Deux critères majeurs nous ont guidés pour délimiter la zone la plus favorable à l'implantation de forage(s) d'exploration géothermique :

- la meilleure coïncidence avec la déformation de la couche conductrice repérée par la **MT\***, signal classique de toit de réservoir géothermique, donc à l'aplomb du thalweg qui remonte vers le nord, à partir du littoral de Petite Anse ;
- la zone de fuite du fluide géothermique matérialisée par la zone d'émergences des Eaux Ferrées.

Ces zones ont donc été regroupées sur la Figure 26.

Caractéristiques du réservoir géothermique	Zone de Petite Anse
Localisation	Au nord du bourg de Petite Anse
Système	Système géothermal à l'aplomb d'une intrusion magmatique, relié à la source des Eaux Ferrées
Composition du fluide géothermique	Dominante chlorurée sodique
Profondeur (estimée par MT*)	1 000 m
Température	190-210 °C

Tableau 4 : Caractéristiques du réservoir géothermique ciblé pour les forages d'exploration sur le zone de Petite Anse.

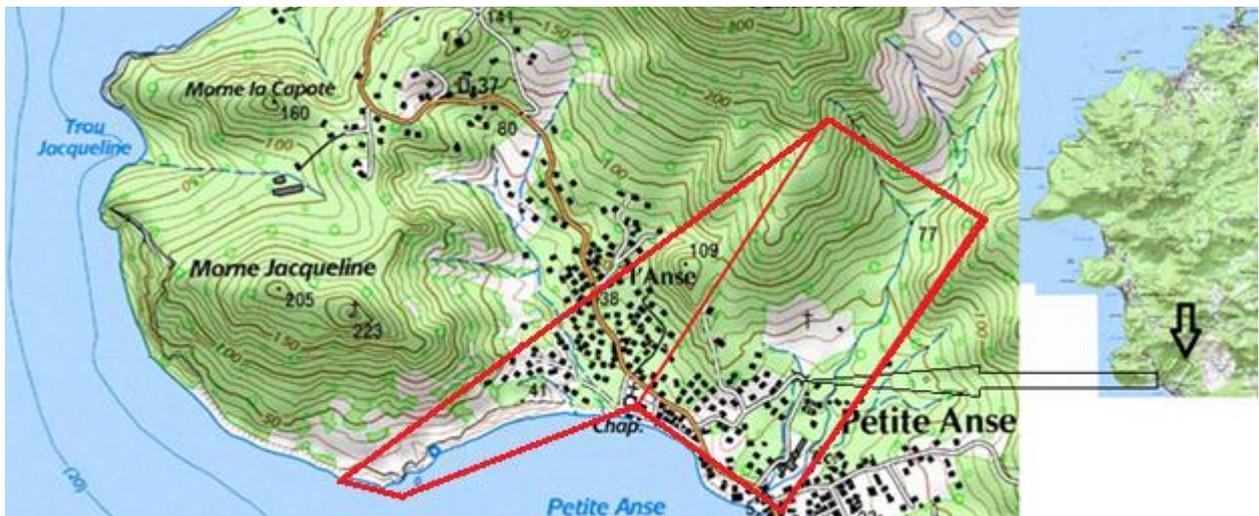


Figure 26 : Zone favorable à l'implantation de forages d'exploration (Petite Anse).



## 4. Zone des Pitons du Carbet

Le massif des Pitons du Carbet constitue une zone d'exploration plus vaste (200 km<sup>2</sup>) que les trois autres et moins connue du point de vue de l'exploration géothermique. Les indices d'hydrothermalisme y sont plus dispersés et, *a priori*, de plus basse température.

### 4.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Le massif des Pitons du Carbet est un vaste volcan qui occupe la partie centrale de la Martinique. Son évolution volcanologique a été appréhendée par étapes sans y lier, jusqu'ici, les manifestations hydrothermales (dégazage et sources chaudes) qui jalonnent ses flancs. Aidée par les résultats de travaux scientifiques récents menés par différentes équipes universitaires (e.g. Germa *et al.*, 2010, 2011 ; Samper *et al.*, 2008 ; Boudon *et al.*, 2007,...), la campagne d'exploration géologique de 2012 (Rapport BRGM/RP-62349-FR de Traineau *et al.* 2013) a permis de replacer ces manifestations hydrothermales dans le cadre de l'évolution volcanique et structurale du massif.

#### Synthèse de l'histoire volcanique du massif

Le massif volcanique des Pitons du Carbet s'est construit sur un substratum constitué par des formations volcaniques appartenant pour partie au volcan du Morne Jacob et, pour partie, à la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin-Pitault. Son édification peut être résumée de façon simplifiée en quatre stades.

Le **stade initial** est dominé par une activité explosive avec des émissions de coulées de ponces **dacitiques à quartz\*** et de **nuées ardentes\*** qui n'ont pu être datées.

Le **second stade** est marqué par l'émission de volumineuses coulées de laves andésitiques principalement vers le sud. Elles sont visibles aujourd'hui sur les hauteurs de la ville de Fort-de-France. Les âges obtenus avaient conduit Westercamp *et al.* (1989) à situer ces coulées vers 1,85-1,90 Ma. Compte tenu des datations récentes obtenues par Germa *et al.* (2011) et qui situent la phase terminale de l'activité du Morne Jacob vers 1,5 Ma, ces âges apparaissent maintenant surévalués.

Le **troisième stade** voit la mise en place d'une première génération de **dômes\***, de **nuées ardentes\*** et de coulées de **ponces\***. D'un point de vue pétrographique, les laves caractéristiques de ce stade vont des andésites aux **dacites\*** à mégacristaux de **hornblende\*** et de quartz. Ce spectre de composition et cette minéralogie trahissent des phénomènes de mélanges magmatiques entre un pôle basaltique (51-52 % SiO<sub>2</sub>) et un pôle **dacitique** (65 % SiO<sub>2</sub>). Les principaux dômes mis en place lors de ce stade et qui subsistent aujourd'hui sont le Piton Gelé (923 m), le Morne Saint-Gilles (651 m), le Morne Césaire (603 m) et le Morne Fumé (650 m) (*Figure 27*). Les datations récentes fournies par Samper *et al.* (2008) et Germa *et al.* (2011) situent la mise en place de ces **dômes\*** entre 1 Ma et 0,6 Ma.

Le **stade terminal** est représenté par un **effondrement sectoriel\*** de grande ampleur ayant affecté le flanc ouest du massif (*Figure 27*) et les dômes de première génération associés. D'après Boudon *et al.* (1992, 2007), cet **effondrement sectoriel\*** serait l'un des plus volumineux de l'arc antillais avec un volume estimé à 40 km<sup>3</sup>. Des dépôts d'**avalanches de débris\*** sont bien exposés sur les flancs inférieurs du massif le long de la côte caraïbe. La cicatrice de l'effondrement qui a été proposée par Boudon *et al.* (2007) est décelable côté nord, dans la géomorphologie, mais peu contrainte côté sud. À la suite, voire de façon contemporaine à cet effondrement sectoriel, une seconde génération de dômes a été mise

en place, formant les Pitons du Carbet actuels. On dénombre cinq dômes centraux et trois dômes périphériques (Westercamp *et al.*, 1989) : Piton Lacroix (1 196 m), Morne Piquet (1 160 m), Piton Dumauzé (1 109 m), Piton de l'Alma (1 105 m), Piton Boucher (1 070 m), Morne Man Roy (642 m), Morne Tranchette (757 m) et Petit Piton du Morne Piquet (800 m).

D'un point de vue pétrographique, ces dômes sont constitués de laves andésitiques **porphyriques\*** caractérisées par la présence de **biotite\*** et de quartz, témoignant de phénomènes de mélanges magmatiques entre un magma **basaltique\*** et un magma **dacitique\*** sub-cristallisé (Westercamp *et al.*, 1989). Les âges obtenus pour cinq de ces **dômes\*** sont relativement récents et groupés autour de  $337 \pm 5$  ka. Samper *et al.* (2008) ont donc proposé un âge équivalent pour l'**effondrement sectoriel\***; ce qui apparaît cohérent avec l'état de fraîcheur morphologique des Pitons du Carbet.

La position du Morne Saint-Gilles, inclus dans la cicatrice d'**effondrement de flanc\***, peut s'expliquer de deux manières : (i) **dôme\*** témoin ayant échappé à l'**effondrement sectoriel\*** ou (ii) celui-ci a eu une ampleur réduite à la partie centrale du volcan, expliquant également l'absence de cicatrice clairement exprimée au sud des Pitons.

D'un point de vue géothermique, la mise en place d'un tel volume de magma sous la forme de dômes de lave (près d'une dizaine dont la plupart dépasse 1 000 m d'altitude) et, probablement, d'intrusions de sub-surface dans la partie centrale du massif volcanique a dû avoir un impact thermique significatif à quelques kilomètres de profondeur. S'ajoute au volume de lave produit, le caractère fortement différencié de celle-ci (**dacite\*** à quartz) laissant supposer un processus de **différenciation\*** dans une **chambre magmatique\*** ayant pu constituer la source de chaleur d'un système géothermal.

Considérant l'âge récent de ce magmatisme ( $337 \pm 5$  ka), il est donc fort possible que le système actuel, mis en évidence par les différentes manifestations hydrothermales de surface dispersées sur les flancs du massif, soit une résultante de cette phase terminale de l'activité magmatique des Pitons du Carbet.

### Relevé de la fracturation tectonique

Les relevés structuraux réalisés au cours de cette exploration géologique montrent que la fracturation **tectonique\*** est présente au niveau du massif volcanique des Pitons du Carbet (Figure 28). La famille directionnelle NO-SE à NNO-SSE est bien représentée. Il s'agit de l'une des directions tectoniques majeures de l'île. Elle est également bien visible en périphérie du massif au niveau du Lamentin dans les carrières ouvertes dans les formations de la chaîne volcanique sous-marine Vauclin-Pitault (e.g. carrière Long Pré, carrière Morne Doré,...Figure 28). Elle est le reflet de la fracturation développée en profondeur dans le substratum des Pitons du Carbet et qui est susceptible de contrôler les circulations de fluides hydrothermaux.

Une seconde famille directionnelle transverse NE-SO a également été relevée en particulier le long de la côte caraïbe. Elle est parallèle à la faille transverse dite du Lamentin nord qui est portée sur la carte géologique au 1/50 000 mais dont l'existence a cependant été remise en cause sur la base d'études **néotectoniques\***. Cette direction pourrait jouer un rôle dans les infiltrations d'eau de mer et expliquer sa présence au niveau des fluides hydrothermaux délivrés par la source de Moutte, et dans une moindre mesure ceux délivrés par les sources de Didier et d'Absalon.

## Cartographie des manifestations hydrothermales de surface

L'objectif visé était de fournir une cartographie complète des manifestations hydrothermales rencontrées au niveau du massif des Pitons du Carbet. Elles regroupent les sources thermales, les aires de dégagement gazeux et les zones d'altération hydrothermale (fossile).

### Les sources thermales

Les principales sources thermales sont localisées sur le flanc Sud-est du massif et alignées approximativement selon une direction NO-SE (*Figure 27*). Il s'agit du nord-ouest vers le sud-est de :

- la station thermale d'Absalon ;
- la station thermale de Fontaine Didier ;
- la source thermale des Pitons dans la Rivière Dumauzé ;
- la source thermale de Moutte.

Les reconnaissances qui ont été effectuées sur le flanc ouest du massif (dépression de Grand Fond, Rivière de Fond Lahaye, Morne Vert) n'ont pas permis de mettre en évidence des sources thermo-minérales. Seuls des indices ténus d'éventuelles contaminations des aquifères superficiels par des fluides hydrothermaux ont été observés.

Plusieurs hypothèses sont émises pour expliquer cette localisation préférentielle sur le flanc sud-est. La première qui a été évoquée ci-avant, met en avant le rôle probable de la fracturation tectonique. Il y a en effet une coïncidence entre la direction tectonique majeure de la Martinique NO-SE et la distribution des sources selon cet axe. La seconde hypothèse met en avant la **paléo-morphologie\***. Lors de l'établissement de la carte géologique au 1/50 000 de la Martinique, Westercamp *et al.* (1989) ont identifié une paléo-vallée sur ce flanc sud-est (Paléo-vallée de Fort-de-France) entaillant les formations de laves massives du Morne Jacob et qui a canalisé les premiers produits de l'activité des Pitons du Carbet. Elle a notamment canalisé des **conglomérats\*** grossiers fluviaux rattachés au premier stade d'activité des Pitons du Carbet. Ces **conglomérats\*** affleurent de façon plus ou moins continue depuis les environs du centre hospitalier de Colson jusqu'au Lamentin. On constate que les principales sources (Absalon, Didier, Moutte) sont localisées dans ou à proximité de ces dépôts de **conglomérats\*** dont l'interface avec les formations de laves massives du Morne Jacob sous-jacentes pourrait constituer un aquifère. Enfin, une troisième hypothèse met en avant le rôle possible de la cicatrice de la structure **d'effondrement sectoriel\*** proposée par Boudon *et al.* (1992, 2007). Cependant, le tracé de cette cicatrice est peu contraint dans sa partie sud et cette troisième hypothèse est un peu délaissée au profit de l'une ou de la combinaison des deux hypothèses précédentes.

### Zones d'émanation de gaz

Il s'agit parfois de **mofettes\*** froides (*cf.* § 4.3.4) comme à Deux-Choux et en amont de la rivière du Lorrain, sur le flanc nord-est du massif, à proximité » du Piton Gelé (*Figure 27*). Elles dégagent des gaz froids (CO<sub>2</sub>, essentiellement, et H<sub>2</sub>S). Elles sont situées au sein d'une zone d'altération hydrothermale fossile des formations volcaniques du Morne Jacob, sans lien avec ces mofettes. Les gaz émergent à travers des eaux de surface acidifiées (3 < pH < 5) qui développent actuellement une altération en surface, avec formation de **kaolinite\***, **smectite\***, **hématite\*** et silice.

D'autres émanations de gaz carbonique, associées ou non à des sources thermo-minérales se manifestent dans le massif. Hormis le forage de Desgrottes et la zone de Deux-Choux, les autres émanations sont situées à l'intérieur de la cicatrice d'**effondrement sectoriel\***.

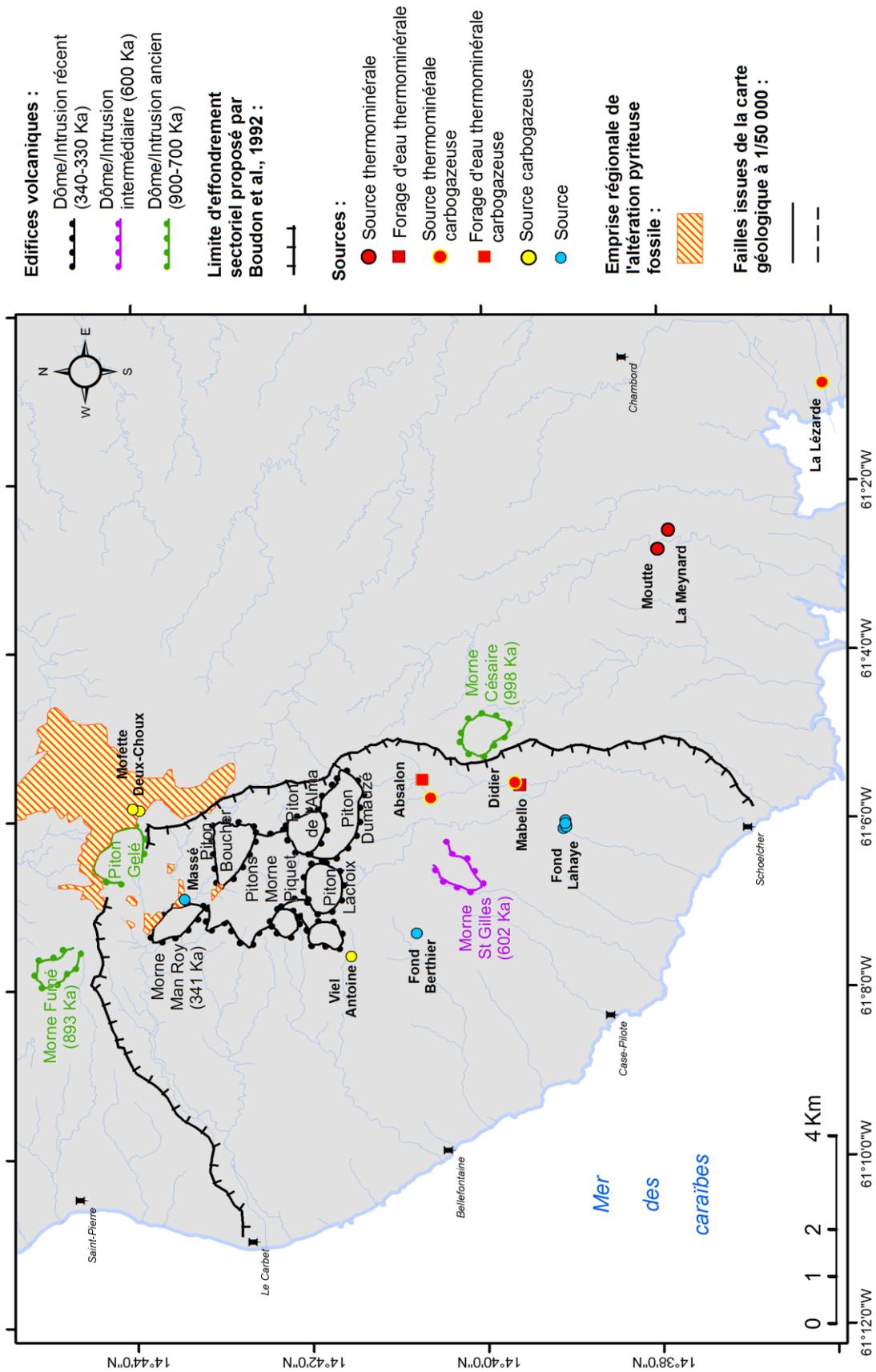


Figure 27 : Carte des structures volcano-tectoniques et des manifestations hydrothermales du massif des Pitons du Carbet.

## Zones d'altération hydrothermale fossiles à l'affleurement

Deux zones d'altération hydrothermales ont été reconnues au niveau du massif. La première est une vaste zone d'altération hydrothermale d'ampleur régionale qui a été cartographiée au Nord-Est du massif volcanique des Pitons du Carbet entre la Rivière du Lorrain et le Plateau Boucher (*Figure 27*). Elle se développe principalement en dehors (au NNE) de la structure d'effondrement proposée par Boudon *et al.* (1992). Elle affecte des formations anciennes appartenant au volcan du Morne Jacob. Par contre, le Piton Gelé qui appartient à la première génération de **dômes\*** du massif volcanique et qui est daté à  $770 \pm 11$  ka (Germa *et al.*, 2011) n'est pas affecté ; ce qui date indirectement cette altération au-delà de 770 ka.

La nature des altérations a été déterminée par des analyses faites en DRX et en IR. Deux types d'assemblages ont été identifiés. Le premier est à **chlorite\***, **corrensite\*** (**interstratifiés chlorite/smectite\* C/S**) et **magnétite\***, associé localement à des veinules d'**épidote\***. Cet assemblage est typique d'un refroidissement de lave et la présence de **chlorite\*** et d'**épidote\*** indique des températures de refroidissement supérieures à 180-200 °C. Le second est à **illite\* ± I/S (interstratifié illite/smectite\*)** et **pyrite\***. Les **pyrites\*** résultent probablement, en partie, d'un remplacement de **magnétites\***. La présence d'**illite\*** indique généralement des températures élevées (supérieures à 220 °C). Ces altérations sont interprétées comme résultant de l'activité d'un système géothermal haute température ancien (> 770 ka), en grande partie érodé (zone à illite à l'affleurement), et, donc, aujourd'hui fossile.

La seconde zone correspond à des panneaux de formations hydrothermalisées englobés dans les dépôts d'**avalanches de débris\*** exposés dans la falaise de Bellefontaine et le talus de la RN2 à Case Pilote sur la côte Caraïbe. Au sein de ces panneaux, on reconnaît des laves **dacitiques\*** appartenant à des **dômes\*** ou des dépôts de **nuées ardentes\***. Les données IR et DRX indiquent un assemblage minéralogique homogène avec **kaolinite\***, **smectite\***, **crystalite\* ± alunite\*** et **tridymite\***, caractérisant une altération de type argillique avancée. Ces altérations hydrothermales acides peuvent témoigner de l'activité d'un système géothermal, en ébullition, développé antérieurement ou synchrone de **l'effondrement sectoriel\*** daté vers  $337 \pm 5$  ka. Elles pourraient aussi témoigner d'une altération fumerollienne typique d'un système volcanique actif, contemporaine de la mise en place de la première génération de **dômes\* dacitiques\*** située entre 1 et 0,6 Ma.

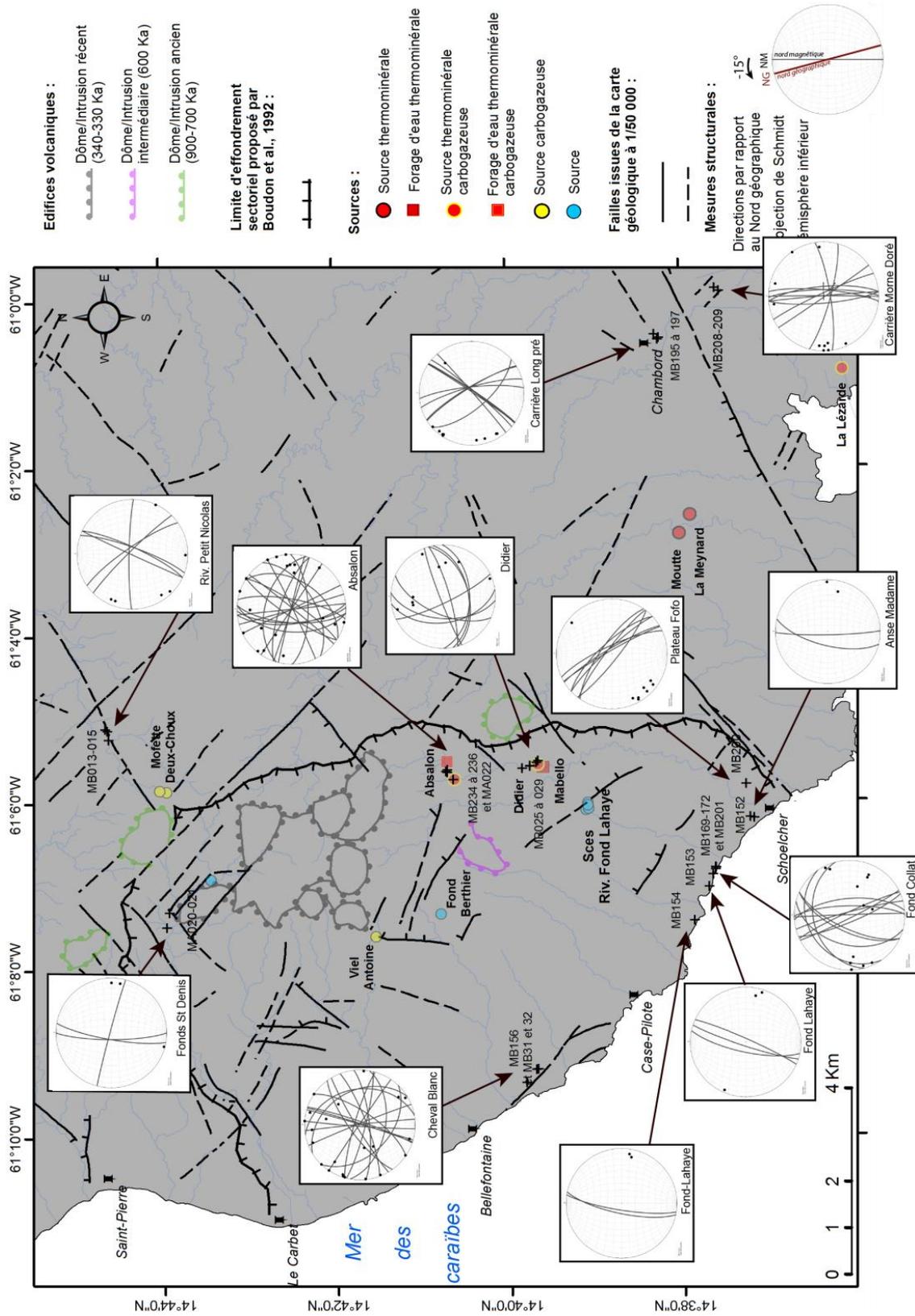


Figure 28: Esquisse géologique et structurale du massif des Pitons du Carbet avec les stéréogrammes des structures relevées sur le terrain, d'après la carte géologique au 1/50 000 de la Martinique (Westercamp et al., 1989) et des travaux plus récents

## 4.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les observations hydrogéologiques se sont concentrées sur deux sites pouvant présenter un intérêt pour la géothermie au nord et au sud des Pitons du Carbet : les **mofettes\*** de Deux-Choux et les sources chaudes d'Absalon (Figure 30).

### **Mofettes\*** de Deux-Choux

À proximité immédiate du chemin goudronné du lieu-dit « Deux-Choux », se trouvent quatre forages sur une surface d'environ 2 m<sup>2</sup> (Figure 29). Du gaz s'échappe de ces ouvrages avec une forte odeur sulfurée. Le dégazage de cette zone est apparu suffisant pour qu'il ait été envisagé d'y exploiter le gaz carbonique dans le but de fabriquer de l'eau gazeuse.

Une première source est visible en dessous des forages (point 25 sur la carte de la Figure 30). Des bulles de gaz s'en échappent tout comme dans deux petites dépressions de part et d'autre du cylindre. L'eau y est limpide. La configuration du site fait penser à une émergence de source de nappe superficielle : dépression de flanc de colline avec une légère reculée, résultant probablement d'un processus de dissolution chimique lié aux fluides acides. La conductivité y est d'ailleurs faible (130 µS/cm). Le pH acide (pH= 3,07) pourrait être induit par la circulation des gaz acide combinée à l'oxydation des sulfures (*cf.* § 4.2).

Le débit de la source est très faible et non mesurable. Le lit humide du ruisseau créé par cette émergence mène à une deuxième zone de **mofettes\*** en contrebas.

La deuxième zone de **mofettes\*** ressemble à une mare à fond vaseux remplie de débris végétaux. Aucun écoulement ne semble s'en échapper. Par endroit, quelques bulles soulèvent la vase gorgée d'eau. En creusant dans la vase, l'eau troublée par les émanations gazeuses apparaît (Figure 29). La conductivité y est variable, de 195 à 561 µS/cm. Le pH y est faible (3,07) et la température varie de 21,5 à 22,3 °C selon les endroits.

Il n'a pas été trouvé d'anomalie de température sur les eaux de ce secteur.

Il est probable que lorsque les pluies sont abondantes la mare déborde et rejoint le cours d'eau de la rivière du Petit Nicolas. Le débit du cours d'eau à cet endroit est de 2 l/s (le 7/06/2012).

Les caractéristiques physico-chimiques de cette eau de surface sont les suivantes :

pH = 5,35  
t = 22,9 °C  
Eh = 214 mV  
Conductivité = 67 µS/cm  
Oxygène dissous = 79 % (6,4 mg/L)

Les observations hydrogéologiques tendent à interpréter les **mofettes\*** de Deux-Choux comme des sources de surface (nappe peu profonde, ou ruissellement hypodermique), traversées par des remontées de gaz, plutôt que des sources d'eau d'origine profonde.



*Forages de Deux-Choux*



*Mofettes aval*



*Mofette amont*

*Figure 29 : Site de Deux-Choux (Pitons du Carbet).*

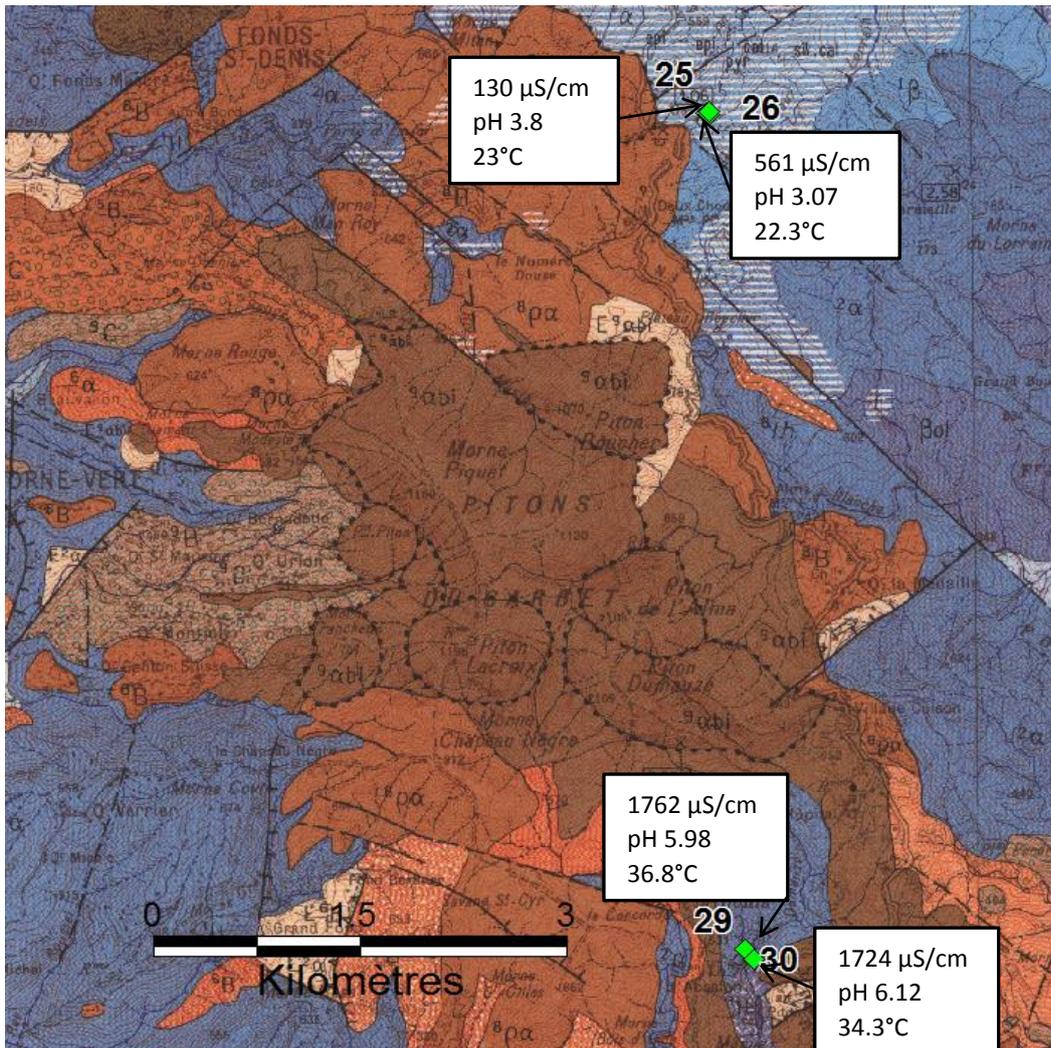


Figure 30 : Sites des Deux-Choux (au nord) et d'Absalon (au sud) dans les Pitons du Carbet.

### Sources chaudes d'Absalon

À Absalon, au sud des Pitons du Carbet, l'origine profonde des eaux ne fait aucun doute. Des termes exploitaient autrefois ces sources chaudes. Au pied des bâtiments acquis par le Conseil Général se trouvent encore des ouvrages de captage accessibles (point 29 sur la Figure 30), la conductivité y atteint  $1762 \mu\text{S/cm}$ , le pH, 5,98 et la température,  $36,8^{\circ}\text{C}$ . Dans la ravine Baron qui devient rivière Dumauzé après la confluence avec la ravine Absalon, deux autres sources chaudes avec dégazage de  $\text{CO}_2$  et précipitation d'hydroxydes de fer sont visibles en rive gauche (Figure 31) et présentent les même caractéristiques (Conductivité :  $1724 \mu\text{S/cm}$ , pH 6,12 et température  $34,3^{\circ}\text{C}$ ).

Les débits de ces émergences sont très faibles et non mesurables.



Figure 31 : Source chaude en rive gauche de la rivière Dumauzé (Absalon).

En aval d'Absalon, sur la rivière Dumauzé, les eaux minérales gazeuses de la Fontaine Didier sont exploitées pour l'embouteillage depuis 1935. Leurs caractéristiques chimiques restent très voisines de celles d'Absalon (Sanjuan *et al.*, 2002).

### Bilans hydrologiques\*

Le **bilan hydrologique\*** a été calculé pour une surface correspondant à l'ensemble des Pitons du Carbet (*cf.* Figure 32), soit une superficie de 24 km<sup>2</sup>, située entre 320 et 1 197 m d'altitude. Les principales incertitudes sur les termes du bilan sont la pluviométrie d'une part et le pourcentage d'infiltration de la **pluie efficace\*** de l'autre. Les bilans ont ainsi été calculés en prenant en compte les valeurs minimales et maximales estimées.

Superficie, en km <sup>2</sup>	P, en mm	ETP, en mm	ETR, en mm	Peff, en mm	%I	I, en mm	Infiltration, en m <sup>3</sup> /an	I, en l/s
24	4500	700	690	3810	15	572	13 716 000	435
24	5200	700	690	4510	30	1353	32 472 000	1030

Tableau 5 : Bilan hydrologique des Pitons du Carbet. La première ligne correspond aux valeurs minimales et la seconde ligne aux valeurs maximales.

Le Tableau 5 présente les résultats des calculs. Compte tenu des incertitudes sur les différents termes du bilan, la part d'eau infiltrée sur les Pitons du Carbet serait ainsi comprise entre 13,7 et 32,4 Mm<sup>3</sup>/an, soit entre 435 et 1 030 l/s.

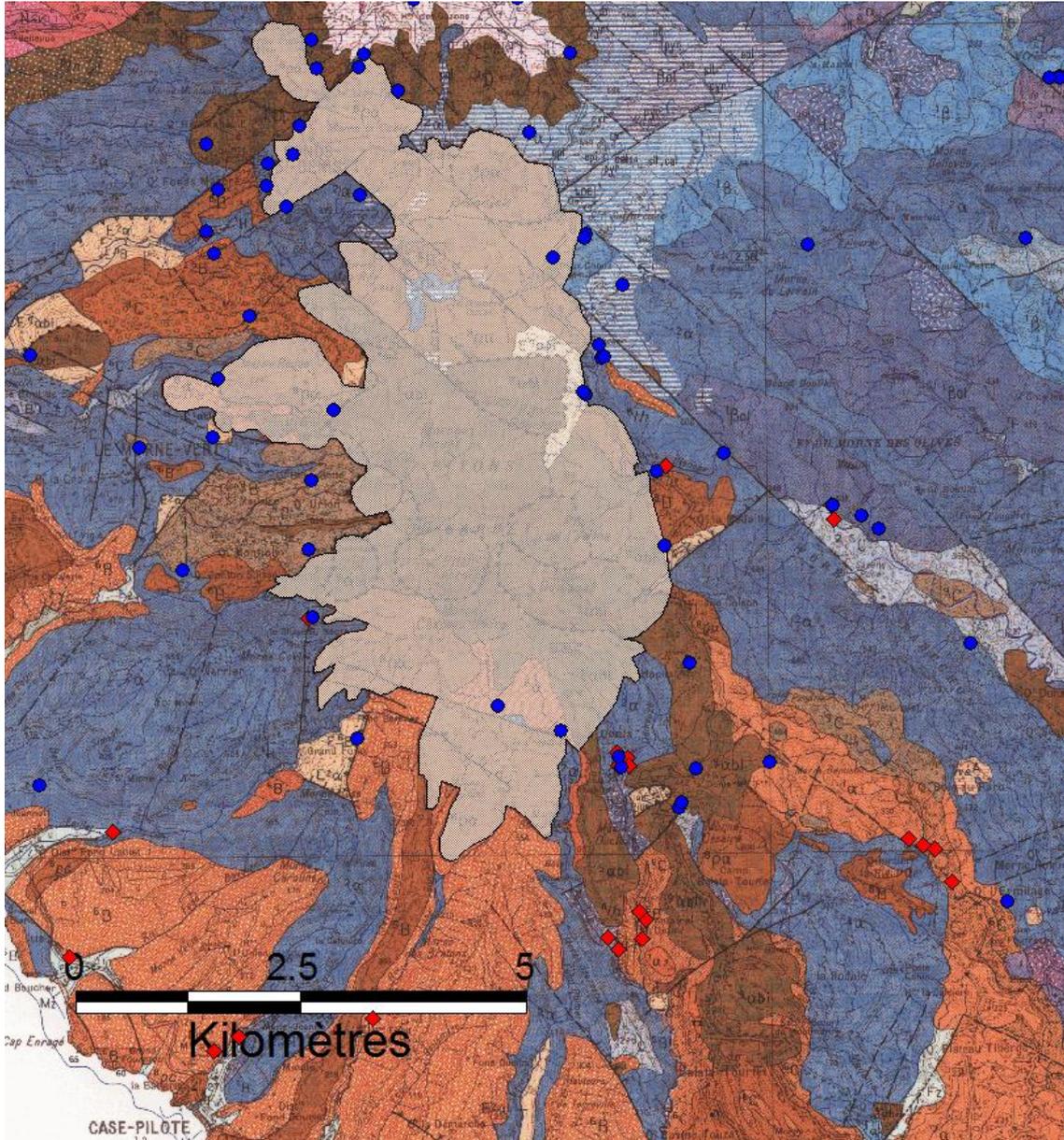


Figure 32 : Surface définie pour le calcul du *bilan hydrogéologique\** des Pitons du Carbet (en blanc).

*Les points bleus correspondent aux localisations des sources et les losanges rouges aux localisations des jaugeages réalisés par la Diren pour lesquels des QMN5 ont été calculés (débit d'étiage).*

Comparativement à la Montagne Pelée où les formations sont très perméables et où les cours d'eau sont majoritairement infiltrants, le secteur des Pitons du Carbet est caractérisé par des cours d'eau drainant et prenant leurs sources dans les aquifères situés au sein des andésites et *dacites\** constituant les Pitons.

Une estimation des débits d'étiages des principaux cours d'eau pérennes et des sources drainant les Pitons donne un ordre de grandeur de 1 000 l/s, cohérent avec les valeurs maximales calculées dans les bilans. Ainsi, la majorité de l'eau infiltrée circule au sein des aquifères d'altitude associés aux andésites et *dacites* des Pitons du Carbet, et la part d'eau potentiellement infiltrée plus en profondeur doit être relativement faible et de l'ordre de quelques % de la part d'eau infiltrée.

## Modèle de circulation des eaux souterraines

La Figure 33 représente le schéma conceptuel (modèle de circulation des eaux souterraines) proposé en l'état actuel des connaissances et en fonction des données disponibles complétées par les observations réalisées sur le terrain.

Le modèle de circulation des eaux souterraines proposé dans la Figure 33 est fondé sur les données de la carte géologique.

- le **substratum** du complexe volcanique des Pitons du Carbet est constitué par les andésites, **basaltes\*** et **hyaloclastites\*** du volcan bouclier du Morne Jacob. Deux formations se distinguent :
  - les **hyaloclastites\*** <sup>1H</sup> correspondent aux premières manifestations de l'édification du morne Jacob, avec une mise en place sous-marine. L'épaisseur de ces **hyaloclastites\*** est d'au moins une centaine de mètres. Dans notre schéma, y ont également été associées les formations sous-jacentes, *a priori* également mises en place en contexte sous-marin. Cet ensemble constitue un **substratum globalement très peu perméable**, avec une porosité d'interstice très faible et des fractures *a priori* majoritairement colmatée. Des failles traversent cet ensemble, et peuvent jouer le rôle de drain pour la circulation d'eau souterraine ou de fluide géothermal. Les sources thermales de Didier et Absalon en forment de bons exemples,
  - les **coulées d'andésites et de basaltes\*** <sup>2α, 1β et 1βol</sup> se sont mises en place en contexte aérien et sont globalement saines, fissurées et fracturées. Elles constituent ainsi de bons aquifères avec des **transmissivités\* relativement bonnes** (de  $1 \cdot 10^{-4}$  à  $1 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s) et plusieurs forages recoupent ces formations (à Fond Lahaye ou au Marigot par exemple). Leurs épaisseurs peuvent atteindre quelques centaines de mètres. Localement, ces formations peuvent être fortement altérées, comme c'est le cas dans le secteur de Deux-Choux où les andésites et **basaltes\*** présentent une forte altération hydrothermale et des dégazages. Aucune « remontée » de fluide n'a néanmoins été observée dans ce secteur ;
- ces formations associées au volcan-bouclier du Morne Jacob sont recouvertes par les **dômes\*** et **coulées de lave des Pitons du Carbet**, dont l'enracinement n'est pas clairement défini. Ces laves sont **perméables, fissurées et fracturées** et de nombreuses sources sont observées sur et au pourtour de cet ensemble (*cf.* Figure 32), dont plusieurs exploitées pour l'AEP ou l'embouteillage.

L'existence d'un système géothermal actif d'extension significative est difficile à déterminer à l'aide des données hydrogéologiques actuellement disponibles. Les bilans calculés ont montré que la quasi-totalité des eaux infiltrées était drainée par les sources et cours d'eau situés sur et autour des Pitons. Les circulations plus profondes éventuelles pourraient emprunter les failles et dykes ayant alimenté les Pitons du Carbet et remonteraient accompagnées de gaz dans le secteur de Didier-Absalon. Dans le secteur de Deux-Choux seules les arrivées de gaz ont une origine profonde. Les faibles débits observés sur ces sites sont *a priori* cohérents avec les bilans calculés.

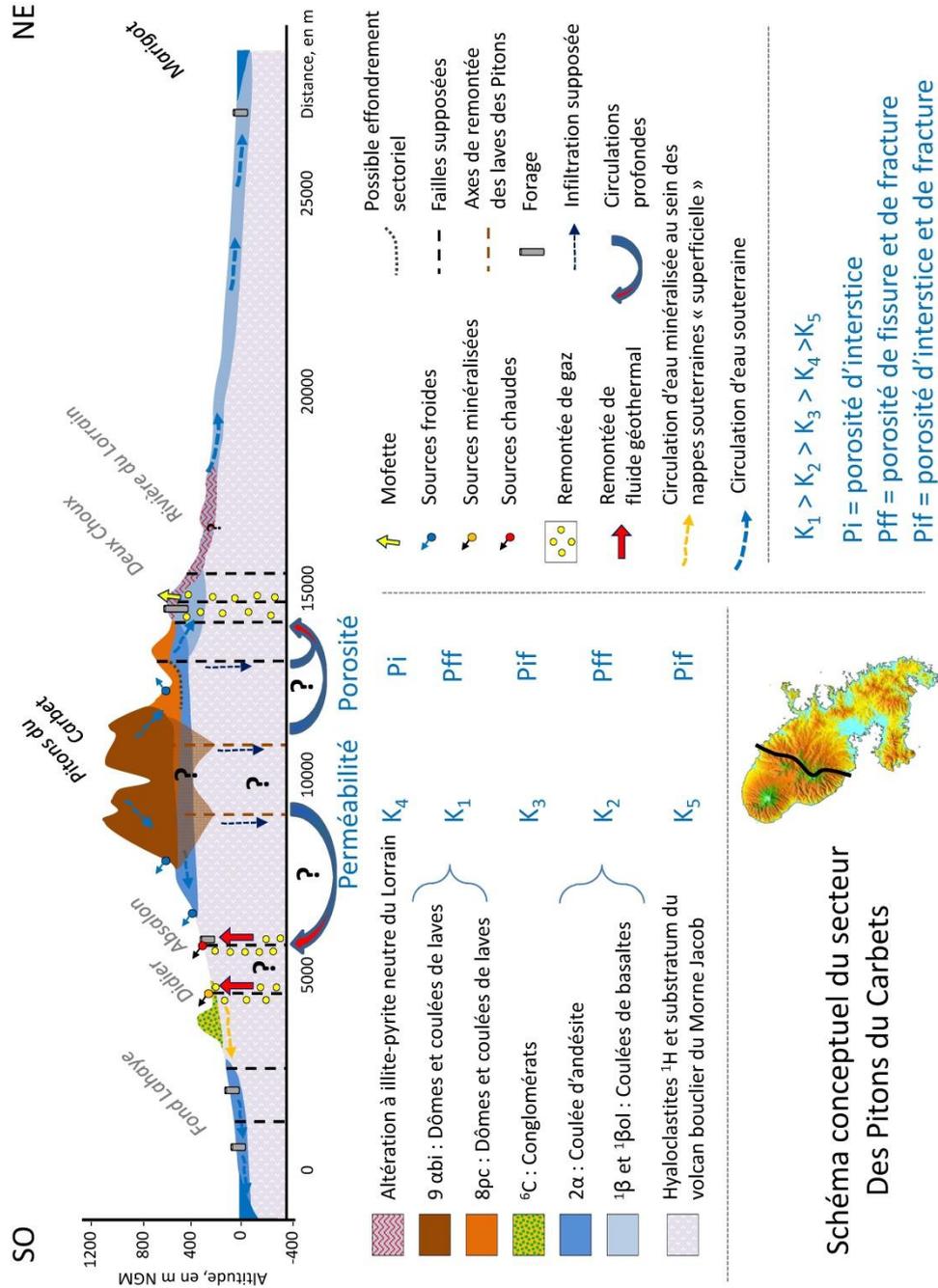


Figure 33 : Modèle de circulation des eaux souterraines du secteur des Pitons du Carbet.

### 4.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

#### Historique

La zone des Pitons du Carbet a été relativement moins étudiée, du point de vue de la géochimie des fluides que les trois autres (Montagne Pelée, Petite Anse et Lamentin) à l'exception des sources et forages de Didier et d'Absalon. Deux sites (celui de Deux-Choux et de Champflore) bien que mentionnés dans le cadre de l'exploration de la Montagne Pelée (Sanjuan *et al.*, 2003) avaient été repérés comme sites d'intérêt géothermique de seconde priorité.

#### Méthode

Notre étude s'est attachée à échantillonner et analyser les fluides des sources déjà connues (Didier, Absalon, Moutte, Deux-Choux, Alma, la Médaille, Vieil Antoine...), des sources nouvelles ou peu connues (rivière l'Abbé, ravine Absalon, rivière du Lorrain,...). Plusieurs sources n'ont pu être retrouvées et des forages ont disparu (Mairie de Fort-de-France, rivière Monsieur). Les phases gazeuses, ont également été prélevées et analysées (Deux-Choux, Vieil Antoine). Pour un inventaire des points d'eau échantillonnés se référer au rapport BRGM/RP 62710-FR de Rad *et al.*, 2013.

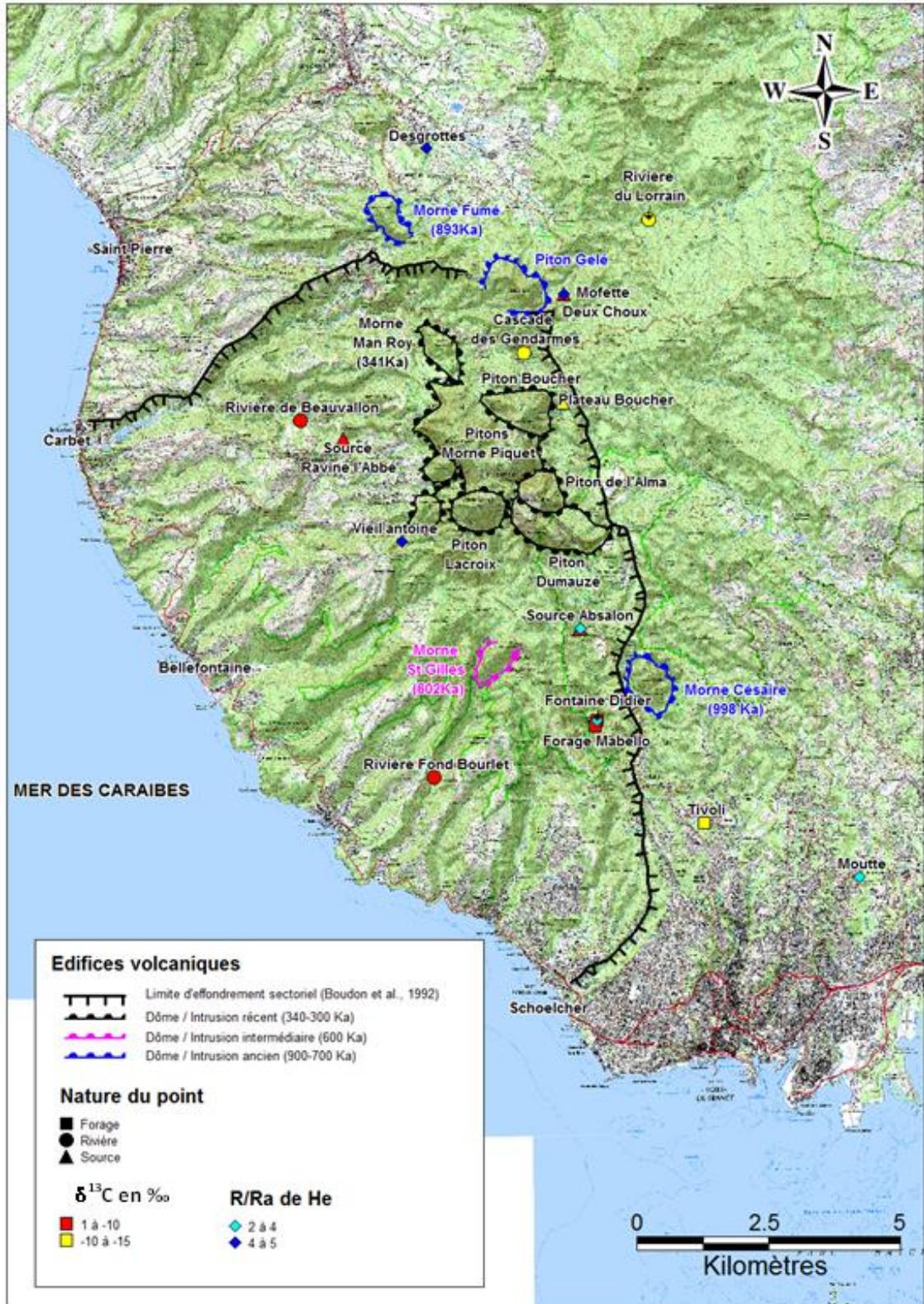
La zone des Pitons du Carbet comporte une plus grande quantité de sources faiblement minéralisées (< 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), présentant éventuellement des dépôts ferrugineux et ayant un pH relativement bas (< 6,5) mais résultant d'une circulation sub-superficielle (*cf.* Hydrogéologie § 4.2). Des mesures physico-chimiques *in situ* ont permis une caractérisation sommaire de ces venues d'eau.

Nous avons ajouté aux eaux souterraines des prélèvements et analyses des eaux d'une dizaine de rivières drainant ce massif des Pitons du Carbet.

#### Répartition spatiale des eaux des sources et émanations gazeuses

Les eaux souterraines les plus minéralisées (> 0,5 g/l) et les émanations de gaz, qu'elles y soient associées ou non, se répartissent, pour l'essentiel, sur le pourtour des Pitons les plus récents (mis en place autour de  $337 \pm 5$  ka, *cf.* § 4.1), plutôt à l'intérieur de la cicatrice supposée d'effondrement sectoriel\* (Boudon *et al.*, 1992 et *Figure 27*).

Concernant les gaz libres, le forage Desgrottes se trouve au Nord de la cicatrice mais il se situe dans le prolongement d'une anomalie gravimétrique lourde orientée NO-SE (*Figure 8 d*) interprétée comme un axe d'alimentation magmatique majeur, reliant le Mont Conil aux Pitons du Carbet *via* la Montagne Pelée. La mofette\* de Deux-Choux se trouve au pied du Piton Gelé ( $770 \pm 10$  ka) à l'extrémité NNE de la cicatrice. Les sources gazeuses d'Absalon et Didier, situées à proximité de la branche Sud de la cicatrice et à proximité de la formation la plus récente du massif volcanique (lave de Plateau Courbaril datée à  $322 \pm 6$  ka, d'après Germa *et al.*, 2011), seraient associées à une paléo-vallée (*cf.* § 4.1.3). La source du Vieil Antoine résulte probablement d'un dégagement gazeux dans un écoulement superficiel (Lopoukhine et Mouret, 1977) ; elle se situe au pied du Morne Tranchette qui appartient au groupe des Pitons récents.



## Répartition par type chimique

Les différentes analyses d'eau réalisées dans la zone des Pitons du Carbet balaient une relative diversité de compositions. Certaines eaux sont clairement bicarbonatées sodiques comme celle des forages de Tivoli et de la rivière Monsieur ; d'autres sont nettement chlorurées sodiques comme le puits de Schoelcher-Case Navire et le captage de Moutte ; d'autres encore sont sulfatées calciques comme celles de la rivière du Lorrain et de la zone de Deux-Choux ; une majorité, enfin est bicarbonatée sodi-calcique.

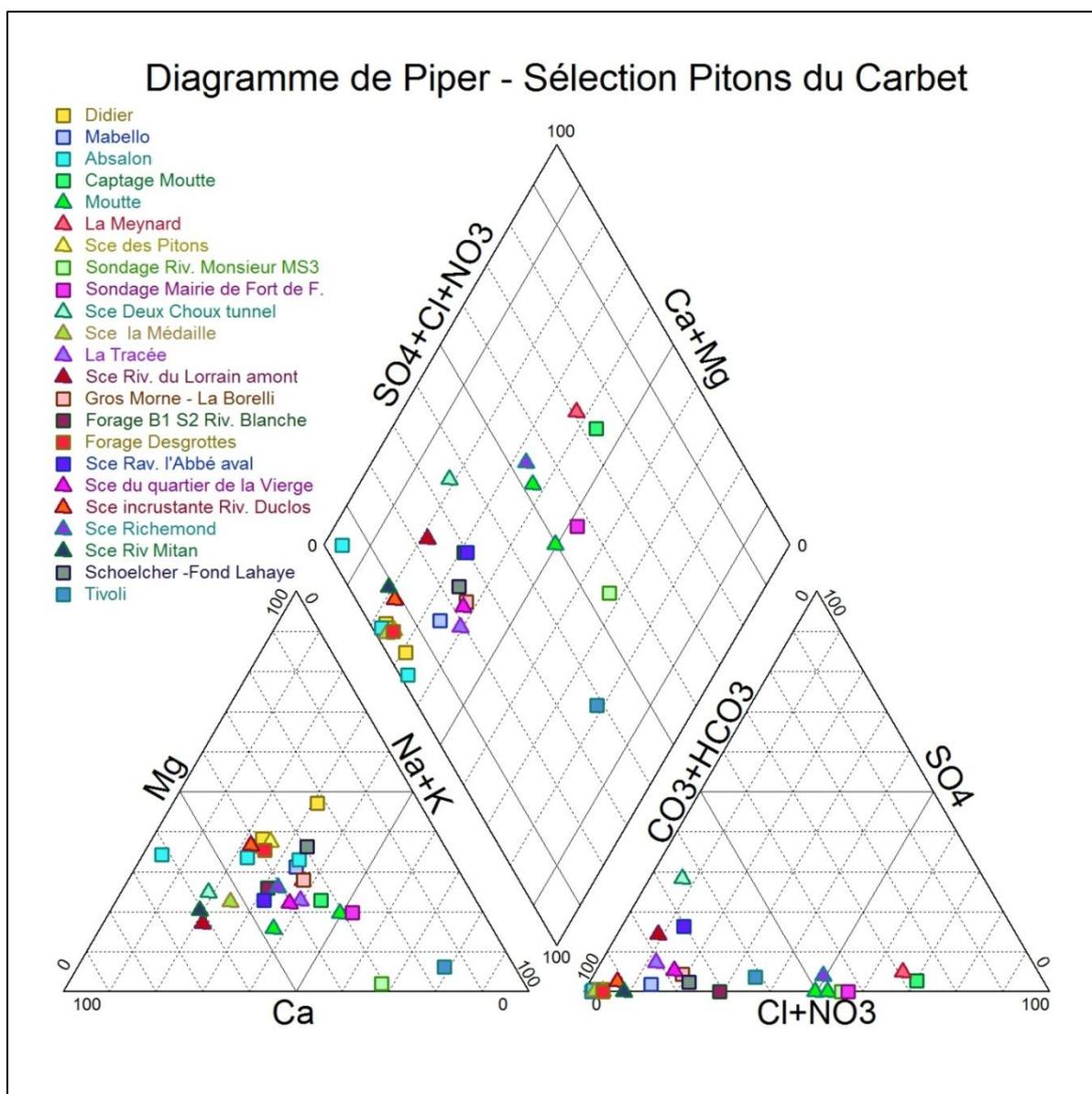


Figure 35 : Répartition d'une sélection d'eaux souterraines des Pitons du Carbet dans un diagramme de Piper.

Les eaux sulfatées se situent essentiellement dans la zone des laves plus anciennes (Morne Jacob) hydrothermalisées à pyrite au NE du massif, plus ponctuellement, au NO, dans les formations du démantèlement entourant Morne Vert et reprenant probablement les formations pyritisées du Morne Jacob ;

Les eaux chlorurées se localisent uniquement au Sud sur une bande littorale orientée est-ouest entre Schoelcher et la rivière Monsieur, et sont probablement influencées par l'eau de mer.

## Caractérisation et origine des eaux souterraines

### Mofette de Deux-Choux et alentours de la rivière du Lorrain

Le secteur de Deux-Choux, comprend des émanations de gaz (**mofette\***), des sources avec ou sans dégazage, notamment dans le lit de la rivière du Lorrain et des eaux superficielles (rivières du Petit Nicolas et du Lorrain).

Le gaz émis au niveau de la **mofette\*** comporte plus de 97 % de CO<sub>2</sub> avec des traces de H<sub>2</sub>S (13 ppm mesurés au niveau des forages, Gadalia *et al.*, 2012) et d'hélium (1,9 à 2,2 ppm ; Gal, 2012 ; Sanjuan *et al.*, 2003b).

Le dégazage n'introduit aucune augmentation mesurable de température ni dans les forages, ni dans l'eau où il se produit : il s'agit bien d'une mofette froide. Dans la mesure où le CO<sub>2</sub> libéré des eaux et des sols ( $-7,3\text{‰} < \delta^{13}\text{C}^* < -6,28\text{‰}$  vs PDB\*) et l'hélium ( $4,45 R_a < {}^3\text{He}/{}^4\text{He}^* < 4,74 R_a^*$ ) sont caractérisés par des signatures isotopiques magmatiques (Pedroni *et al.*, 1999 ; Gal, 2012 ; Sanjuan *et al.*, 2003), le mélange CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>S peut avoir deux origines :

- l'émanation d'un réservoir géothermique profond en ébullition dont les gaz les plus agressifs auraient été soit neutralisés (HF, HCl), soit réduits (de SO<sub>2</sub> vers H<sub>2</sub>S) ;
- l'émanation (CO<sub>2</sub>, He) d'un corps magmatique profond en cours de refroidissement interagissant à faible profondeur avec une eau enrichie en sulfures et dégageant H<sub>2</sub>S par *stripping* (le flux de CO<sub>2</sub> arrache les molécules de H<sub>2</sub>S en solution).

Le contexte fortement hydrothermalisé (et en particulier **pyritisé\***) des formations volcaniques du Morne Jacob dans cette zone milite en faveur de la seconde option. L'absence d'anomalie thermique détectable, liée au dégazage, pourtant d'origine profonde, peut résulter d'un rapport eau/gaz élevé des formations traversées (et relativement faible pCO<sub>2</sub>) combiné à un trajet relativement long.

Cela confirme aussi le caractère superficiel des processus et l'origine peu profonde des eaux des sources de Deux-Choux, qu'elles soient acides ou basiques.

La charge en sulfates des eaux (de sources ou de rivières) de l'ensemble du secteur correspondant à la zone hydrothermalisée des formations du Morne Jacob, et les précipitations ferrugineuses aux émergences des sources, vont également dans le sens d'un rôle majeur de la **pyrite\*** dans la détermination de la composition de ces eaux.

Les eaux de Deux-Choux ne présentent aucune trace d'interaction profonde ni contribution d'éléments associés à une phase gazeuse magmatique autre que le CO<sub>2</sub>. Par contre, leur acidité conduit à la dissolution de minéraux argileux qui les enrichissent en Al, Nd, Ga et conduisent aussi à la mise en solution d'éléments adsorbés comme le thorium (associé lui-même, sans doute, à la **pyrite\***) et l'isotope <sup>6</sup>Li (expliquant la valeur relativement basse de  $\delta^7\text{Li}^*$  qui ne peut être retenue, ici, comme indice d'interaction actuelle à haute température).

Le système de circulation de Deux-Choux peut donc se résumer à une interaction entre :

- un gaz issu du refroidissement d'un corps magmatique ;
- des eaux peu profondes ayant lessivé des formations **pyritisées\*** à la suite d'un épisode hydrothermal fossile (*cf.* § 4.1.4).

Le site de Deux-Choux présente donc bien des venues de gaz d'origine magmatique comme cela avait été souligné (Sanjuan *et al.*, 2003b) mais aucune trace d'eau ayant interagi à haute température n'y a été détectée.

## Sources de Didier et Absalon

### Caractéristiques générales

Les eaux de Didier et d'Absalon présentent un caractère à la fois thermal ( $31\text{ °C} < T < 33\text{ °C}$  à Didier et  $35\text{ °C} < T < 37\text{ °C}$  à Absalon) et carbogazeux. Il ne s'agit pas simplement d'un dégazage dans une eau peu profonde, comme à Deux-Choux, mais bien d'une eau minérale où le gaz, dissous en profondeur, est libéré au cours de la remontée du fluide et à la pression atmosphérique.

La qualité des eaux de la source de Didier est suivie, au moins, depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle. Les teneurs en  $\text{HCO}_3$  sont irrégulières (variation du simple au double) ; elles peuvent résulter du dégazage du  $\text{CO}_2$  au cours du processus analytique mais aussi de variation du flux de gaz d'origine profonde ; les concentrations en bore, lithium, sulfates, chlorures et en deutérium (Figure 36) ont connu des variations de même amplitude. Concernant le bore et les chlorures, il semble qu'une baisse des concentrations se confirme depuis une trentaine d'années. Ces deux éléments peuvent être liés au gaz magmatique. Cette évolution n'est pas décelable sur les eaux d'Absalon.

La relative instabilité des compositions chimiques et isotopiques (près de 10 ‰ en  $\delta D^*$ ) peut indiquer, outre l'influence du  $\text{CO}_2$ , celle d'eaux météoriques marquées, en Martinique, par de fortes variations saisonnières (Brenot *et al.*, 2007). Cet impact météorique est confirmé par :

- la présence mesurée d'oxygène dissous en teneurs très variables (0,8 à 6,26 mg/l) (mesure Antea de 1994, comm.pers.) ;
- l'analyse de tritium\* dans les eaux de la source Didier (Chéry, 1994). L'activité mesurée indique, en tout état de cause, que l'eau (ou une partie de l'eau) s'est infiltrée moins de 40 ans avant son prélèvement.

### Mélange avec l'eau de mer ?

Les rapports Br/Cl des eaux des sources de Didier ( $1,9 \cdot 10^{-3}$ ) et d'Absalon ( $2,5 \cdot 10^{-3}$ ) se distinguent entre eux mais sont inférieurs à celui de l'eau de mer ( $3,3 \cdot 10^{-3}$ ).

L'analyse isotopique du soufre des sulfates (Chéry, 1994 ; Sanjuan *et al.*, 2002) donne des résultats contrastés entre les deux sources :  $\delta^{34}\text{S}^*$  est proche de la valeur de l'eau de mer (20 ‰ vs CDT\*) à Absalon (20,8 ‰ vs CDT\*) alors qu'il peut être interprété à Didier (8,6 ‰ vs CDT\*) comme résultant, au moins en partie, de l'oxydation de sulfures (pyrite\*). L'analyse de  $\delta^{18}\text{O}^*$  des mêmes sulfates à Didier (9,4 ‰ vs SMOW\*), comme à Absalon (12,2 ‰ vs SMOW\*), se rapproche également de la valeur obtenue sur l'eau de mer (9,45 ‰ vs SMOW\*).

Des rapports isotopiques du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$ ) significativement différents ont été obtenus sur l'eau de Didier par Sanjuan *et al.*, 2002 (0,7046) d'une part et par Rad *et al.*, 2007 (0,7078), d'autre part. La seconde mesure, constitue la valeur la plus élevée des mesures  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$  effectuées sur la zone des Pitons (e.g. Brenot *et al.*, 2006) et peut laisser penser à une nette contamination par l'eau de mer (0,709) contrairement à la première. On a vu que l'eau de Didier était sujette à des variations de composition chimique et isotopique due à la part variable d'eaux météoriques.

La question d'une faible contribution marine aux eaux de Didier-Absalon n'est pas tranchée, compte tenu de deux sources d'information apparemment contradictoires :

- les variations chimiques et  $\delta D / \delta^{18}O$  situent les eaux de Didier-Absalon en dehors d'une droite de mélange avec l'eau de mer (Figure 36) si l'on ne tient pas compte des eaux de Mabello (*cf. infra*) qui, elles, sont bien sur la droite de mélange avec l'eau de mer ; cette dérive vers des valeurs de  $\delta D$  plus élevées, peut d'ailleurs s'expliquer par une  $pCO_2$  élevée ; ce qui est observée entre les eaux de Didier et celles de Mabello, produites sur le même site ;
- les valeurs de  $\delta^{34}S^*$  de  $SO_4$  obtenues à Absalon, l'une des deux valeurs de  $^{87}Sr/^{86}Sr^*$  mesurée à Didier et celles de  $\delta^{18}O^*$  de  $SO_4$  sur les deux sites peuvent tracer une contribution de l'eau de mer.

À ce stade, si composante marine il y avait, elle ne dépasserait pas 0,1 % et ne concernerait pas la circulation actuelle.

### Interaction eau – roche

Pour caractériser ces eaux souterraines, des diagrammes binaires sont utilisés en reportant les concentrations en différentes espèce analysées en fonction de celle de l'ion chlorure (Cl), de l'ion bicarbonate ( $HCO_3$ ), de l'élément bore (B) ou de l'élément lithium (Li), donc à partir de critères indépendants (Annexe 2 et Gadalia *et al.*, 2014). Un diagramme reliant les isotopes de l'eau (Figure 36) peut aussi être utilisé. Ces diagrammes permettent de mettre en évidence les phénomènes de mélange survenus au cours de la circulation des eaux souterraines ; ceux-ci se traduisent par l'alignement des points représentatifs selon une « droite de mélange ».

Les diagrammes obtenus à partir des points représentatifs des sources de Didier et Absalon justifient leur regroupement dans une même série.

Les diagrammes binaires en fonction de l'ion chlorure, indiquent que les droites de mélange du groupe Didier-Absalon pour différentes espèces, convergent vers un pôle ayant entre 15 et 20 mg/l de Cl.

L'augmentation des teneurs en espèces de référence liées soit au dégazage d'origine magmatique ( $HCO_3$ , B), soit à l'interaction eau-roche (Li) va de pair avec :

- une augmentation des concentrations en Mg et Ca contrairement aux cas d'interaction à haute température (Pelée-Rivière Chaude et Petite Anse) ;
- une augmentation des traceurs de l'interaction eau-roche-gaz tels que Sr, Rb, Cs, As, Ge, Ba avec  $HCO_3$ , B et Li confirmant ce type d'interaction ;
- une même tendance d'interaction pour les espèces majeures telles que Na, K et, dans une moindre mesure,  $SiO_2$  ; il semble que le pôle de mélange moins minéralisé (plutôt que « eau douce ») soit déjà enrichi en silice comme cela a été noté pour les eaux superficielles de ce milieu tropical ;
- une tendance de l'ion  $SO_4$  à décroître, ce qui est cohérent avec une évolution vers des milieux plus réducteurs ;
- une gamme de variation significative sur une même source.

Ces diagrammes montrent que l'interaction eau-roche a bien contrôlé la composition des eaux mais que l'équilibre de ces eaux ne s'est pas produit à haute température et n'a pas été complet induisant des variations de composition d'une analyse à l'autre. Cette déduction est confirmée par l'observation du diagramme binaire des isotopes de l'eau (Figure 36) n'indiquant aucune dérive de  $\delta^{18}O^*$  due à une interaction eau-roche poussée.

### Géothermométrie\*

Le calcul de **géothermométrie\*** permet d'estimer à partir de la composition chimique (voire isotopique) la température à laquelle les eaux de ces sources, ou une composante de celles-ci, a pu s'équilibrer avec les roches en profondeur. Le caractère carbogazeux des eaux rend délicat l'utilisation de plusieurs géothermomètres, notamment ceux à Na-K ; par ailleurs bien que plusieurs autres géothermomètres aient été calibrés en milieu granitique (Michard, 1990), leurs résultats restent dans l'intervalle général.

	Calcédoine					Na-K		Na-K-Ca
	Fournier, 1977	Giggenbach, 1983	Michard, 1990	Arnorsson, 1983	Helgeson, 1978	Fournier & Truesdell, 1973	Fournier, 1979	Fournier & Truesdell, 1973
Didier	115	124	99	128	132			
Absalon	129	139	111	125	130			121
Mabello	122	132	105	121	126			
Moutte	132	142	113	128	132	132		138
Pitons	116	125	100	113	118			
Ravine l'Abbé aval	102	110	89	100	106	103		112
Tivoli	109	117	95	118	138		118	110
Fond Lahaye	121	130	104	118	123			110
Mairie de Fort-de-F.	72	78	65	73	80			

	Ca-K	Na-Li	Sr-K	Cs-Na	Rb-Na	<sup>18</sup> O(H <sub>2</sub> O-SO <sub>4</sub> )	Intervalle
	Michard, 1990	Kharaka <i>et al.</i> , 1982	Michard, 1990	Michard, 1990	Michard, 1990	Mizutani & Rafter, 1969	T°C
Didier	111	134	112		107	145	105<T<145
Absalon		138	101		114	115	100<T<140
Mabello	103	126	103		108		100<T<130
Moutte	101	124	102		96		95<T<140
Pitons	116	124	131				100<T<130
Ravine l'Abbé aval		90		124			90<T<125
Tivoli	96		102			105	95<T<120
Fond Lahaye	116	85					85<T<130
Mairie de Fort-de-F.							65<T<80

Tableau 6 : Estimations des températures profondes des eaux des Pitons du Carbet à partir de divers géothermomètres.

La convergence se fait entre 100 et 140 °C pour les deux sources de Didier et d'Absalon (Tableau 6), ce qui est conforme aux estimations précédentes de Sanjuan *et al.* (2002).

Dans les diagrammes de Giggenbach, les eaux de Didier et Absalon sont confinées au pôle bicarbonaté (*immature waters* du diagramme HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>) de la Figure 47 et au pôle magnésien, et restent très éloignées de l'équilibre partiel (diagramme Na-K-Mg Figure 48). Enfin, comme le notent Sanjuan *et al.* (2000), la coïncidence entre des valeurs élevées en SiO<sub>2</sub> et des concentrations limitées en Li (As, Rb, Cs, Ge) apparaît paradoxale.

### Interaction eau-gaz magmatique

La proportion de CO<sub>2</sub>, dans la phase « gaz », dépasse 99 % à Absalon (après correction d'une légère contamination par l'air) ainsi qu'à Didier (Chéry, 1994). Les évolutions des diagrammes binaires (y compris le diagramme des isotopes stables de l'eau) laissent penser que le CO<sub>2</sub> a eu un rôle déterminant dans la minéralisation des eaux en profondeur. Il semble aussi que le gaz carbonique soit lui-même associé à certaines espèces telles que le bore.

Le calcul de la pression partielle de CO<sub>2</sub> par le logiciel PHREEQ-C indique une pCO<sub>2</sub> de 1,01 bar pour Didier et de 1,75 bar pour Absalon. Les analyses isotopiques de  $\delta^{13}\text{C}^*$  sur le CO<sub>2</sub> (qui sont de -9,43 ‰ vs PDB\* à Didier et de -8,65 - -8,8 ‰ vs PDB\* à Absalon) indiquent une origine à dominante magmatique avec une composante biogénique de la phase gazeuse. La composante « biogénique » est conforme aux influences météoriques déjà notées.

La composante magmatique se confirme à l'examen des rapports isotopiques de l'hélium  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  de 3,39 R<sub>a</sub> à Didier et de 3,13 – 3,28 R<sub>a</sub> à Absalon (Pedroni *et al.*, 1999).

La valeur du  $\delta^{13}\text{C}^*$  sur le Carbone Inorganique Total Dissous (CITD) est plus élevée sur les deux sites (-5,2 à -2,1 à Didier et -0,4 ‰ vs PDB\* à Absalon). Cet écart, par rapport au  $\delta^{13}\text{C}^*$  de la phase « gaz », traduit soit un mélange entre le CO<sub>2</sub> magmatique et un carbonate d'origine marine, soit un fractionnement dû au dégazage et à la précipitation de carbonates au cours de la remontée du fluide. La deuxième option paraît plus vraisemblable : même si aucune trace de *travertin\** n'est signalée à proximité des sources, les calculs de saturation effectués indiquent que les eaux sont sursaturées vis-à-vis des carbonates (Chéry, 1994 et Sanjuan *et al.*, 2002).

En résumé, les eaux du système de circulation hydrothermal de Didier et Absalon se caractérisent par les traits suivants :

- une interaction eau-roche à moyenne température (100-140 °C) ;
- une influence marquée du CO<sub>2</sub> d'origine magmatique (la plus forte analysée en Martinique) ;
- un mélange avec des eaux météoriques au cours de la remontée ;
- un pôle profond formé essentiellement à partir d'eaux souterraines marquées par l'altération superficielle ; il ne peut être exclu qu'une faible contribution marine soit intervenue dans la constitution de ce pôle profond.

### Corrélations avec d'autres eaux souterraines

Le nouveau forage de Mabello, implanté sur le site de Fontaine Didier (captage à -98 m), produit une eau non carbogazeuse mais qui reste bicarbonatée. Selon l'espèce choisie comme référence (Cl, HCO<sub>3</sub>, B ou Li) dans les diagrammes binaires (Annexe 2), certaines espèces peuvent avoir un comportement géochimique intermédiaire entre les eaux du groupe Didier-Absalon et celui de Moutte (*cf. infra*). Sur le plan isotopique, l'eau de Mabello atteint le  $\delta^7\text{Li}^*$  le plus faible mesuré en Martinique (1,6 ‰) pratiquement au niveau d'Absalon (1,9 ‰) tandis que le  $\delta^{13}\text{C}^*$  du CITD\* est un peu plus faible (-5,6 contre -2,1 et -0,4 ‰ vs PDB\*, respectivement pour Didier et Absalon) laissant supposer une légère contamination par du carbone biogénique. L'eau de Mabello a probablement la même origine (même température, caractéristiques géochimiques et isotopiques voisines) que Didier et Absalon et subit également un mélange avec des eaux météoriques mais n'est pas soumise à la même pCO<sub>2</sub>, ce qui la distingue du comportement géochimique de ses voisines, Didier et Absalon.

Lopoukhine et Mouret (1977), sur des critères purement statistiques (Analyse en Composante Principale) et à partir des seules analyses chimiques, ont associé aux sources de Didier et Absalon celles des Pitons, de la rivière Duclos mais aussi de la ravine l'Abbé, de la rivière Mitan, de la ravine Victorin et de Fond Marie-Reine (forage Desgrottes à Champflore). La liste peut être élargie, sur la base de l'étude des diagrammes binaires, à de nouvelles eaux : celles de la source Agathe (Chéry, 1994), de la source de la ravine Absalon.

Si une partie de ces sources se situent à proximité du groupe Didier-Absalon (rivière Duclos, le forage Mabello, les sources Agathe et ex-La Médaille ainsi que celle de la ravine Absalon), les autres se répartissent soit au Nord des Pitons du Carbet (forage Desgrottes) soit autour de Morne Vert (sources de ravine l'Abbé, de ravine Mitan et de ravine Victorin).

L'ensemble de ces eaux souterraines se caractérise par de faibles teneurs en chlorures et sulfates par un caractère nettement bicarbonaté, des concentrations assez élevées en  $\text{SiO}_2$  (> 65 mg/l), relativement fortes en Ca et Mg et appauvries en  $^{18}\text{O}$ .

Les températures d'équilibre en profondeur, calculées à partir des géothermomètres se situent dans un intervalle comparable (90-140 °C).

Les concentrations en  $\text{HCO}_3$  varient en liaison probablement avec des  $\text{pCO}_2$  différentes en fonction des venues de gaz. La phase gaz, présente dans le forage Desgrottes (Sanjuan *et al.*, 2003b), a des caractéristiques *a priori* différentes de celle de Didier et Absalon puisqu'elle comporte une part importante de méthane et d'azote (le  $\text{CO}_2$  ne représente que 49 % après correction de la contamination par l'air) ; on peut relier la présence de méthane à l'accumulation de matière organique dans la dépression de Champflore (paléo-lac) ; sur le plan isotopique, l'existence d'une composante d'origine magmatique est claire:  $\delta^{13}\text{C}^*$  sur le  $\text{CO}_2$  de -8,3 ‰ vs PDB\* (Sanjuan *et al.*, 2003b) et  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  de 4,4 – 4,91.R/R<sub>a</sub> (Sanjuan *et al.*, 2003b ; Pedroni *et al.*, 1999). Cependant, comme pour le site de Deux-Choux, aucune trace d'interaction eau-roche à haute température n'y a été décelée et, donc, pas d'indice permettant de signaler un intérêt géothermique sur ces deux sites.

Au sud-ouest des Pitons, l'émanation de gaz (à dominante  $\text{CO}_2$ ) de Vieil Antoine présente un rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  conforme aux valeurs d'origine magmatique (4,09.R/R<sub>a</sub>) mais n'est associé à aucune source d'eau souterraine.

Le gaz n'est pas toujours exprimé et les venues de gaz d'origine magmatique peuvent être détectées à travers le CITD\* (ou  $\text{HCO}_3$ ) des eaux souterraines. C'est le cas de la source de la ravine Labbé et de la rivière de Beauvallon où, respectivement,  $\delta^{13}\text{C}^* = +1$  et -8,6 ‰ vs PDB\*. Les rivières du Lorrain (amont) et la Cascade des Gendarmes présentent des valeurs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}^*$  intermédiaires (magmatiques – biogéniques) respectivement de -11,3 et -10,6 ‰ vs PDB\*. Incidemment, ces résultats indiquent la pertinence d'une prospection comprenant le réseau d'eaux superficielles pour identifier les zones de venues d'eau ou de gaz d'origine profonde.

Enfin, s'ajoute aux signatures magmatiques des gaz libres ou dissous des eaux une analyse de  $\delta^{13}\text{C}$  (-6,9 ‰ vs PDB\*) sur le  $\text{CO}_2$  d'un sol du Sud du Plateau Boucher (Gal, 2012). Le site est localisé au pied oriental du Piton Boucher sur la cicatrice supposée de l'effondrement sectoriel.

## Source de Moutte et eaux souterraines autour de Fort-de-France

### Caractéristiques générales

La source de Moutte se situe dans le faubourg NE de Fort-de-France. Sa composition a évolué de façon significative depuis qu'elle a été re-captée (en 2011 ?) : baisse de 16 % de la concentration en  $\text{HCO}_3$ , doublement de la teneur en  $\text{SO}_4$ , augmentation de plus de 50 % de la concentration en Cl et de 60 % de celle du Li. On peut supposer que cette opération a permis de limiter les apports d'eaux superficielles.

Son caractère thermal (29-30 °C) est moins marqué qu'à Didier ou Absalon.

### Composante de mélange avec l'eau de mer

Le moyen classique d'évaluer la présence d'un mélange avec l'eau de mer par le rapport Br/Cl et sa comparaison avec le rapport marin fait ressortir un léger excès de chlorure pour l'eau de Moutte (comparable à celle d'Absalon). Les rapports entre les différentes espèces dissoutes se rapprochent de celui de l'eau de mer. Selon le rapport indiqué par le brome vis-à-vis du chlore, le pôle « eau de mer » ne représenterait pas plus de 1,2 % et trois fois moins pour l'eau de Tivoli.

La valeur de  $\delta^{34}\text{S}^*$  (23,5 ‰ vs CDT\*) se rapproche de celle de l'eau de mer

Le diagramme,  $\delta\text{D}^* / \delta^{18}\text{O}^*$  (Figure 36) situe, par contre, l'eau de Moutte loin de l'eau de mer (appauvrie en isotopes lourds) indiquant le poids prépondérant des eaux météoriques pour ces paramètres.

### Interaction eau – roche et géothermométrie

L'eau de Moutte affiche une composition nettement chlorurée sodique, à la différence de celle de Didier et Absalon. Par ailleurs sa composition se singularise aussi par des concentrations nettement plus faibles en espèces caractéristiques de l'interaction eau-roche à haute température telles qu'As, B, Cs, Li et, dans une moindre mesure, Rb, Sr et K. Pour certaines espèces (B, Sr, Rb, Mg,...) les concentrations sont semblables à celles rencontrées dans l'eau de Mabello.

Les calculs de géothermomètres (Tableau 6) indiquent, par contre, une gamme de températures identique à celle du groupe de Didier et Absalon (90-140 °C). L'estimation géothermométrie\* ne peut s'appuyer sur les teneurs en Na, K, Ca et Mg, toutes déterminées par l'eau de mer.

Dans les diagrammes de Giggenbach, les eaux de Moutte se placent à la limite des eaux « matures » (diagramme  $\text{HCO}_3 - \text{Cl} - \text{SO}_4$ ) du fait de la proportion plus élevée de chlorures (Figure 47) mais aussi loin de l'équilibre partiel (diagramme Na – K – Mg) que les eaux de Didier et Absalon (Figure 48). Les indications d'interaction eau-roche à haute température sont donc très limitées pour l'eau de Moutte.

### Interaction eau-gaz magmatique

Comme cela a été souligné, il n'y a pas de dégazage à la source de Moutte. La valeur de  $\delta^{13}\text{C}^*$  obtenue (Pedroni *et al.*, 1999) sur le carbone inorganique dissous (-7,6 ‰ vs PDB\*) est cohérente soit avec une origine magmatique, soit avec une origine mixte marine, biogénique et magmatique. Le rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  de 2,21  $R_a$  tend à confirmer l'existence d'une composante « gaz » d'origine magmatique bien que cette valeur soit faible au regard des autres rapports d'origine magmatiques des Petites Antilles (Pedroni *et al.*, 1999).

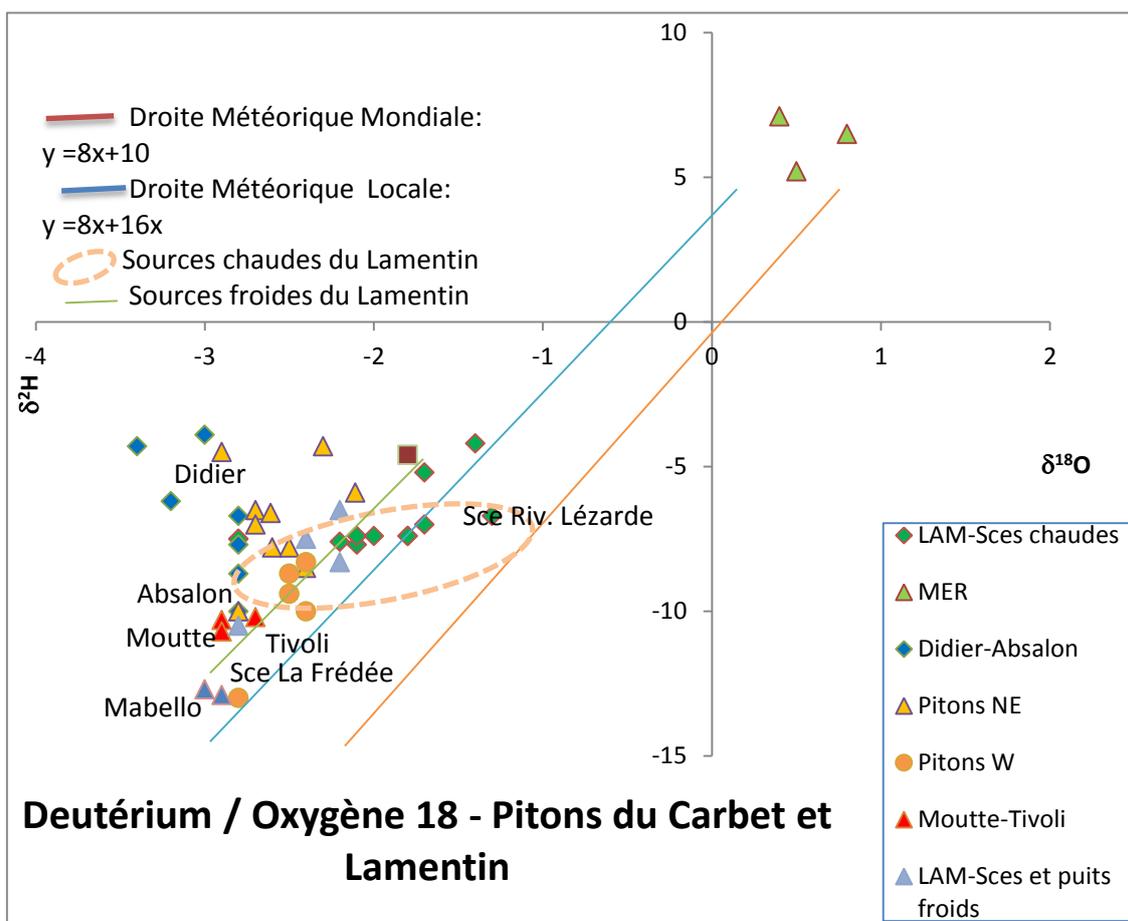


Figure 36 : Répartition des eaux de source des Pitons du Carbet et du Lamentin dans un diagramme « Deutérium – Oxygène 18 ».

Pitons NE : Deux-Choux, Source Médaille, Source de l'Alma, Source de la Rivière du Lorrain, La Borelli, Source Rivière Blanche, Cœur Bouliki, La Charmille, Champflore - Fond Marie-Reine ;  
Pitons W : Sources de Ravine l'Abbé (amont et aval), Source de la Plassonerie, Rivière Fond Bourlet, Fond Laillet ;  
Moutte – Tivoli : Fontaine Moutte, forage de Tivoli, Fond Lahaye ;  
LAM Eaux superf. : Rivière Caleçon ;  
LAM Sces et puits froids : Sarrault, Habitation Ressource, Source La Frédée, Forage Habitation Carrère ;  
LAM Sces chaudes : Source de la voie ferrée, Source aéroport civil, Source Mangrove, Source de la Lézarde, Sources de l'Habitation Carrère.

### Corrélations

D'autres eaux souterraines, toutes voisines du littoral sud et situées à l'est de la cicatrice de l'effondrement sectoriel, se retrouvent sur une tendance voisine de celle de Moutte. Cela concerne les forages de la rivière Monsieur, de la Mairie de Fort-de-France, de Tivoli, de Fond Lahaye et la source de La Meynard dont les eaux sont légèrement thermales.

Le forage Tivoli a été étudié relativement en détails (Klinka *et al.*, 2011). Le  $\delta^{13}\text{C}^*$  de l'eau (-14,6 ‰ vs PDB\*) reflète probablement un apport mixte « magmatique » - « biogénique » ; de même le  $\delta^7\text{Li}$  présente aussi une valeur intermédiaire (11,1 ‰) que l'on peut interpréter comme résultant d'un mélange entre un apport profond de haute température et des eaux superficielles ; les valeurs de  $\delta^{34}\text{S}^*$  (17,9 ‰ vs CDT\*),  $\delta^{18}\text{O}^*$  (13,3 ‰ vs SMOW\*) des sulfates et  $\delta^{11}\text{B}^*$  (24,95 ‰) se rapprochent de celles de l'eau de mer (20 ‰, 9,45 ‰ et 39 ‰)

respectivement) mais sont probablement impactées par une composante profonde (oxydation de sulfures pour S,...). Il est notable que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$  (0,70443) soit un des plus éloignés de celui de l'eau de mer (0,70919) et reflète un équilibre avec la roche volcanique encaissante postérieur au mélange avec l'eau de mer, comme à Didier et Absalon. Cette contribution marine, d'après le rapport Br/Cl n'excéderait pas 0,4 % comme, du reste, à La Meynard et Fond Lahaye.

Les estimations géothermométriques\* indiquent des températures d'équilibre eau-roche en profondeur du même ordre que celle de Moutte (100-120 °C pour Tivoli et 110-130 pour Fond Lahaye, cf. Tableau 6).

### Indications fournies par les isotopes de l'hélium

Les venues de gaz d'origine magmatique se répartissent sur le pourtour des Pitons du Carbet et apportent des informations sur la permanence d'une activité magmatique, source de chaleur possible du système géothermal.

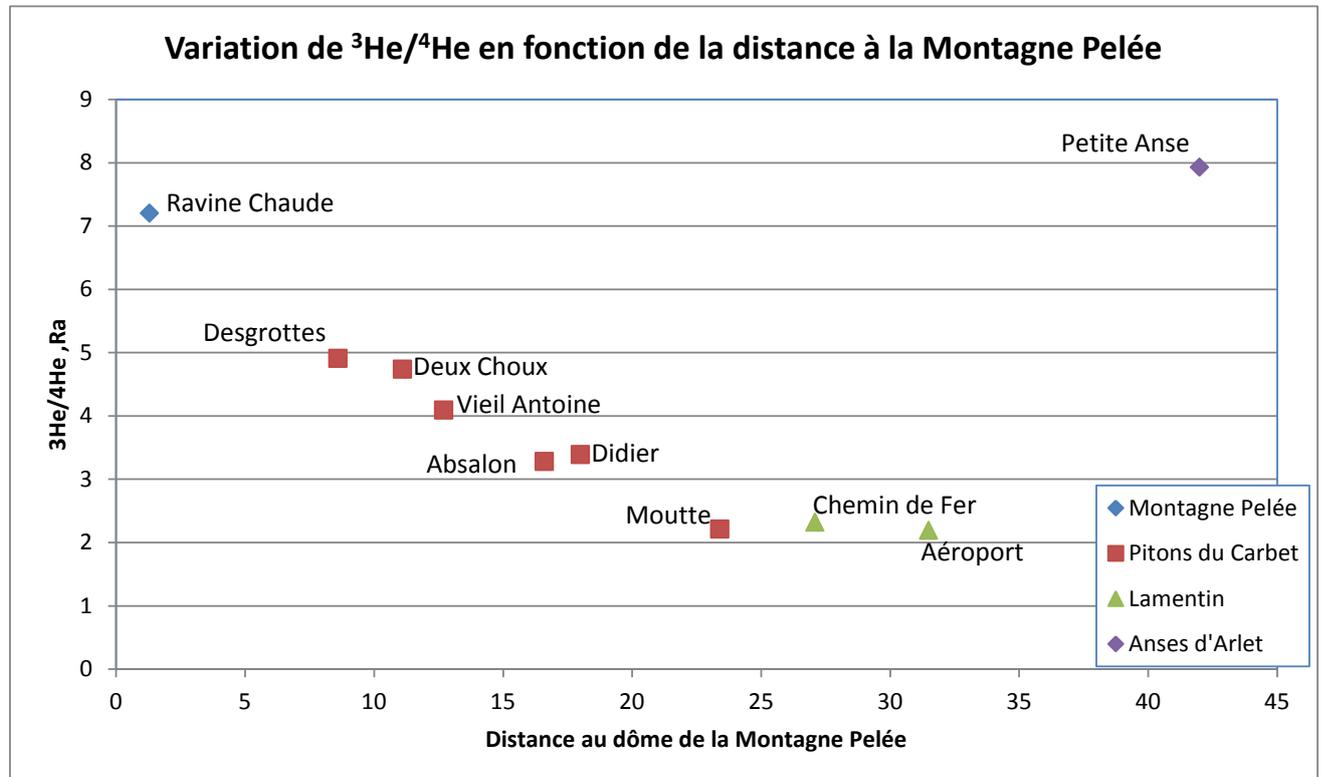


Figure 37 : Variation du rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$  avec la distance au dôme de la Montagne Pelée.

Les rapports isotopiques de l'hélium (Pedroni *et al.*, 1999 ; Jean-Baptiste, 2014, comm. pers. et cette étude) traduisent des proportions variables d'hélium radiogénique ( $^4\text{He}$ ) qui évoluent avec la distance depuis la Montagne Pelée. Ruzié *et al.* (2013) ont souligné la tendance à la diminution du rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  en s'éloignant du dôme de la Soufrière de Guadeloupe. Le même processus s'observe ici à partir du dôme de la Montagne Pelée jusqu'à la source de Moutte. Notons, cependant, que si le rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  est dépendant de la distance à la source magmatique active, il dépend également de l'âge du magmatisme et diminue avec celui-ci.

À la différence de la Soufrière de Guadeloupe, en raison des plus fortes  $p\text{CO}_2$  locales, on ne peut corrélérer, ni la concentration en  $\text{HCO}_3$  ou la  $p\text{CO}_2$ , ni le  $\delta^{13}\text{C}^*$ , ni la température avec les rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$ . Il faut donc supposer :

- que le magmatisme actif de la Montagne Pelée alimente le système hydrothermal en  $^3\text{He}$  et qu'au niveau des Pitons du Carbet (et du Lamentin), cette alimentation n'existe pratiquement plus ;
- et/ou que la production de  $\text{CO}_2$  ne résulte probablement plus que de la cristallisation finale d'un stock magmatique en cours de refroidissement (au niveau des Pitons du Carbet, notamment).

Ces informations n'ont pas d'incidence directe sur l'activité hydrothermale ou sur le potentiel géothermique. Des rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}^*$  relativement faibles peuvent se rencontrer sur des champs géothermiques actifs comme à Bouillante où  $^3\text{He}/^4\text{He}^* = 4$  à 4,7 Ra (d'après Pedroni *et al.*, 1999). Ils confirment, cependant l'atténuation, à l'échelle du temps géologique, de l'activité magmatique, en tant que source de chaleur, au niveau des Pitons du Carbet et du Lamentin.

### Proposition de modèle géochimique

Les eaux souterraines des Pitons du Carbet peuvent être décomposées en deux grandes catégories :

#### 1) Groupe « Didier et Absalon »

Il s'agit d'un ensemble de sources réparties sur le pourtour des Pitons du Carbet, à dominante bicarbonatée Ca-Na-Mg et souvent associé à des émanations de  $\text{CO}_2$ , dont le système de circulation hydrothermal de Didier-Absalon constitue le cœur.

Une évolution à partir de trois facteurs peut être envisagée :

- mélange en profondeur entre une eau d'origine météorique et une eau marine (autour de 0,1 %), lors d'un premier équilibre chimique et isotopique partiel ;
- interaction eau-roche à moyenne température (90-140 °C) ;
- interaction plus ou moins marquée avec le  $\text{CO}_2$  d'origine magmatique ;
- mélange avec des eaux météoriques au cours de la remontée, à plus basse température.

#### 2) Groupe « Moutte »

Les eaux de ce groupe sont toutes situées à moins de 3 km du littoral et portent la marque d'un mélange plus marqué avec l'eau de mer (de 0,4 à 1,2 %) : elles sont nettement chlorurées sodiques. La plus faible  $p\text{CO}_2$  contrôlant l'évolution, explique la plupart des différences de composition entre les eaux du groupe de Moutte et celles du groupe Didier - Absalon.

L'interaction avec l'encaissant volcanique s'est aussi produit après le mélange avec l'eau de mer. Différents intermédiaires entre les deux groupes (Didier-Absalon et Moutte) existent notamment les eaux du nouveau forage de Mabello.

Les niveaux de températures fournis par les géothermomètres sont cependant équivalents (90-140 °C).

En résumé, le système hydrothermal des Pitons du Carbet est donc constitué par des eaux interagissant avec les roches encaissantes, sous des pressions de  $\text{CO}_2$  plus ou moins fortes, à moyenne température en profondeur. Une faible composante d'eau de mer se mêlait aux eaux météoriques avant interaction et n'est plus détectable que par certains isotopes. Sur la bande littorale, au sud des Pitons, ce système se trouve modifié par un mélange plus prononcé avec l'eau de mer et, sauf exception, une moindre contribution du  $\text{CO}_2$ .

L'aire de répartition de ces eaux souterraines ne permet pas de définir s'il s'agit d'un réservoir unique ou de plusieurs appendices d'un système de circulation évoluant dans des conditions voisines.

#### 4.4. GÉOCHIMIE DES GAZ DES SOLS : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

Les investigations précédentes concernant les gaz des sols dans le secteur des Pitons du Carbet sont localisées dans la zone de Deux-Choux (Roignot *et al.*, 1988) et, plus au nord, dans la zone de Champflore (Sanjuan *et al.*, 2003). Les mesures réalisées en 2012 traversent l'intégralité du massif, principalement le long des axes carrossables (accessibilité).

La projection cartographique des données peut être trouvée dans les Figures 23 à 25 du rapport BRGM/RP-61531-FR de Gal, 2012, une représentation sous forme interpolée étant donnée dans la Figures 27 du même rapport.

Les principaux points saillants qui peuvent être déduits de l'ensemble des données disponibles sont les suivants :

- la grande majorité des mesures en CO<sub>2</sub> et <sup>4</sup>He fait ressortir une prépondérance des phénomènes biologiques de surface dans l'acquisition des concentrations en CO<sub>2</sub>. Les rapports isotopiques  $\delta^{13}\text{C}^*$  mesurés sur le CO<sub>2</sub>, ainsi que les relations d'abondance entre CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub>, attestent de la présence de ces phénomènes de proche surface ;
- quelques zones ne répondent cependant pas à ce schéma. Il s'agit, en ayant une progression du nord vers le sud, des zones de Champflore, de Deux-Choux (carte de la figure 27 de Gal, 2012) et de quelques venues satellites quelques kilomètres au sud, ainsi que la zone d'Absalon. Ces zones, pour lesquelles les anomalies en gaz des sols sont restreintes à des périmètres assez petits, sont marquées par des phénomènes de dilution de remontées de gaz profonds par une composante atmosphérique, comme peuvent l'attester les relations entre CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub>. Ces venues profondes, qui sont constatées lorsque les concentrations en CO<sub>2</sub> dépassent 10 à 15 %, sont par ailleurs marquées par des appauvrissements des concentrations en <sup>4</sup>He par rapport à la teneur atmosphérique moyenne. Ceci est un signal supplémentaire en faveur de l'existence de remontées advectives de gaz d'origine profonde. L'origine de ces remontées peut être déterminée par les mesures des rapports isotopiques <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He\* et par les mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^*$ , et être attribuée sans ambiguïté à une origine magmatique ;
- à grande échelle, la continuité géographique entre ces zones est assez difficile à mettre en évidence, tout au plus peut-on signaler qu'elles semblent être axées le long d'une direction NO-SE (Figure 38 et 39). À échelle plus fine, cette structuration NO-SE à NNO-SSE trouve une belle illustration dans la zone de Deux-Choux. Cette zone, restreinte, permet en outre de bien mettre en évidence le caractère ponctuel des venues en surface de gaz profonds, les zones anormales ayant des périmètres réduits de quelques dizaines de mètres d'ampleur, tout au plus. Un tel caractère ponctuel des remontées le long de fractures dont la perméabilité est variable (la présence d'argiles d'altération hydrothermale à Deux-Choux témoigne de la présence de matériel pouvant aisément bloquer la porosité) n'est pas une spécificité de cette zone, elle est très fréquente dans des zones où l'activité volcanique n'est pas toute récente ;
- signalons que la zone de Desgrottes possède une anomalie en radon\* (activité de 46 600 Bq/m<sup>3</sup>), corrélée avec celle de CO<sub>2</sub> (Chovelon, 1984). Cette zone d'émanation de gaz d'origine magmatique, comme celle de Deux-Choux, se situe au-delà de la cicatrice d'effondrement sectoriel mais à l'aplomb de l'anomalie « lourde » de direction NO-SE reliant le Mont Conil aux Pitons du Carbet et interprétée comme une zone d'alimentation magmatique passée (Pitons du Carbet et Mont Conil) et présente (Montagne Pelée).

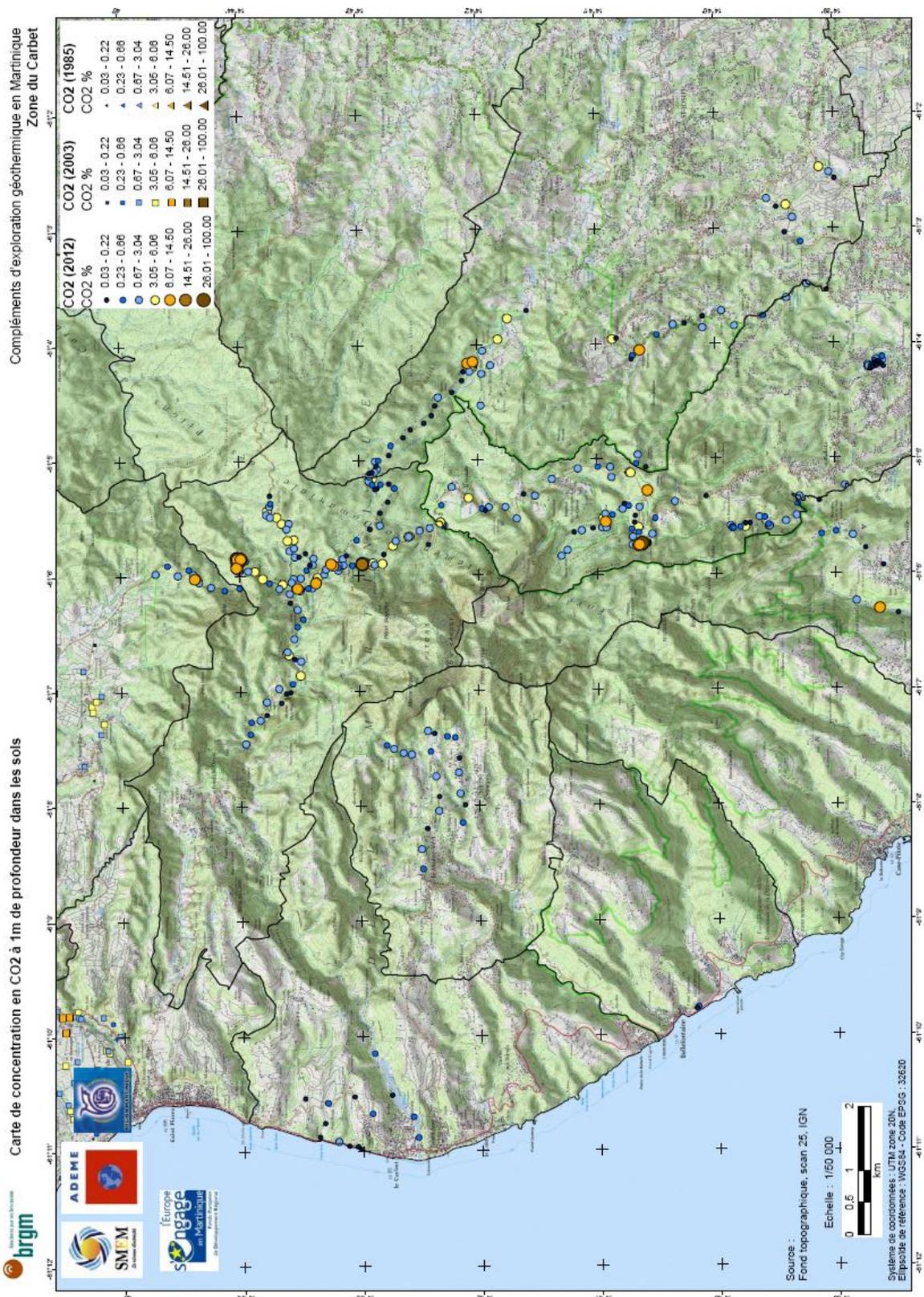


Figure 38 : Concentrations en CO<sub>2</sub> dans les sols de la zone des Pitons du Carbet.

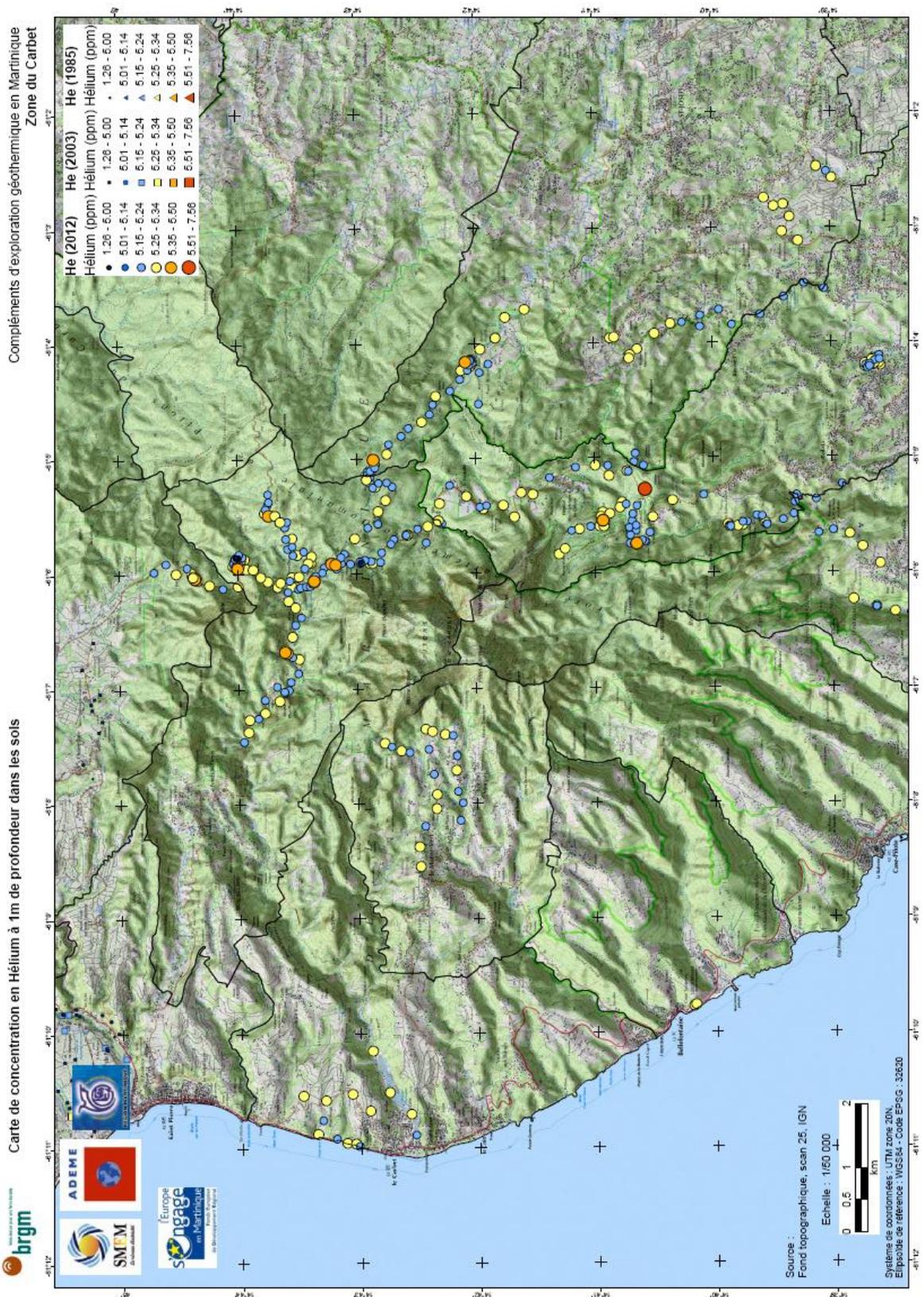


Figure 39 : Concentrations en He dans les sols de la zone des Pitons du Carbet.

#### 4.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

La synthèse des investigations géophysiques réalisées sur le secteur des Pitons du Carbet durant le programme d'exploration du potentiel géothermique de la Martinique 2012-2013 est présentée dans ce document. Elle intègre les données de 17 nouveaux sondages **magnétotelluriques\*** (MT) acquis en janvier 2013 et de 566 nouveaux points **gravimétriques\*** mesurés entre avril et décembre 2012. En outre, avec l'objectif de mieux contraindre les propriétés électriques des terrains superficiels (< 250 m de profondeur), quelques 615 km de sondages **TEM\*** issus de la campagne aéroportée de janvier 2013 (projet MarTEM\*) y ont été intégrés.

Dans la description suivante, hormis les termes géophysiques classiques, nous utilisons le terme « zone centrale des Pitons » pour caractériser et décrire le secteur formé par le cœur des Pitons du Carbet, avec au nord et à l'est la cicatrice de l'**effondrement sectoriel\*** ayant affecté ce flanc du massif volcanique des Pitons du Carbet il y a environ 340 ka (Samper *et al.*, 2008) et au sud et à l'ouest la limite O-S de la zone centrale des Pitons du Carbet profondément enracinée.

Les données **MT\***, distribuées sur une superficie de 12 x 12 km centrée sur les Pitons du Carbet, ont été acquises dans la bande de fréquence 1 000 à 0,01 Hz et présentent une qualité variable par rapport à leur proximité aux sources de bruit (Fort-de-France, notamment). Après traitement, les 17 sondages ont été inversés selon un modèle maillé dans les trois dimensions de l'espace jusqu'à une profondeur de 14 km sous la surface. L'effet **MT\*** de la couche conductrice constituée par la mer environnante à la zone de mesure a été pris en compte et corrigé dans le processus d'inversion. En résultat, nous aboutissons à un modèle de résistivité cohérent sur la zone et en bonne adéquation avec les **inversions gravimétriques\***, réalisées indépendamment. Bien que la maille de mesure soit très différente de celle des acquisitions MarTEM\* (~30 m le long d'une ligne de vol), on observe une bonne cohérence entre des résistivités superficielles fournies par ces deux techniques.

L'**anomalie de Bouguer\*** sur le secteur des Pitons du Carbet a été calculée en prenant une densité de réduction de 2,2 g/cm<sup>3</sup>, à partir de 972 **stations gravimétriques\*** (Figure 40b). Cette densité a été choisie car elle minimise la corrélation entre l'**anomalie de Bouguer\*** et la topographie dans la zone concernée. Les corrections de terrain incluent la topographie et la bathymétrie jusqu'à une distance de 167 km des stations. L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue est le reflet des variations de densité dans le sous-sol. Elle est maximale dans la zone entre le Piton Boucher et le Morne Jacob, zone coïncidant avec une zone d'altération hydrothermale ancienne (voir Figure 40b et § Géologie). Les terrains sont plus denses à l'aplomb de cette zone qu'ailleurs. L'**anomalie de Bouguer\*** décroît uniformément vers le sud-ouest, pour atteindre les valeurs les plus faibles au niveau de la côte, mettant ainsi en évidence des terrains moins denses. Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer permet de focaliser les anomalies présentes et ainsi de faire ressortir les structures fines de type linéaments, difficilement visibles sur la carte d'**anomalie de Bouguer\*** (Figure 40c). Les linéaments détectés peuvent être regroupés en trois familles ayant des orientations N30°E, N130°E et N50°E, directions correspondant avec celles des failles reportées sur la carte géologique (§ géologie).

Pour contraindre la géométrie et la densité des terrains, une **inversion stochastique tridimensionnelle\*** d'un modèle géologique à 3 couches est effectuée avec le logiciel Geomodeller®, en utilisant l'**anomalie de Bouguer\*** comme contrainte. Une bonne correspondance est observée entre la structure en densité issue de ce modèle, et la structure en résistivité issue de l'inversion de la **MT\*** (Figure 40a et d).

La structuration générale du massif étudié révèle globalement la présence d'un corps massif résistant (100-300 Ωm) et dense (2,8-3,0 g/cm<sup>3</sup>) en profondeur et remontant vers la surface

dans la partie NNE de la zone centrale des Pitons, pour affleurer presque dans la zone d'altération hydrothermale ancienne cartographiée au nord de la zone (Figure 40a et b). Sur le flanc SO des Pitons du Carbet, cet horizon est surmonté d'un horizon de résistivité moyenne (20-50  $\Omega\text{m}$ ) dans lequel s'insère un milieu plus conducteur ( $< 10 \Omega\text{m}$ ) localement discontinu visible sur les coupes de la Figure 40a et d.

En particulier, le toit de cette zone conductrice est grossièrement situé à l'altitude du niveau de la mer. Cet ensemble correspond à un milieu de densité moyenne, avec une densité comprise entre 2,5 et 2.7  $\text{g/cm}^3$

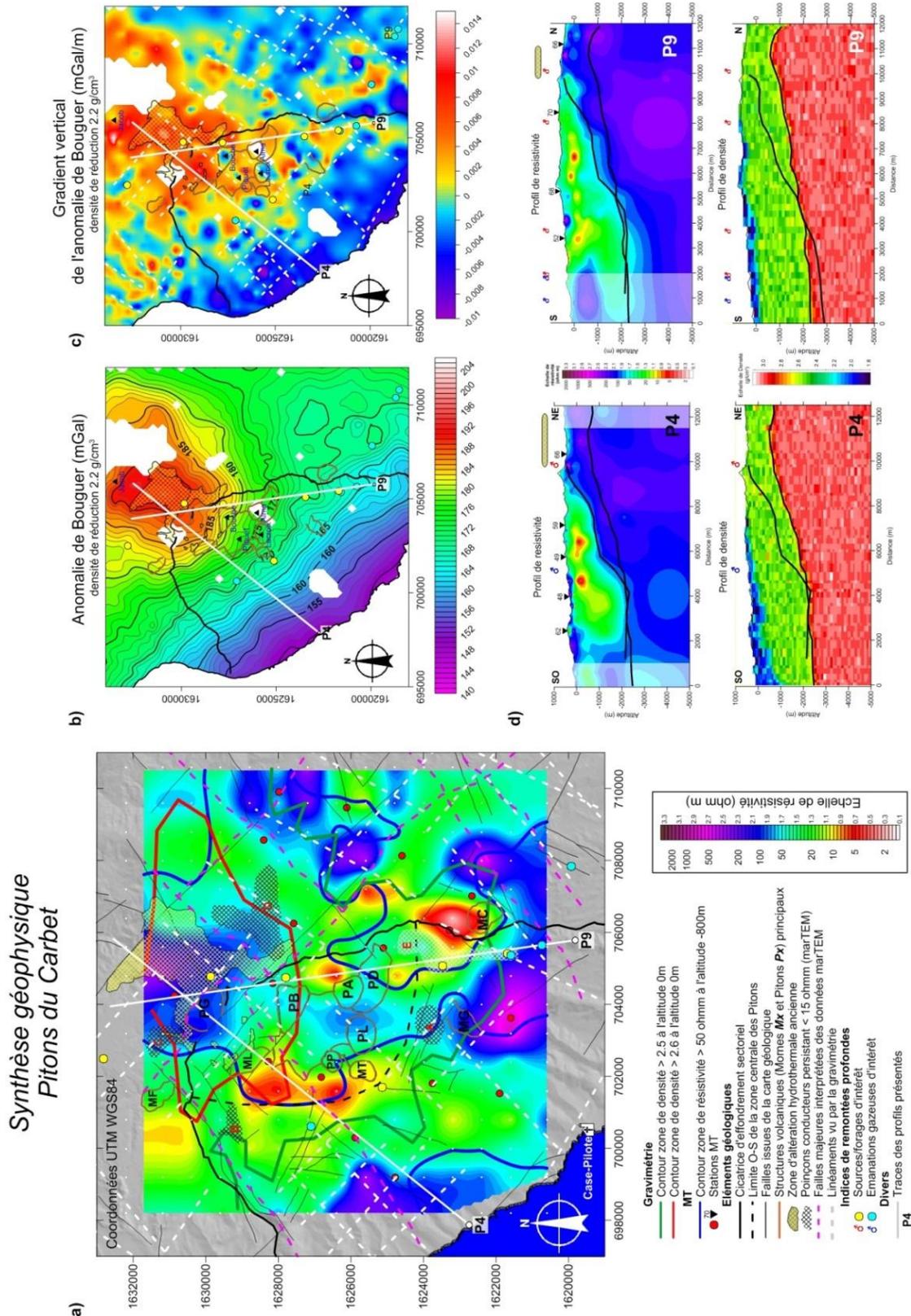
En surface, on observe une distribution de terrains plus résistants (100-1 000  $\Omega\text{m}$ ), d'épaisseur variable mais pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Ces derniers correspondent à des terrains plus légers de densité inférieure à 2,3  $\text{g/cm}^3$

La partie profonde, résistante et dense, formant une part importante de la structure de la partie centrale de la Martinique est interprétée comme un ensemble de laves et d'intrusions associées à la phase d'activité du Morne Jacob ainsi qu'à des phases d'activité antérieures. Les terrains plus résistants la surmontant sont interprétés comme des produits plus légers (*coulées de débris\**, *ponces\**) des Pitons et/ou liés à l'activité du Morne Jacob ayant subi une altération hydrothermale pendant et après les périodes d'activité. Enfin, l'horizon superficiel, résistant et léger pourrait correspondre aux remaniements des dépôts volcaniques consécutivement à *l'effondrement sectoriel\**.

Les sources/forages et émanations gazeuses d'intérêt, susceptibles de refléter une activité hydrothermale potentielle profonde manifestée en surface, sont localisés à la périphérie de la zone centrale des Pitons, semblant indiquer que les zones de perméabilité préférentielle sont situées autour des Pitons.

Certains linéaments *gravimétriques\**, notamment ceux de direction N130°E, semblent contrôler et délimiter la structure en résistivité des 1 500 premiers mètres sous la surface. Sur la coupe horizontale à l'altitude 0 m (Figure 40a), une configuration NE-SO et NNO-SSE des structures en résistivité coïncide avec celle des linéaments.

Ces derniers peuvent ainsi correspondre à des failles ayant un rôle dans la compartimentation des terrains, et qui peuvent être des zones de circulations préférentielles de fluides hydrothermaux en leur sein.



a) en fond : coupe à 0 m à travers le modèle de résistivité inversé ; b) carte de l'anomalie de Bouguer pour une densité de réduction de 2.2 g/cm<sup>3</sup> ; c) carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer, les tirets sont les linéaments détectés ; d) coupes en résistivité et en densité selon les profils P4 et P9 à travers les modèles tridimensionnels inversés de résistivité et de densité

Figure 40 : Cartes de synthèse des informations géophysiques sur la zone des Pitons du Carbet.

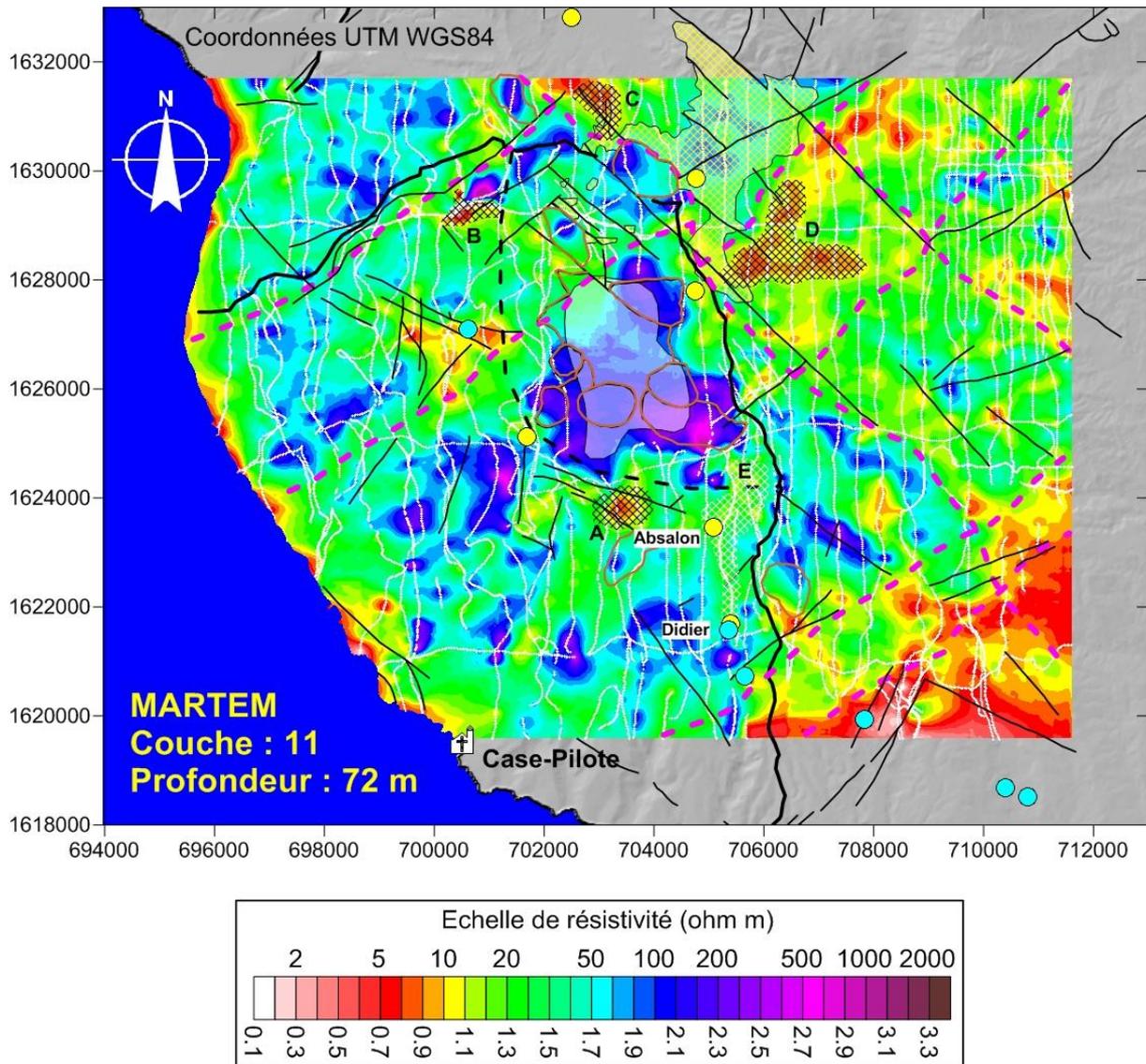


Figure 41 : Carte de résistivité à 72 m sous la surface topographique issue des données MarTEM sur la zone des Pitons du Carbet.

Les points blancs sont les mesures selon les lignes de vol. La légende est explicitée en Figure 40.

Les observations réalisées après analyse des cartes de résistivité issues des données MarTEM\* (Figure 41) fournissent d'importantes nouvelles informations qu'il nous a semblées important d'inclure dans cette synthèse :

- la limite nord de la zone centrale des Pitons montre une bande de terrains résistants à toutes les profondeurs du modèle et situés en périphérie SO de la zone d'altération à illite-pyrite (dit du Lorrain-Alma). La partie Sud de la zone centrale des Pitons délimite précisément un corps résistant massif correspondant aux Pitons ;
- on observe la présence de poinçons conducteurs persistant (Figure 41, zones A, B, C, D, E) sur toute l'épaisseur investiguée (0-250 m). Ceux-ci sont systématiquement localisés à 500-1 000 m autour de la zone centrale des Pitons. À l'exception de la zone majeure D située à l'est de la zone centrale des Pitons, les quatre autres sont situées au nord ou au sud. La zone E correspond à l'Hôpital de Colson avec un prolongement vers les sources d'Absalon et Didier. Il n'est pas exclu que sa partie amont soit partiellement affectée par des perturbations anthropiques (comme le sont d'autres zones non

mentionnées telles que les villages de Morne Vert, Fond Saint-Denis ou le hameau de Grand Fond). Aucune zone conductrice de ce type n'est présente au cœur de la zone centrale des Pitons, globalement très résistante. Notons que ces zones semblent apparaître là où la concentration en failles relevées sur la carte géologique est plus importante. Il pourrait s'agir de cheminées/puits d'altération ayant facilité (ou facilitant) la remontée de fluides (eaux et/ou gaz) profonds ;

- des alignements de structures résistantes et conductrices, non représentés mais visibles notamment sur la Figure 41, ont été repérés et superposés aux cartes géologique et topographique. Pour les structures radiales par rapport à la zone centrale des Pitons du Carbet, on observe une étroite corrélation entre les crêtes et les alignements résistants, les vallées et les alignements conducteurs, montrant que l'altération se concentre dans les dépressions. L'alignement conducteur persistant en profondeur le plus intéressant – à la lumière des données existantes – est celui cité précédemment connectant les sources d'Absalon et Didier-Mabello. Ce dernier pourrait représenter non seulement l'altération superficielle mais également l'empreinte de fluides hydrothermaux ;
- d'autres structures, en revanche, ne présentent pas cette évidence morphologique. Au NE de la zone, des structures E-O (ou légèrement arquées) apparaissent sans évidence topographique ou géologique et seraient à rattacher à des altérations d'origine hydrothermale sans doute anciennes ;
- à l'exception des poinçons conducteurs mentionnés précédemment, tous les terrains associés au volcanisme des Pitons du Carbet sont globalement résistants alors qu'ils sont conducteurs (et légèrement plus anciens) pour la partie associée au Morne Jacob, bien que de nature semblable (laves andésitiques). Cette discrimination spatiale, évidente entre les profondeurs 20 et 250 m, nous a amené à tracer les limites entre ces secteurs. On observe qu'elles concordent parfaitement avec des observations structurales mentionnées sur la carte géologique avec une orientation NE-SO et NO-SE. Ces orientations ont également été observées sur une analyse fine réalisée sur les cartes de gradient de l'anomalie de Bouguer (Figure 40c) ;
- en direction du SE, on observe des lithologies équivalentes (laves andésitiques) mais d'origine et d'âge différents passer de résistantes à très conductrices. Bien que cette zone corresponde à la présence des premières habitations vers l'aval, on peut observer que les lignes de vol de l'acquisition hélicoptérée MarTEM\* ont été réalisées de manière à les éviter au maximum. Ainsi, cette transition géophysique doit plus être rattachée à une transition géologique qu'à des effets purement anthropiques. Cette zone est également marquée en gravimétrie par une remontée du corps massif, dense et résistant profond, et, notamment par un épaissement de l'horizon léger superficiel (accommodé d'un amincissement de l'horizon de densité intermédiaire). Un linéament gravimétrique souligne enfin cette limite SO-NE. Ces éléments nous amènent à considérer cet alignement SO-NE comme une possible zone de failles pouvant ou ayant pu être le siège d'une circulation de fluides hydrothermaux (sources thermales de Moutte et de la Meynard, forages de rivière Monsieur et de Tivoli). Les investigations géoélectriques réalisées dans le secteur de Tivoli-Ribodeau (Coppo *et al.*, 2010), situé au SE de la carte de résistivité (708300-1620000 sur la Figure 41), avaient déjà montré la présence de terrains aussi conducteurs, invoquant de possibles phénomènes hydrothermaux comme sources de ces conductivités.

## Synthèse géophysique

Seules les anomalies les plus conductrices situées sur le flanc sud-ouest des Pitons pourraient être interprétées comme la présence ponctuelle de structures de couverture (« *caprock\** ») et présenter un intérêt pour l'exploration. Dans un tel système aux températures intermédiaires, la minéralogie de l'altération ne permettrait pas d'induire des contrastes de résistivité bien marqués entre les structures de couverture (*caprock\**) et de réservoirs. Ceci expliquerait la difficulté à identifier clairement un *caprock\** conducteur dans la région des Pitons du Carbet.

Les premiers 1 500 m sous la surface sont caractérisés par une structure complexe et contrastée en résistivité, dans laquelle une structuration NE-SO et NNO-SSE est observable. Cette structuration semble contrôlée par les linéaments décelés par la *gravimétrie\**, dont on fait l'hypothèse qu'ils correspondent à des failles importantes. Ces failles pourraient jouer un rôle prépondérant dans la remontée de fluides hydrothermaux.

Les directions NE-SO et NNO-SSE se retrouvent dans la structuration de la résistivité des 200 premiers mètres imagés par le levé MarTEM\*. En particulier, une structure NE-SO délimite une zone fortement conductrice au sud est de la zone investiguée par le levé MarTEM\*.

## 4.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DES PITONS DU CARBET

### Chronologie des événements volcaniques et hydrothermaux

Suite à cette campagne d'exploration géologique de 2012, sur le prospect du massif des Pitons du Carbet, il est possible de proposer une chronologie des principaux événements volcaniques et hydrothermaux qui se sont succédé au cours des deux derniers millions d'années :

- **au-delà de 2 Ma** - mise en place des laves andésitiques appartenant au volcan-bouclier de Morne Jacob et qui forment, en partie, le substratum du massif ;
- **entre 2 et 1 Ma** - développement d'un système géothermal « haute température » dit du « Lorrain-Alma » dont il subsiste, après érosion, les nombreuses traces du réservoir à illite-pyrite au nord-est des Pitons actuels ;
- **entre 1 et 0,6 Ma** - mise en place d'une première génération de *dômes\** *dacitiques\** dont il subsiste des témoins à l'extérieur de la structure d'effondrement et à l'intérieur (Morne Saint-Gilles). Il est possible que les altérations fumeroliennes acides incorporées dans les dépôts de *l'effondrement sectoriel\** en bord de mer (falaise de Bellefontaine et Case-Pilote) proviennent de zones d'altération en lien avec l'activité magmatique de ces *dômes\** et/ou, éventuellement, avec un système géothermal en ébullition à l'époque ;
- **vers 337 ka** - *effondrement sectoriel\** des flancs ouest et sud-ouest (Boudon *et al.*, 1992 ; Samper *et al.*, 2008). Comme pour la Montagne Pelée (*cf.* § 2.6.4) et pour le Morne Jacqueline à Petite Anse (*cf.* § 3.1.2) et comme le proposent de nombreux auteurs sur d'autres exemples (*cf.* § 2.1.2), on peut supposer que l'activité hydrothermale ayant précédé cet effondrement, a pu contribuer au déclenchement de cet événement. Cette activité hydrothermale pourrait être associées : soit aux altérations du système géothermal du « Lorrain-Alma » (1 à 2 Ma), aujourd'hui à cheval sur la cicatrice ; soit aux altérations liées à la mise en place des dacites de 1<sup>ère</sup> génération (1 à 0,6 Ma) et dont les altérations acides sont visibles à Bellefontaine. En effet, le développement d'un niveau d'altération argileuse a pu faciliter la déstabilisation de flanc du massif volcanique. Cette hypothèse permettrait de définir les limites de l'ancien champ géothermique, dont la zone

la plus active se serait, de fait, située plutôt à l'intérieur de la zone effondrée (de même que sous la Montagne Pelée et, en partie, sous le Morne Jacqueline); en s'appuyant sur les limites proposées par les auteurs cités plus haut, cet **effondrement de flanc\*** aurait été d'une ampleur supérieure à tous ceux qui ont affecté le massif peléen ; une autre hypothèse propose de limiter à la partie supérieure des Pitons, les formations qui ont été affectées par cet effondrement ;

- **vers 340-320 ka** - à la suite et/ou de façon contemporaine (Samper *et al.* 2008) à cet **effondrement sectoriel\***, mise en place des **dômes\* dacitiques\*** de seconde génération formant les Pitons du Carbet actuels ;
- **vers 300-250 ka** - Identification de **sinters\*** (dépôts de silice hydrothermale) témoignant d'un système géothermal de haute température fossile dans la plaine du Lamentin, en aval des Pitons des Carbets ;
- **Actuel** - Manifestations hydrothermales (sources thermales de Didier et Absalon, de Moutte,...) dispersées sur le pourtour du massif des Pitons du Carbet.

### Système géothermal actuel

Pour tenter d'élaborer un modèle conceptuel d'un éventuel système géothermal actuel, nous nous sommes appuyés sur plusieurs résultats de l'exploration 2012-2013 :

- le massif est structuré autour des intrusions **dacitiques\*** formées par les Pitons mis en place en deux épisodes et s'organisant selon la direction régionale NNO-SSE qui contrôle aussi les autres zones volcaniques récentes de l'île ;
- l'**effondrement sectoriel\***, aurait été largement guidé par cette direction NNO-SSE que suit sa cicatrice orientale ; il peut avoir été favorisé par l'existence d'un important hydrothermalisme qui l'a précédé (cf. § précédent) ;
- l'activité hydrothermale actuelle se caractérise par des eaux qui se sont équilibrées en profondeur à des températures comprises entre 100 et 140 °C, plus ou moins marquées par les venues de CO<sub>2</sub> d'origine magmatique mais aussi par des phénomènes de mélange avec des eaux superficielles ;
- les réservoirs hydrothermaux peuvent avoir une composante d'eau de mer augmentant vers le littoral sud et à l'est de la cicatrice d'effondrement sectoriel mais restant faible (< 1,2 %) ;
- les circulations hydrothermales et les remontées de gaz d'origine profonde sont plus abondantes à l'intérieur de la cicatrice de l'effondrement sectoriel et les eaux y présentent des signes d'interaction profonde plus marqués ;
- les profils de résistivité (magnéto-tellurique) indiquent des zones conductrices (< 10 Ω.m), marqueurs classiques des couvertures argileuses de réservoir de haute température (ici, fossile), limitées mais toutes situées à la même profondeur (cote -500 m sous le niveau de la mer) et, pour la plupart situées à l'intérieur des limites de la cicatrice d'effondrement sectoriel ;
- la carte de résistivité (à une profondeur de 72 m) produite par les levés électromagnétiques hélicoptés (MarTEM\*) indique une anomalie conductrice dans la zone SE autour des sources et forages de Moutte-Tivoli.
- les linéaments mis en évidence par la gravimétrie suggèrent un réseau de failles profondes NE-SO et NO-SE. Ce système de failles semblent coïncider avec les remontées de gaz d'origine magmatique et les sources thermo-minérales ;
- les données isotopiques (rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He\* du gaz rapporté à celui de l'atmosphère) indiquent une atténuation dans l'espace (et le temps ?) de l'activité magmatique (de 4,91 à Desgrottes jusqu'à 2,21 à Moutte).

Ces résultats et ceux obtenus sur les autres secteurs explorés, nous conduisent à proposer le modèle suivant pour le système géothermal des Pitons du Carbet (Figure 42) :

- un système hydrothermal de haute température a existé au niveau du massif des Pitons du Carbet avant 337 ka (**effondrement sectoriel\*** et mise en place des derniers **dômes\*** de lave) ; comme pour la Montagne Pelée, son centre gravité était déporté à l'ouest d'une ligne reliant le Piton Gelé au nord et le Morne Césaire au sud ;
- ce système géothermal de haute température a probablement bénéficié, comme source de chaleur, du magmatisme dacitique de 1<sup>ère</sup> génération ; un des rares témoins, non affecté par l'effondrement sectoriel, serait le Morne St-Gilles (602 ka) ;
- vers 337 ka, la production du volume de magma **dacitique\*** sous la forme de **dômes\*** en surface et d'intrusions de sub-surface dans la partie centrale du massif volcanique des Pitons du Carbet, combinée à un important **effondrement sectoriel\***, a dû avoir un impact significatif à faible profondeur en perturbant le système géothermal et notamment sa couverture argilisée ;
- si cette masse magmatique (de seconde génération) a pu représenter une source de chaleur complémentaire pour le fonctionnement du système géothermal avant 337 ka, son extrusion a pu affaiblir le stock magmatique surtout si celui-ci n'a pas été réactivé ; une phase de refroidissement a pu alors se développer en s'accompagnant d'un dégazage de CO<sub>2</sub> ;
- en outre, la couverture du système géothermal ancien a pu être largement détruite à la fois par les intrusions et par l'effondrement lui-même ;
- les circulations d'eau en profondeur se font à des températures moyennes (< 140 °C) et à travers des zones de fractures pas nécessairement connectées les unes aux autres, sous plus forte pCO<sub>2</sub> et plus forte interaction eau-roche à l'intérieur de la cicatrice, là où s'était développé l'ancien système géothermal ;
- au SE du massif (secteur de Moutte – Tivoli), à l'est de la cicatrice **d'effondrement de flanc\***, s'est développé un système de circulation, caractérisé par les mêmes températures d'équilibre profond mais par un rapport eau/roche plus élevé (ou un temps de transit plus rapide) du fait de sa position plus en aval.

Le massif des Pitons du Carbet ne présente donc pas d'indices de l'existence d'un réservoir géothermique de haute température fonctionnant actuellement. Les signes d'activité hydrothermale indiquent plutôt une circulation à moyenne température (100-140 °C), sans doute distribuée dans un réseau de failles pas nécessairement interconnectées.

Compléments d'exploration géothermique en Martinique  
 - Montagne Pelée, les Anses-d'Arllet et les pitons du Carbet et du Lamentin

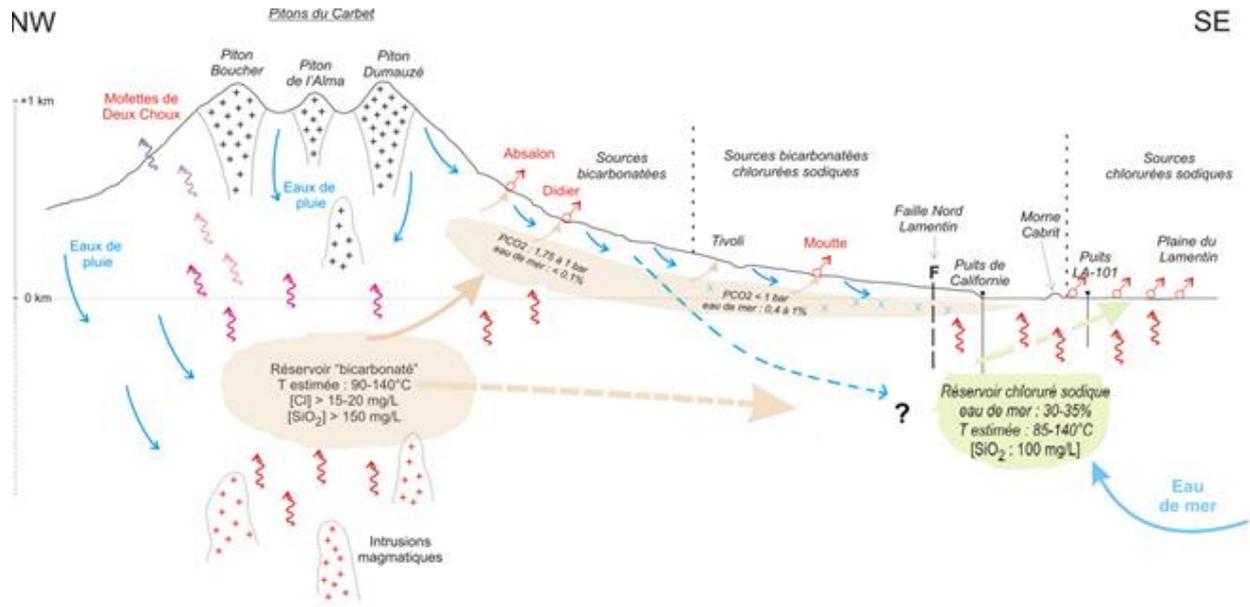


Figure 42 : Modèle conceptuel des systèmes hydrothermaux des Pitons du carbet et du Lamentin.

## 5. Zone du Lamentin

Le prospect géothermique du Lamentin correspond à la plaine alluviale et marécageuse de la Rivière la Lézarde qui borde la Baie du Lamentin. Plus encore que les zones de Petite Anse et de la Montagne Pelée, la zone d'investigation inclut largement le domaine marin. À ce handicap à l'exploration de surface s'ajoutent la rareté des affleurements du fait du recouvrement par des sédiments alluviaux et la forte urbanisation.

L'intérêt de la zone avait été souligné par l'abondance des sources thermales dont les émergences atteignent des températures supérieures aux autres sources chaudes de l'île, par la composition particulière de leurs eaux et la présence d'importants **sinters\*** (dépôts siliceux massifs d'origine hydrothermale, témoignant de système de haute température). Ces facteurs avaient contribué à en faire la zone la plus explorée de Martinique. Plusieurs phases d'exploration ont été réalisées : (1) une campagne de sondages de gradient thermique (1967-1969), (2) un forage d'exploration profond (LA-101) en 1969-1970, (3) une phase d'exploration de surface (1982-1986), (4) puis trois nouveaux forages d'exploration profonds (2000-2001). L'ensemble de ces travaux ont été synthétisés pour ce projet (rapport BRGM/RP-61759-FR Traineau et Negrel, 2012).

À la différence des autres zones explorées lors de la campagne 2012-2013, la plaine du Lamentin n'a été couverte que par des mesures de résistivité, à travers la méthode électromagnétique à source contrôlée ou **CSEM\***. Les données de la méthode **électrique dipôle-dipôle\*** (Puvilland et Doré., 1984) ont été retraitées (rapport BRGM/RP-62086-FR de Baltassat, 2013) donnant une coupe de résistivité. Il en a été de même pour les données gravimétriques (rapport BRGM/RP -61091-FR de Martelet *et al.*, 2012). Enfin, les levés de la campagne MarTEM\* (méthode électromagnétique transitoire), menés à peu près simultanément en 2013, ont également été exploités permettant une représentation plus précise des résistivités à faible profondeur.

Les résultats de ces campagnes géophysiques mais aussi une reprise des données géologiques et géochimiques en liaison avec les résultats obtenus sur la zone des Pitons du Carbet voisine, ont conduit à préciser le modèle conceptuel de cette zone.

### 5.1. GÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

#### Cadre géologique du prospect

La région du Lamentin se situe en bordure de la Baie du Lamentin, à la convergence de nombreux édifices volcaniques qui se sont édifiés au centre et au Sud de la Martinique. Il s'ensuit que son soubassement est constitué de formations volcaniques et volcano-sédimentaires variées provenant de l'activité de ces différents édifices qui entourent la Baie du Lamentin et qui ont fonctionné entre 14 et 0,6 Ma (Figure 43). Aujourd'hui, la région du Lamentin est une vaste plaine alluviale et marécageuse de la Rivière La Lézarde.

Les formations les plus anciennes présentes au niveau du Lamentin appartiennent à la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin-Pitault dont l'activité est datée entre 14 et 10 Ma. Le Morne Cabrit, localisé au cœur de la zone d'intérêt, est rattaché à cette phase. Il s'agit d'une lave andésitique à deux **pyroxènes\*** datée à 13,4 Ma par la méthode K-Ar. Vers 9 Ma, se mettent en place des coulées d'andésite **porphyrique\*** à deux **pyroxènes\*** dans les secteurs de Ducos et Rivière Salée au sud du prospect. Vers 7 Ma, des coulées de lave andésitique rattachées à l'activité de l'appareil de Morne Pavillon se placent entre le

Lamentin et Fort-de-France, notamment au niveau du Quartier Californie et de la basse vallée de la Rivière Monsieur.

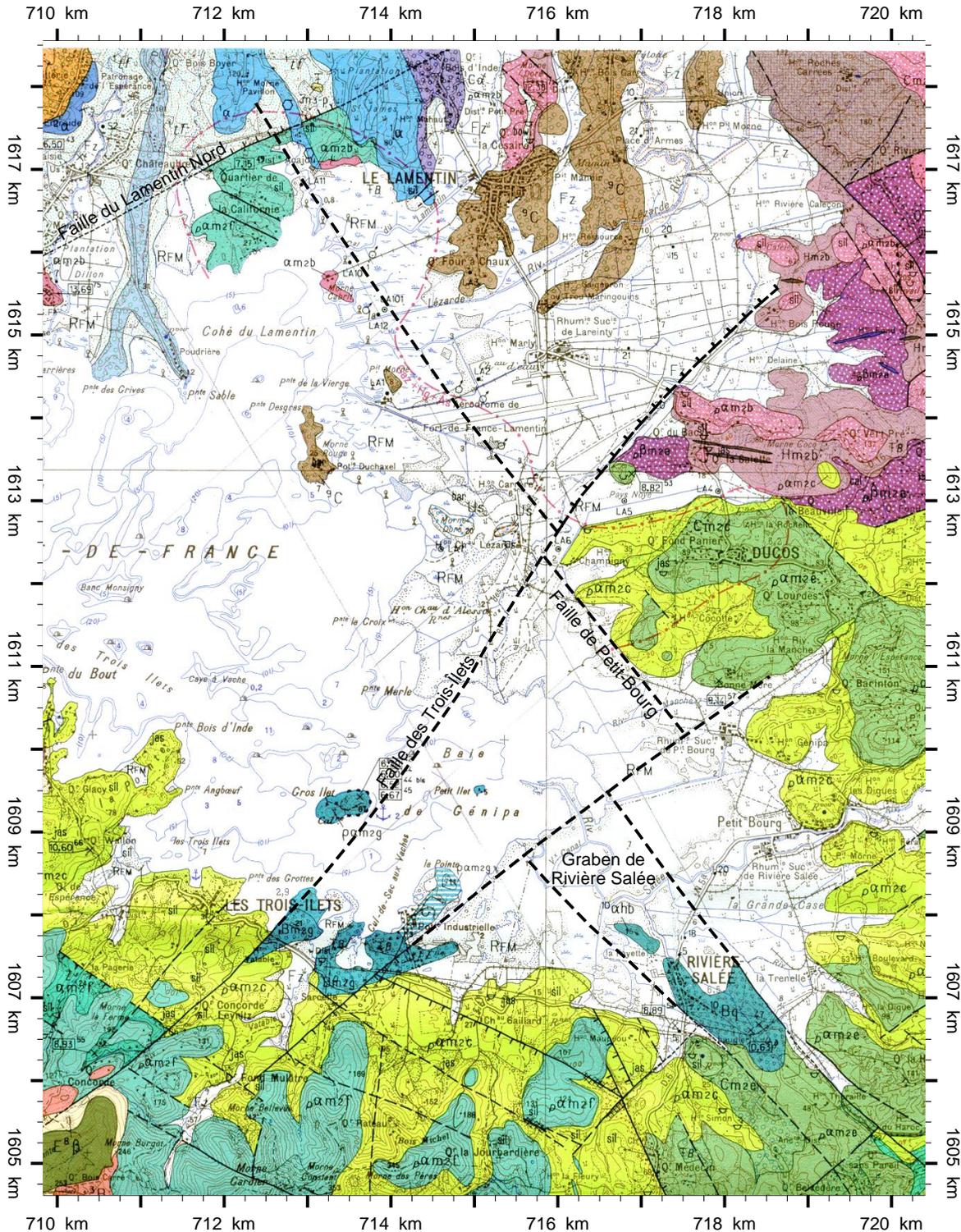


Figure 43 : Carte géologique du prospect du Lamentin.

Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de la Martinique (Westercamp et al., 1989 ; s'y rapporter pour la légende des formations) et schéma tectonique proposé pour la plaine et la Baie du Lamentin.

Vers 6,5 Ma, le volcanisme se concentre au sud de la Baie de Fort-de-France avec la mise en place des **dacites\*** à **grenat\*** du **dôme\*** de Gros-Îlet et Petit-Îlet et de la Poterie Industrielle. Cette activité volcanique aurait été contrôlée par des accidents transverses nord-est - sud-ouest.

Il s'ensuit une période de calme dans l'activité volcanique qui va donner lieu au dépôt de formations volcano-sédimentaires sous-marines (**tuffites\*** azoïques de Fort-de-France). Ces dépôts sont visibles entre Fort-de-France et le Lamentin dans les basses vallées de la Rivière Gondeau et de la Rivière Monsieur. Elles sont également présentes dans les sondages géothermiques du Lamentin où elles peuvent atteindre une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Entre 4 et 2 Ma, des coulées de lave andésitique à deux **pyroxènes\*** du Morne Jacob se mettent en place de façon plus ou moins sous-marine dans la région de Fort-de-France et du Lamentin. Enfin, vers 0,63 Ma, des laves et ponces andésitiques acides (différenciées) sont émises par un appareil localisé au niveau d'un mini-**graben\*** orienté NO-SE autour de Rivière Salée au sud du Lamentin. C'est la manifestation volcanique la plus récente reconnue à proximité du prospect du Lamentin.

Il convient de mentionner que le nord de la plaine du Lamentin est à moins de 10 km des édifices des Pitons du Carbet qui constituent en ensemble magmatique à la fois massif, récent (1 Ma à 0,3 Ma) et différencié (**dacites\*** à quartz). L'impact de ce massif en termes de source de chaleur et de fluides ne peut être négligé.

Aujourd'hui, l'ensemble de la plaine du Lamentin est recouverte par les formations alluvionnaires de la rivière la Lézarde, dont l'épaisseur augmente du NE vers le SO pour atteindre environ 100 mètres au niveau du forage LA-101.

### **Cadre structural régional du prospect**

En raison du recouvrement par des dépôts alluvionnaires récents, le contexte structural du prospect est difficile à appréhender. Il semble cependant que les deux grandes directions de failles NE-SO et NO-SE reconnues en Martinique soient présentes au niveau du Lamentin (Figure 43).

D'après la carte géologique au 1/50 000, le prospect serait bordé au nord par une faille transverse NE-SO dite faille du Lamentin nord, passant immédiatement au nord du Quartier Californie. Des travaux de micro-zonage sismique réalisés ultérieurement aux levés géologiques de la carte n'ont toutefois pas permis de confirmer l'existence de cette faille (Sauret, 1991). Le cadre tectonique en bordure nord de la plaine du Lamentin n'est donc pas vraiment contraint.

En revanche, l'existence de failles transverses nord-est – sud-ouest est mieux documentée au sud du prospect. C'est notamment le cas de la faille de Trois-Îlets qui recoupe la presqu'île depuis le Morne La Plaine jusqu'aux Trois-Îlets. Elle se poursuivrait vers le nord-est à travers la baie du Lamentin et formerait la bordure méridionale de la plaine du Lamentin, avec un rejet estimé à plus de 140 m par Westercamp *et al.* (1989) d'après les données des sondages de gradient La-9 et La-6. Cette faille ou l'un de ses satellites aurait pu contrôler la circulation des fluides à l'origine du relief de **sinter\*** de Château Lézards orienté ENE-OSO (Figure 44).

En ce qui concerne la direction NO-SE à NNO-SSE, Westercamp *et al.* (1989) proposent l'existence d'une faille (Faille de Petit Bourg) orientée NNO-SSE sur la base des résultats des sondages de gradient thermique réalisés par EURAFREP (1969) et de la distribution des sources thermales le long d'un axe NNO-SSE. Cette faille serait décalée par la faille transverse des Trois-Îlets et viendrait se raccorder au **graben\*** de Rivière Salée (Figure 43). La réalité de cette faille est, en partie, attestée par les résultats des forages de Californie et

LA-101 qui ont recoupé des zones fracturées contrôlant les arrivées de fluides géothermaux dans le puits ; l'orientation de ces zones fracturées recoupées par le forage n'a toutefois pas été mesurée.

### Relevé de la fracturation à l'échelle locale

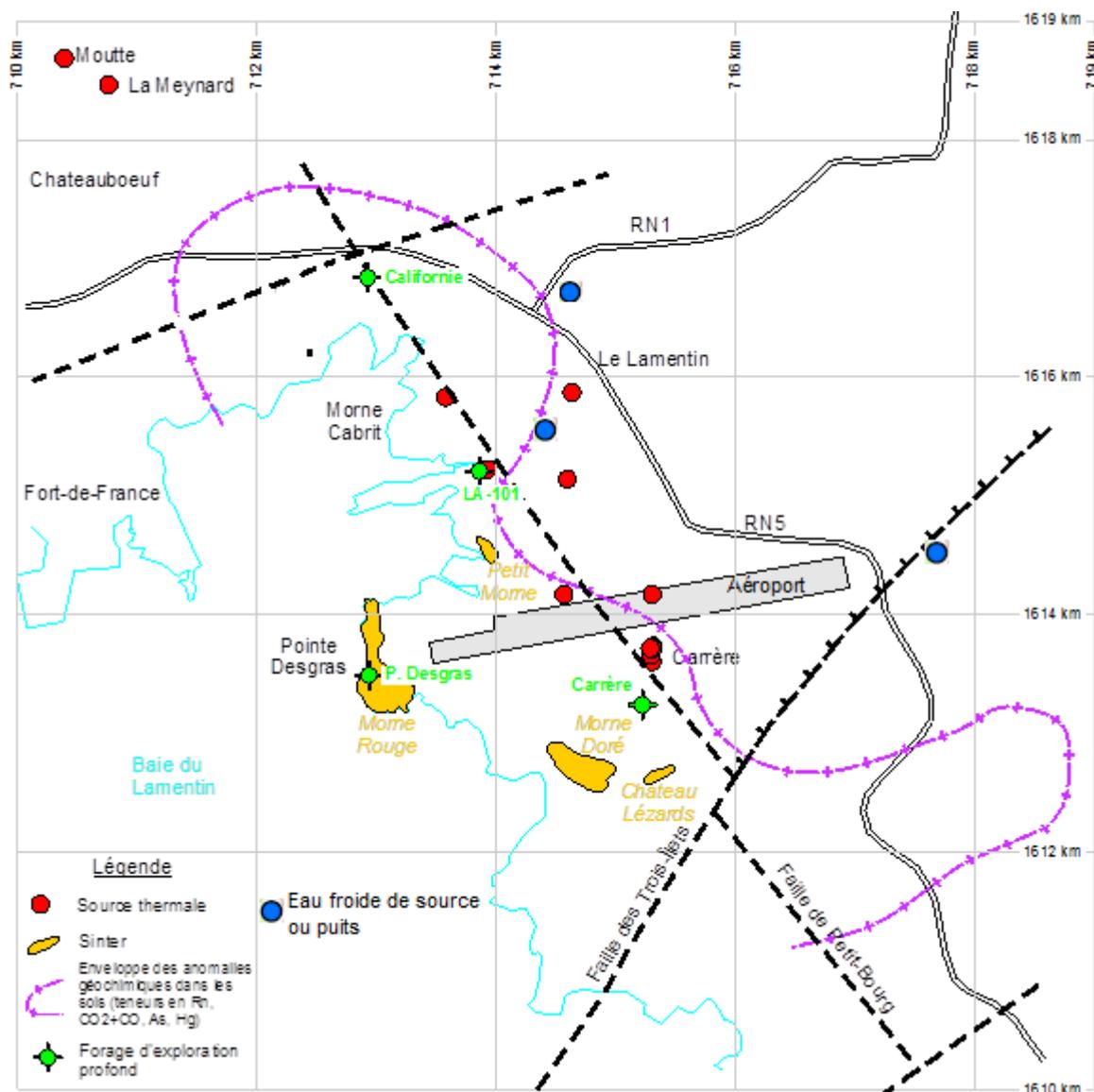


Figure 44 : Carte de synthèse du prospect du Lamentin.

Sont indiqués : le tracé des principales failles supposées, la localisation des sources thermales, des sinters fossiles et des quatre forages d'exploration profonds.

Au niveau de la plaine du Lamentin, de rares informations sur la fracturation sont disponibles au niveau des reliefs de *sinters*\* (cf. § 5.1.6). La morphologie des reliefs de Petit Morne, Morne Rouge et Morne Doré, plaide pour un contrôle structural des circulations hydrothermales qui les ont formés selon une direction NO-SE à NNO-SSE (Figure 44). Au Morne Rouge à l'extrémité de la piste de l'aéroport, les dépôts siliceux sont affectés par plusieurs réseaux de fractures d'orientation NO-SE, OSO-ENE et N-S. À Château Lézards, les dépôts sont affectés par deux principaux réseaux de fractures orientés NO-SE et OSO-ENE. Les directions de fracturation relevées à l'échelle de l'affleurement sont donc similaires

aux deux directions tectoniques régionales. Les phases tectoniques successives s'orientent (1) N10°E, (2) N120-130°E et (3), N140-150°E.

En dehors et à proximité de la plaine du Lamentin, la fracturation tectonique est visible dans les formations attribuées à la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin-Pitault et qui forment le substratum de la plaine du Lamentin (et du massif volcanique des Pitons du Carbet). C'est notamment le cas dans les carrières Long-Pré et Morne Doré à environ trois kilomètres au nord-est du Quartier Californie, où de belles failles orientées NO-SE à NNO-SSE ont été observées, accompagnées par des *dykes\* basaltiques\** de même direction. La direction de ces failles est similaire à celle de la faille de Petit-Bourg et conforte la réalité de cette dernière.

En bord de mer à Anse Collat (commune de Schoelcher), à environ 8 km au nord-ouest du Quartier Californie, des structures en ouverture orientées N0° à N30°E affectent des dépôts d'avalanches de débris rapportés à l'activité des Pitons du Carbet (< 337 ka). Elles sont accompagnées par des fractures à remplissage d'hydroxydes de fer orientées N55° à N75°E.

Cette fracturation observée en périphérie du prospect est susceptible d'être présente au sein du substratum de la plaine du Lamentin avec plusieurs familles directionnelles (NO-SE, N-S et OSO-ENE).

### **Cartographie des manifestations hydrothermales**

La première campagne d'exploration géothermique menée dans la plaine du Lamentin par EURAFREP dans les années 1970 puis celles menées par le BRGM à partir des années 1980 ont été guidées par l'abondance des manifestations hydrothermales. Ces manifestations peuvent être regroupées en trois catégories (Figure 44) :

- les sources thermales ;
- les dépôts massifs de silice d'origine hydrothermale (*sinters\**) ;
- les anomalies géochimiques dans les sols.

### **Sources thermales**

Étudiées au § 5.3 (géochimie), ces sources apparaissent distribuées le long d'un axe NNO-SSE qui suggère un contrôle structural en profondeur de même direction (Figure 44). Les forages d'exploration productifs ont été implantés sur la même structure.

Les sources thermales étant aussi carbogazeuses correspondent aux zones de forte concentration en CO<sub>2</sub> des sols (*cf.* § 5.4 et Figure 49).

Il est symptomatique que les sources chaudes se situent au nord et au nord-est du secteur où se sont formés les *sinters\** (Figure 44). Cela confirme la migration des fuites du système de circulation hydrothermale, les *sinters\** matérialisant notamment la zone des anciennes émergences hydrothermales.

Les sources thermales restent, cependant, en dehors des domaines marqués par l'anomalie gravimétrique lourde (*cf.* § 5.5 et Figure 56) et résistante (> à 50 Ω.m à 72 m de profondeur sur la Figure 54 et > 200 Ω.m à 500 m de profondeur sur la Figure 52) au sud et à l'est.

## Sinters\*

La carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> de la Martinique (Westercamp *et al.* 1989) décrit des reliefs de *sinter*\* au niveau du prospect du Lamentin : Petit Morne, Morne Rouge (à l'extrémité de la piste de l'aéroport du Lamentin), Morne Doré et Château Lézards à l'ouest de Ducos (Figure 54). Des « rognons siliceux, près du Morne Cabrit »; peuvent signaler un reste de silicification sinon un *sinter*\* érodé (Surcin, 1969).

Ces *sinters*\* témoignent généralement de l'arrivée en surface de fluides géothermaux de type chloruré-sodique riches en silice provenant de réservoirs géothermiques haute température, à travers des fractures (§ 5.1.3) servant de conduits de fuite. Dans les contextes d'îles volcaniques à relief accentué comme la Martinique, ils se forment généralement en position basse et en périphérie des réservoirs, là où ces fluides d'origine profonde peuvent émerger à la faveur d'écoulements latéraux (*outflows*\*).

Les données recueillies par les survols MarTEM (*cf.* § 5.5.4) font apparaître des formations résistantes au niveau des différents *sinters*\* identifiés. Ces formations résistantes peuvent être, dans ce cas, assimilées aux dépôts de silice. À partir de certains *sinters*\* (Morne Doré, Château Lézards), les formations résistantes plongent. Leur faible pendage (autour de 20 %) conduit à les interpréter comme les accumulations de dépôts sur des pentes, à l'époque ennoyées et, aujourd'hui, recouvertes par des formations superficielles (sables et graviers, volcano-détritiques).

Associé au *sinter*\* de Morne Rouge, à la Pointe Duchaxel, Labbé et Jourde (1990) signalent des brèches siliceuses hydrothermales qui pourraient témoigner d'un ancien cratère d'explosion hydrothermale, confirmant, à cet endroit, l'existence d'une activité géothermale de haute température ancienne particulièrement intense (brutale ébullition des fluides géothermaux).

Chovelon (1984) met en évidence grâce à la datation par spectrométrie  $\alpha$  des isotopes de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  et  $^{230}\text{Th}$ , au moins deux phases principales de silicification : à 300 ka au sud, puis 250 ka plus au Nord de la plaine, laissant supposer une migration de l'activité dans le temps du sud vers le nord et une rotation depuis une direction de fractures N120-130E jusqu'à N140-150E. Ces âges sont en accord avec la position stratigraphique de ces *sinters*\* qui reposent sur des alluvions riches en quartz de la rivière La Lézarde que Westercamp *et al.* (1989) relie à la mise en place des *dômes\* dacitiques\** à quartz (Pitons du Carbet) datés récemment vers 320-340 Ka (Samper *et al.*, 2008).

Accompagnant la silice, et tous d'origine hydrothermale, des oxydes de manganèse (psilomélane) et de la barytine (sulfate de baryum) sont signalés au Morne Rouge (Eurafrep, 1969). De la tourmaline (borosilicate) est également mentionnée par Marinelli (1968). L'analyse d'un échantillon formé à 90 % de silice, issu du Morne Rouge (Pointe Duchaxel), confirme la richesse de ces dépôts en baryum (0,5 %), arsenic (0,06 %), phosphate (0,04 %), antimoine (0,03 %) mais aussi, dans une moindre mesure, en strontium (84 ppm), lithium (27 ppm) et bore (19 ppm). Les teneurs en mercure (3,75 ppm) et l'activité radon (160 000 Bq/m<sup>3</sup>), issue de l'uranium et du thorium relevés à Château Lézards (*cf.* § 5.1.4), vont également dans ce sens.

Les phases de dépôt de silice, en surface, probablement accompagnées d'argilisation, en profondeur, ont surtout affecté le sud de la plaine du Lamentin (incluant la Pointe Desgras); le nord n'aurait subi qu'une seule phase ce qui a permis de maintenir une certaine perméabilité des formations. La mise en charge plus forte des aquifères septentrionaux a aussi contribué à repousser le flux hydrothermal vers le sud et vers la mer (Chovelon, 1984).

La présence de ces dépôts massifs de silice hydrothermale qui témoignent d'anciennes circulations de fluides géothermaux à haute température (> 200 °C) et riches en silice est à relier aux altérations observées sur carottes de forage. Elle ne correspond ni à la composition ni à la température des fluides actuels (cf. § 5.3.).

## Anomalies géochimiques dans les sols

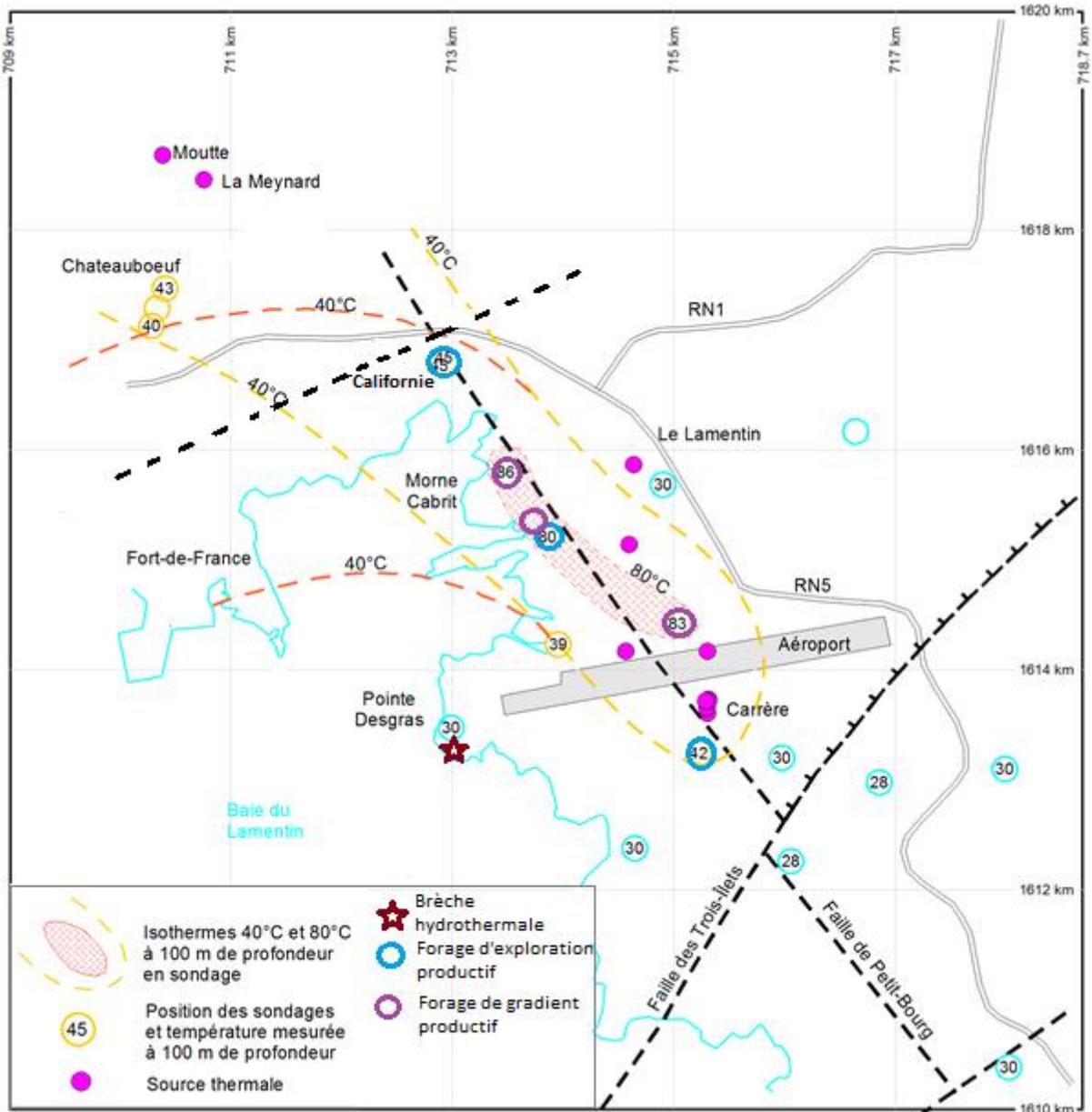


Figure 45 : Localisation des sondages de gradient thermique et des puits d'exploration profonds réalisés dans la plaine du Lamentin.

L'indication de la température à 100 m de profondeur ayant permis de tracer des courbes isothermes 40 °C et 80 °C.

L'intégration des différentes zones à teneur anormale (cf. § 5.4) pour les éléments (As, Hg) et les gaz (CO, CO<sub>2</sub>, Rn et He), analysés dans les sols, a conduit Westercamp *et al.* (1989) à tracer une enveloppe générale des zones anormales sur la carte géologique de la Martinique au 1/50 000 qui a été reportée sur la Figure 44. Cette enveloppe générale englobe les

*sinters*\* ainsi que la plupart des sources chaudes reconnues. Elle reste ouverte sur le Cohé du Lamentin faute de données disponibles. Elle définit une zone allongée selon une direction générale NO-SE avec une terminaison méridionale orientée NE-SO. Ces deux directions correspondent aux directions principales de failles observées ou supposées dans le substratum de la plaine du Lamentin.

L'enveloppe globale regroupe cependant des zones aux comportements géochimiques différents (§ 5.4) : la zone située au nord du canal du Lamentin (Californie – Les Mangles) et celle comprise entre le canal du Lamentin et Ducos – Petite Cocotte, au sud. La zone nord présente le signal hydrothermal le plus marqué.

### **Données fournies par les sondages de gradient thermique**

En 1969, EURAFREP réalisa 12 sondages de gradient thermiques (de La-01 à La-12) dans la plaine du Lamentin d'une profondeur comprise entre 85 m et 186 m (Figure 46). Le gradient le plus fort est celui qui a été mesuré dans le forage LA 10 (145 m de profondeur), à 150 m au NE du Morne Cabrit et 250 m au NO du forage LA-101, avec 3,1 °C/10 m.

La distribution des isothermes 40 °C et 80 °C à 100 m de profondeur dans ces sondages (Figure 45) peut suggérer que la circulation des fluides hydrothermaux se fait le long d'un axe NO-SE ; de même, les forages productifs d'eau thermo-minérale (du nord au sud : LA-10, LA-12 et LA-2) se regroupent autour de ce segment entre Californie et Carrère ; cela avait conduit Westercamp *et al.* (1989) à envisager l'existence de la faille de Petit-Bourg. Par ailleurs, on remarque qu'il y a, à terre, une coïncidence, dans la plaine du Lamentin, entre la répartition des sources thermales et les isothermes 40 et 80 °C à 100 m de profondeur. Cependant le côté ouest n'est pas contraint du fait de l'absence de sondages *off shore*, dans le Cohé du Lamentin.

Par contre, au sud de Carrère, il semble qu'il y ait une barrière de perméabilité puisque les températures relevées dans les sondages de gradient sont de l'ordre de 28-30 °C seulement. La faille transverse NE-SO des Trois-Îlets pourrait jouer ce rôle. Au NO du prospect, à Châteaubœuf, un des sondages (*core drills*) supplémentaires S2, foré à une profondeur de 80 m, en 1970 présente un gradient légèrement anormal de 1,8 °C/10 m mais aucun niveau producteur ni de trace d'hydrothermalisme.

### **Données fournies par les puits d'exploration profonds**

La réalisation des quatre puits d'exploration (700 à 1 000 m de profondeur) réalisés en 1969 (LA-101, près de l'embouchure de la Lézarde) et 2000 (LA-01 à Pointe Desgras, LA-02 à Habitation Carrère et LA-03 à Californie) ont apporté des informations déterminantes sur les ressources géothermales passées et actuelles de la plaine du Lamentin.

Ils ont d'abord permis de confirmer la présence d'une zone d'anomalie de température, déjà mise en évidence par les sondages de gradient, située au NO du prospect entre la Lézarde et le Quartier Californie.

Le puits de la Pointe-Desgras, aujourd'hui froid et sec, est situé en dehors de cette anomalie. Le puits de Carrère, en périphérie de l'anomalie, produit une eau dont la température maximale atteint 50 °C. Les deux puits La-101 et Californie implantés à l'intérieur de l'anomalie, produisent des eaux dont les températures se situent autour de 90 °C. La limite de l'anomalie n'est, par contre, toujours pas contrainte sur son côté ouest, au niveau du Cohé.

L'étude des altérations sur les carottes issues des quatre puits d'exploration (Mas *et al.*, 2002) a, ensuite, mis en évidence la **succession de deux épisodes hydrothermaux** au niveau du prospect géothermique du Lamentin. Voici les caractéristiques de ces épisodes :

- le premier épisode hydrothermal, aujourd'hui fossile, a été polyphasé ;
- les différents épisodes se décomposent entre altération des conduits de circulation et celle de la matrice éloignée de ces conduits ;
- dans les veines de circulation de l'épisode ancien, se sont développés quartz, sulfures, micas résultant de fluides géothermaux à haute température ( $\geq 200$  °C) ;
- la présence de laumontite (type de zéolite, silicate hydrothermal) associée à de l'*illite*\* indiquerait un effondrement du système hydrothermal avec des températures de fluide comprise entre 200 et 120 °C (2<sup>e</sup> phase du premier épisode) ;
- à distance de ces veines de circulation, l'altération a généré *chlorite*\*, *épidote*\*, calcite, albite (silicate d'aluminium sodique, ici hydrothermal) ainsi que des veines à *chlorite*\*, quartz et *épidote*\*, caractéristiques des contextes d'altération *pervasives*\* (200 à 350 °C) ; la présence de laumontite et de *corrensite*\* indiquerait, là aussi, une phase de températures inférieures à 200 °C ;
- dans les zones très altérées se superposent au quartz et aux sulfures, des interstratifiés *illite/smectite*\* et de la calcite (altération argilique des systèmes géothermiques quasi-neutres) de température < 220 °C ;
- ces phases d'altération (la première supérieure à 200 °C, suivie par un refroidissement de 200 à 120 °C, ont conduit à un colmatage complet du système à Pointe Desgras (adossé, par ailleurs, à un *sinter*\*) et partiel à Carrère ;
- le système de circulation actuel a oblitéré en partie le système précédent notamment dans les veines de circulation de Californie et, à un moindre degré, à Carrère ;
- dans les veines de circulation actuelle se développent *kaolinite*\*, *smectite dioctaédrique*\* et sidérite (carbonate de fer) caractérisant une altération argillique intermédiaire (100-150 °C) ; ces phases argileuses et cette température sont confirmées par (i) les mesures de température en forage et (ii) la modélisation de l'état de saturation du fluide (Sanjuan *et al.*, 2002) ;
- la kaolinite est le minéral d'altération dominant, actuellement, dans les zones de circulation comme dans les secteurs colmatés récemment ; à Californie, la zone à kaolinite coïncide avec l'extension verticale de l'anomalie thermique actuelle (> 80 °C) sur 250 m ; dans les autres forages où l'eau ne circule pas (Pointe Desgras) ou bien à une température <60 °C (Carrère), la kaolinite est négligeable ou peu développée ;
- la *smectite*\*, elle, se retrouve davantage à distance de ces zones de circulation, en fonction du rapport fluide/roche et du degré d'interaction fluide-roche : des fluctuations peuvent donc s'observer dans les phases minérales en fonction de processus de colmatage ou de réouverture ; elle se développe aux dépens de phases minérales de haute température antérieures (*illite*\*) ;
- dans les veines de circulation actuelle, le niveau de cristallinité de la *kaolinite*\* apparaît contrôlé par la température (de 50 °C à Carrère jusqu'à 90 °C à Californie) et clairement distinguée des altérations superficielles classiques du milieu tropical.

L'ensemble altéré à *kaolinite*\* dominante + *smectite*\* est bien caractéristique d'un système de moyenne température. Il se traduit, d'après la campagne géophysique, par une très faible résistivité (< 1 ohm.m) qui pourrait correspondre aux mesures d'électromagnétisme (CSEM et TEM *cf.* § 5.5).

Les résultats de l'étude des altérations des forages d'exploration sont cohérents avec ceux issus de l'observation des *sinters*\* (température de circulation > 170 °C, présence de sulfures de fer, succession de phases d'altération ou de dépôt,...) et des anomalies géochimiques en As, Hg et Rn relevées dans les sols (Figure 51). *Sinters*\* (silicification) et altération à quartz sulfures, *illite*\*, *épidote*\* et *chlorite*\* sont les deux manifestations du même

phénomène hydrothermal; leur effet convergent a été de développer une barrière imperméable au sud et au sud-ouest de l'ancien champ de haute température. Si l'argilisation s'est transformée / modifiée (illite vs kaolinite) avec le système hydrothermal actuel, le dépôt de silice s'est arrêté. Les dépôts de travertin (carbonates) au niveau des sources thermales (mais aussi lors de l'éruption du forage LA-101) constituent d'autres manifestations actuelles mais de moindre ampleur.

La confrontation des observations fournies par les altérations hydrothermales rencontrées dans les quatre forages d'exploration profonds avec les indices hydrothermaux de surface conforte donc l'hypothèse d'un système hydrothermal de haute température (>200 °C) qui s'est d'abord effondré en passant par des températures intermédiaires (120 à 200 °C) et, aujourd'hui, avec un fluide de plus basse température (90° en forage) au nord et un arrêt la partie sud de la plaine du Lamentin. Le système actuel, se superposant à la partie nord de l'ancien, résulte soit de l'évolution du système précédent soit de l'arrivée d'une autre circulation hydrothermale de plus basse température (entre 100 et 140 °C).

### Conclusions géologiques sur la zone du Lamentin

La plaine du Lamentin est entourée de divers ensembles volcaniques pour la plupart anciens (> 300 ka). Elle est structurée principalement par deux directions de fractures :

- NO-SE avec la faille de Petit-Bourg autour de laquelle s'organisent sources thermales carbogazeuses, anomalies de gradient de température et anomalies géochimiques dans les sols ;
- NE-SO avec la faille des Trois Ilets qui correspond à la zone d'arrêt des manifestations hydrothermales qui restent limitées au nord de cet accident.

Des monticules formées par des dépôts de silice (*sinters*\*) jalonnent les limites sud et sud-ouest de l'avancée de l'hydrothermalisme. Ces dépôts témoignent d'une activité hydrothermale de haute température qui se serait manifestée en deux temps (300 puis 250 ka) et qui aurait été contrôlée par deux directions successives (globalement NO-SE).

Les altérations étudiées sur les carottes des forages d'exploration révèlent :

- un premier épisode qui peut être décomposé en deux phases : (i) une première phase dont les minéraux témoignent d'une formation à haute température (>200 °C) et (ii) une seconde, de température intermédiaire (200 à 120 °C) ;
- l'épisode actuel qui se superpose au précédent dans la partie nord de la plaine du Lamentin et dont les altérations témoignent de températures comprise entre 100 et 140 °C, d'après les géothermomètres.

## 5.2. HYDROGÉOLOGIE : SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES

Les précipitations arrosant la plaine du Lamentin (2 000 à 2 500 mm) sont nettement moins abondantes, en moyenne, que celles touchant les reliefs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet (de 3 000 à 5 000 mm par an). La pluie efficace moyenne au niveau de la plaine du Lamentin est estimée entre 500 et 1 000 mm (Vittecoq *et al.*, 2010), néanmoins la nature et la structure des formations géologiques présentes limitent l'infiltration. En effet, la plaine du Lamentin est marquée par la présence en surface d'une petite nappe libre située dans les alluvions récentes et anciennes de la Lézarde (sur une dizaine de mètre d'épaisseur). Cette petite nappe superficielle est séparée de la nappe sous-jacente par 20 à 40 m de conglomérats argileux et d'altérites. Cette deuxième nappe, dénommée « nappe du Lamentin » circule dans des laves fissurées et fracturées recoupés par des forages entre 30 et 75 m de profondeur. Cette nappe est *captive*\*, sous les conglomérats jouant un rôle

d'éponte semi-perméable, avec *a priori* des flux ascendants (en l'absence de pompages) vers la nappe superficielle et vers la mangrove. L'alimentation d'un système géothermal plus profond est donc très limitée, voire inexistante, au niveau de la plaine, et une origine plus lointaine est donc à envisager, notamment via des circulations profondes issues des Pitons du Carbet.

Seule la première **nappe libre**\* circulant dans les alluvions superficielles est marquée par des intrusions salines, notamment à travers la rivière la Lézarde (dans laquelle l'eau de mer remonte souvent jusqu'à la ZI de la Lézarde) et la zone de mangrove. La nappe du Lamentin (circulant dans les laves fissurées et fracturées) est douce et sans influence marine significative. En l'état actuel des connaissances, la partie nord de cette plaine pourrait constituer un exutoire naturel des réservoirs formés sur les reliefs des Pitons du Carbet. La partie sud formerait, quant à elle, un écran imperméabilisé par l'altération hydrothermale, ce qui pourrait expliquer l'absence d'intrusions salines dans la nappe du Lamentin.

Les sources thermales parviennent à traverser les éventuelles zones silicifiées et argilisées grâce à une convection dans des drains tectoniques verticaux (failles) probablement maintenus ouverts par l'activité sismique (Chovelon *et al.*, 1986)

L'hydrogéologie plus profonde de la plaine du Lamentin est surtout renseignée par quelques forages de gradient (*cf.* § 5.1.5) et les quatre puits d'exploration géothermique (*cf.* § 5.1.6). Ces derniers ont confirmé le rôle de la fracturation dans la circulation des fluides hydrothermaux dans les trois puits où elles sont présentes (LA-101, Californie, Carrère). Les venues d'eau observées pendant la foration ont coïncidé avec la traversée de zones fracturées montrant des phénomènes d'argilisation à leurs épontes, d'ouverture avec des cristallisations géodiques de silice, carbonates et sulfures. Lorsqu'il est visible sur les carottes, le sens du mouvement indique que la plupart sont des failles normales, traduisant un régime en distension au niveau du Lamentin. Ces trois puits, auxquels on peut ajouter trois forages de gradient produisant le même type d'eau thermo-minérale, sont alignés approximativement selon un axe NO-SE (Figure 43). Ils ont tous probablement recoupé un même drain ou un même faisceau de failles, venant conforter le rôle de la direction tectonique NO-SE sur la géométrie du réservoir et l'existence de la faille de Petit-Bourg proposée par Westercamp *et al.* (1989).

Les profils de température réalisés dans ces puits apportent également des indications sur l'origine des fluides hydrothermaux. Les maxima de température sont situés vers 150 – 200 m dans le puits LA-101 et vers 400 m dans le puits de Californie (Figure 45). En-dessous de ces profondeurs, les courbes de température s'inversent et la température diminue. Ceci indique que ces puits ne sont pas implantés à l'aplomb du réservoir mais sont le siège de circulations latérales de fluide (*outflow*\* zone) dont il faut rechercher l'origine vers l'ouest ou le nord-ouest.

En l'absence d'essais hydrauliques sur les puits producteurs disponibles (essentiellement Californie), il reste hasardeux d'estimer un potentiel du réservoir chaud capté. Les informations recueillies en cours de forage des puits sont trop ponctuelles pour quantifier une productivité.

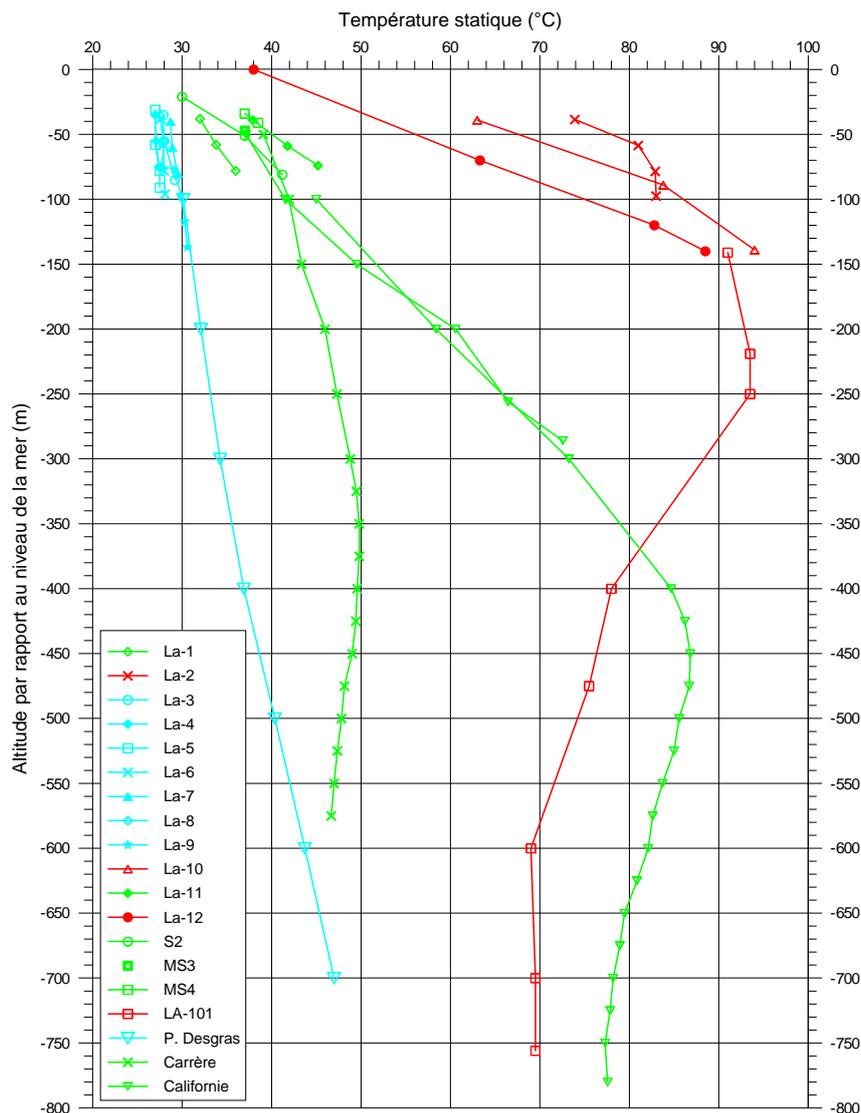


Figure 46 : Profils de température dans les différents sondages de gradient thermique et forages d'exploration profonds disponibles au niveau de la plaine du Lamentin.

Le puits La-101 a, certes, atteint une production de plusieurs centaines de m<sup>3</sup>/h en 1970 mais ce débit est attribué à un phénomène de *gas-lift* naturel (éruption) provoqué par le dégazage du fluide géothermique (EURAFREP, 1970).

Le puits de Carrère n'a pas de débit artésien naturel, sans doute en raison d'un rapport gaz/liquide plus faible. Un essai limité de pompage à un débit de 900 l/h environ a été réalisé (Sanjuan *et al.*, 2002) conduisant à une baisse 2 m du niveau piézométrique.

En raison du phénomène de *gas-lift*, le forage de Californie a, quant à lui, atteint naturellement un débit moyen de l'ordre de 9 m<sup>3</sup>/h avec une production cumulée de 31 m<sup>3</sup> (Sanjuan *et al.*, 2002).

### 5.3. HYDROGÉOCHIMIE : SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES

Les données et études géochimiques des fluides hydrothermaux des sources et des puits d'exploration de la plaine du Lamentin proviennent notamment d'EURAFREP (1970), Lopoukhine et Mouret (1977) ; Iundt (1984) ; Fabriol et Ouzounian (1985) ; Pedroni *et al.* (1999) ; Sanjuan *et al.* (2002).

#### Caractéristiques chimiques des eaux

On peut distinguer trois catégories d'eaux naturelles souterraines : les eaux froides de sources ou de puits ( $26 < T < 28$  °C), les sources chaudes ( $34 < T < 61$  °C) et les eaux des trois forages d'exploration (et trois forages de gradient) productifs  $40 < T < 90$  °C.

#### Eaux froides de sources ou de puits

Indépendamment de leur température plus faible, ces eaux (Habitation Ressource, Sarrault, La Frédée, celles du forage de gradient LA5 et du forage de l'Habitation Carrère à 135 m) sont nettement moins minéralisées (conductivité de 300 à 600  $\mu$ S/cm et sels totaux dissous de 350 à 500 mg/l). Par ailleurs elles sont plutôt bicarbonatées calco-sodiques, leur pH est plus élevé (de 6,6 à 7,7).

#### Sources chaudes

De nombreuses sources chaudes sont observées au niveau de la plaine du Lamentin, depuis Morne Cabrit au nord jusqu'à Carrère au sud (Figure 44). Il est probable qu'un certain nombre d'entre elles, disséminées soit dans les mangroves qui bordent la baie du Lamentin, soit dans la baie elle-même (y compris le Cohé), sont peu connues et peu accessibles. L'altitude d'émergence de ces sources est inférieure à 5 mètres.

Les sources thermales (ancienne voie ferrée, aéroport, Habitation Carrère, la Lézarde,...) sont remarquables par :

- leur conductivité comprise entre 10 et 20 mS/cm (minéralisation comprise entre 9 et 13 g/l) ;
- leur caractère chloruré – sodique ;
- le dégazage de dioxyde de carbone et des pH ne dépassant pas 6,3... ;
- des précipitations de carbonates et d'hydroxydes de fer aux émergences ;
- des débits généralement faibles, inférieurs ou égaux à quelques litres par minute.

#### Eaux des forages productifs

Sur les douze forages de gradients réalisés en 1969, quatre (LA2, LA5, LA10, LA12) ont rencontré des niveaux producteurs dont les eaux ont été analysées. L'eau de LA5 peut être considérée comme froide et se corrèle très bien avec les autres eaux froides de la nappe du Lamentin (*cf. supra*). Les autres peuvent être considérées comme des eaux thermo-minérales à dégagement de gaz, comparables aux eaux des sources chaudes. Les niveaux producteurs n'ont pas été repérés précisément mais se situent en-dessous de 56 m pour LA-2, de 52 m pour LA-10 et de 150 m pour LA-12. À noter que tous les forages de gradient « chauds » (LA-1 et LA-11) ne sont pas producteurs. Dans la zone où se concentrent les anomalies (entre les pistes de l'aéroport et le quartier Californie), une part du transfert de chaleur se fait donc par conduction.

Par ailleurs trois forages d'exploration ont recoupé un conduit producteur (LA-101 en 1970, Carrère ou LA-02 et Californie ou LA-03 en 2000-2001) qui semble commun aux sources thermales. Les fluides ont été prélevés à partir des forages mais sans que leur représentativité ne soit garantie (contamination possible des boues et fluides utilisés pour de forage).

Le contexte et les caractéristiques chimiques et physico-chimiques rapprochent les eaux des forages de celles des sources thermales.

## Origine des fluides

### Eaux froides de sources ou de puits

Les eaux froides des puits et sources du Lamentin sont représentées dans des diagrammes binaires reliant la concentration en différentes espèces dissoutes en fonction de la concentration en ion chlorure ou en ion bicarbonate ou associant les rapports isotopiques de l'eau (Figure 36, Annexe 2). Elles y sont associées aux droites de mélange des eaux du groupe de Moutte (Tivoli, Fond Lahaye, La Meynard, Rivière Monsieur, *cf.* § 4.3.), en amont et à l'ONO de la plaine du Lamentin.

Ces eaux de sources et forages du Lamentin sont en général de minéralisation et de température inférieure à celles de leurs homologues amont. Elles évoluent vers un faciès bicarbonaté alors que les eaux de l'amont sont plutôt chlorurées. Parallèlement à leur dilution par des eaux météoriques, le contexte de dégazage de CO<sub>2</sub> du Lamentin contribue accroître la pCO<sub>2</sub> et, donc, augmenter la proportion de HCO<sub>3</sub> par rapport au Cl. Le rapprochement du littoral ne conduit donc pas à augmenter la part d'eau de mer (de l'ordre du pourcent) dans ces eaux. Cela conduit à supposer, comme pour les eaux de Didier et Absalon, que la contribution marine a été apportée soit par des aérosols, soit par une eau de mer ancienne. Or :

- Brenot *et al.* (2008) ont montré que dans les eaux peu profondes qu'ils ont étudiées sur l'ensemble de la Martinique, la teneur en chlorures diminuait avec la distance à la mer ; dans le groupe « Moutte-sources froides du Lamentin » l'évolution de la concentration en chlorures dans l'espace va plutôt dans l'autre sens (diminution en se rapprochant du littoral) ;
- l'hydrogéologie de la zone du Lamentin (Vittecoq, 2014 comm. pers.) confirme la pression exercée par les eaux en provenance des Pitons du Carbet s'écoulant vers le littoral du Lamentin dans les réservoirs peu profonds.

L'hypothèse d'une alimentation par une eau de mer ancienne diluée semble, donc, plus vraisemblable.

Les rapports isotopiques du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$ ) sont un peu plus élevés (0,70514 à 0,70586) que celui de Tivoli (0,70443) ou de sources chaudes du Lamentin (0,70493-0,70494) mais encore marqués par l'interaction eau - roche volcanique. Le rapport isotopique du bore  $\delta^{11}\text{B}^*$  (20,2 ‰ au puits Sarrault) se situe entre celui de l'eau de mer (39 ‰) et celui d'un équilibre eau-roche volcanique d'arc (-6,3 à +7,3 ‰) ou eau - gaz magmatique (+1,5 à +6,5 ‰) d'après les données de Mossadik (1997). Cette position intermédiaire relevée pour les deux paramètres isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$  et  $\delta^{11}\text{B}^*$ , entre un pôle « lithologique », un pôle « météorique » avec une légère contribution marine a été soulignée par Brenot *et al.* (2008). L'origine à dominante météorique de ces eaux se confirme par l'alignement sur une droite parallèle à la droite météorique locale, comme les eaux des sources et forage associés à Moutte (Figure 36). Le léger déficit en  $\delta^{18}\text{O}^*$  peut venir d'une interaction entre eau et CO<sub>2</sub>.

Un pôle minéralisé correspondant à celui de Moutte participe, donc, à la minéralisation des eaux froides de sources et de puits peu profonds (< 200 m) du Lamentin. L'évolution des différents paramètres chimiques et isotopiques et de la température conduit à envisager sa localisation en amont de Moutte, Tivoli et Fond Lahaye (cf. § 4.3). Les signes d'interaction eau-roche-gaz sont modérés et les **géothermomètres\*** situent la température profonde entre 85 et 110 °C (Tableau 7).

## Eaux thermales des sources et des forages productifs

Une incertitude particulière entoure les données des eaux chaudes du Lamentin : elle combine (1) un certain manque de repérage dans les sources, (2) des difficultés analytiques particulières dues à la forte pCO<sub>2</sub> (et à ses variations au cours de la chaîne analytique), (3) une force ionique (minéralisation) qui n'est plus négligeable (sels dissous totaux –TDS- de 12 à 13 g/l) et, (4), concernant les eaux des forages, l'absence d'essais de production permettant d'accéder au fluide hydrothermal d'origine. Ces différents facteurs contribuent probablement à la relative dispersion des analyses et à la difficulté, parfois, à dégager une tendance. S'y ajoutent, pour les analyses de 1985, une baisse des concentrations en Rb (d'un facteur 2 à 10), sans doute d'origine analytique.

Les états de saturation sont probablement modifiés du fait du dégazage du CO<sub>2</sub>, provoquant notamment, une augmentation du pH. Le pH mesuré (entre 5,9 et 7,1) est donc sans doute plus près de la borne inférieure.

### Composante marine

Dans le diagramme ternaire HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> de Giggenbach (1991), les eaux des sources chaudes (et des forages productifs) tombent à proximité du pôle « chlorure » (Figure 47), ce qui reflète principalement une composante marine (Sanjuan *et al.*, 2002). Cette composante marine se confirme à l'examen :

- des rapports Br / Cl équivalents à celui de l'eau de mer ;
- du diagramme binaire Na / Cl.

Dans les deux cas, une droite de mélange relie les points représentatifs de ces eaux avec ceux de l'eau de mer.

Sur la base de ces éléments, on peut estimer la contribution de l'eau de mer à 30-35 % (Sanjuan *et al.*, 2002). Néanmoins, cette relation ne se retrouve plus pour d'autres espèces. Comme l'ont souligné Sanjuan *et al.* (2002), les eaux captées par les différents puits et produites par les sources thermales de la plaine du Lamentin, sont enrichies en Ca, HCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Sr, Ba, B, As, Fe, Mn, Li, Rb, Cs, Ge et appauvries en SO<sub>4</sub> et Mg par rapport à de l'eau de mer diluée par de l'eau météorique (ou une eau peu minéralisée). D'autres processus, d'autres pôles minéralisés doivent donc être envisagés.

### Rôle de l'interaction eau-roche

#### **Signatures isotopiques**

Les analyses isotopiques conservent des caractéristiques rencontrées dans l'étude des eaux thermales des Pitons du Carbet :

- certains isotopes tels que ceux des sulfates ( $\delta^{18}\text{O}^*$  et  $\delta^{34}\text{S}^*$ ) gardent en général la caractéristique de l'eau de mer (valeurs proches de 10 ‰ vs SMOW pour  $\delta^{18}\text{O}^*$  et de 20 ‰ vs CDT\* pour  $\delta^{34}\text{S}^*$ ) pour la plupart des sources analysées (le forage Habitation Carrère portant sans doute la trace d'une réduction des sulfates, comme l'ont signalé Sanjuan *et al.*, 2002) ; un niveau fortement minéralisé en sulfures a été signalé dans

l'étude des carottes de ce forage et peut expliquer l'existence d'un faible potentiel d'oxydo-réduction, voire la réduction de certaines espèces ; on retrouve probablement ce phénomène sur la source de l'ancienne voie ferrée où les teneurs en  $\text{SO}_4$  sont systématiquement inférieures, pratiquement d'un facteur 2 ;

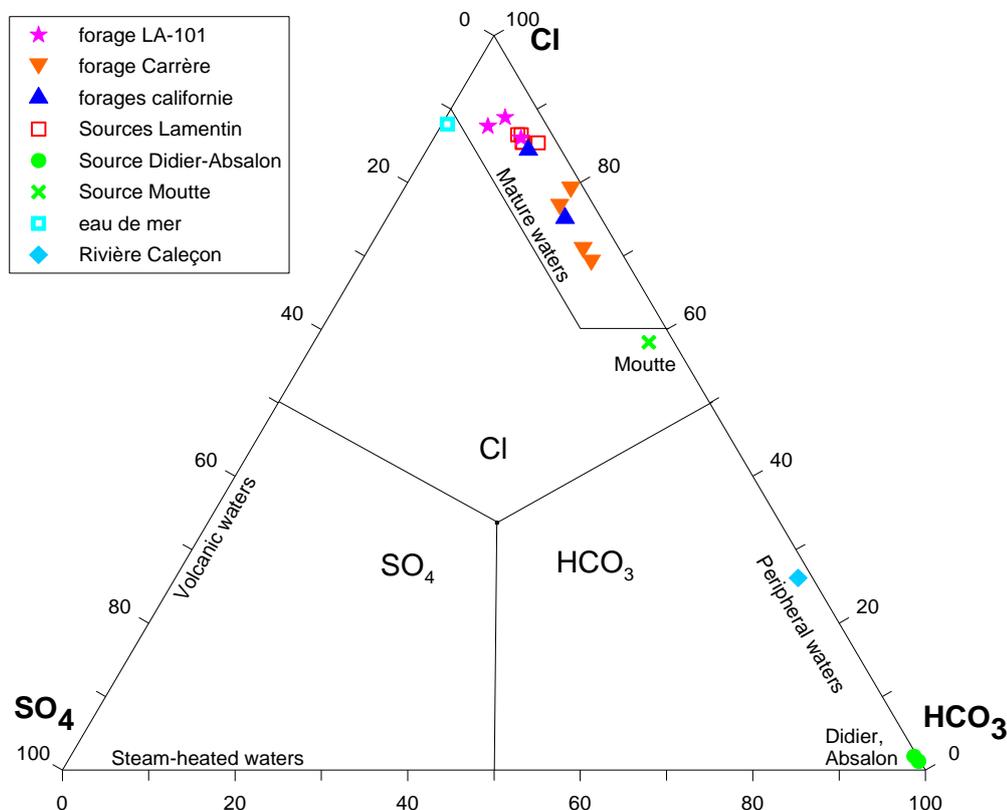


Figure 47 : Position des échantillons d'eaux des forages et des sources thermales de la plaine du Lamentin et de sa périphérie dans le diagramme ternaire Cl-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> de Giggenbach (1991)

- les isotopes du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$ ) sont proches des valeurs mesurées sur des roches volcaniques de composition andésitique (0,704-0,705). Ceci indique un degré d'interaction eau-roche important : faible rapport eau/roche et/ou temps de transit assez long (Sanjuan *et al.*, 2002) ;
- le rapport isotopique du lithium  $\delta^7\text{Li}^*$  assez bas (6,7) mesurée sur l'eau du forage Californie témoigne d'un passage (plutôt passé, ici) par une interaction à haute température ;
- dans le diagramme des isotopes stables de l'eau ( $\delta\text{D}^* / \delta^{18}\text{O}^*$ , Figure 36), les points représentatifs des eaux thermales du Lamentin sont clairement dans le champ des eaux météoriques même si leur tendance à l'enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}^*$  traduit le mélange avec l'eau de mer ;
- les variations de  $\delta\text{D}^*$  et  $\delta^{18}\text{O}^*$  semblent répercuter les écarts saisonniers enregistrés au niveau des eaux météoriques (comme pour les eaux de Didier-Absalon) ; comme sur les autres zones explorées, ces variations ont jusqu'ici rendu impossible la détermination d'un gradient altimétrique permettant de préciser l'altitude de l'aire de recharge ;
- les isotopes du carbone inorganique dissous ( $\delta^{13}\text{C}^*$ ) portent une signature magmatique (sources de la Lézarde et d'Habitation Carrère) pouvant être localement mélangée à un apport biogénique (sources de l'aéroport, de la voie ferrée) ;

- les isotopes de l'hélium ( $^3\text{He}/^4\text{He}^*$ ) traduisent une atténuation de la source magmatique (Figure 37) mais celle-ci est toujours présente.

Au total ces informations, donnent une image contrastée des caractéristiques de l'eau thermale du Lamentin : le maintien d'une signature marine au niveau des sulfates laisse penser que l'interaction eau-roche dont témoignent d'autres isotopes (Sr, Li) ne s'est pas faite en milieu réducteur. Comme à Didier-Absalon l'influence des eaux météoriques (variations saisonnières, degré d'oxydation) semble au moins partiellement maintenue. Cela se confirme par l'absence de dérive de  $\delta^{18}\text{O}^*$ , qui aurait signalé un ré-équilibre isotopique eau-roche (comme à Petite Anse). Cette absence de dérive de  $\delta^{18}\text{O}^*$  peut aussi être due à un rapport eau-roche élevé ou à un faible temps de transit (Sanjuan *et al.*, 2002). Par ailleurs, la venue de gaz d'origine magmatique, même éloignée ou tardif, est confirmée. Ces caractéristiques isotopiques contrastées ne sont pas sans rappeler celles des eaux thermales des Pitons du Carbet (groupes de Didier – Absalon ou de Moutte- Tivoli).

### Signatures chimiques

Pour examiner les processus envisageables et mieux comprendre la circulation des eaux chaudes du Lamentin (origine, trajet,...), nous utiliserons les représentations par diagrammes binaires des espèces chimiques dissoutes en fonction d'une espèce de référence (Cl,  $\text{HCO}_3$ , B ou Li).

Sur le plan chimique, à partir des diagrammes binaires, plusieurs points peuvent être soulignés :

- les sources thermales forment bien un ensemble particulier quoique relativement dispersé ;
- les eaux produites par les forages présentent une tendance de mélange entre (i) des eaux plus douces, mélangées avec de l'eau de mer en proportion inférieure (20 %) à celle des sources et formées probablement par les eaux utilisées pour le mélange des boues de forage (Sanjuan *et al.*, 2003) et (ii) les eaux thermales des sources ;
- la convergence entre les eaux de sources thermales du Lamentin et les plus minéralisées des eaux de forage est nette à l'exception de certaines espèces ( $\text{HCO}_3$ , Li et Ba) qui sont significativement enrichies et d'autres (Cs et As) appauvries dans les eaux de forage; certains éléments peuvent avoir été apportés par les boues de forage (Ba) et d'autres peuvent résulter d'une interaction plus forte avec le  $\text{CO}_2$  ( $\text{HCO}_3$  et Li), sous plus forte pression partielle, en profondeur ; les eaux des sources thermales, elles, peuvent s'être chargées davantage au cours de leur remontée au contact de dépôts et altérations hydrothermaux accumulés vers la surface (zones silicifiées et zones argilisées) ; au total la convergence de composition chimique et isotopique entre les eaux des sources thermales et des forages confirme que l'on sollicite la même ressource ; cela ne dispensera pas d'essais de production pour capter et mieux définir la ressource géothermale sans risque de contamination ;
- les variations dans le temps sur une même source peuvent être importantes et expliquent en partie aussi la dispersion de la représentation en diagrammes binaires ;
- les diagrammes binaires (Annexe 2) apportent des informations différentes en fonction du choix de l'espèce de référence :
  - Cl est déterminé par la part importante d'eau de mer initiale ; il apparaît que cette teneur ne change pas ou peu (pas d'apport ni de consommation de Cl lors d'une éventuelle interaction avec la roche ou la phase gaz),
  - $\text{HCO}_3$  et B montrent pour les différentes espèces des comportements voisins conduisant à déduire qu'une partie au moins du bore est lié à la phase gaz, de même,

sans doute, que l'ion ammonium ( $\text{NH}_4$ ) ; l'augmentation de  $\text{HCO}_3$ , donc de la  $\text{pCO}_2$ , semble aller de pair avec la réduction du sulfate d'origine marine,

- Li est corrélé positivement avec des espèces classiques de l'interaction eau-roche (As, Cs, Sr, Ge) mais pas avec d'autres (B, Rb,  $\text{SiO}_2$  ou Ba) ; il semble néanmoins qu'il y ait (ou qu'il y ait eu) interaction eau-roche ;
- l'incertitude de la variation de nombreuses espèces en fonction de l'une ou l'autre des espèces de référence (Cl,  $\text{HCO}_3$ , B, Li), le manque de cohérence dans les corrélations et surtout la **géothermométrie\*** et les mesures de température, conduisent à penser que, si interaction il y a, elle se fait à moyenne température (<140 °C), sans atteindre un équilibre complet ;
- les concentrations encore assez importantes en magnésium et en sulfates dissous confortent l'hypothèse de températures d'interaction assez modérées, ces espèces ayant des concentrations proches de zéro dans les fluides de réservoirs géothermiques haute température;
- l'observation géologique (cf. § 5.1.6 et § 5.1.7), l'analyse des dépôts de **sinters\*** jointes aux résultats des mesures de MarTEM illustrant l'extension de ces formations (cf. § 5.5.4), l'étude minéralogique des carottes des forages d'exploration, appuient l'hypothèse d'un lessivage, en profondeur, des anciennes minéralisations « haute température », sous relativement forte  $\text{pCO}_2$ ; plusieurs espèces caractéristiques d'interaction à haute température seraient donc « héritées » d'une phase ancienne : concentrations élevées en Sr, Ba, B, As, Fe, Mn, Li, Rb, Cs, Ge,..., valeurs des rapports isotopiques de Sr et Li. Cette transmission pouvant se faire à travers des réactions de dissolution, de désorption à la surface des argiles et de la silice et surtout et d'échange cationique entre les feuillets d'argiles ;
- les traces d'interaction eau-gaz-roche sont donc probablement, en grande partie, masquées par le lessivage des formations issues de la phase hydrothermale précédente ;
- les calculs de saturation effectués au moyen du code de calcul EQ3 NR par Sanjuan *et al.* (2002), sur les analyses d'eaux thermales du Lamentin à 90 – 120 °C, indiquent un état de saturation vis-à-vis de la silice (calcédoine), de la kaolinite, de smectites, de la barytine et une sursaturation vis-à-vis des carbonates (de Ca, Mg, Sr, Ba), ce que confirme la présence de travertins aux émergences des sources thermales du Lamentin (et du forage LA101 lorsqu'il est entré en éruption en 1969).

## Géothermométrie

Dans le diagramme ternaire Na-K-Mg de Giggenbach (1988), ces eaux chlorurées sodiques se situent à la limite du domaine des eaux en équilibre avec la roche (Figure 48); ce qui va également à l'encontre d'une température élevée en profondeur.

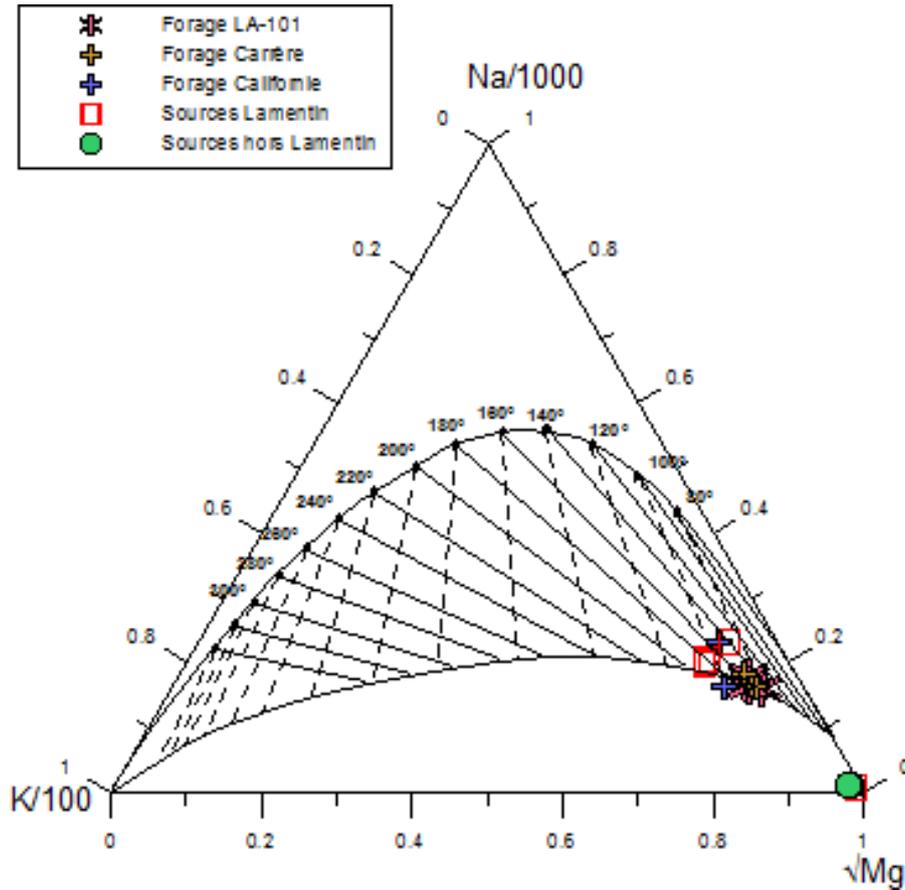


Figure 48 : Position des échantillons d'eaux des forages et des sources thermales de la plaine du Lamentin et de sa périphérie dans le diagramme ternaire Na-K-Mg de Giggenbach (1988).

	Calcédoine					Na-K			Na-K-Ca
	Fournier, 1977	Giggenbach, 1983	Michard, 1990	Arnorsson, 1983	Helgeson, 1978	Michard, 1979	Fournier & Truesdell, 1973	Fournier, 1979	Fournier & Truesdell, 1973 avec corr. Mg
Source Hn ressource	89	96		89	95			108	85
Forage Hn Carrère	105	113	91	103	109	113	93	146	
Californie	110	119	96	108	114		136		87
Voie ferrée	124	134	107	121	125	143	125		
Aéroport	88	95		87	94	111	92	145	
La Lézarde	99	107	87	97	104	141	123		89
Source Hn Carrère	97	104	85	95	101	133	115		88

	K-Mg	Na-Li		Cs-Na	Rb-Na	Mn-K	Fe-K	<sup>18</sup> O (H <sub>2</sub> O-SO <sub>4</sub> )	Intervalle
	Michard, 1990	Kharaka <i>et al.</i> , 1982	Fouillac (Cl>0.3 M)	Michard, 1990	Michard, 1990	Michard, 1990	Michard, 1991	Mizutani & Rafter, 1969	T°C
Source Hn ressource									85<T°<110
Forage Hn Carrère	92	112		128	87				85<T°<145
Californie	104	123			90	93			85<T°<135
Voie ferrée	108		115	130	85				85<T°<140
Aéroport	96	102					105		85<T°<140
La Lézarde	107		116	138	86	135		140	85<T°<140
Source Hn Carrère	105	91	134	139	87	131		142	85<T°<140

Tableau 7 : Estimations des températures profondes des eaux du Lamentin à partir de divers géothermomètres

Les **géothermomètres\*** chimiques doivent donc être appliqués avec précaution. Sanjuan *et al.* (2002) estiment que ces eaux ont été équilibrées à des températures de l'ordre de 90-130 °C, notamment grâce au **géothermomètre\*** à silice (équilibre avec la calcédoine) et au géothermomètre Na/Li de Kharaka *et al.* (1982). Ces valeurs de température sont donc proches des températures de l'ordre de 90 °C mesurées dans les puits « Californie » et LA-101.

Les températures obtenues à partir de différents géothermomètres sur les eaux des sources et forages du Lamentin convergent vers une gamme de 85-140 °C. Les géothermomètres à silice (calcédoine) sont relativement cohérents, de même les géothermomètres Na – K, K-Mg, Cs-Na et Rb-Na

### Modèle géochimique

#### Origine des eaux thermales

L'hypothèse retenue dans l'étude précédente (Sanjuan *et al.*, 2002) a été d'attribuer la même aire de recharge pour le réservoir du Lamentin et celui de Didier-Absalon (versant sous le vent des Pitons du Carbet) ; la seule interprétation des diagrammes représentatifs des isotopes stables de l'eau ne permet cependant pas de trancher, du fait des variations importantes de  $\delta D^*$  et  $\delta^{18}O^*$  tant pour les eaux thermales de Didier-Absalon que pour celles du Lamentin. Il est probable que, comme cela a été évoqué au § 4.3.4, l'interaction avec le gaz d'origine magmatique joue un rôle important dans cette répartition. Les deux groupes d'eaux thermales du massif des Pitons du Carbet identifiés (*cf.* § 4.3.5) pourraient donc convenir : Didier-Absalon ou Moutte. Ces deux hypothèses sont vraisemblables du point de vue géologique (directions des fractures majeures) et hydrogéologique (zone de recharge située à l'amont).

Rappelons déjà que les eaux thermales du Lamentin ont des points en commun avec celles des Pitons du Carbet (*cf.* § 4.3.6). On trouve ainsi dans les deux groupes :

- un pôle météorique présentant une certaine convergence des signatures isotopiques en  $\delta D^*$  et  $\delta^{18}O^*$  pouvant suggérer une aire de recharge commune (Figure 36) ;
- des rapports de  $^{87}Sr / ^{86}Sr^*$  comparables à ceux des andésites et témoignant d'une interaction eau-roche ;

- des rapports de  $\delta^7\text{Li}^*$  faibles pouvant indiquer un passage (présent ou, plus probablement ici, passé) par une interaction eau-roche volcanique à haute température ;
- des teneurs en silice compatibles avec une même gamme de température d'interaction;
- une phase gaz comportant une signature magmatique ( $\delta^{13}\text{C}^*$  et  $^3\text{He} / ^4\text{He}^*$ ) voisine ;
- des signatures isotopiques non univoques entre celles de l'eau de mer ( $\delta^{11}\text{B}^*$ ,  $\delta^{34}\text{S}^*$  et  $\delta^{18}\text{O}^*$  des sulfates) et celles d'une interaction eau-roches volcaniques ( $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}^*$ ) et/ou dépôts hydrothermaux ( $\delta^7\text{Li}^*$ ).

Les teneurs en As, B, Ba, Ca, Cs, Ge, Li,  $\text{NH}_4$ , Rb, voire Sr des eaux du Lamentin sont trop élevées pour dériver d'un simple mélange Didier – Absalon / eau de mer. Sanjuan *et al.* (2000) avaient souligné la contradiction entre l'association de faibles concentrations en Li et fortes en  $\text{SiO}_2$  à Didier – Absalon et les fortes valeurs trouvées pour ces deux espèces (Li et  $\text{SiO}_2$ ) dans les eaux chaudes du Lamentin. Il n'est pas possible de faire dériver l'une de l'autre par simple dilution.

Les diagrammes binaires chimiques (fonction de Cl,  $\text{HCO}_3$ , B et Li) pointent les espèces qui subissent un fort enrichissement à partir d'un mélange eau de mer – eau de Didier-Absalon. Il s'agit toujours d'As, B, Ba, Ca, Cs, Ge, Li,  $\text{NH}_4$ , Rb et Sr, alors que Na, K, Mg,  $\text{HCO}_3$ , Cl et  $\text{SO}_4$  restent en concentrations inférieures à l'un des deux termes du mélange (soit l'eau de mer, soit celle de Didier-Absalon).

Les diagrammes binaires isotopiques (Figure 36) ou combinant paramètres isotopiques et chimiques (Gadalia *et al.*, 2014) ne permettent pas de trancher clairement la question de la localisation du pôle « eaux douces » des eaux thermales du Lamentin.

S'il semble se confirmer que le pôle « eaux douces » des eaux thermales du Lamentin provient des Pitons du Carbet et peut avoir une origine commune aux eaux de Didier-Absalon, il faut faire intervenir un autre processus que le simple mélange entre deux pôles.

Le processus de formation de la composition des thermales du Lamentin pourrait se décomposer en deux temps : (i) mélange entre une eau de type « Pitons du Carbet » et de l'eau de mer et (ii) interaction avec la roche, les dépôts hydrothermaux et le gaz carbonique à moyenne température. Cette deuxième phase conduit à libérer des éléments qui avaient été fixés dans les zones altérées (a) par cristallisation sous forme de minéraux, (b) par adsorption à la surface des altérations et dépôts ou (c) par échange ionique au niveau des feuillets d'argile, lors de l'épisode hydrothermal haute température précédent.

Le forage de la Mairie de Fort-de-France (Mouret, 1979) constitue un cas particulier intéressant. Sa composition à dominante chlorurée – bicarbonatée sodique situe cette eau à proximité d'une droite de mélange eau de mer – eau enrichie en bicarbonates. La proportion d'eau de mer y atteint 6% et la température d'équilibre calculée est comprise entre 65 et 80 °C. Sa position géographique comme sa composition (basée sur les seules espèces majeures) en font un intermédiaire possible entre les eaux thermales des Pitons du Carbet et celles du Lamentin.

Ses teneurs en  $\text{HCO}_3$  (donc sa  $\text{pCO}_2$  en profondeur) en font une des eaux les plus bicarbonatées de Martinique avec celles des forages du Lamentin et permettent de découpler, ici, le rôle du  $\text{CO}_2$  du gradient thermique et du degré d'interaction eau-roche. Cela se manifeste, notamment, par un relatif appauvrissement en  $\text{SiO}_2$ . La température de l'eau à l'émergence n'a pas été mesurée (elle est qualifiée de « tiède » par Mouret, 1979). Les sulfates n'ont pas été détectés, peut-être du fait d'un contexte plus réducteur, comme pour les eaux de Carrère ou de la source de la voie ferrée. Une lacune analytique n'est cependant pas exclue.

En gardant l'hypothèse d'un mélange (30-35 % d'eau de mer), antérieur ou simultané à l'interaction eau-gaz-roche, celui-ci peut se réaliser entre des eaux du type Didier – Absalon soit (i) avec des poches d'eau de mer, en amont du Lamentin à une époque où le niveau relatif de la mer était plus élevé soit (ii) vers l'ouest du Cohé du Lamentin avec une eau de mer subactuelle. Cette seconde hypothèse aurait l'avantage :

- d'être plus cohérente avec la pression des eaux souterraines provenant des Pitons du Carbet ;
- d'expliquer la position géochimique intermédiaire du sondage de la Mairie de Fort de France.

Elle ne permet cependant pas de résoudre les questions de localisation :

- de la source locale de chaleur (et de gaz) ;
- du réservoir, lieu de mélange entre l'eau des Pitons et l'eau de mer.

### Temps de transit

Les mesures d'activité tritium\* n'ont pas permis de détecter cet isotope dans les eaux thermales du Lamentin. Sachant que les eaux douces de surface ont des activités de 2 UT, l'absence de tritium peut être due :

- à la dilution par des eaux dont le temps de transit dépasse 50 ans (et ayant une activité tritium nulle) ;
- à la dilution par de l'eau de mer, en proportion importante dans l'eau thermale, et ayant aussi une activité tritium nulle.

Les émanations de CO<sub>2</sub> d'origine magmatique (activité en carbone nulle) empêchent aussi d'obtenir un âge « radiocarbone » (<sup>14</sup>C) pour ces eaux (Sanjuan *et al.*, 2002). Le temps de transit ne peut donc être précisé.

### Conclusions sur la géochimie des eaux du Lamentin

En dehors des eaux sub-superficielles (nappe alluviale de la Lézarde), deux types d'eaux souterraines peuvent être identifiées sur le plan géochimique : (i) les eaux des sources et puits froids (nappe du Lamentin) et (ii) les eaux thermales de sources et forages (d'exploration ou de gradient).

Les eaux froides identifiées comme provenant de la nappe du Lamentin, se rattachent de par leur composition chimique et isotopique au groupe des eaux minérales du groupe de Moutte (*cf.* § 4.3.5). Elles sont légèrement plus froides, plus diluées et plus bicarbonatées (en relation avec la pCO<sub>2</sub> plus élevée des formations de la Plaine du Lamentin) que les eaux de Moutte. Leurs caractéristiques restent les mêmes : une légère composante marine (moins de 0,3 %), des signatures isotopiques mixtes entre eaux d'origine météorique ( $\delta D^*$ ,  $\delta^{18}O^*$ ), eau d'origine marine et eau marquée par l'interaction avec la roche et le gaz magmatique ( $\delta^{11}B$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ). La température calculée par les géothermomètres\* se situe dans l'intervalle 85-110 °C

Les eaux thermales des sources et des forages (de gradient et d'exploration géothermique) forment un même ensemble bien distinct du précédent par la température (> 35 °C), la minéralisation (autour de 12 g/l), le pH (< 6,5) et un dégazage systématique de gaz carbonique.

Les eaux provenant des forages sont issues d'un mélange alliant le fluide géothermal du Lamentin (sources chaudes) à une eau utilisée pour la réalisation des forages comportant

environ 20 % d'eau de mer et 80 % d'eau douce (donc relativement plus diluées que les eaux de sources). Elles se distinguent des eaux de source pour quelques éléments (As, Ba, Cs, HCO<sub>3</sub>, Li) du fait de leur maintien sous plus forte pCO<sub>2</sub> (en forage) et en raison de l'utilisation d'additifs de forage (boues,...).

Les eaux thermales du Lamentin (sources et forages) possèdent une composante marine à hauteur de 30-35 %. Celle-ci imprime au fluide des signatures isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}^*$  et  $\delta^{34}\text{S}^*$  des sulfates) et chimiques (espèces majeures). Le fluide géothermal est, en outre, marqué par l'interaction avec la roche, les minéraux des altérations (argiles,...) et dépôts (silice,...) hydrothermaux et les gaz d'origine magmatique (CO<sub>2</sub>, hélium).

Le calcul de **géothermométrie**\* permet de préciser que la température d'interaction eau-roche se situait entre 85 et 140 °C. L'enrichissement du fluide en éléments en traces peut s'expliquer non seulement par des phénomènes de dissolution (de minéraux, d'espèces issues de la phase gaz) mais aussi de désorption et d'échange ionique à partir notamment des phases argileuses.

Le modèle hydrogéochimique suppose un premier processus de mélange entre un pôle d'eau de mer et un pôle d'eau d'origine météorique. Le second processus (pouvant être simultané) est celui de l'interaction avec la roche, le gaz d'origine magmatique et les minéraux hydrothermaux.

Si le temps de transit ne peut être précisé, la provenance peut difficilement être trop en amont du fait de la pression exercée par les eaux des Pitons du Carbet. L'existence (sondage de la Mairie de Fort-de-France) d'une eau de composition et de localisation intermédiaire entre les Pitons du Carbet et la Plaine du Lamentin conduit, à ce stade des connaissances, à privilégier une provenance depuis l'Ouest du Lamentin (*cf.* § 5.5.2.).

## 5.4. GÉOCHIMIE DES SOLS

Lors des campagnes d'exploration géothermique du BRGM menées entre 1981 et 1985, des cartographies des teneurs en mercure, arsenic et en gaz (hélium, radon, oxyde et di oxyde de carbone) dans les sols ont été réalisées dans la plaine du Lamentin (Chovelon et Marty, 1985 ; Chovelon *et al.*, 1986). Quelques analyses complémentaires d'hélium et CO<sub>2</sub> ont été effectuées en 2012 (Gal, 2012).

L'étude menée dans les années 1982-1986 (*e.g.* Chovelon *et al.*, 1986) était soumise aux limites de ce type de prospection au Lamentin : i) points de mesure relativement espacés, ii) présence de nappes aquifères peu profondes faisant plus ou moins écran aux émanations souterraines ; iii) la proximité de la mer limitant l'investigation vers l'ouest.

À la suite des mesures de Chovelon *et al.* (1986), la plaine du Lamentin avait été décomposée en trois parties avec une baisse des signes de circulation hydrothermale du nord au sud :

- au nord de la Lézarde où les valeurs étaient élevées notamment en As, He, Rn et, dans une moindre mesure CO<sub>2</sub> et Hg ;
- entre la Lézarde et Petit-Bourg, les valeurs étaient contrastées, fortes, ponctuellement, et plus faibles, en moyenne, que dans la zone Nord ;
- au sud de Petit-Bourg, les concentrations analysées sont comparables au bruit de fond, la circulation avait été considérée comme limitée ou nulle.

## Mercure et arsenic des sols

Le mercure est un élément thermosensible qui peut diffuser sous forme de vapeur à partir de roches chaudes jusqu'aux zones relativement froides de la surface où il se fixe ; il peut également être lessivé et transporté par les fluides hydrothermaux d'autant mieux qu'ils montrent une tendance sulfureuse. L'arsenic a des propriétés voisines mais marque davantage les zones de circulation (drains) de liquides où il se concentre tandis que le mercure va davantage dans la phase vapeur. Hg n'est transporté en solution que dans les zones chaudes proches du réservoir alors que son transfert dans la phase vapeur devient dominant en bordure du système géothermal. Cela conduit à ce que l'arsenic présente ses plus fortes concentrations dans les zones les plus chaudes et actives du point de vue géothermal alors que le mercure va se concentrer vers les zones périphériques à activité fumerollienne (Chovelon *et al.*, 1986).

Il faut, avant toute interprétation de la répartition des éléments Hg et As (Figure 51), tenir compte des re-dépôts à partir de dépôts hydrothermaux anciens : les *sinters*\* (Figure 44) sont en effet enrichis en sulfures. Les anomalies en Hg et As à proximité des *sinters*\* doivent donc être relativisées.

Dans la zone nord, dépourvue de *sinters*\*, on constate d'une part une zone à valeurs élevées en Hg juxtaposée à des valeurs moyennes en As et, d'autre part, le NE du Cohé du Lamentin où des teneurs élevées en As se juxtaposent avec des teneurs relativement faibles en Hg.

La zone centrale présente des anomalies marquées en As et Hg mais situées à proximité des *sinters*\*. Ailleurs les concentrations sont plus faibles.

La zone sud apparaît comme une zone géothermale fossile (forte silicification) ne présentant pratiquement pas d'anomalies en As et Hg.

Ces indices (Hg et As) coïncident bien avec la zone de gradient maximum (3,1 °C/10 m au LA10, cf. § 5.1.8).

En outre, sur les marges de la zone du Lamentin, au niveau de Moutte, La Meynard et la rivière Monsieur, une zone d'anomalie en Hg est identifiée ; l'intensité des anomalies est, cependant nettement inférieure à celles enregistrées au Lamentin (200 ppb contre plus de 1 500 ppb).

## Gaz (Rn, He, CO et CO<sub>2</sub>) des sols

Des remontées de gaz profonds souvent associées à des sources chaudes se répartissent à travers la zone du Lamentin. Ces remontées se font malgré les nappes d'eau douce superposées et souvent grâce aux drains tectoniques verticaux réactivés par l'activité sismique. Certains de ces drains ont pu avoir été colmatés par l'altération hydrothermale (conduits silicifiés, argilisés) (Chovelon *et al.*, 1986).

## Radon

Ce gaz résultant de la chaîne de désintégration du radon (<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>Th, <sup>234</sup>U, <sup>230</sup>Th,...), sa détection peut être fortement impactée par des minéralisations (pyrite, barytine,...) concentrant ces éléments, notamment dans les *sinters*\* où des anomalies ont été détectées. Par exemple, à Château Lézards (Figure 51), une activité de 160 000 Bq/m<sup>3</sup> a été mesurée (Chovelon et Marty, 1985). Comme pour Hg et As, le lessivage de ces minéraux peut transférer les éléments émetteurs de radon (U, Th) vers des argiles où ils sont adsorbés.

La zone nord (est du Cohé) présente des valeurs élevées et assez homogènes (formations perméables permettant la migration du radon) en dehors de l'anomalie liée au Morne Cabrit.

La zone centrale où coexistent des secteurs ponctuels à forte activité (notamment les *sinters*\*) et d'autres dépourvues de radon (rôle écran de l'eau superficielle et des nappes peu profondes).

Dans la zone sud les valeurs restent faibles.

## Dioxyde et monoxyde de carbone

Les plus fortes teneurs de CO<sub>2</sub> sont mesurées dans les parties Nord et centre notamment à proximité des sources carbogazeuses. Les anomalies les plus marquées se trouvent entre l'aéroport et le canal du Lamentin.

Le CO (monoxyde de carbone) n'a été enregistré que dans ces mêmes zones et en coïncidence avec le CO<sub>2</sub>.

## Hélium

La zone nord présente, là encore, les anomalies les plus fortes (3 à 4 fois supérieures à celles des autres zones investiguées au Lamentin). Ces anomalies sont cohérentes car zonées et traduisent vraisemblablement une remontée de gaz profond. La zone la plus anormale (5,51 – 7,56 ppm) se situe aux Mangles et à Californie. La Pointe des Sables à l'ouest du Cohé montre des anomalies moins fortes, de même que les zones de *sinters*\* (5,24-5,51 ppm).

La zone centrale est marquée par l'influence de la mangrove et de l'eau superficielle (voire des réservoirs peu profonds) qui font écran à la migration des gaz profonds.

La zone sud montre localement des anomalies sans qu'il soit possible de les relier à une activité hydrothermale présente.

Ces remontées sont toutefois spatialement limitées (Figure 49, Figure 50 et Figure 51), puisque les signaux de surface disparaissent dès que l'on s'écarte du Lamentin, notamment en s'élevant par rapport au niveau de la mer. Les quelques investigations menées en 2012 au nord de la plaine du Lamentin et jusqu'à la zone de la source de Moutte confirment ces limites en n'ayant pas mis en évidence de remontées de gaz dans ce secteur. Ce résultat négatif est à prendre en compte quand on envisage une alimentation par une faille NNO-SSE, prolongeant celle de Petit-Bourg

## Conclusions sur la géochimie des gaz des sols

La zone nord est celle où convergent le maximum d'anomalies pour les différentes espèces analysées (As, Hg, He, Rn, CO et CO<sub>2</sub>). Plus en détails, il semble que ce soit la zone située à l'est du Cohé entre la Lézarde et le quartier Californie qui montre à la fois les anomalies les plus fortes pour tous les éléments analysés. La distinction entre As et Hg concerne les champs de haute température, ce qui n'est plus le cas ici et maintenant ; elle laisse supposer que la zone la plus active a été, dans le passé, celle qui est, aujourd'hui, comprise entre la ville du Lamentin et le quartier Californie.

D'après Chovelon (1984) l'activité hydrothermale se serait progressivement limitée en migrant du sud vers le nord *via* des failles N120-130 puis N140-150 à la suite d'un colmatage (argilisation et silicification). Les *sinters*\* constituent des témoins de ces épisodes hydrothermaux de haute température. La présence à proximité d'anomalies de gaz (He,

CO<sub>2</sub>) laisse penser que ces drains colmatés peuvent avoir été partiellement réactivés (sismicité récente).

On peut imaginer que de nombreux éléments (dont As et Hg) ont été mobilisés pendant les épisodes hydrothermaux anciens, déposés dans les *sinters*\* et adsorbés dans les sols. Il est plus difficile d'attribuer aux gaz une circulation fossile (sauf pour le radon). Or les emplacements des différents éléments sont inséparables dans l'espace. Au vu de la répartition des concentrations en espèces volatiles des sols (comme des anomalies de gradient thermique), la circulation hydrothermale actuelle coïncide avec la partie Nord du champ géothermique de haute température fossile ; celui-ci ayant progressivement régressé vers le Nord en refroidissant.

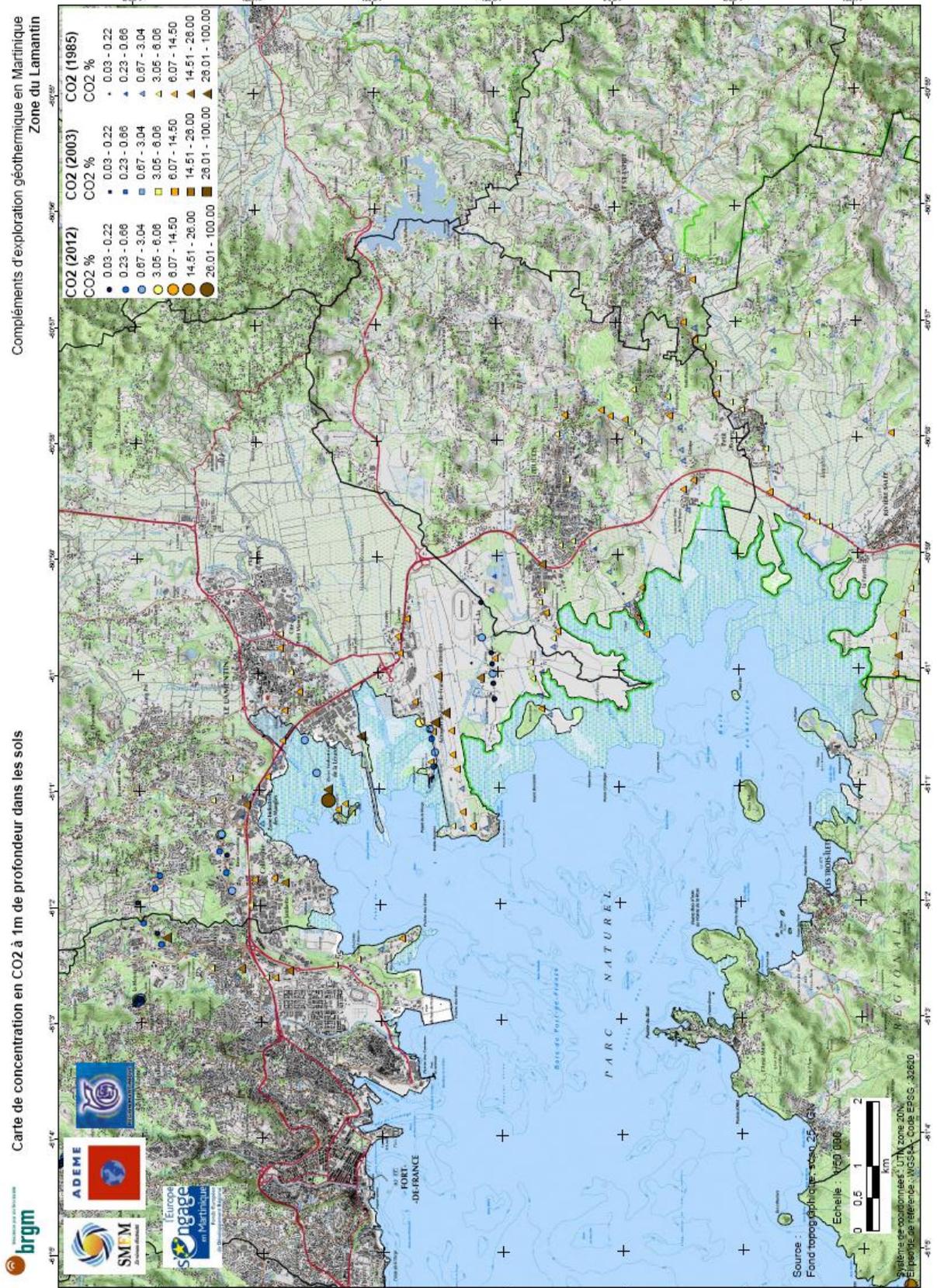


Figure 49 : Concentrations en CO<sub>2</sub> dans les sols de la zone du Lamentin.

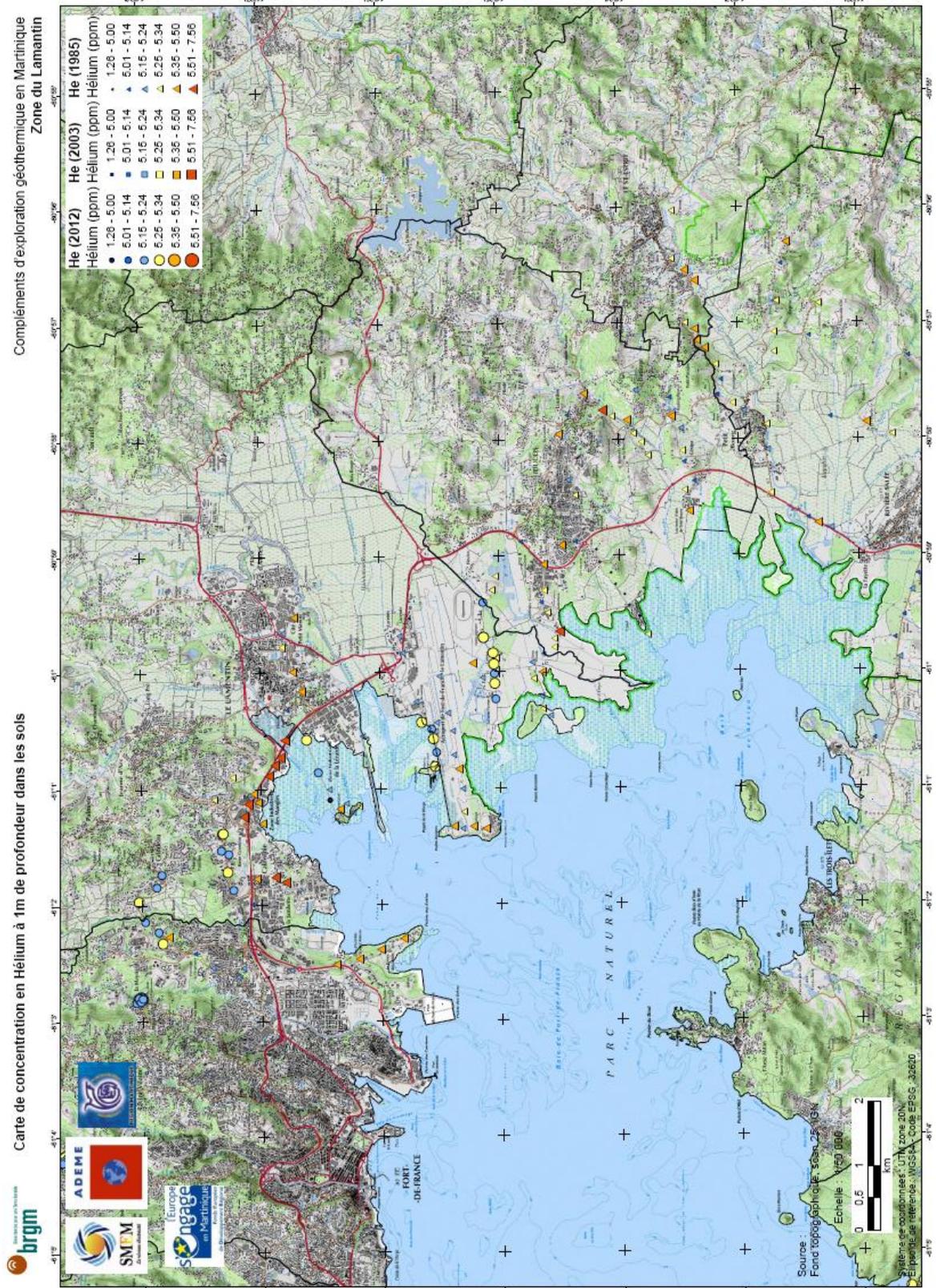


Figure 50 : Concentrations en He dans les sols de la zone du Lamentin.

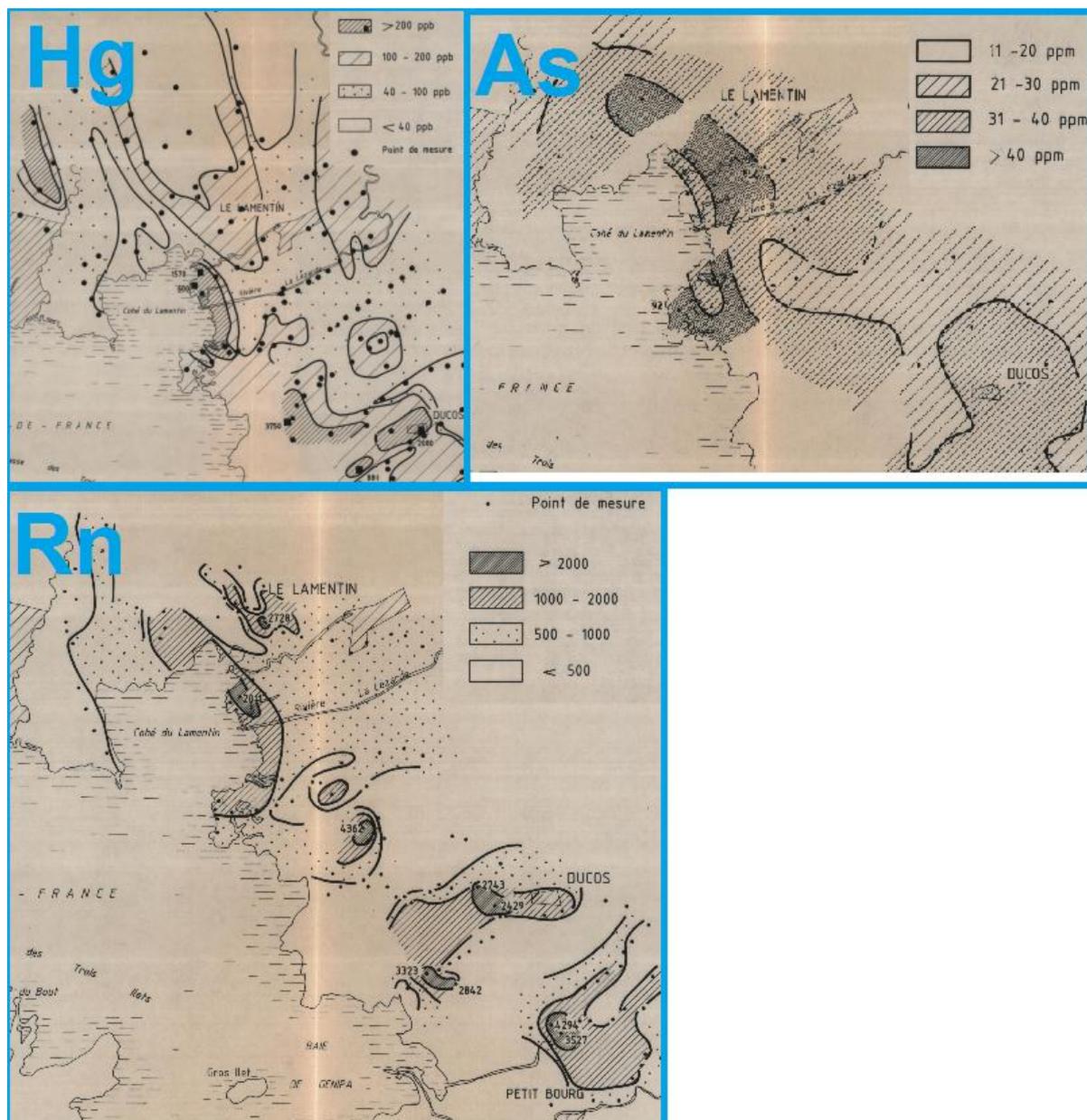


Figure 51 : Résultats de la campagne de cartographie géochimique des sols de 1982-1986 (Chovelon et al., 1986).

Les chiffres indiqués pour le radon sont des activités volumiques et sont exprimés en pCi/l (1 picocurie/litre = 37 Becquerel/m<sup>3</sup>).

## 5.5. GÉOPHYSIQUE : SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS

### Introduction

La synthèse des investigations géophysiques réalisées sur le secteur du Lamentin durant le programme d'exploration du potentiel géothermique de la Martinique 2012-2013 est présentée dans ce document. Elle intègre les données de 45 nouveaux sondages électromagnétiques à source contrôlée (CSEM\*) acquis en mars 2013 et de 150 nouveaux points gravimétriques mesurés entre avril et décembre 2012. Il convient d'y ajouter les résultats du retraitement des données anciennes (Baltassat, 2013). De plus, avec l'objectif de mieux contraindre les propriétés électriques des terrains superficiels (< 250 m de profondeur), les données TEM\* (électromagnétisme transitoire) issues de la campagne aéroportée de janvier 2013 (projet MarTEM\*) y ont été intégrées.

Les données CSEM\*, distribuées sur une superficie d'environ 10 x 10 km et centrées sur la plaine du Lamentin, ont été acquises dans la bande de fréquence 0,125 - 512 Hz (et harmoniques) et présentent globalement une très bonne qualité (en raison de la source artificielle de signal utilisée). Techniquement, le traitement a consisté à calculer, pour chaque station de mesure, l'amplitude des champs électriques normalisés par le courant émis aux différentes fréquences, et pour les harmoniques d'une série de sept fréquences fondamentales. Afin de corriger les effets physiques de la déformation des champs électriques dus à la fois à la proximité de la source de courant et aux effets fréquentiels, ces champs électriques mesurés ont été normalisés par les champs électriques calculés sur un milieu homogène à 5 Ωm et pour les fréquences transmises, incluant la position précise des forages utilisés pour l'injection de courant et une mise-à-la-masse à 400 m de profondeur dans chaque forage. Cette opération permet d'obtenir des valeurs de résistivité apparente pour chaque sondage CSEM\*. Celles-ci sont représentées sous forme de cartes à différentes fréquences puis sous forme de pseudo-sections de résistivité apparente en fonction de la fréquence. À chaque fréquence peut-être associée une profondeur de pénétration d'une onde électromagnétique, dépendant bien entendu de la fréquence (f) mais également de la résistivité (ρ) du milieu, par la formule suivante :

$$Prof_{penet}(m) = \frac{503}{\sqrt{2}} * \sqrt{\frac{\rho(\Omega m)}{f(Hz)}}$$

Notons que cette représentation de résistivité apparente en fonction de la fréquence et la transposition en pseudo-profondeur doit être réalisée en bonne connaissance des paramètres physiques en jeu. Pour une résistivité moyenne de 5 ohm.m, les fréquences fondamentales utilisées correspondent aux profondeurs de pénétration suivantes :

Fréq. (Hz)	512	128	32	8	2	0.5	0.125
Prof <sub>penet</sub> (m)	35	70	141	281	563	1126	2252

Les résultats obtenus montrent une corrélation évidente et particulièrement intéressante avec les données géophysiques existantes (profil électrique dipôle-dipôle (DD2) de Puvilland et Doré, 1984 inversé dans Baltassat J.-M., 2013), ainsi qu'avec les données TEM\* aéroporté pour la tranche superficielle (0-60m) et le modèle de système géothermal lié à l'*outflow et/ou upflow*\* de la zone du Lamentin proposé jusqu'à présent (Traineau et Négrel, 2012), et y apportent de nouvelles contraintes.

Distribution spatiale de la résistivité apparente

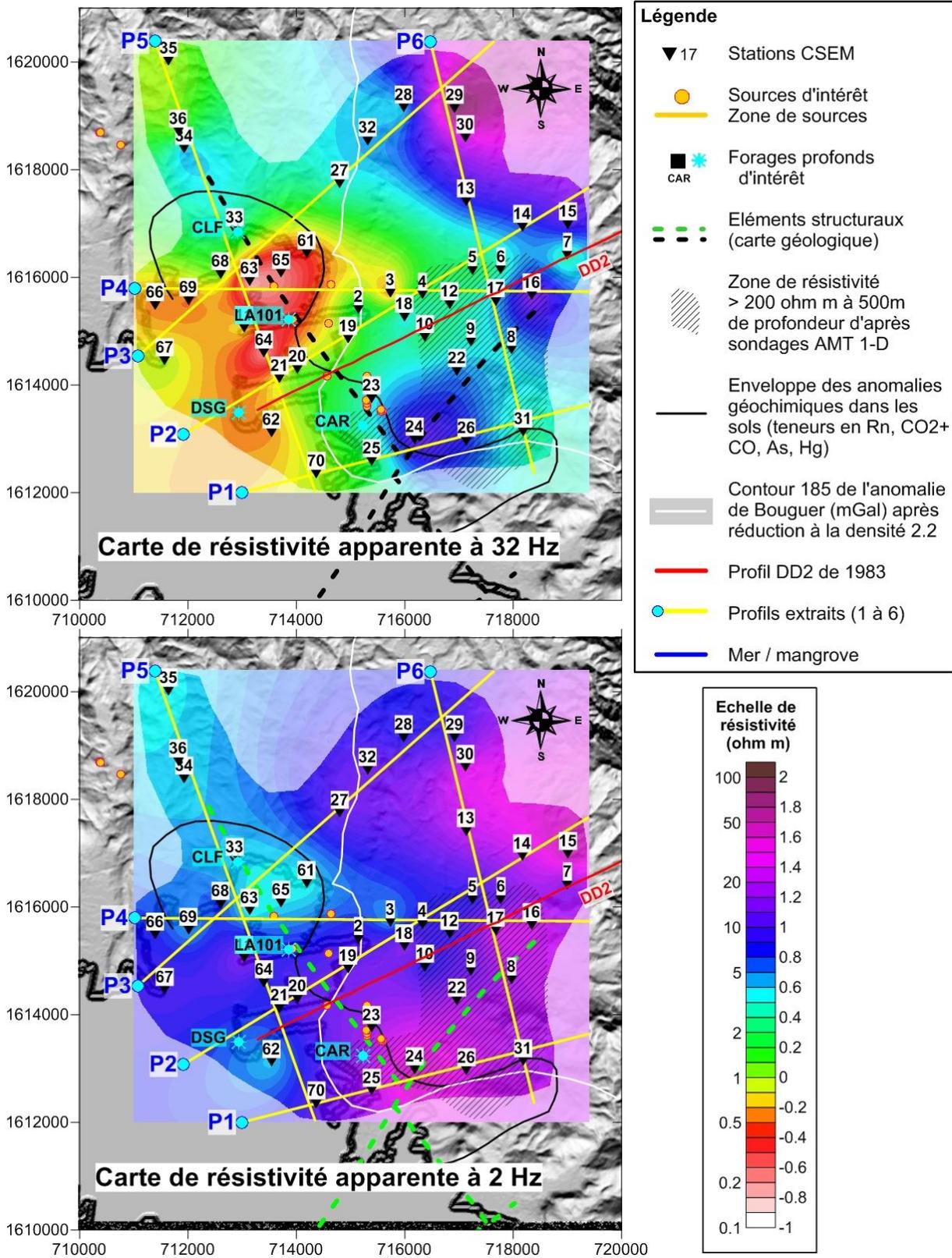


Figure 52 : Cartes de résistivité apparente aux fréquences 32 Hz (en haut) et 2 Hz (en bas).

Contrairement aux zones de la Montagne Pelée et de Petite Anse, où prévalent des conditions de haute température (>150 °C), il n'est pas possible au Lamentin d'appliquer le modèle (Figure 24) de Raharjo (2012). Si une phase de haute température a affecté les

terrains il y a plus de 250 ka (*cf.* § 5.1.4 et 5.1.5) en provoquant une certaine altération, la circulation actuelle se place à une température moyenne (85-140 °C) et a modifié significativement le système précédent et notamment le type d'argile d'altération. Au Lamentin, les conditions de température ont évolué et les altérations ont suivi cette évolution et la distinction classique entre argiles de couverture et de réservoir haute température n'est plus opérante.

Les cartes de résistivité apparente aux fréquences 512, 128, 32 Hz jusqu'à 8 Hz montrent globalement une zone fortement conductrice ( $< 3 \Omega\text{m}$ ) présente dans toute la partie ouest et sud-ouest de la baie du Lamentin (voir la carte à 32 Hz, Figure 52). Cette dernière est bordée du nord à l'est par une zone plus résistante ( $> 3 \Omega\text{m}$ ) visible sur les cartes aux fréquences 512 et 128 Hz (non présentées ici) et sur la carte du TEM\* à 70 m (Figure 54). A partir de 32 Hz et en-deçà, cette zone périphérique plus résistante vient également envahir le sud de la zone et se trouve plus marquée du nord-est au sud. Elle atteint le forage profond de Carrère à 32 Hz, puis quasiment - en direction du nord - les forages profonds de la Pointe Desgras et du LA101 à 8 Hz. Dès cette fréquence, on observe également une migration vers le nord de la baie du Lamentin du conducteur massif qui présente une ouverture strictement vers l'ouest.

Une transition critique importante s'effectue à la fréquence de 2 Hz (Figure 52) où les zones très conductrices ( $< 3 \Omega\text{m}$ ) disparaissent pour laisser place à des terrains aux résistivités apparentes plus importantes ( $> 3 \Omega\text{m}$ ). On observe également un axe plus conducteur s'étendant depuis la zone des forages Californie et LA101 vers le NNO. Aux fréquences les plus basses (0,5 et 0,125 Hz), le résistif localisé en partie est et sud progresse vers l'ouest et le nord. Ce résistif concorde bien avec des terrains plus denses représentés par le contour 185 mGal de l'anomalie de Bouguer réduite à la densité 2,2.

### **Distribution verticale de la résistivité apparente**

Sur la base de ces données, nous avons extrait plusieurs pseudo-sections de résistivité apparente afin d'imager verticalement sa distribution en fonction de la fréquence (P2 et P5 en Figure 53).

La pseudo-section P2 illustre clairement la zone fortement conductrice située au SO dans la baie du Lamentin et pénétrant dans les terres jusqu'en abscisse 6 500 m (sondage CSEM\* N° 6). Au-delà, des résistivités apparentes plus élevées correspondent, selon la carte géologique, au volcanisme de la phase majeur de Morne-Pitault. Le profil dipôle-dipôle\* de 1983 (DD2, localisé sur la Figure 52 et présenté Figure 53) mettait en évidence une distribution de résistivité très similaire à celle observée par CSEM\* avec notamment un corps très conducteur en partie Ouest jusqu'à 400 m de profondeur, environ (soit le sondage CSEM\* N° 12). Plus à l'est, ce profil présentait des résistivités électriques plus élevées en plein accord avec les récentes observations CSEM\*. Le profil DD2 avait permis d'identifier des discontinuités profondes découpant potentiellement le résistif profond. Ces dernières peuvent être interprétées comme des chemins préférentiels (failles profondes...) pour des remontées profondes de fluide géothermal.

La pseudo-section P5 montre la distribution verticale de résistivité apparente du NNO vers le SSE. On observe tout d'abord au NNO un premier résistif superficiel (jusqu'en abscisse 2 000 m) correspondant aux formations géologiques formant les premiers reliefs, puis une zone de transition entre les sondages N° 34 et 33 et enfin l'entrée dans la zone conductrice au droit du forage Californie. Sur l'ensemble de la coupe, le résistif profond montre une remontée vers le SSE. Cette image de résistivité apparente a été confrontée à la distribution de température en profondeur issue du modèle de réservoir de Traineau et Négrel (2012), afin d'en affiner la compréhension. Les isothermes (distribués selon la profondeur) ont été

reportées pour illustrer la corrélation entre la zone la plus conductrice avec la zone de température maximale. Les points suivants sont relevés :

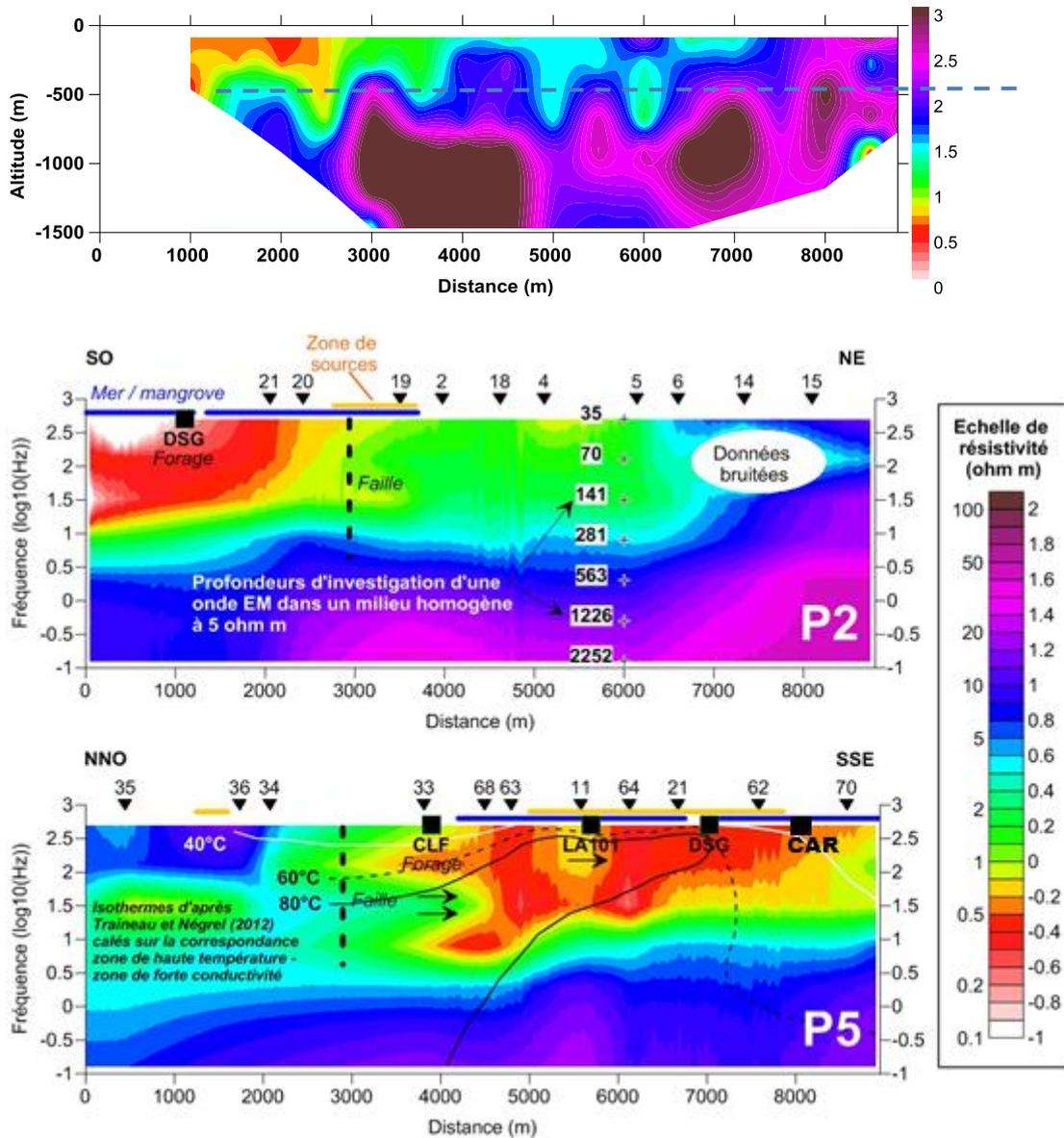


Figure 53 : En haut, coupe *Dipole-Dipole* \* n °2 retraitée (Puvilland et Doré, 1984) en log10 de résistivité inversée, et pseudo-sections de résistivité apparente CSEM pour les profils P2 et P5..

Les positions des forages sont indiquées par les carrés noirs CLF= Californie, DSG=Pointes-Desgras, CAR=Carrère. Les flèches horizontales noires situées à l'aplomb des forages indiquent les zones de circulation de fluides d'après Traineau et Négrel (2012). Les traits noirs discontinus gras indiquent des discontinuités verticales qui concordent avec la localisation de failles connues.

- une corrélation claire entre (i) la distribution des isothermes, montrant une remontée vers le SSE, entre les forages LA101 et Carrère et (ii) la résistivité apparente ;
- les zones de circulation de fluides dans les forages, mentionnées sur le modèle de Traineau et Négrel (2012) correspondent à des portions légèrement moins conductrices ;

- il faut souligner que cette section est construite en projetant sur ce profil des observations faites à plusieurs centaines de mètres de part et d'autre (cf. forages Carrère et Desgras par ex., et carte des stations CSEM\* en Figure 52) ;
- au NNO, la pseudo-section montre la présence d'un conducteur (entre 0,5 et 2 Ohm.m) aux fréquences intermédiaires (2 – 8 Hz) qui pourrait être associé à une extension du système dans cette direction, mais qui n'en exclue toutefois pas d'autres en raison du manque de mesures de part et d'autre de cet axe dû à la forte anthropisation du secteur.

D'un point de vue interprétatif, la zone conductrice est associée (i) à la fine couche d'eau marine de la baie du Lamentin, puis (ii) à la présence de fluides géothermaux et/ou argiles d'altération plus en profondeur. L'horizon plus résistant profond marquerait le mur du réservoir géothermal.

La faille indiquée sur le profil P5 au nord du forage Californie concorde avec la faille validée dans cette zone de la carte géologique (Faille Lamentin nord de la Figure 43).

### Distribution spatiale de la résistivité – données MarTEM

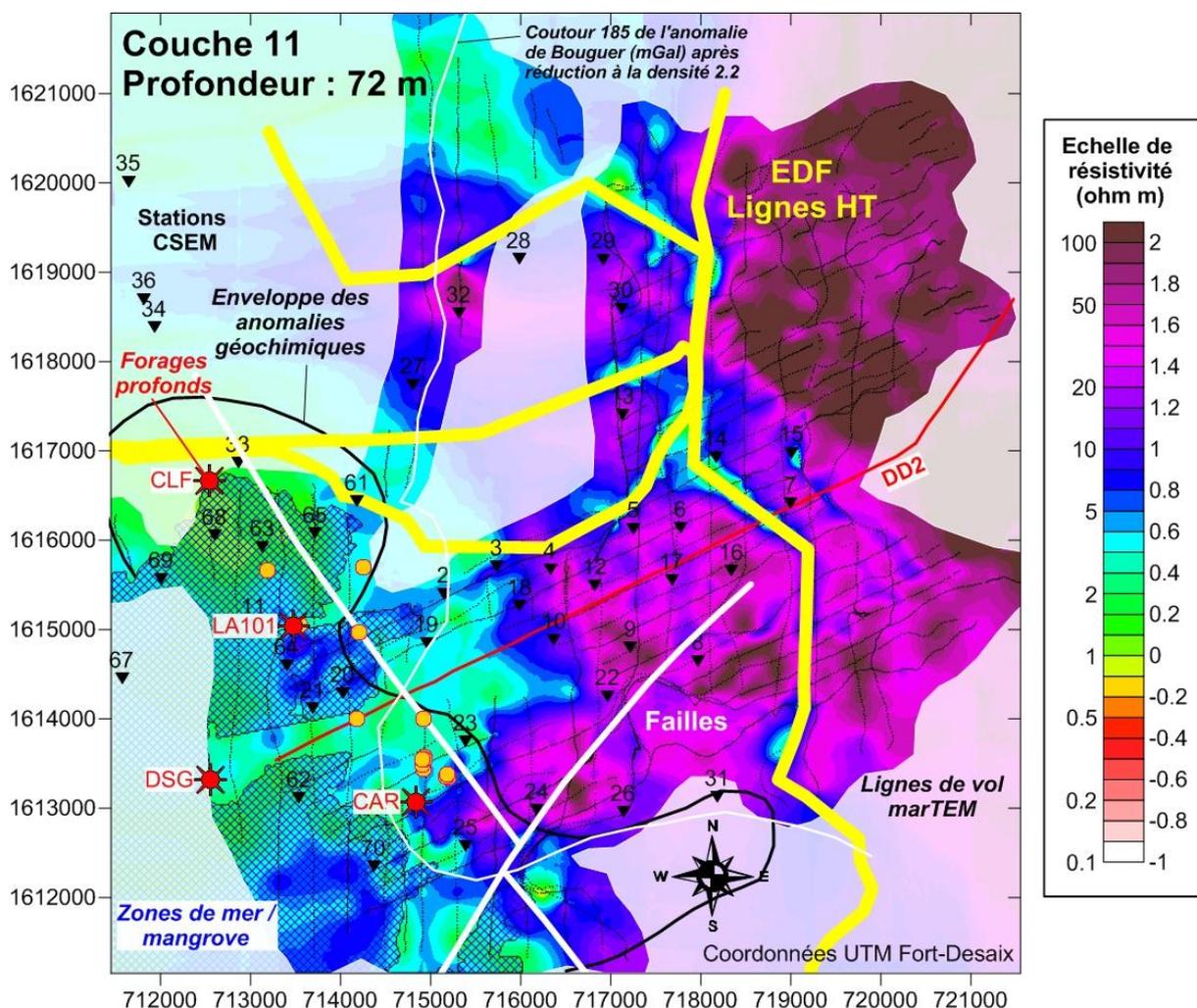


Figure 54 : Carte de résistivité à la profondeur 72 m issue des acquisitions MarTEM.

Afin d'étayer les observations les plus superficielles de résistivité apparente fournies par CSEM\*, il nous a semblé important de présenter une carte de résistivité issues des données MarTEM\* (Figure 54) qui permettent d'imager jusqu'à 60-70 m de profondeur dans le contexte de la plaine du Lamentin. Les résistivités issues du TEM\* sont bien localisées en

profondeur grâce à un processus d'inversion alors que les résistivités apparentes de **CSEM\*** ne sont pas inversées. La comparaison des deux jeux de valeurs montre que les résistivités **TEM\*** et **CSEM\*** concordent à un facteur multiplicatif près (**CSEM\*** apparent étant ~ 3 fois plus conducteur que le **TEM\*** inversé). Etant fait abstraction des artefacts créés par les nombreuses anomalies d'origine anthropique, telles que les lignes électriques haute-tension, le **TEM\*** montre une distribution de résistivité similaire à celle obtenue par **CSEM\*** aux hautes fréquences. On y observe notamment, une limite conducteur / résistant très franche, entre les parties Ouest et est. Cette limite apparaît légèrement décalée vers le SO sur la carte **CSEM\*** 32Hz par rapport à la carte **TEM\*** (ce qui est cohérent vu que cette dernière correspond à une tranche plus superficielle).

La zone au Sud des forages profonds Desgras et Carrère apparaît plus résistante comme sur la carte à 32 Hz (Figure 52), en adéquation avec la terminaison probable au SE du système géothermal antérieur.

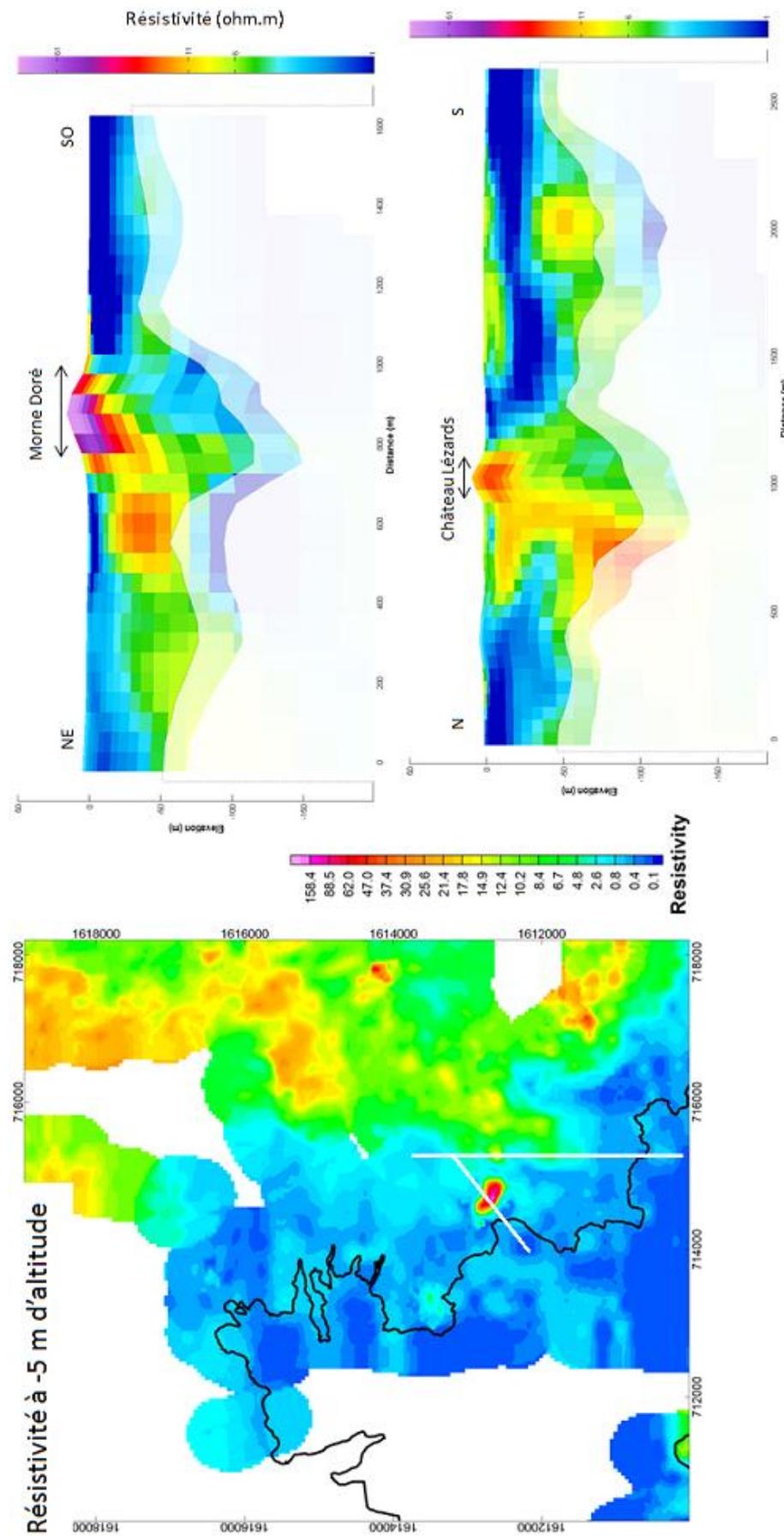


Figure 55 : A gauche, cartes de résistivité MarTEM à 5 de profondeur, à droite profils de résistivité MarTEM à travers le Morne Doré et le Château-Lézards (en haut).

Une zone plus résistante d'extension SO-NE, spatialement limitée entre le forage LA101 et l'aéroport du Lamentin apparaît également. Bien que moins bien résolues par la CSEM\* en raison d'une grille d'acquisition plus espacée, la zone située au Sud du LA101 apparaît également plus résistante pour les fréquences supérieures ou égales à 32 Hz (cf. *infra* (i)).

Ces deux zones plus résistantes imagées par MarTEM\*, et pénétrant dans la baie vers le SO, correspondent parfaitement avec la concavité majeure vers le SO de l'enveloppe des anomalies géochimiques, ainsi qu'à la position du poinçon gravimétrique\* (pour celle du Sud) dense dans cette même direction.

Plus en détails, les survols MarTEM\* permettent de cartographier :

- (i) l'impact résistant des eaux relativement douces du canal de Carrère et de la Lézarde ;
- (ii) les zones encore plus résistantes ( $> 60 \Omega.m$  en surface) que constituent les dépôts de silice (les *sinters*\* et leurs enracinements), notamment ceux de Morne Doré, Château Lézards et Petit Morne mieux contraints grâce à des survols plus nombreux.

Concernant ce dernier point, il ressort des 2 profils verticaux transverses (positions indiquées sur la carte à -5 m d'altitude, Figure 55) que :

- le pendage des appendices est faible (au plus 20 %) ;
- la résistivité diminue avec la profondeur (investigation jusqu'à 60 m): ce qui peut s'interpréter (i) par les conditions de dépôt de la silice qui est fonction du refroidissement et donc se renforçant à l'approche de la surface ou (ii) par l'augmentation de l'imprégnation des terrains avec la profondeur et/ou (iii) par la perte de résolution en profondeur qui entraîne une empreinte du milieu globalement conducteur sur la zone plus résistante ;
- il peut aussi y avoir des expressions de surface résistantes non reconnues jusque-là comme *sinters*\* (au Sud de Morne Doré, à Morne Cabrit et entre Morne Cabrit et Petit Morne) : des affleurements de lave (Morne Cabrit) ou des *sinters*\* érodés ?

## Gravimétrie

L'anomalie de Bouguer\* sur le secteur du Lamentin a été calculée en prenant une densité de réduction de  $2,2 \text{ g/cm}^3$ , à partir des anciennes et nouvelles stations gravimétriques\* (Figure 56). Cette densité a été choisie car elle minimise la corrélation entre l'anomalie de Bouguer\* et la topographie dans la zone concernée. Les corrections de terrain incluent la topographie et la bathymétrie jusqu'à une distance de 167 km des stations. L'anomalie de Bouguer\* ainsi obtenue est le reflet des variations de densité dans le sous-sol.

Les valeurs maximales de l'anomalies de Bouguer\* sont situées au NE de la baie du Lamentin et correspondent à la structure profonde de l'ancien système volcanique Vauclin-Pitault, avec une prolongation évidente vers le SO en direction du forage de Carrère. Ce poinçon dense pourrait être associé à des formations géologiques moins perméables qui limiterait l'extension du système géothermal vers le SE.

Au NO de la baie, apparaît le corps de densité moindre correspondant au flanc ouest des Pitons du Carbet. Tout au NO, les prémices du cœur dense des Pitons du Carbet limitent un axe gravimétrique\* léger orienté SO-NE.

Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer\* permet de focaliser les anomalies présentes et ainsi de faire ressortir les structures fines de type linéaments, difficilement visibles sur la carte d'anomalie de Bouguer\*. Les linéaments détectés (après vérification de leur persistance sous différents éclairage) peuvent être regroupés en deux familles ayant des

orientations N30-50°, N120-150°, des directions correspondant avec celles des failles reportées sur la carte géologique (Westercamp *et al.*, 1989).

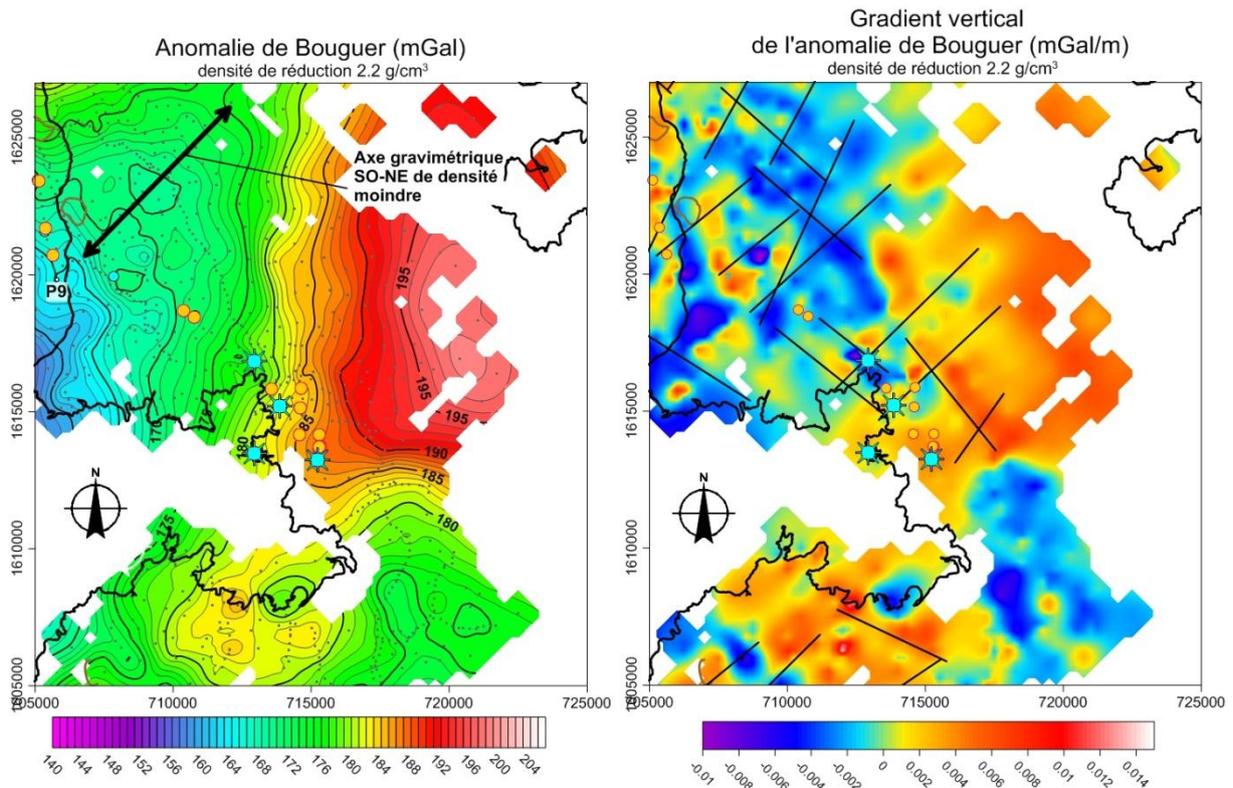


Figure 56 : Cartes de l'anomalie de Bouguer et de son gradient vertical avec superposition de linéaments gravimétriques.

## Discussion

Cette partie vise à discuter les différents éléments intervenant dans la variation de résistivité électrique.

La résistivité électrique, paramètre cartographié, est l'inverse de la conductivité électrique.

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

La conductivité électrique des terrains est composée de deux termes : une contribution liée à la conductivité du fluide (conductivité électrolytique :  $\sigma_f$ ) et une contribution des argiles ( $\sigma_a$ ).

$$\sigma = \sigma_f + \sigma_a$$

L'influence des différents paramètres sur la distribution de résistivité électrique observée se pose.

Concernant le terme dominé par la spéciation des argiles:

Il a été observé (Mas *et al.*, 2003) que la phase argileuse dans les veines de circulation est dominée par la kaolinite, qu'on ne retrouve pas (ou peu) au-dessus et en-dessous. La kaolinite a une résistivité plus élevée que la smectite. Mais comme on y trouve une porosité connectée plus importante, en fonction de la conductivité de l'eau qui remplit cette porosité, le contraste de résistivité entre les types d'argiles peut être atténué et, dans ce cas, non détectable par la seule résistivité.

Sur le profil P5 (Figure 53), on observe des corrélations entre l'anomalie conductrice et la zone de température élevée, et avec la partie nord-ouest de l'enveloppe des anomalies géochimiques des sols (Hg, As, Rn, He et CO<sub>2</sub>, Figure 52). On observe également que les zones relativement moins conductrices concordent avec les zones de circulation de fluide. Cette corrélation est utilisée pour interpréter les résultats CSEM\* et indiquerait une hétérogénéité de perméabilité au sein de la zone la plus conductrice.

Concernant le terme contrôlé par la conductivité électrolytique :

Pour estimer grossièrement ce terme, on utilise le modèle classique d'Archie (1942) à la nuance près que l'on est en présence d'un milieu à porosité<sup>5</sup> de fissures/fractures plutôt qu'un milieu à porosité porale, pour étudier l'effet des fluides :

$$\sigma_f \approx \sigma_w \Phi^m,$$

où  $\sigma_w$  est la conductivité électrique de l'eau,  $\Phi$  la porosité (sans unité) et l'exposant  $m$  le facteur de cimentation (en l'absence de mesure, on considérera une valeur moyenne  $m=2$ ).

L'eau de mer « froide » en surface a une résistivité de l'ordre de 0,3 Ohm.m et l'eau géothermale dans les conduits de circulation menant localement jusqu'à la surface a une minéralisation > 10 g/l équivalent NaCl jusqu'à plus de 90 °C. Notons que ces masses d'eau chimiquement distinctes, l'une continue (mer + biseau salé\*) et l'autre discrète (perméabilité de fractures) présentent ici un contraste de résistivité qui ne permet pas facilement de les discriminer par les seules méthodes géophysiques.

Considérant que les terrains au Sud du forage Carrère sont situés hors du système hydrothermal actuel notamment en raison des dépôts de silice qui contribuent à réduire la porosité par rapport à la zone de circulation du fluide géothermal. On considère cet écart de l'ordre de 50 % (ce qui donne le facteur  $(1,5)^2 = 2,25$  dans l'équation finale). On notera que seul le rapport de porosité intervient, et pas la valeur absolue de la porosité (ce rapport peut correspondre à 7,5/5 comme à 1,5/1).

On doit aussi prendre en compte un terme de correction de l'effet de la température puisque celle-ci varie significativement à l'échelle de la zone prospectée (de 20 à 80 °C). Nous considérerons la formule suivante (Revil *et al.*, 1998), adaptée pour des températures modérées :

$$\sigma_{w(T)} = \sigma_{25}(1 + 0.023(T - 25)),$$

où  $\sigma_{w(T)}$  est la conductivité électrique du fluide à la température  $T$  (en °C) et  $\sigma_{25}$  la conductivité mesurée à 25 °C.

Considérant les mesures de conductivité électrique du fluide entre la zone proche du forage Californie et la zone au sud du forage Carrère, on évalue le contraste maximum de conductivité du fluide de l'ordre de 10 % à 25 °C (ce qui donne le facteur 1,1 dans l'équation finale).

La température maximale mesurée dans le forage LA101 (~92 °C) est observée à la profondeur de 230 m alors qu'à la même profondeur, la température est d'environ 33 °C dans le forage Pointe Desgras : ce qui donne un contraste de 2,8. La température maximale mesurée dans le forage Californie (~87 °C) est observée à la profondeur de 450 m alors qu'à la même profondeur, la température est d'environ 39 °C dans le forage Pointe Desgras : ce

---

<sup>5</sup> porosité = rapport entre le volume des pores sur le volume total de roche

qui fait un contraste de 2,2 (source : Figure 5 du rapport RP-61759-GTH, Traineau et Negrel 2012). Afin d'étudier une situation intermédiaire (pour ne pas surévaluer l'effet de la température), nous considérons une température de 75 °C et un contraste de 2,5 entre les deux zones (soit le terme central dans l'équation ci-dessous).

Après combinaison des formules présentées précédemment, on peut déterminer le contraste théorique de conductivité électrique d'origine électrolytique entre ces deux zones. En considérant donc une température de 75 °C pour la zone chaude et en appliquant la formule suivante, on obtient un facteur 4,8, soit un contraste très proche de celui observé sur la résistivité électrique apparente (incluant effet de l'électrolyte et des argiles) mesurée sur le terrain (la zone centrale à ~0,5 Ωm et la périphérie à ~2,5 Ωm).

$$\frac{\sigma_f(\text{hydrothermalisé})}{\sigma_f(\text{hors zone impactée})} = 1,1 * \frac{(1+0,023*(T_1-25))}{(1+0,023*(\frac{T_1}{2,5}-25))} * 1,5^2 = 4,8, \quad \text{avec } T_1=75^\circ\text{C}$$

Dans les conditions de la zone du Lamentin décrites précédemment, quel est le phénomène dominant dans la partie électrolytique: l'augmentation de la température, de la conductivité électrique de l'eau (une eau plus chargée) ou une variation de porosité ? Suivant le modèle (au 1<sup>er</sup> ordre) exposé ci-dessus, l'effet du contraste de conductivité du fluide seul donne un coefficient de 1,1, celui de la température seule donne un coefficient de 1,9 et celui dû à l'augmentation de porosité seule de 2,25.

Au sein de la zone la plus conductrice, la signature des argiles est sûrement majoritaire, mais les effets de variation de la porosité (donc de la circulation d'un fluide minéralisé) et de la température y contribuent aussi.

## Conclusions

L'analyse et la confrontation des éléments géophysiques, géologiques et géochimiques à notre disposition montrent que la mise en œuvre de la CSEM\* est parfaitement adaptée à l'investigation de milieux fortement anthropisés tel que celui de la Plaine du Lamentin. Les distributions de résistivité apparente observées à différentes fréquences, non seulement confortent les données existantes (données *dipole-dipole*\* retraitées et MarTEM\*) et le modèle de système géothermal, mais permettent aussi d'élargir la zone propice à l'implantation de forages proposée par Traineau et Négrel (2012) :

- vers le N-O +/- 40° pour les arrivées potentielles les plus profondes (> 800 m), mais la zone est peu couverte par les mesures CSEM\* (seulement 3 stations alignées ont été mesurées dans cette zone) ;

et

- vers l'ouest pour les arrivées moins profondes (*cf.* cartes sur la Figure 52).

Cette répartition des conductivités montre notamment que le réservoir (zone productive à - 400 m à Californie), associé à la présence de la zone fortement conductrice induite par la présence de fluides minéralisés, est présent dans tout le Cohé du Lamentin sur les horizons plus superficiels puis tend à s'enfoncer dans la partie NNO de la baie entre les forages de Californie et LA101. On observe principalement qu'à la fréquence 8 Hz (300-400m), le conducteur montre une ouverture uniquement vers l'ouest, alors que plus en profondeur à partir de 2 Hz, celui-ci s'orienterait plus en directions du NO, dans un quartier compris entre les azimuts N290E et N340E.

Il semble qu'en profondeur (fréquences < 2 Hz), il n'y ait pas de prolongation évidente d'un conducteur bien définie. Toute la partie ouest est légèrement plus conductrice que la partie est. Cette observation suggère les remarques suivantes :

- 1) si la remontée des fluides hydrothermaux se fait dans la zone du Lamentin, alors celle-ci est très certainement ponctuelle, à la faveur d'une fracturation ouverte et importante, à l'aplomb de la partie nord de la baie. Cette configuration de « chemins préférentiels » rendrait invisible ces remontées en raison de la résolution des méthodes géophysiques électromagnétiques à ces profondeurs ;
- 2) si la baie constitue, de par son niveau piézométrique bas (0 m) l'exutoire d'un système géothermal, et que la provenance des fluides n'est pas directement située à l'aplomb de la zone, ceux-ci pourraient provenir :
  - a. à des profondeurs moyennes, de l'ouest de la baie (remontée de fluides en mer depuis un axe tectonique située dans la prolongation des édifices volcaniques des Anses d'Arlet (volcan sous-marin de Schoecher par exemple),
  - b. à des profondeurs plus importantes, de la direction NO, soit des Pitons du Carbet,
  - c. de l'axe gravimétrique léger séparant les corps denses Vauclin-Pitault et Pitons du Carbet, orienté SO-NE. Cependant, pour cette proposition, il n'y a aucune concordance avec la résistivité électrique.

Les données de résistivité MarTEM\* (tranche 0-60m) corroborent :

- celles obtenue en CSEM\* avec un raffinement évident, inhérent au type d'acquisition ;
- les anomalies géochimiques des sols.

Les données gravimétriques apportent une contrainte de densité générale sur le secteur. La présence du poinçon dense pénétrant la baie du Lamentin pourrait être à l'origine de la fermeture du système géothermal vers le SSE.

## 5.6. MODÈLE CONCEPTUEL D'EXPLORATION GÉOTHERMIQUE DE LA ZONE DU LAMENTIN

### Chronologie des événements volcaniques et hydrothermaux

La Plaine du Lamentin n'a pas été, elle-même, le siège d'un volcanisme récent, aussi incluons-nous les épisodes volcaniques récents et voisins (de Rivière Salée et des Pitons du Carbet, notamment).

**900-600 ka** : phase volcanique la plus ancienne des Pitons du Carbet

**630 ka** : épisode volcanique de Rivière Salée à 7 km de la zone du Lamentin et associé à un fossé d'effondrement orienté N120E, recoupé par des failles NE-SO ; l'association de laves différenciées, d'un fossé d'effondrement et d'un croisement de failles permet de supposer que cette activité volcanique est associée à un réservoir magmatique (Westercamp, 1978) ;

**600 à 300 ka** : événement hydrothermal avec circulation et colmatage (silice, argiles) des fissures N120E (Chovelon, 1984); ce système aurait affecté le sous-sol entre la Plaine du Lamentin et le littoral sud de l'île (autour de Trois Rivières) ; événement synchrone de l'activité hydrothermale au niveau des Pitons du Carbet ;

**322 ka** : phase volcanique la plus récente des Pitons du Carbet (Plateau Courbaril) synchrone d'un effondrement sectoriel (Samper *et al.*, 2008).

Destruction du système géothermal ancien du Lamentin par ouverture de failles N140E et fuite massive du fluide ;

**300 à 250 ka** : nouvel épisode de circulation hydrothermale avec formation des *sinters*\* et colmatage (altération des roches encaissantes notamment en argiles) correspondant au 2<sup>e</sup> système géothermal de haute température (Chovelon, 1984) ; les *sinters*\* traduisent la réactivation de failles NS, N60°E (Morne Rouge) et N140E (Morne Doré et Château Lézards) ; ce système géothermal fossile a été lui-même polyphasé (Mas *et al.*, 2003) comme en témoignent la superposition des phases minérales dans les conduits de circulation et la matrice : à un épisode de haute température (> 200 °C) a succédé un épisode d'effondrement du système (120 < T < 200 °C) ;

**250 ka à actuel** : le système hydrothermal ancien s'est colmaté et refroidi ; le système actuel ne fonctionne que sur la partie Nord (périphérie Est du Cohé du Lamentin) et limité à des températures moyennes (90-140 °C) (Sanjuan *et al.*, 2002) ; il est associé à un dégazage d'origine profonde.

### Systeme géothermal actuel

Les activités hydrothermales ancienne (300 -250 ka) et actuelle présentent plusieurs coïncidences en termes de :

- localisation des manifestations hydrothermales, y compris les anomalies géochimiques des sols (mercure, arsenic, radon, hélium, gaz carbonique) et des anomalies de gradient thermique ;
- directions de circulation majeures NW-SE (N140-150E) ;
- zones de circulation (lessivage par le fluide actuel des minéralisations anciennes, superposition dans les mêmes fissures des phases d'altération argileuses,...).

La zone nord de la plaine du Lamentin semble être toujours le siège d'une activité sismique (Dorel, 1984 cité in Chovelon, 1984). Cela peut expliquer le maintien d'un système de circulation hydrothermal malgré les phénomènes de colmatage signalés dans les fissures de certains forages (Pointe Desgras) et auxquels se superpose la circulation actuelle dans celui de Californie (Mas *et al.*, 2003).

Par ailleurs, les reliefs du nord (Pitons du Carbet) maintiennent en charge cette zone qui est l'exutoire naturel des réservoirs formés sur les flancs sud du massif. La nappe peu profonde semi-captive du Lamentin a une composition voisine des sources de Moutte (en plus dilué) et semble ainsi provenir de l'amont.

La composition chlorurée-bicarbonatée sodique des eaux circulant dans le système du Lamentin actuel (sources thermales et eaux produites par les forages Californie, LA101 et même Carrère) peut s'expliquer par une évolution en trois étapes :

- un mélange d'une eau faiblement minéralisée en provenance des Pitons du Carbet (d'origine météorique) avec 30-35 % d'eau de mer ;
- une interaction entre ce mélange, le gaz d'origine magmatique (CO<sub>2</sub> essentiellement) et la roche volcanique encaissante, à moyenne température (90 < T < 140 °C) ;
- un lessivage des minéralisations hydrothermales déposées antérieurement ; il n'y a pas de trace de mélange ultérieur entre le fluide géothermal et des eaux de surface (météoriques ou marines).

L'existence d'une eau de composition intermédiaire entre celle du Lamentin et celle de Didier, au forage de la Mairie de Fort-de-France (Mouret, 1979), laisse penser que la circulation, sinon le réservoir, peut se développer entre le quartier Californie et Fort-de-France.

Les cartes de résistivité (**CSEM** et **MarTEM**) obtenus en 2013, corroborés par les profils électriques re-traités (Baltassat, 2013), indiquent une zone anormalement conductrice (< 0,5 Ω.m) entre Californie et Carrère. La répartition en profondeur de ces cartes distingue deux niveaux possibles de circulation (i) le premier entre 150 et 400 m correspondant aux niveaux producteurs de Californie et LA101, ouvert vers l'Ouest et (ii) le second au-delà de 800 m de profondeur, dirigé vers le NNO (Figure 57).

La présence d'une brèche, probablement issue d'une éruption hydrothermale, spatialement associée au *sinter*\* de Morne Rouge, conduit à penser qu'une source de chaleur et que le réservoir géothermal n'étaient pas éloignés de cette brèche, il y a 250-300 ka. Ce système peut être issu des Pitons du Carbet (de première génération).

Les sources de chaleur possibles sont :

- (i) un stock magmatique lié au volcanisme de Rivière Salée qui n'aurait pas été limité à l'épisode de 630 ka ; du fait d'une subsidence de la zone du Lamentin, il affleurerait peu aujourd'hui ;
- (ii) une intrusion latérale liée aux Pitons du Carbet, guère plus éloignés de la Plaine du Lamentin.

Dans les deux cas, le système géothermal serait plutôt déterminé par une circulation venant du nord-nord-ouest (Pitons du Carbet) (Figure 58 et Figure 42).

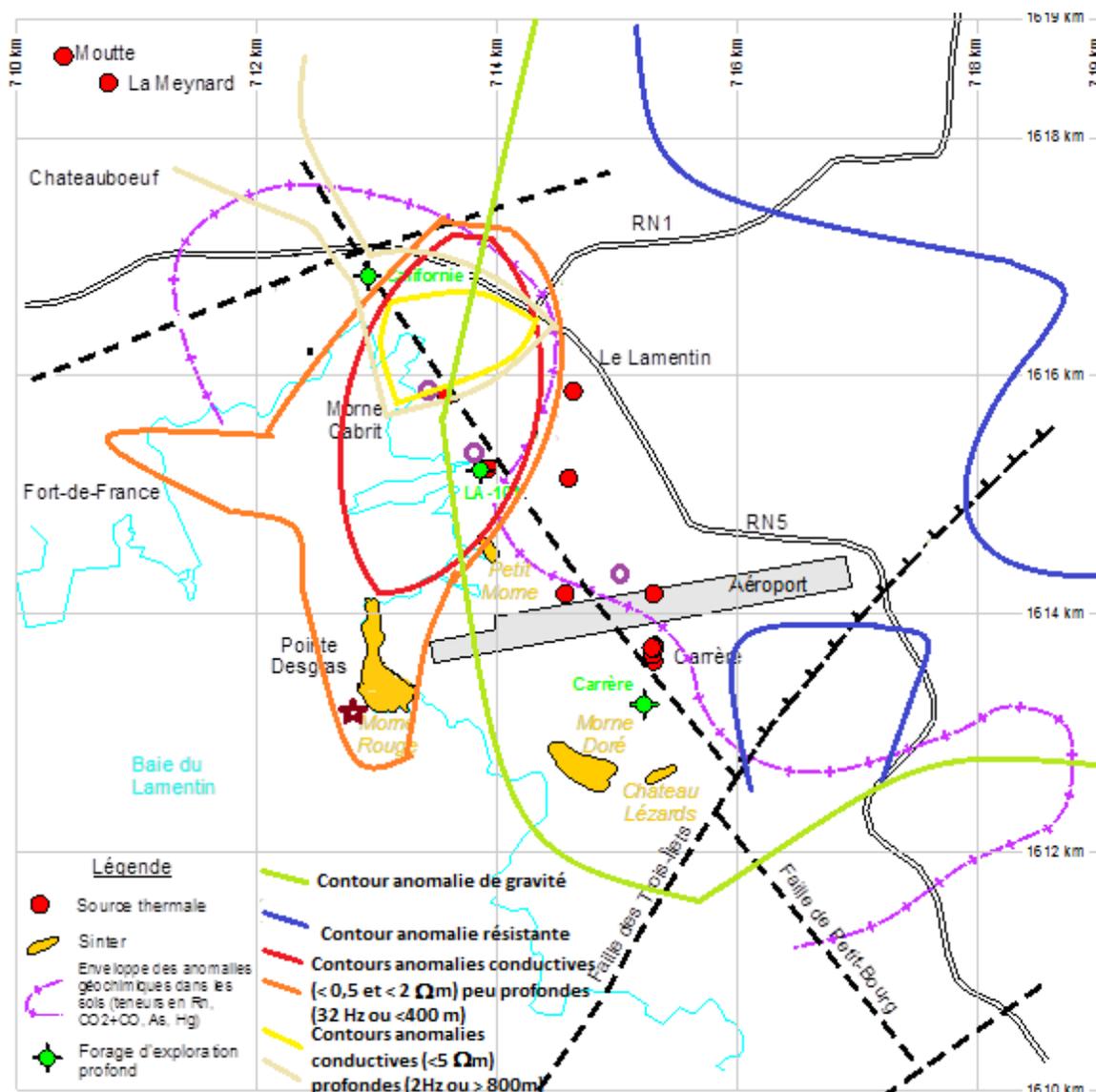


Figure 57 : Synthèse des zones d'anomalies dans la Plaine du Lamentin.

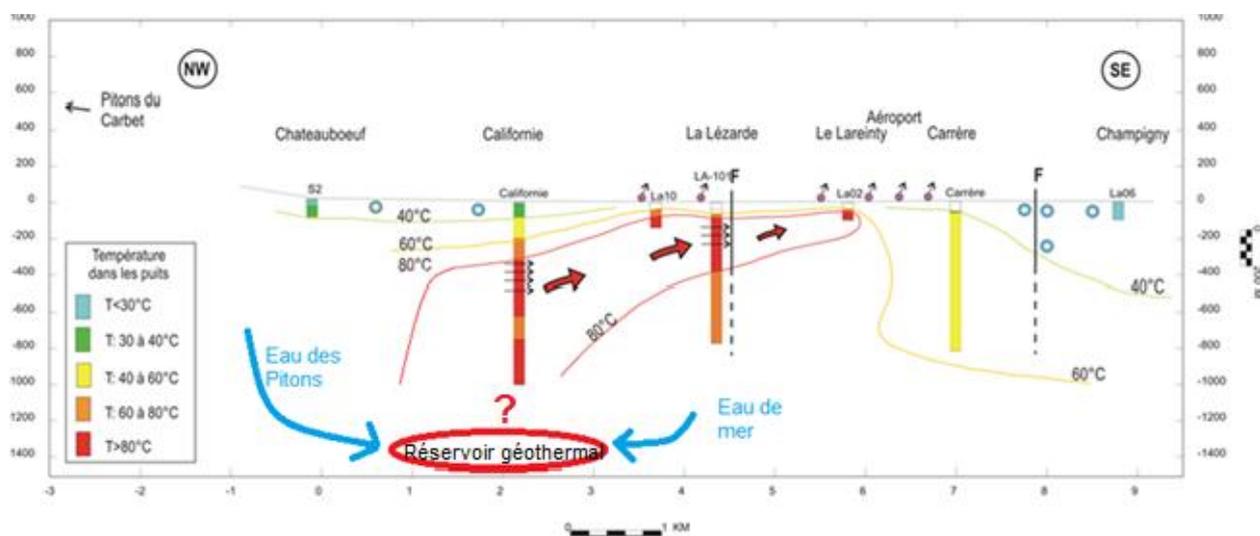


Figure 58 : Coupe de la Plaine du Lamentin à travers les forages (d'exploration et de gradient) productifs.

## 6. Conclusions générales

Cette étude concerne d'abord deux sites - la Montagne Pelée et Les Anses d'Arlet-, qui avaient été identifiés précédemment (Sanjuan *et al.*, 2003a) comme potentiellement pourvus de ressources géothermiques « haute énergie ». Il s'agissait de vérifier et compléter ces conclusions et d'aboutir à une localisation de périmètres favorables à l'implantation de forages d'exploration. Ensuite deux autres sites ont été soit explorés dans l'optique géothermique pour la première fois (les Pitons du Carbet), soit revisités à la lumière de compléments d'exploration (plaine du Lamentin).

### Montagne Pelée

L'exploration pluri-disciplinaire réalisée en 2012-2013 sur le strato-volcan peléen et le retraitement des données géochimiques et géophysiques anciennes sont parvenus aux conclusions suivantes :

- l'activité magmatique à l'origine de la source de chaleur du (des) système(s) géothermique(s) se place sur un axe gravimétrique d'ampleur régionale reliant les dômes les plus récents des Pitons du Carbet le Mont Conil et la Montagne Pelée ;
- la **chambre magmatique\*** sous-jacente au volcan est assez bien reconnue : son activité est en relative accalmie, sa profondeur de l'ordre de 5-6 km sous le sommet, la température des produits différenciés (enrichis notamment en silice) qui l'occupent autour de 800 °C ;
- la recharge du système en eaux météoriques est assurée à la fois par des précipitations tropicales et par une perméabilité exceptionnelle par rapport à d'autres volcans antillais ;
- la méthode magnéto- tellurique (**MT\***) a mis en évidence une couche conductrice (< 10  $\Omega$ .m) couvrant pratiquement tout le sous-sol de l'édifice sur environ 500 m d'épaisseur et à une profondeur de 500 m ;
- cette couche comporte néanmoins davantage d'hétérogénéités sur le flanc sud-ouest du volcan, en particulier une lacune ou « œil » résistant et un bombement vers la zone sommitale. Ces déformations de la couche conductrice ont été interprétées comme les toits de réservoirs géothermaux ;
- un premier réservoir se localiserait donc dans la partie centrale de l'appareil et serait doté d'un fluide à dominante bicarbonaté sodique dont la composition traduit une interaction à haute température (180-200 °C) avec les roches encaissantes ainsi qu'une contribution de gaz d'origine magmatique ;
- ce réservoir alimenterait en partie les sources chaudes de la périphérie du cône sommital notamment celles de la rivière Chaude) ;
- l'évolution de la composition de ces sources vers un pôle bicarbonaté et la baisse de leur température pourrait indiquer un phénomène de colmatage du conduit profond ; l'émergence de ces sources à la suite de l'éruption de 1902, et le phénomène de colmatage possible peuvent indiquer le caractère éphémère de ces sources ; cependant, les caractéristiques de leur pôle profond, en particulier la température estimée par géothermométrie, restent inchangées ;
- un autre réservoir, plus excentré sur le flanc SO, alimentant, en partie, les sources des rivières Picodo et Mitán, serait repéré par la convergence de méthodes géophysiques : un « œil » résistant (**MT\***), des formations plus denses (**gravimétrie\***), plus compactes (**sismique\***) et une anomalie positive de polarisation spontanée (**PS\***) indiquant une zone de fuite ;

- ce second réservoir produirait un fluide plus chloruré que le précédent en raison d'une légère contribution marine à son alimentation initiale ; il porte, en outre, la signature d'une interaction plus faible et à légèrement plus basse température (155-180 °C) avec les roches-hôtes ;
- aucune des méthodes d'investigation n'a permis de mettre en évidence des indices d'activité hydrothermale en dehors du flanc SO affecté par des effondrements sectoriels ;
- les sources et forages du littoral ainsi que les émergences sous-marines de la baie de Saint-Pierre sont interprétées comme les exutoires d'un écoulement latéral à faible profondeur dans (voire sous) la coulée Blanche notamment depuis les sources de la rivière Chaude.

En comparaison d'autres champs géothermiques, les réservoirs de la Montagne Pelée ne semblent pas avoir encore atteint un degré de maturité élevée (température maximale, stabilité et unicité du système de circulation,...) comme le montre leurs compositions géochimiques et leur diversité. Il s'agit, cependant, de processus à long terme (plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'années) qui n'entament pas l'éventuelle exploitabilité de ces réservoirs.

Indépendamment des considérations techniques, de risque et du contexte environnemental, le fait d'être en présence d'un volcan actif peut conduire à une certaine instabilité de la ressource géothermique elle-même et de ses fuites, notamment dans la zone proximale du conduit magmatique. Les phénomènes éruptifs se reproduisent sur une échelle de plusieurs dizaines d'années et les colmatages affectant les sources de quelques mois. Il semblerait, néanmoins, que le réservoir central n'ait pas été significativement perturbé par les dernières éruptions. Quant aux processus de colmatage, ils peuvent être surveillés, voire contrôlés.

La campagne d'exploration de 2012-2013 a donc confirmé l'intérêt de la Montagne Pelée comme cible pour de futurs forages d'exploration géothermique. Ces forages permettront, alors, de valider le modèle conceptuel.

Deux zones, considérées comme les plus favorables pour l'implantation de forages d'exploration ont été proposées. Chacune cible un réservoir :

- le réservoir central (à dominante bicarbonaté sodique) pour la première, à l'aplomb du dôme central ;
- le réservoir latéral (à dominante bicarbonaté- chloruré sodique) pour la seconde, au-dessus des sources de la rivière Picodo (entre le Gros Morne et le Morne Dos d'Ane).

### **Anses d'Arlet**

Les investigations conduites en 2012-2013 et le retraitement des données géochimiques et géophysiques anciennes, dans le cadre de compléments d'exploration géothermique ont abouti aux conclusions suivantes sur la zone des Anses d'Arlet :

- les méthodes géophysiques (MT\*, gravimétrie\* mais aussi un levé magnétique\* ancien qui a été re-traité) ont mis en évidence un corps lourd, résistant, à faible profondeur ( $\approx 500$  m), et bordé par une anomalie peu magnétique s'étendant du Morne Bigot au Morne Jacqueline ;
- le corps lourd résistant coïncide non seulement avec plusieurs appareils volcaniques, alignés sur un axe volcano-tectonique régional NO-SE à N-S, mais il peut correspondre à l'enracinement d'un système magmatique intrusif, sub-vertical, au flanc Sud du Morne Jacqueline, mis à jour par un effondrement sectoriel\* ;
- cet ensemble volcanique (Pointe-Burgos-Rocher du Diamant) a été actif entre 1,5 et 0,3 Ma ; en outre, à la source des Eaux Ferrées et, dans son prolongement méridional, en

mer, des émanations de gaz portant une nette signature magmatique soulignent l'extension potentielle de ce corps magmatique;

- la zone de sources des Eaux Ferrées se situe à l'extrémité sud d'un couloir d'altération hydrothermale\* qui a été actif dans le passé ; des signes d'activité fumerolienne fossile, indiquent qu'un réservoir géothermique a pu atteindre l'ébullition ;
- ces minéralisations hydrothermales coïncident avec la remontée de la couche conductrice (<10 Ω.m) qui peut s'interpréter comme la couverture argilisée d'un réservoir géothermique. Il n'est cependant pas acquis que ce réservoir soit celui qui existe aujourd'hui. La zone démagnétisée (anomalie magnétique négative) correspond aux marges hydrothermalisées du corps magmatique ;
- la couche conductrice présente un bombement sur son flanc sud-est, caractéristique du toit de réservoirs géothermaux ;
- le système géothermique ancien s'étendait jusqu'au volcan des Roches Genty, celui-ci a rejeté des fragments de réservoir géothermique à la faveur d'une éruption dont l'âge est antérieur aux formations datées du Morne Larcher (346 ka) ; on peut en déduire qu'un système géothermique fonctionne au moins depuis cette époque ;
- la source des Eaux Ferrées exprime l'activité hydrothermale actuelle ; sa composition chimique et isotopique signale (i) une interaction forte et à haute température (190-210 °C), éventuellement sur une longue durée (grande profondeur ou plutôt très faible perméabilité ?), avec les roches-hôtes et (ii) une composante magmatique ;
- la part d'eau de mer peut être estimée à 40 – 50 % dans le fluide géothermal ;
- l'étude des bilans hydrologiques\* de cette zone met en relief la relativement faible infiltration d'eaux météoriques (précipitations plus faibles, évapotranspiration\* importante et couverture argilisée peu perméable) ; le système géothermal ne bénéficie donc pas d'une recharge aussi conséquente que le secteur de la Montagne Pelée même si on tient compte de la part d'eau de mer ;
- les sources voisines, éventuellement accompagnées de dépôts de travertins\*, n'ont aucun lien avec le système des Eaux Ferrées ni ne présentent de traces de gaz d'origine magmatique ; cette absence de liens entre les eaux souterraines voisines et le système des Eaux Ferrées va dans le sens d'une relative étanchéité du système et, donc, d'une recharge plus limitée que sur la Montagne Pelée.

À la différence du système géothermal caractérisé sur la Montagne Pelée, qualifié de peu mature, celui des Anses d'Arlet, bien qu'atteignant une température voisine ou supérieure, semble être ancien et peut-être en voie de contraction probablement du fait d'une recharge insuffisante. Il s'agit, là aussi, de processus à long terme (plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de milliers d'années) qui n'entament pas l'éventuelle exploitabilité de ce réservoir.

La campagne d'exploration de 2012-2013 a, ici aussi, confirmé

- l'intérêt de la zone des Anses d'Arlet et plus précisément de celle de Petite Anse comme cible pour de futurs forages d'exploration géothermique ;
- les limites possibles de la ressource notamment du fait d'une alimentation plus réduite et, éventuellement, d'une profondeur plus importante.

Une zone considérée comme la plus favorable à l'implantation de forages d'exploration a été délimitée entre le thalweg situé au nord du bourg de Petite Anse et la zone de sources des Eaux Ferrées. Ce(s) forage(s) sera (seront), alors, le moyen de valider le modèle conceptuel.

## Pitons du Carbet

L'exploration géothermique des Pitons du Carbet menée en 2012-2013 et le retraitement des données géochimiques et géophysiques anciennes conduisent aux conclusions suivantes :

- les Pitons du Carbet semblent constituer des intrusions magmatiques différenciées de la fin d'un cycle éruptif (337 ka) : le massif ne présente plus comme indices d'activité magmatique que des émanations de gaz ; la composition isotopique de ces gaz d'origine magmatique n'indique pas un renouvellement d'activité ;
- un **effondrement sectoriel\*** (337 ka), largement guidé par la direction majeure NNO-SSE, a affecté le flanc Ouest du massif ; il a pu (i) être limité aux parties supérieures des Pitons ou (ii) affecter un large volume et éventuellement la couche de couverture du système géothermal ancien ;
- le massif des Pitons du Carbet a connu au moins deux types d'altération hydrothermale de haute température (i) l'une localisée au Nord est dans les formations antérieures à 900 ka et correspondant à un système géothermal fossile à **ilite-pyrite\*** et (ii) l'autre remobilisée dans les formations issues de l'effondrement sectoriel et correspondant à une activité de type fumerolien à **kaolinite-alunite\***, éventuellement associée à la première génération de **dacite\*** ;
- la plupart des circulations hydrothermales actuelles du pourtour des Pitons du Carbet (le groupe des sources de Didier et Absalon étant la référence) se manifeste par des sources thermo-minérales dont les eaux n'ont pas dépassé 100-140 °C (estimé à partir de **géothermomètres\***) en profondeur, et dont les compositions sont marquées par une interaction faible avec les roches encaissantes et le gaz carbonique d'origine magmatique ; la présence de ce gaz n'est donc pas forcément, ici, relié à un système de circulation géothermal ;
- les eaux circulant à proximité du littoral (source de Moutte, forage de Tivoli et d'autres du Sud des Pitons du Carbet) présentent une interaction plus faible avec les roches et le gaz tandis que leur composante marine est plus élevée (< 0,4 – 1 %) ;
- les phénomènes de mélange avec des eaux superficielles sont significatifs dans les différentes sources thermo-minérales des Pitons du Carbet ;
- la recharge du système hydrothermal est certainement plus faible que celle de la Montagne Pelée (perméabilité nettement plus faible des formations conduisant à une faible infiltration en profondeur) ;
- la circulation des eaux thermo-minérales et des gaz, en profondeur, se fait vraisemblablement surtout à travers le réseau de failles (NE-SO et NO-SE) ; les émergences se situent principalement à l'intérieur de la cicatrice d'effondrement et selon ce réseau ;
- les profils de résistivité (**magnéto-tellurique\***) indiquent des zones conductrices (< 10 Ω.m), marqueurs classiques des couvertures de réservoir de haute température (ici, fossile), ponctuelles mais toutes situées à la même profondeur (cote -500 m sous le niveau de la mer) et, pour la plupart, comme les émergences d'eaux thermo-minérales et de gaz, situées à l'intérieur des limites de la cicatrice d'**effondrement sectoriel\*** ; on peut supposer qu'une couverture argilisée de réservoir géothermal a existé et que la dernière phase de mise en place des Pitons (337 ka) et, éventuellement, **l'effondrement sectoriel\***, l'ont pratiquement anéantie ; elle ne subsisterait que dans des zones limitées où une circulation hydrothermale de moyenne température se maintient ;
- la carte de résistivité (à une profondeur de 72 m) produite par les levés électromagnétiques hélicoptés (**MarTEM\***) indique une anomalie conductrice dans la zone SE autour des sources et forages de Moutte-Tivoli ; cette coïncidence peut confirmer la

pertinence du repérage des zones de circulation de moyenne température au moyen de levés électro-magnétiques.

Le massif des Pitons du Carbet ne présente donc pas d'indices de l'existence d'un réservoir géothermique de haute température, fonctionnant actuellement. Les signes d'activité hydrothermale indiquent plutôt une circulation à moyenne température, sans doute distribuée dans un réseau de failles pas nécessairement interconnectées.

L'éventuelle ressource de moyenne température reste à caractériser plus précisément sur les zones les plus prometteuses (secteurs de Didier-Absalon, Moutte-Tivoli notamment). Des compléments d'exploration **magnéto-tellurique\*** et/ou de **CSEM\***, plus ciblés sur ces secteurs, permettraient de préciser les contours des conducteurs et, donc, des zones de circulation profonde. Cela, afin de mieux définir le potentiel géothermal et vérifier l'intérêt économique de son exploitation.

## Lamentin

Les compléments d'exploration géologiques et géophysiques effectués dans la plaine du Lamentin, et le retraitement des données géochimiques, géophysiques et géologiques anciennes ont conduit aux conclusions suivantes :

- le système de circulation hydrothermal actuel, de moyenne température (90-140 °C, intervalle estimé par **géothermomètres\***) est localisé dans le nord de la plaine du Lamentin ;
  - à faible profondeur (150-400 m), en correspondance avec les eaux des sources thermo-minérales (sources et forages productifs du Lamentin et, à l'ouest, l'ancien forage de la Mairie de Fort-de-France), à terre, à l'est du Cohé du Lamentin avec une ouverture vers l'ouest, en mer),
  - à plus grande profondeur (> 800 m), le système de circulation hydrothermal actuel s'ouvre vers le nord ;
- il se superpose au système fossile (300-250 ka) au niveau des fractures où circule le fluide ; le système géothermal fossile a connu, lui-même, une phase de haute température (les équilibres minéralogiques estiment la température à plus de 200 °C) suivie d'un refroidissement du système et des températures comprises entre 120 et 200 °C ; ce système ancien pourrait être soit relié (*outflow*) à une activité hydrothermale au niveau des Pitons du Carbet, soit avoir fonctionné à partir d'une source de chaleur locale (Rivière Salée ?) ;
- la superposition concerne également la direction : N140-150°E pour le système fossile et également pour le système actuel ;
- elle conduit les fluides actuels à lessiver les dépôts formés par l'ancien système ;
- au niveau du réservoir se mélangent et sont réchauffés d'une part de l'eau de mer (30 à 35 %) et d'autre part une eau d'origine météorique provenant vraisemblablement des Pitons du Carbet ;
- l'existence d'une brèche d'explosion hydrothermale associée spatialement à un dépôt de silice hydrothermale (**sinter\*** de Morne Rouge) peut donner une indication sur la position d'une source de chaleur.

Restent à confirmer

- le prolongement du système fossile de haute température dans le système actuel de moyenne température ;
- la position de la source de chaleur (prolongement sud du volcanisme des Pitons du Carbet ou source locale ?) ;

- le mode de circulation hydrothermale sur deux niveaux et deux directions.

Comme cela avait été souligné (Gadalia *et al.*, 2011), la priorité devra se porter sur la réalisation d'essais de pompage\* sur le forage Californie afin de mieux qualifier et quantifier la ressource captée en 2000. Ces essais pourront notamment définir s'il existe une ressource de moyenne énergie exploitable au Lamentin en termes de température (pourra-t-elle dépasser 90 °C ?) et de débit. Le suivi géochimique de ces essais pourra donner d'utiles informations sur la ressource qui est sollicitée (proportion d'eau de mer et de l'autre composante qui sera à mieux définir, évolution de la température, évolution de la phase gazeuse,...).

Des compléments d'exploration notamment par CSEM\*, pourront être menés avec des stations de mesure couvrant plus largement les zones situées au nord et à l'ouest des forages Californie et LA-101 (Figure 59). Il sera ainsi possible de mieux cerner à la fois l'extension vers l'ouest de la zone productive peu profonde et de préciser l'extension de la zone conductrice plus profonde.



Figure 59 : Zones d'intérêt pour d'éventuels forages d'exploitation et des compléments d'exploration de surface.

## 7. Bibliographie

- Alparonne S., Barberi G., Cocina O., Giampiccolo E., Musumeci C., Patane D.,** (2012) - Intrusive mechanism of the 2008-2009 Mt. Etna eruption : Constraints by tomographic images and stress tensor analysis, *J. Volc. & Geoth. Res.* 229-230, 50-63.
- Anderson E., Crosby D., Ussher G.** (2000) - Bulls-eye! - Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. Proc. World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-june 10, 2000, p. 909-914.
- Arnaud L., Baran N., Gourcy L., Taïlamé A.-L., Senergues M.** (2013) - Étude du transfert de la chlrodécone vers les eaux souterraines en Martinique. Rapport BRGM/RP-61767-FR, 73p, 49 ill.
- Baltassat J.-M., Miéhé J.-M., Debeglia N., Dupont F. et Martelet G.** (2003) - Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge Montagne Pelée et de Diamant (Martinique) : étude géophysique. Rapport BRGM/RP-52548-FR, 48 p., 20 fig., 9 ann.
- Barat A.** (1987) - Étude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la Montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe. Document BRGM n° 115, 205 p.
- Belousov A., Belousova M., Voight B.** (1999) - Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia, *Bulletin of Volcanology* 61, 324-342.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.C., Deplus, C., Semet, M.P.** (2007) - Volcano flank instability in the Lesser Antilles arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *Journal of Geophysical Research- Solid Earth* 112, B08205.
- Boudon, G., Villemant B., Le Friant, A., Paterne M., Cortijo E.** (2013) - Role of large flank-collapse events on magma evolution of volcanoes. Insights from the Lesser Antilles Arc, *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*
- Brenot A., Vittecoq B., Négrel P., Mardhel V.** (2008) - Système d'information sur les eaux souterraines de Martinique : caractérisation physico-chimique naturelle des eaux souterraines. Rapport BRGM/RP-56266-FR.
- Chéry L.** (1994), - Interprétation des résultats des analyses isotopiques dans le cadre de l'étude géochimique de la source carbogazeuse de Didier (Martinique). Rapport BRGM R37 990, 34 p., 2 annexes.
- Chovelon P.** (1984) - Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectes du Lamentin et du Morne Rouge, Martinique. Rapport BRGM n° 84 SGN 3269 GTH, 51 p.
- Chovelon P., Fabriol R., Ouzounian G.** (1986) - Évaluation des ressources géothermiques de l'île de la Martinique – Synthèse hydrogéochimique. Rapport n° 86 CFG 012, 103 p.
- Chrétien S.** (1983) - Identification et analyse des phénomènes précédant l'éruption du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée (Martinique) d'après les documents d'époque. Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Univ. Paris Sud - 241 p.

**Coppo N., Baltassat J.-M., Wawrzyniak P., Girard J.-F., Martelet, G., Jacob T. et Mathieu F.** (2013) - Exploration géophysique (magnétotellurique et gravimétrie) du potentiel géothermique de la Martinique (Montagne Pelée, Anses d'Arlet, Pitons du Carbet et Lamentin). Rapport final. Rapport BRGM/RP-62745-FR.

**Cormy G., Demians d'Archimbaud J., Surcin J.** (1970) - Prospection géothermique aux Antilles Françaises Guadeloupe et Martinique, Geothermics special issue 2.

**Dotsika E., Poutoukis D., Michelot J.L., Raco B.** (2009) - Natural tracers for identifying the origin of the thermal fluids emerging along the Aegean Volcanic arc (Greece) : Evidence of Arc-Type Magmatic Water (ATMW) participation – Journal of Volcanology and Geothermal Research 179, 19-32.

**Eschenbrenner S., Dorel J., Viode J.P.,** (1980) - Coupes sismiques des structures superficielles dans les Petites Antilles – II : Martinique. Pageoph., Birkhäuser Verlag, Basel, vol. 118, p.807-822.

**EURAFREP** (1970) - Rapport de fin de sondage Lamentin 101 (LA.101), Martinique, Permis Martinique n°4, 15 p.

**Fabriol R. et Ouzounian G.** (1985) - Prospection géothermique de la plaine du Lamentin (Martinique): modèle hydrogéochimique. Rapport BRGM n° 85 SGN 384 GTH, 28 p.

**Gadalia A., Rad S., Taïlame A.L.** (2013) - Compléments d'exploration géothermique : volet hydrogéochimie. Rapport final. BRGM/RP-62710-FR, 180 p., 44 fig., 7 tabl., 7 ann., 1 CD.

**A. Gadalia, M. Charni, N. Fréchin, O. Goyéneche, J.Y. Hervé, M. Jorio, Ch. Maragna, F. Meunier** - « Faisabilité et évaluation d'un programme de prospection et de valorisation géothermique en Martinique », rapport BRGM/RP-59690-FR, 191 p., 40 fig., 31 tabl., 8 ann.

**Gal F.** (2012) - Compléments d'exploration géothermique de la Martinique: suivi géochimique des gaz du sol – Mesures de Février, Mars et Juin 2012 - Rapport d'avancement BRGM/RP-61531-FR, 84 p.

**Genter A., Roig J.Y.** (2003) - Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge - Montagne Pelée et du Diamant (Martinique) : étude géologique. Rapport BRGM/RP-52546-FR, 46 p.

**Germa A., Quidelleur X., Lahitte P., Labanieh S., Chauvel C.** (2011) - The K-Ar Cassinot-Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of Lesser Antilles arc activity from 2 Ma to Mount Pelée volcanism. *Quaternary Geochronology*, 6, p. 341-355.

**Giggenbach W.F.** (1988) - Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, p. 2749-2765.

**Giggenbach W.F.** (1991) - Collection and analysis of geothermal and volcanic waters and gas discharges. In : *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*, ed. F. D'Amore, pp. 119-144. UNITAR, Rome.

**Giggenbach W.F.** (1992) - Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 495-510.

**Gourgaud A., Bourdier J.L.** (1982) - Le système volcanique Diamant-Burgos (Sud-Ouest Martiniquais) : mélange de magmas en volcanisme différencié linéaire et origine des basaltes à quartz. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 1349-1354.

**Gourgaud A., Gerbe M.C.** (1991) - Mise en évidence de réalimentations magmatiques dans le système volcanique linéaire Burgos-Diamant (Martinique). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 162, n° 6, p. 1017-1027.

**Iundt F.** (1984) - Ré-évaluation géochimique du potentiel géothermique de l'île de la Martinique. Rapport BRGM 84 SGN 292 GTH, 21 p.

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

**Klinka T., Arnaud L., Vittecoq B., Gadalía A.** (2011) - Suivi géologique et hydrogéologique de 3 forages de reconnaissance sur le site de Tivoli, Fort de France (Martinique). Rapport BRGM/RP-60339-Fr, 105 pp., 48 ill., 6 ann.

**Komorowski, J.C., Boudon, G., Semet, M.P, Beauducel F., Anténor-Habazac.C., Bazin S., Hammouya G.** (2005) - Guadeloupe in : Lindsay, J.M., Robertson, R.E.A., Shepherd, J.B., Ali S. (Eds) *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles* Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, pp. 65-102.

**Lacroix A.** (1904) - La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson, Paris, 661 p., 30 pl.

**Lalubie G.**, (2010) - Les cours d'eau du massif de la Montagne Pelée : une approche multi-scalaire pour appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques, Thèse de doctorat, Université des Antilles et de la Guyane, 318 p., 12 appendices techniques, 1 atlas de 29 cartes

**Le Friant A., Boudon G., Deplus C., Villemant B.** (2003) - Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2055, doi:10.1029/2001JB001624, 2003.

**Lopoukhine M., Mouret C.** (1977) - Étude géothermique des sources de la Martinique. Rapport BRGM 77ANT36, 8 annexes, 32 p.

**MarTEM** (2013) - Rapport d'acquisition et traitement des données, SkyTEM & Aarhus Geophysics, SkyTEM Survey Data report BRGM\_ SkyTEM 2013\_06: Martinique, France, September 2013.

**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**, p. 141-152.

**Mas A., Patrier P., Beaufort D. et Genter A.** (2003) - Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, V.124, 195-218.

**Mossadik H.** (1997) - Les isotopes du Bore, traceurs naturels dans les eaux : mise au point de l'analyse en spectrométrie de masse à source solide et applications à différents environnements. Thèse de doctorat de l'université d'Orléans, 208 p.

**Mouret C.** (1979) - Synthèse des connaissances sur les sources thermales de la Martinique – Application au thermalisme. Rapport BRGM79ANT8, 28 p., 6 annexes.

**Parkhurst D.L. et Appelo C.A.J.** (1999) - User's guide to PHREEQ-C (Version 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse

geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 99-4259, 312 p.

**Pedroni, A., Hammerschmidt, K., and Friedrichsen, H.** (1999) - He, Ne, Ar, and isotope systematics of geothermal emanations in the lesser Antilles Islands Arc - *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 63, 3/4, 515-532.

**Pichavant M., Martel C.** (2002) - Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelée, Lesser Antilles Arc. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, N° B5, 2093, 28 p.

**Quidelleur X., Hildenbrand A., Samper A.,** (2008) - Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* 35 (2).

**Rad, S., Allègre, C. J., Louvat P.,** (2007) - Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*. 262, 109-124.

**Rad S., Rivé K., Allègre C.J.** (2011) - Weathering regime associated with sub-surface circulation on volcanic islands. *Aquat. Geochem.* 17, 3, 221-241.

**Rad S., Taïlame A.L., Gadalia A.** (2013) - Compléments d'exploration géothermiques en Martinique. Volet géochimie des fluides. Rapport d'avancement. BRGM/RP-61889-FR, 61 p., 12 fig., 5 tab., 8 ann., 1 CD.

**Raharjo I.B.** (2012) - Geophysical signatures of volcano-hosted geothermal systems. *PhD Thesis, University of Utah*.

**Ruzié L., Aubaud C, Moreira M., Agrinier P., Dessert C., Gréau C., Crispi O.** (2013) - Carbon and Helium isotopes in thermal springs of La Soufrière volcano (Guadeloupe, Lesser Antilles): Implications for volcanological monitoring, *Chemical Geology*, vol.359, pp.70-80.

**Samper A., Quidelleur X., Boudon G., Le Friant A., Komorowski J.C.** (2008) - Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (4), p. 485-492.

**Sanjuan B., Lasne E., Brach M.** (2001) - Bouillante geothermal fluid: mixing and water / rock interaction processes at 250°C. *Proceedings, 10th Water-Rock Interaction (WRI-10), Cagliari, Italy*, June 10-15.

**Sanjuan B., Genter A., Correia H., Girard J.P., Roig J.Y., Brach M.** (2002) - Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique). Rapport final BRGM/RP-51671-FR, 253 p.

**Sanjuan B., Genter A., Baltassat J.-M., Roig J.-Y** (2003a) - Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge - Montagne Pelée et du Diamant (Martinique) : principales conclusions et recommandations. *Report BRGM/RP-52549-FR*, 38 p.

**Sanjuan, B., Brach, M., Foucher, J.C.** (2003b) - Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge-Montagne Pelée et du Diamant (Martinique) : étude géochimique. *Rapport BRGM n° RP-52547-FR*, 79 p.

**Surcin J.** (1969) - Rapport de fin de campagne. Sondages destinés à des mesures de gradient de température (Plaine du Lamentin)

**Traineau H., Négrel G.** (2012) - Évaluation préalable de la ressource géothermale du Lamentin, Martinique. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-61759-FR, 79 p., 24 fig., 5 tabl., 1 ann..

**Traineau H., Bouchot V., Caritg S., Gadia A.** (2013) - Compléments d'exploration géothermique en Martinique : volet géologie. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-62349-FR, 153 p., 69 fig., 9 tabl., 3 ann.

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

**Vittecoq B., Lachassagne P., Lanini S., Maréchal J.C.** (2010) - Évaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin versant. Revue des sciences de l'eau, vol. 23, n°4, p.361-373.

**Vittecoq B., Gutierrez A.** avec la collaboration de **G. Braibant** (2012) - Compléments d'exploration géothermique de la Martinique – Volet « hydrogéologie ». Rapport intermédiaire. Rapport BRGM/RP-61406-FR. p.

**Wawrzyniak P., Sailhac P. and Marquis G.** (2013) - Robust error on magnetotelluric impedance estimates. Geophysical Prospecting. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2012.01094.x.

**Westercamp D.** (1978) - Une contribution à l'évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Martinique : relation entre les phénomènes hydrothermaux anciens et récents et les structures volcano-tectoniques profondes et de surface. Rapport BRGM 78 ANT 33.

**Westercamp D., Traineau H.** (1983) - Carte géologique de la Montagne Pelée à 1/20 000 (département de la Martinique) et notice explicative simplifiée. Éd. BRGM.

**Westercamp D., Pelletier B., Thibaut P.M., Traineau H., Andreieff P.** (1990) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Martinique, BRGM, Orléans.



## **Annexe 1 :**

# **Synthèse des travaux sur les zones explorées (Montagne Pelée, Anses d'Arlet, Pitons du Carbet et Plaine du Lamentin)**



**Tableau de synthèse sur le secteur géothermique de la Montagne Pelée**

Objet	Géologie	Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Réservoir et conduit magmatiques</b>	<p>Chambre magmatique* allant de 5 km sous le sommet du volcan à 27 km (contact arc/croute océanique) de profondeur. Dans la partie supérieure, liquide magmatique de composition rhyodacitique* et autour de 800 °C.</p> <p>Dômes de 1902 et 1929, venus combler la caldeira* de l'Étang sec.</p> <p>Conduit éruptif de l'éruption ponceuse P1 (~600 BP) assimilé à une cheminée ouverte jusqu'à 2-3 km de profondeur.</p>	<p>Émission de gaz d'origine magmatique : repérés par - <sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> sur les sources de Rivière Chaude, de Rivière Picodo, Rivière Falaise, Rivière des Pères,...</p> <p>- H<sub>2</sub>S sur la haute rivière Claire</p>	<p>Réponse gravimétrique lourde selon une direction NNO-SSE, des Pitons du Carbet jusqu'au dôme de la Montagne Pelée et au Mont Conil ; source vraisemblablement magmatique sous le niveau de la mer ;</p> <p>Réponse MT* en forme de horst NNO-SSE mais très peu contrainte ;</p> <p>Dôme de sismique* réfraction à 4.3 km/s se développant à env. 1 km de profondeur à l'aplomb de la Pelée ;</p> <p>Dômes sommitaux, de 1902 et 1929 (et probablement conduit sous-jacent) : faible densité par rapport à l'environnement immédiat (fracturation probable) ; Structures lourdes décalées au SO du sommet.</p> <p>Remontée nette d'un conducteur sous l'édifice sommital, attribué au conduit altéré. Non visible en profondeur car de taille insuffisante et effet écran de la couche conductrice superficielle.</p>	<p>Aquifères* en puissance, au niveau du conduit éruptif, ayant été vidangés lors de l'éruption de 1902.</p>
<b>Structures de caldeira*</b>	<p>Caldeira* sommitale de l'Étang Sec : caldeira* d'explosion, scellée par les dômes de 1902 et 1929...</p> <p>Caldeira* de Macouba : origine incertaine (caldeira* s.s. et/ou cicatrice de l'effondrement sectoriel n°1)</p>	<p>Pas de réponses gravimétriques et MT* claires (absence de couverture TEM* sur le sommet) associée aux caldeiras* sommitales.</p> <p>Interruption du conducteur pouvant être interprétée comme des structures d'effondrement vertical et/ou latéral (structure NO-SE définie sur le flanc SO).</p> <p>Résistants attribués à des dômes (Morne Plumé, Aileron) associés à ces interruptions (mise en place des dômes à la faveur des zones de faiblesse de l'édifice volcanique ?).</p>	<p>Structure à la fois faillée et poreuse qui forme un réservoir aquifère*.</p> <p>Les écoulements superficiels pas en équilibre avec nappe. Tous les cours d'eau en perte et érosion active. Lit de Rivière Chaude fortement modifié depuis 1982.</p>	

## Synthèse Montagne Pelée (suite)

Objet	Géologie	Géochimie (eau, gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<p>Trois effondrement sectoriels* (Le Friant <i>et al.</i>, 2000) identifiés sur le flanc Sud-Ouest du volcan.</p> <p>Alignement sur 800 m des sources Picodo (et Mitan), (et, éventuellement, la 3<sup>e</sup> source en mer), circulant à proximité de la cicatrice du 2<sup>e</sup> effondrement sectoriel* et à la semelle du 1<sup>er</sup>.</p> <p>Site de la haute Rivière Claire au croisement des structures de caldeira* et des cicatrices d'effondrement sectoriel* (n° 2 et 3)</p>	<p>Zone dense sur premières centaines de mètres sous la surface, dans partie haute du dernier effondrement sectoriel* (intrusion ?), juste au SO de l'enclos sommital (zone des sources de la Rivière Chaude);</p> <p>Affaiblissement du conducteur à 800 m de profondeur : limites de l'effondrement récent, bordure NO et de l'effondrement ancien, bordure SE.</p>	<p>Effondrements sectoriels* probablement associés à des fractures profondes (à l'échelle d'un système hydrogéologique) susceptibles de mettre en communication des niveaux profonds avec le réservoir aquifère* superficiel. (ex.: émergences de Rivière Picodo).</p>	<p>Deux zones conductrices MarTEM* émergent en surface à l'Ouest des sources de Rivière Chaude avec une extension vers le NO.</p> <p>La cicatrice D3 constitue une barrière nette bordant, à l'Ouest, la zone conductrice MarTEM* entre 100 et 200 m de profondeur, depuis les sources de Rivière Chaude puis, la Coulée de la Rivière Blanche, vers le Sud</p>	<p>Éruption de 1902: changement majeur</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- mobilise de l'eau des aquifères* présents (crués précédant l'éruption)</li> <li>- produit ou ré-ouvre des fractures profonde, augmentant la perméabilité verticale (autour de la cheminée) ;</li> <li>- donne naissance à des circulations rapides descendantes à partir du sommet et ascendantes à sa périphérie (sources de Rivière Chaude)</li> <li>- avec le temps, le système a tendance à se colmater (baisse du débit et de la température)</li> </ul> <p>Temps d'interaction profonde minimum.</p>
<p><b>Zones de fuite du fluide profond, manifestation de surface et âge du système</b></p>	<p>Manifestations anté 1902 : 2 zones principales : Haute Rivière Claire et Rivières Picodo - Mitan</p> <p>Haute Rivière Claire : dépôts d'éruptions hydrothermales (ou phréato-magmatiques*) en 1792 et 1851. Des gaz magmatiques sont toujours émis ; un réservoir sous-jacent a pu avoir été en ébullition.</p> <p>Sources de Rivière Chaude et Source de bord de mer (n°1 et n°2) apparues après l'éruption de 1902</p>	<p>Gaz des sols : pas d'anomalies détectées sur le flanc SO. Anomalies diverses (CO<sub>2</sub> et He) entre riv. Roxelanne et rivière des Pères et entre Camp Chazeau et l'Aileron (au SE des 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> effondrements sectoriels)</p> <p>Hors période éruptive, l'activité fumerolescente n'est détectable qu'à travers des émissions d'H<sub>2</sub>S et la composition des sources de la haute Rivière Claire : dominante HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>; composante d'interaction profonde (Li, B, Cs, Rb, Si)</p> <p>Sources chaudes HCO<sub>3</sub> - Na : Rivière Chaude (évolution composition depuis éruption 1929 ; mélange eaux météoriques – pole « chaud » et profond)</p>	<p>Éruption de 1902: changement majeur</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- mobilise de l'eau des aquifères* présents (crués précédant l'éruption)</li> <li>- produit ou ré-ouvre des fractures profonde, augmentant la perméabilité verticale (autour de la cheminée) ;</li> <li>- donne naissance à des circulations rapides descendantes à partir du sommet et ascendantes à sa périphérie (sources de Rivière Chaude)</li> <li>- avec le temps, le système a tendance à se colmater (baisse du débit et de la température)</li> </ul> <p>Temps d'interaction profonde minimum.</p>	<p>Éruption de 1902: changement majeur</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- mobilise de l'eau des aquifères* présents (crués précédant l'éruption)</li> <li>- produit ou ré-ouvre des fractures profonde, augmentant la perméabilité verticale (autour de la cheminée) ;</li> <li>- donne naissance à des circulations rapides descendantes à partir du sommet et ascendantes à sa périphérie (sources de Rivière Chaude)</li> <li>- avec le temps, le système a tendance à se colmater (baisse du débit et de la température)</li> </ul> <p>Temps d'interaction profonde minimum.</p>

## Synthèse Montagne Pelée (suite)

Objet	Géologie	Géochimie (eau, gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Zones de fuite du fluide profond, manifestations de surface et âge du système (suite)</b>		<p>+ Sources et forages du littoral (jusqu'en mer.) : même origine que sources de Rivière Chaude, plusieurs niveaux aquifères* d'eau météorique mélangée avec pôle profond et, près du littoral, avec eau de mer</p> <p>Sources <math>\text{HCO}_3</math> de la Haute Grande Rivière et de la Haute Rivière des Pères;</p> <p>Sources <math>\text{HCO}_3+\text{Cl}</math> : rivière Picodo : plutôt un mélange eau superficielle avec pôle profond bicarbonaté intégrant 2.2% d'eau de mer.</p> <p>Sources <math>\text{HCO}_3 + \text{Cl} + \text{SO}_4</math> : rivière Mitan</p>		<p>de 400 ans mesuré par U/Th sur un écoulement sub-superficiel, correspond à des eaux dont le pôle profond est le même que celui des sources de rivière Chaude.</p> <p>Circulations souterraines chaudes, peu profondes probablement compartimentées : - Structure géologique avec effondrements sectoriels ;</p> <p>Ravines et vallées font converger les écoulements superficiels et donc les zones de recharge (pertes des cours d'eau).</p>
<b>Réservoir central et circulation du fluide géothermal ascendant (upflow*)</b>	<p>Situé aux environs du conduit d'alimentation magmatique, rechargé en eau météorique lors d'éruptions poncées à conduit éruptif ouvert et aujourd'hui par les structures de caldeira et les formations pyroclastiques perméables, réchauffé par le magma peu profond et les gaz qui en émanent, ayant pénétré les niveaux perméables de l'appareil volcanique et le système faillé des caldeiras emboîtées.</p>	<p>Zone de fuites de la riv. Chaude : pôle chaud et profond <math>\text{HCO}_3</math> calculé ; T° profonde : 180-200°C</p> <p>Depuis 1934 perte en <math>\text{SO}_4</math> et <math>\text{Cl}</math> : ébullition lors de l'éruption ? gain en <math>\text{HCO}_3</math> : poursuite des venues de <math>\text{CO}_2</math> d'origine magmatique</p>	<p>Zone de remontée d'un corps résistant associé à une anomalie PS* positive caractéristique des phénomènes de flux ascendant (upflow*)</p>	
<b>Réservoir et écoulement latéral du fluide géothermal (outflow*)</b>	<p>Limité à l'est par le rebord d'une caldeira ancienne qui reste hypothétique ; ces sources n'ont pas été affectées par les dernières éruptions.</p>	<p>Zone de fuites de la rivière Picodo indiquant une T° profonde : 155-180°C.</p>	<p>Discontinuité géophysique (cohérente entre MT* et gravi) orientée NO-SE entre les</p>	<p>Le fluide profond pourrait arriver de manière plus ou moins localisée le long d'une ou plusieurs fractures profondes (pourquoi pas la cicatrice d'effondrement sectoriel ?). Il se</p>

## Synthèse Montagne Pelée (suite)

Objet	Géologie	Géochimie (eau, gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<p><b>Réservoir et écoulement latéral du fluide géothermal (ou rflow*) (suite)</b></p>			<p>sources de Rivière Chaude et Picodo le long de laquelle le conducteur MT* s'amincit / s'interrompt et au Nord duquel s'appuie un corps dense et compact (intrusion), cette discontinuité recoupe aussi la Haute Rivière Claire : structure de drainage préférentiel</p>	<p>mélangerait à l'eau météorique de la nappe du compartiment Picodo-Mitan pour donner plusieurs émergences plus diffuses et refroidies le long du cours d'eau</p>
<p><b>Réservoirs peu profonds</b></p>	<p>Mêmes caractéristiques d'alimentation et de formation que le réservoir central (caldeira, formations pyroclastiques perméables).</p> <p>Haute Rivière Claire : Aquifère* réchauffé par les remontées de gaz</p> <p>Réservoir bicarbonate apparu après 1902, interprété comme un aquifère* réchauffé principalement par conduction en contact avec les dômes et conduits éruptifs de 1902-1929 entre 0 et 1 km. Réservoir peut-être en cours de refroidissement</p>	<p>Haute rivière Claire : pas de trace d'eau vapeur (D-<sup>18</sup>O) =&gt; plutôt gaz magmatique que « ébullition » de réservoir;</p> <p>Zone de fuites de la Haute Grande Rivière : réservoir de T° profonde 140-180°C;</p> <p>Zone de fuites de la rivière Mitan réservoir latéral plus superficiel que celui associé à la rivière Picodo ; température profonde de 145-165°C</p>	<p>Zone conductrice MarTEM* entre 100 et 200 m de profondeur se développant depuis les Sources chaudes vers le Sud puis empruntant la Coulée blanche suivant une direction NE-SO et rejoignant les sources du bord de mer en aval. Le même type de signature est également vue à partir de Picodo, vers la côte, mais sa nature pourrait aussi bien être lithologique (argiles).</p>	<p>Dans le système des sources de Ravine Chaude, il est probable que les débits (de la composante chaude, profonde) et, donc, la température de l'eau juste après l'éruption de 1902 aient été nettement plus élevés dans le passé. C'est ce que révèle le suivi des compositions sur les 30 dernières années. Le refroidissement observé pourrait être l'effet du temps de transit de ces écoulements d'une part dans un système fissural qui se colmate peu à peu et, d'autre part, dans l'aquifère* superficiel.</p>
<p><b>Couverture imperméable (argilisée ou autre)</b></p>	<p>Hypothèse : semelles successives des effondrements peuvent être interprétées comme un écran imperméable ou zone de circulations préférentielles. L'étendue des phénomènes d'altération</p>	<p>Couche MT* intermédiaire, de résistivité inférieure à 15 Ohm.m largement développée sur toute la zone d'investigation ;</p> <p>Cette couche paraît plus discontinue dans le quart SO de l'édifice : l'affaiblissement du conducteur apparaîtrait souvent associé à</p>	<p>Du point de vue hydrogéologique, il est difficile de préciser la position d'un substratum (limite inférieure de l'aquifère*). Le corps argileux mis en évidence par la géophysique est une limite (prof 200 m ?) mais d'autres écrans peu perméables, moins</p>	

### Synthèse Montagne Pelée (suite)

Objet	Géologie	Géochimie (eau, gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Couverture imperméable (argilisée ou autre) (suite)</b>	(argileuse notamment) est dépendant de l'âge du système hydrothermal		des remontées denses en gravimétrie* (intrusions / zones moins altérées ?)	profonds, pourraient exister du fait de l'hétérogénéité des matériaux pyroclastiques*.
<b>Zone de recharge</b>	Zone sommitale (fluide météoritique) à la faveur des conduits éruptifs et des structures de caldeira* (principale) et des cicatrices d'effondrement (secondaire).		La recharge pourrait être limitée par la quasi continuité de la couche conductrice intermédiaire	Le gradient hydraulique des aquifères* suit la topographie en raison : <ul style="list-style-type: none"> <li>- des précipitations + abondantes avec l'altitude ;</li> <li>- de la structure des couches géologiques (volcan stratiforme) ;</li> <li>- de la perméabilité des terrains en surface (infiltration possible partout).</li> </ul> L'infiltration des eaux marines dans le bâti rocheux est peu vraisemblable car les gradients hydrauliques sont nettement orientés des terres vers la mer (exutoires en mer, sources sous- marines).



## Tableau de synthèse sur le secteur géothermique des Anses d'Arlet

Objet	Géologie	Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
	<p>Axe volcano-tectonique globalement « NO-SE » compris entre la Pointe Burgos et Le Rocher du Diamant, mis en place entre 1,5 Ma et 0,35 Ma (Morne Larcher)</p> <p>En bord de mer à Petite Anse, évidence d'un système intrusif (dyke de diorite* et filons aphyriques séchants), orienté NO-SE, indicateur de proximité d'un corps magmatique</p> <p>Lien possible entre la structure NE-SO (MT*) et l'effondrement de flanc* superficiel du Morne Jacqueline?</p>	<p>Dégazage au niveau des Eaux Ferrées et dans leur prolongement, en mer, avec signature magmatique (<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> et <sup>3</sup>He / <sup>4</sup>He) en limite de l'intrusion dioritique et de la structure NO-SE</p>	<p>Corrélation entre anomalies MT* résistante (&gt; 60-70 ohm.m), magnétique (susceptibilité de 0,25 SI) et dense (2,75 à 2,8), interprétées comme un corps magmatique hypovolcanique, en cours de refroidissement, passant par Morne Jacqueline et Morne Champagne. Cette lame sub-verticale aurait 1 km de large au moins, orienté NNO-SSE à N-S et sous-jacente à l'axe volcanique Morne Jacqueline - Morne Champagne</p> <p>Cette lame est limitée par des discontinuités verticales bien marquées à l'est et au Nord-Ouest (trait noir gras, Fig.1). En revanche elle se termine brusquement vers le Sud par une discontinuité NO-SE (gradient MT*), au Nord du Morne Larcher.</p>	<p>Aucune émergence ou même anomalie thermique n'a pu être mise en évidence en relation avec le dégazage sous-marin.</p>
<b>Système géothermal fossile</b>	<p>Altération fumerolienne à alunite-kaolinite* fossile centrée sur l'axe Col de Morne La Capote - Anse d'Arlets orientée NNO-SSE et couverture argileuse fossile à smectite-pyrite* dominante et I/S, en bord de mer à Petite Anse</p> <p>Possible migration temporelle et spatiale du système géothermal du NNO vers le SSE (altération fossile / circulation actuelle) ?</p>		<p>Anomalie conductrice MarTEM* (&lt; 10 Ohm.m) se développant entre la surface et 200 m de profondeur. Plus en profondeur, la MT* révèle une anomalie conductrice (20-50 ohm.m) mal cernée (absence de mesure dans la zone) se développant jusqu'à 1000 m de profondeur (sous les zones fumerolliennes fossiles)</p> <p>Sous les 1000 m, la zone fossile se situe à l'aplomb de la bordure Ouest de la lame verticale (contrôle possible ?).</p> <p>Au Sud de la discontinuité MT* orientée NE-SO, existence d'une anomalie faiblement magnétique. Réponse typique (mais non univoque) de phénomènes de démagnétisation (i) par altération des minéraux magnétiques en 1<sup>er</sup> ordre et (ii) au-delà de la T° de Curie en 2<sup>ème</sup> ordre (580° pour la magnétite 320° env. pour la pyrrhotite).</p>	

**Tableau de synthèse sur le secteur géothermique des Anses d'Arlet (suite)**

Objets	Géologie	Géochimie (eau, gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Système souterrain peu profond</b>	Existence de travertins* au niveau de certaines sources (avine Chaudière et Sucrerie) : circulation de fluides bicarbonatés en surface (cf. EM aéroporté), à l'aplomb de la bordure est du corps intrusif.	Eaux d'origine météorique sans relation avec les fluides profonds (ni mélange, ni association avec une phase gaz d'origine magmatique) et sans interaction à haute température.	Niveaux résistants (50 à 300 m d'épaisseur (EM aéroporté), correspondant à des formations volcaniques pouvant héberger des aquifères* superficiels.	L'infiltration des eaux météoriques qui semble limitée tant par les précipitations plus faibles, l'évapotranspiration plus forte que par l'existence d'un niveau probablement imperméable à faible profondeur (couverture conductrice uniforme à partir de 200 m de profondeur, <i>caprock</i> ?). La recharge peut néanmoins être complétée par l'infiltration d'eau de mer
<b>Couverture argileuse (ou caprock)</b>	La <i>caprock</i> argileuse ancienne affleure mais pas la couverture actuelle		Cette couche résistante est apparemment séparée des zones profondes par un conducteur (<10 ohm.m) (argilisé ?) épais de 100 à 300m environ, en forme de dôme sous la station MT*-13.	
<b>Réservoir géothermal potentiel et recharge</b>	Situé en contact avec la bordure Sud de la lame verticale intrusive dont la limite semble contrôlée par un accident NE-SO.	Eaux Ferrées : signature de haute température et forte interaction eau-roche en profondeur ( $^{18}\text{O} + ^{13}\text{C} + ^3\text{He} / ^4\text{He} + \text{géothermomètres}^*$ 200°C). Contribution marine évaluée à moins de 50 % du fluide géothermal.	Anomalie plus résistante en dessous (40-80 Ohm.m) interprétée comme réservoir. La zone à 50 Ohm.m s'étend de 200 à 3000 m de profondeur : elle est caractérisée par une conductivité développée en bordure du corps résistants et contrôlée par une discontinuité NE-SO (gradient MT*) et NNO-SSE limitant l'intrusion résistante.	L'étude du bilan hydrologique* a conclu à : - des exutoires limités - une alimentation limitée (voire inexistante?) en termes de recharge du système.

**Tableau de synthèse sur le secteur géothermique des Pitons du Carbet**

Géologie		Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Objet</b>				
<b>Réservoir magmatique, source de chaleur</b>	Intrusions magmatiques multiples selon une orientation NNO-SSE, différenciées mais de fin de cycle ; pas de signe de permanence d'activité	Emanations de gaz d'origine magmatique pouvant indiquer un renouvellement de la source ( <sup>3</sup> He / <sup>4</sup> He).		
<b>Structures tectoniques et effondrement sectoriel</b>	Effondrement sectoriel contemporain des dernières intrusions et découpé sur la direction majeure NNO-SSE ; ampleur limitée aux formations supérieures des dômes ou affectant en profondeur l'ensemble volcanique.  Failles NE-SO relevées sur le littoral caraïbe.		Gravimétrie (et MT) montrent des discontinuités en profondeur pouvant traduire un réseau de failles (NE-SO et NO-SE)	
<b>Systèmes géothermaux fossiles</b>	Système géothermal fossile à illite-pyrite, partiellement érodé, au Nord-Est affectant les formations antérieures à 900 ka.  Système hydrothermal fossile à kaolinite-alunite* de type fumerolien remobilisé dans les formations issues de l'effondrement sectoriel (Bellefontaine, Case Pilote).	L'interaction entre le gaz d'origine magmatique, la nappe superficielle et les formations altérées (notamment en sulfures) est à l'origine de mofettes froides (Deux-Choux)	Anomalies lourde et résistante correspondant à l'extension des formations altérées du Morne Jacob	
<b>Système hydrothermal actuel : manifestations de surface</b>	Sources thermo-minérales et venues de gaz d'origine magmatique surtout à l'intérieur de l'effondrement sectoriel et selon le réseau de failles.	Plusieurs sources thermo-minérales, réparties sur le côté Ouest des Pitons et dont les eaux n'ont pas dépassé 100-140°C en profondeur ; leurs compositions sont marquées par une interaction faible avec les roches encaissantes et, à différents degrés, avec le gaz carbonique d'origine magmatique ; les phénomènes de mélange avec les eaux superficielles sont significatifs.	Anomalie conductrice (MarTEM) dans la zone SE autour des sources et forages de Moutte-Tivoli ; coïncidence entre zones de circulation de moyenne température et zones conductives	

**Tableau de synthèse sur le secteur géothermique des Pitons du Carbet (suite)**

Objet		Géologie	Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<b>Circulation du fluide géothermal ascendant</b>			Eaux circulant à proximité du littoral (au Sud des Pitons du Carbet) : interaction plus faible avec roches et gaz mais composante marine plus élevée (< 1-2%)		
<b>Couverture imperméable</b>				Zones conductrices MT (< 10 Ω.m) ponctuelles mais toutes situées à 500 m sous le niveau de la mer et, pour la plupart, situées à l'intérieur des limites de la cicatrice d'effondrement sectoriel* ; une couverture argilisée de réservoir géothermal de haute température a pu exister mais la dernière phase de mise en place des Pitons (et, éventuellement, l'effondrement sectoriel* à 337 ka), l'ont pratiquement anéantie ; elle ne subsisterait que dans des zones limitées ou une circulation hydrothermale de moyenne température se maintient	
<b>Recharge</b>					Perméabilité nettement plus faible des formations induisant une faible infiltration en profondeur et par conséquent recharge du système hydrothermal plus faible que celle de la Montagne Pelée.  Failles NE-SO, pouvant jouer un rôle dans l'alimentation du système en eau de mer.
<b>Réservoir actuel</b>					Circulations hydrothermales profondes à des températures moyennes (< 140°C) et à travers des zones de fractures pas forcément connectées les unes aux autres, sous plus forte interaction eau-roche à l'intérieur de la cicatrice et à l'aplomb de la zone d'alimentation magmatique Mont Conil – Pitons du Carbet, là où s'était développé l'ancien système géothermal

## Tableau de synthèse sur le secteur géothermique du Lamentin

Objet	Géologie	Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<p>Système polyphasé de haute température (&gt; 200°C), avec circulation selon direction NS, N120-130E, puis N140-150°E ; daté vers 250-300 ka</p> <p>Altérations à illite* dominante en profondeur et dépôts hydrothermaux en paléo-surface (silice des <i>sinters</i>* + autres minéraux secondaires) ;</p> <p>Après le stade de HT, refroidissement du système (de 200° à 120°C).</p> <p>Extension du système géothermal plus au Sud (Pointe Desgras, <i>sinters</i>* de Château-Lézards) puis colmatage</p>	<p>Mercurie, radon et arsenic des sols forment des anomalies contribuant à localiser la circulation ancienne ; les anomalies actuelles en Hélium et CO<sub>2</sub> convergent vers les anomalies anciennes dans la partie Nord et restent ponctuelles au Sud.</p>	<p>Secteurs plus résistants à l'est et au Nord de la plaine du Lamentin. Poinçon dense à l'est du Lamentin confirmant limite de circulation dans cette direction.</p>		
<p><b>Recharge du système hydrothermal actuel</b></p>	<p>Composante d'eau de mer de 30 à 35% avec complément pouvant être issu d'eaux météoriques des Pitons du Carbet (ou du groupe Didier – Absalon)</p>			<p>Forte mise en charge par les nappes issues des Pitons du Carbet</p>
<p><b>Manifestations hydrothermales du système actuel :</b></p>	<p>Combinaison de</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- mélange entre deux composantes (mer + eaux météoriques des Pitons),</li> <li>- équilibre à moyenne température (90-140°C) avec les roches encaissantes et le gaz carbonique d'origine magmatique</li> <li>- lessivage de dépôts hydrothermaux de l'épisode haute température précédent ;</li> </ul> <p>Superposition du système actuel sur le Nord de l'ancien traduite aussi par les gaz des sols (radon, hélium, CO et CO<sub>2</sub>)</p>		<p>Zone anormalement conductrice (&lt; 0,5 Ω.m) entre Califormie et Carrère obtenue à partir des levés de résistivité (CSEM et MarTEM et confirmé par retraitement d'un profil électrique ancien. Peut représenter l'extension du système hydrothermal actif.</p>	

**Tableau de synthèse sur le secteur géothermique du Lamentin (suite)**

Objet	Géologie	Géochimie (eau gaz des sources, gaz des sols)	Géophysique	Hydrogéologie
<p><b>Extension du système hydrothermal actuel</b></p>	<p>Limite de la circulation hydrothermale actuelle au niveau des <b>sinters*</b> de Château Lézards au Sud et de Morne Rouge au Sud-Ouest</p>	<p>Absence d'anomalies en gaz des sols au Nord du Cohé (vers Moutte)</p> <p>Possibilité d'extension vers l'Ouest depuis le Cohé du Lamentin :                      Forage de la Mairie de Fort-de-France avec eau intermédiaire entre sources et forages du Lamentin et groupe Didier-Absalon.</p>	<p>Répartition en profondeur des cartes de résistivité avec 2 niveaux possibles de circulation</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ entre 150 et 400 m, niveaux producteurs de Californie et LA101, ouvert vers l'Ouest ;</li> <li>○ au-delà de 800 m de profondeur, dirigé vers le NNO</li> </ul>	<p>Les sources thermominérales et les forages productifs convergent vers une circulation liée à une direction N140-150°E (faille de Petit-Bourg)</p>
<p><b>Structures tectoniques</b></p>	<p>Faille probable (Nord Lamentin) N60-70°E limitant les anomalies de géochimie des sols et de conductivité à moyenne profondeur ;                      Graben de Rivière Salée, poursuite au Sud, en échelon, des failles N150°E.</p>	<p>Anomalies de gradient et de géochimie des sols orientées N140-150°E</p>		
<p><b>Source de chaleur</b></p>	<p>Deux options de refroidissement d'un magma différencié :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- soit lié au volcanisme de Rivière Salée (600 ka) au Sud ;</li> <li>- soit dû au système des Pitons du Carbet au NNO (330 ka ou &gt; 600 ka)</li> </ul> <p>Brèche d'explosion hydrothermale (en contact avec le <b>sinter*</b> de Morne Rouge) pouvant indiquer l'ébullition soudaine d'un réservoir géothermal.</p>			

## **Annexe 2 :**

# **Exemples de diagrammes géochimiques binaires sur la composition des eaux des Pitons du Carbet et du Lamentin**

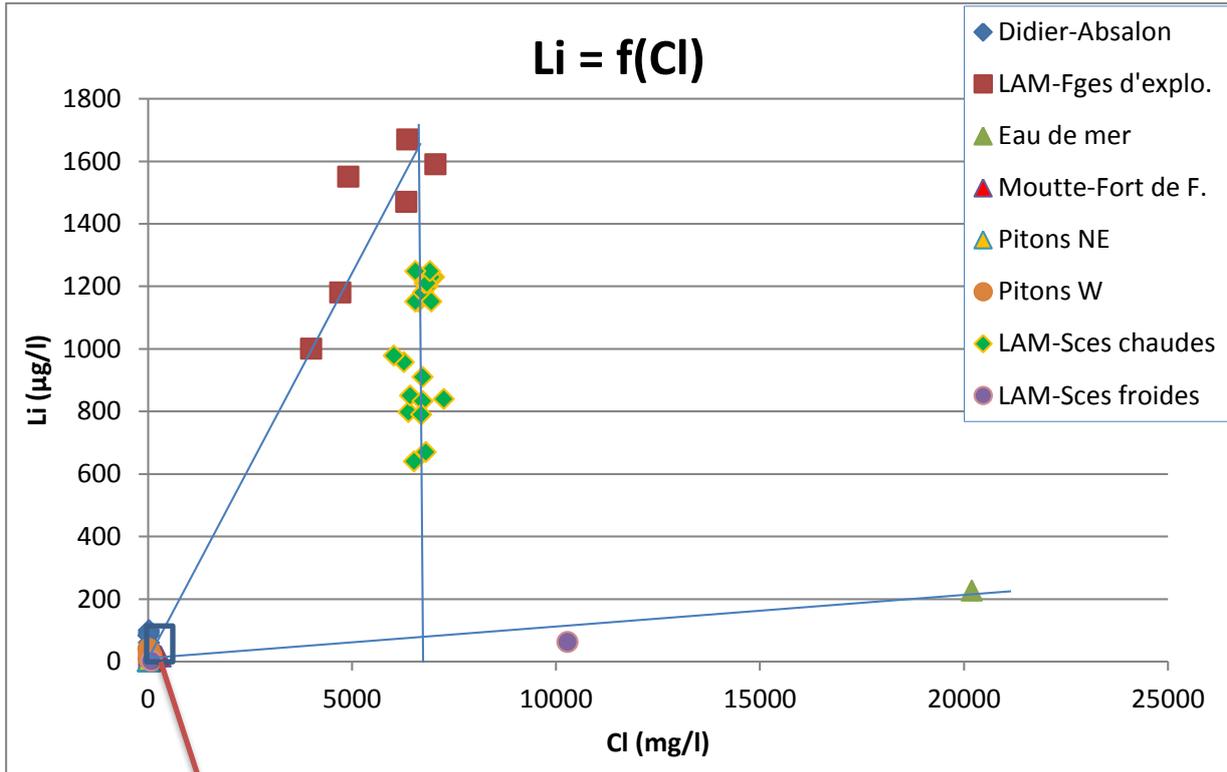


Figure 60 : Evolution du lithium en fonction du chlorure (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1)

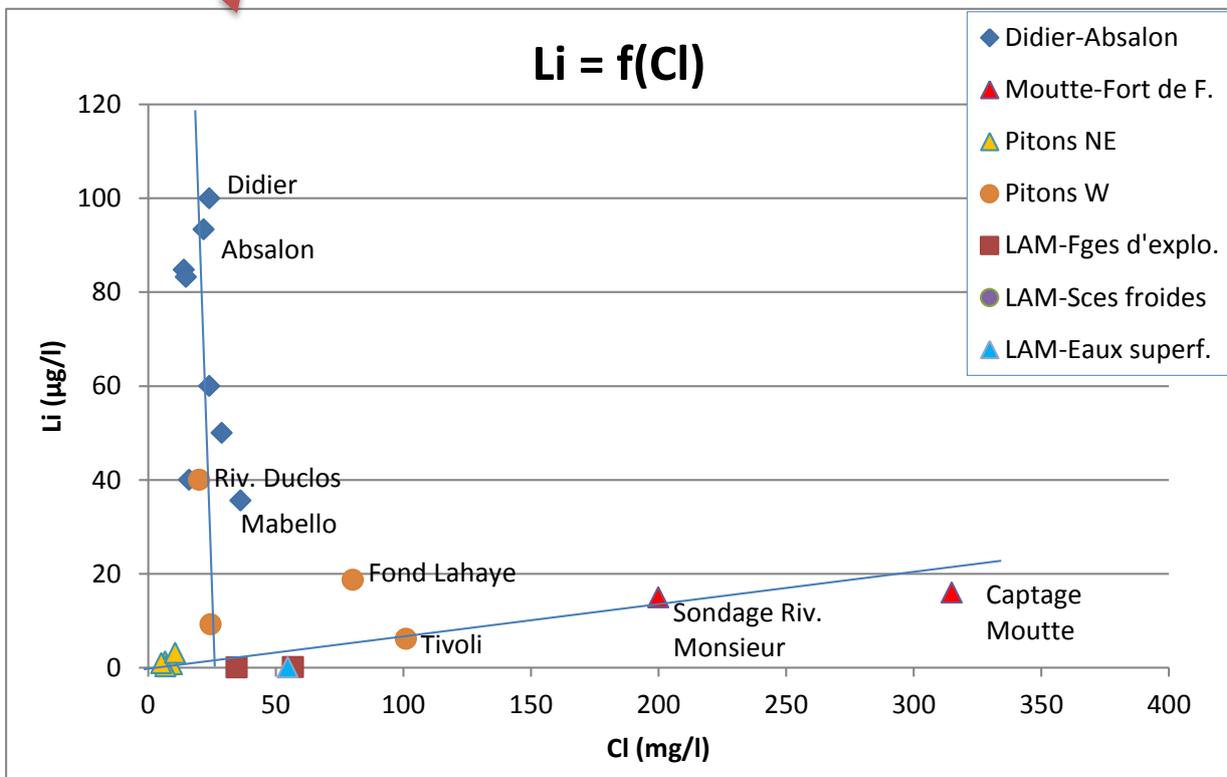


Figure 61 : Evolution du lithium en fonction du chlorure (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).

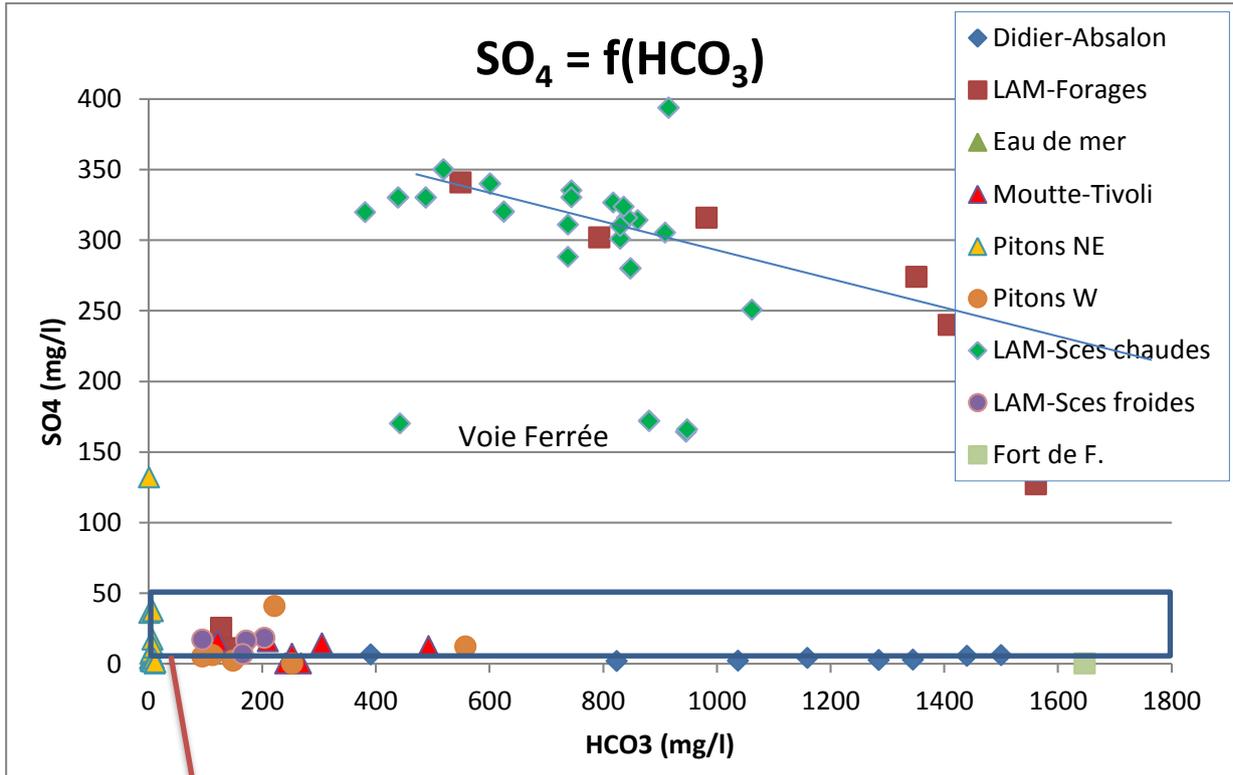


Figure 62 : Évolution du sulfate en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).

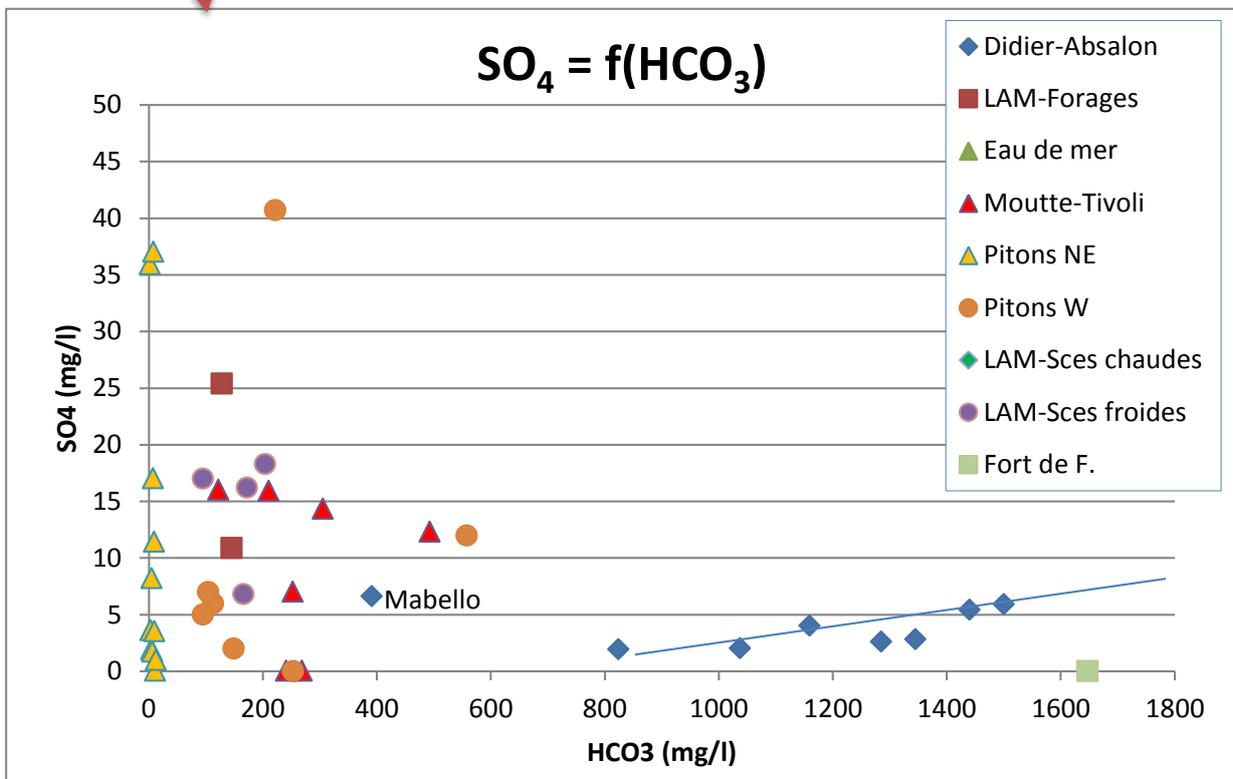


Figure 63 : Évolution du sulfate en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).

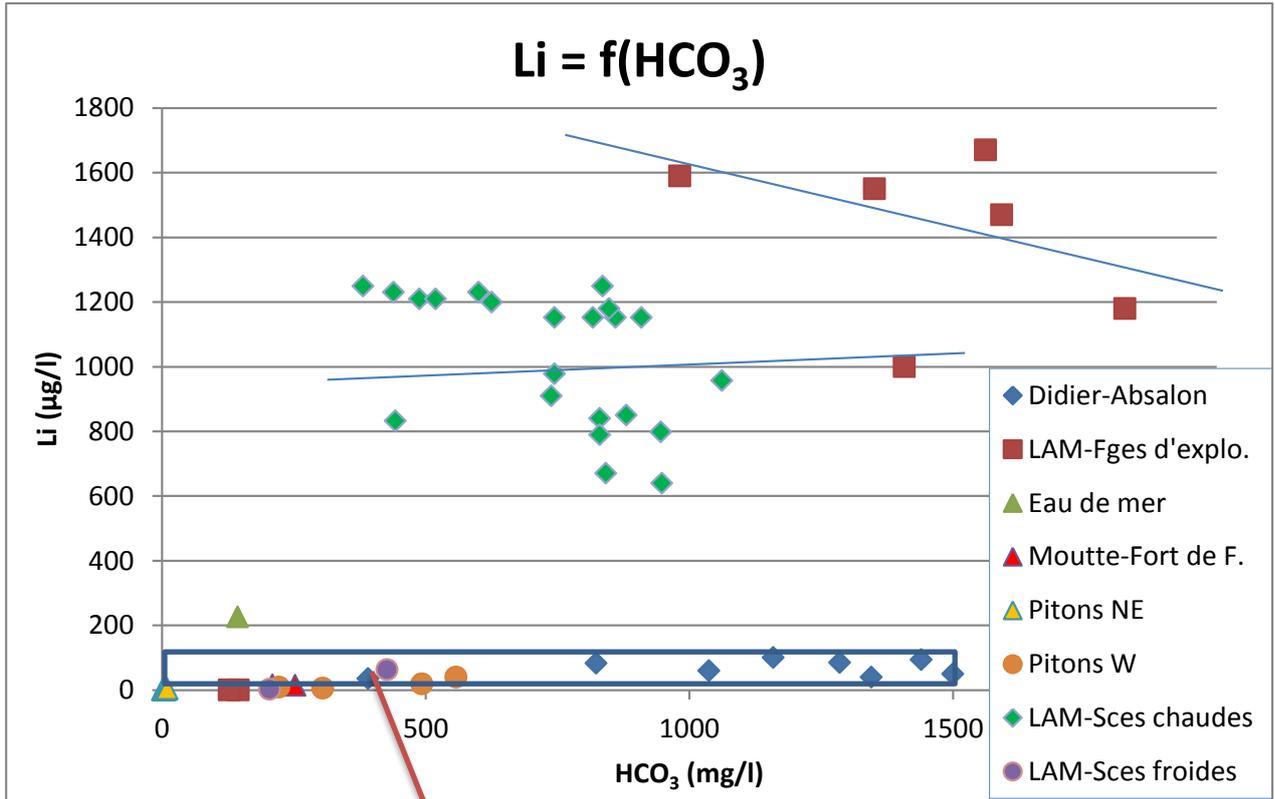


Figure 64 : Évolution du lithium en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).

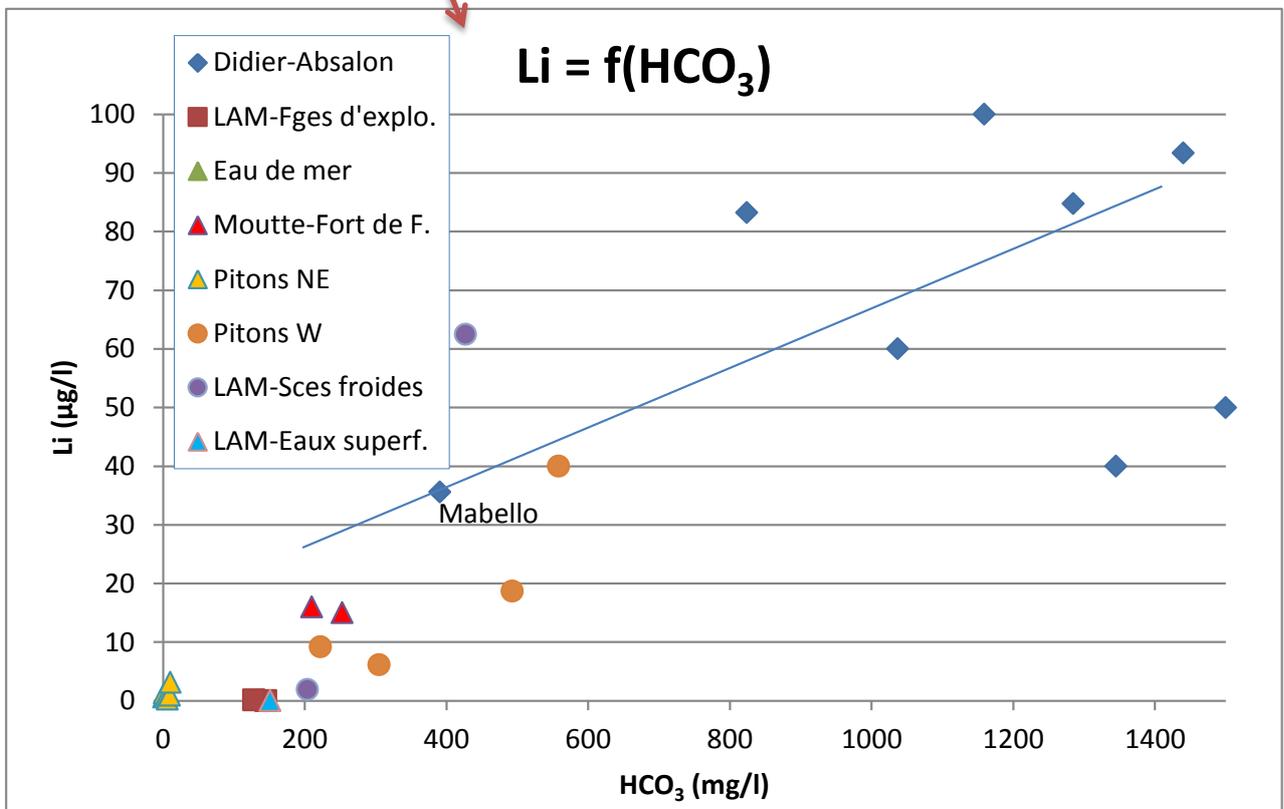


Figure 65 : Évolution du lithium en fonction du bicarbonate (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).

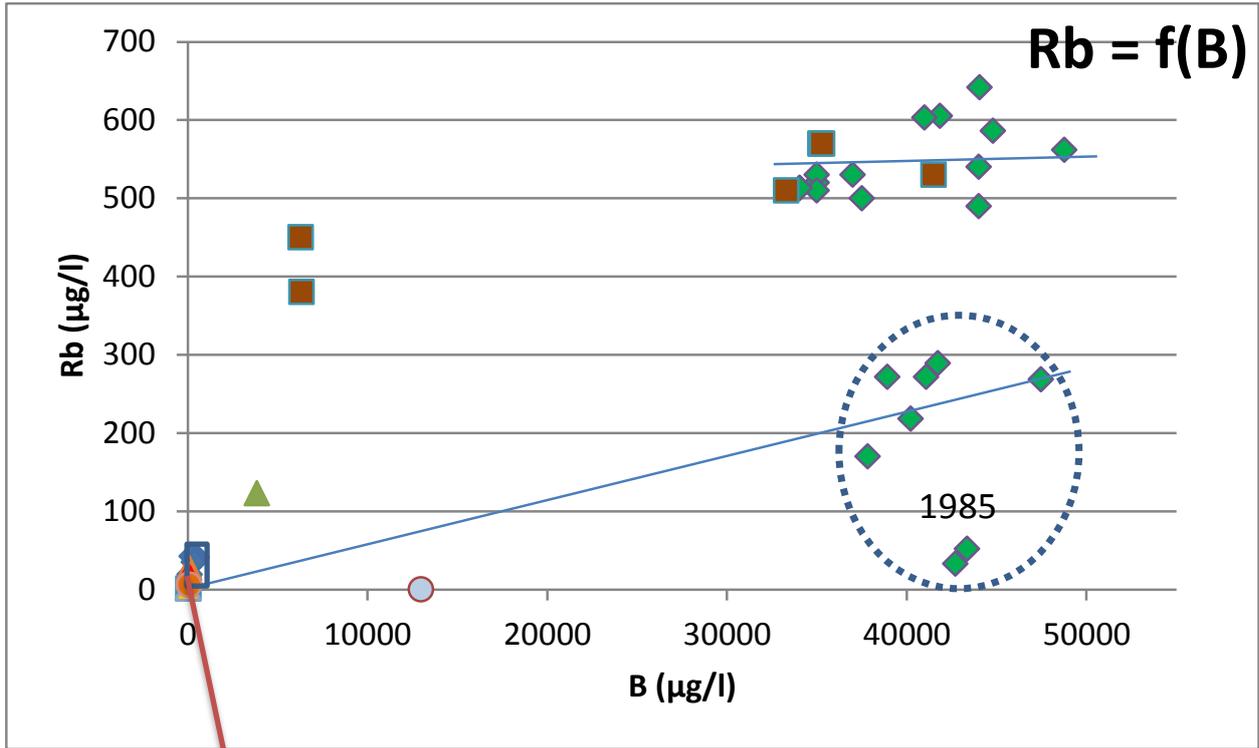


Figure 66 : Évolution du rubidium en fonction du bore (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).

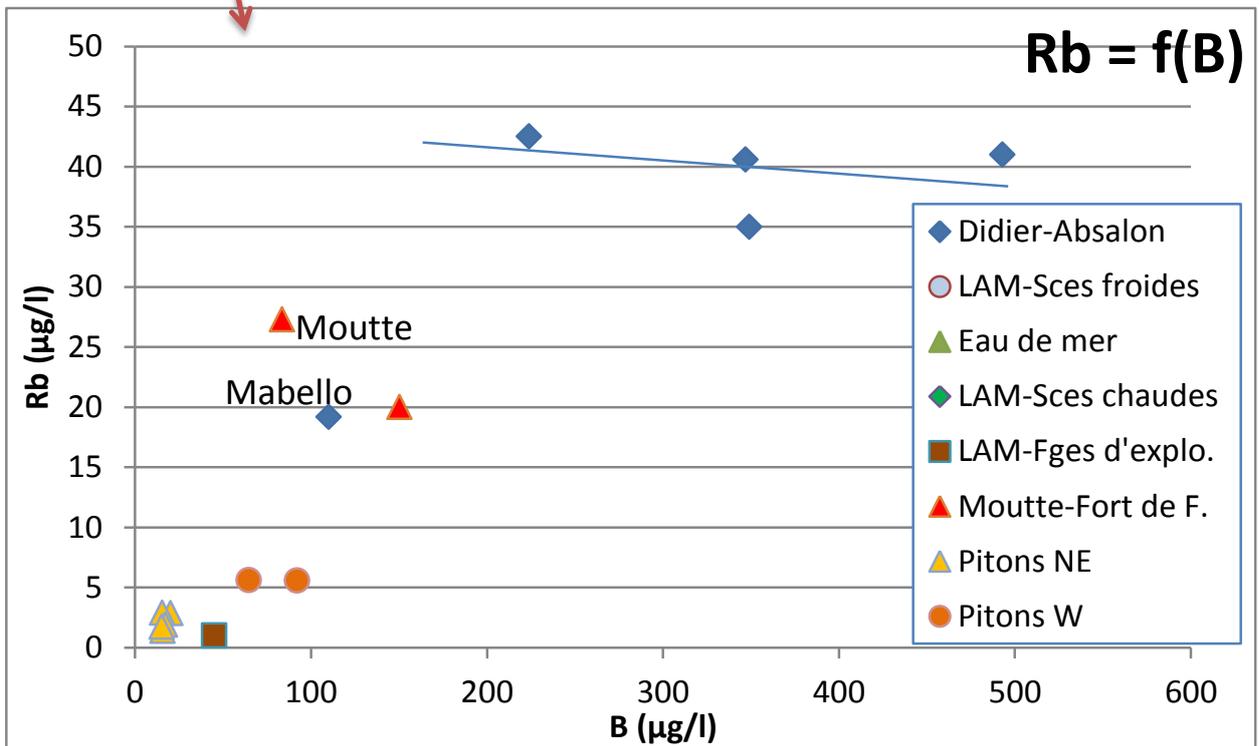


Figure 67 : Évolution du rubidium en fonction du bore (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).

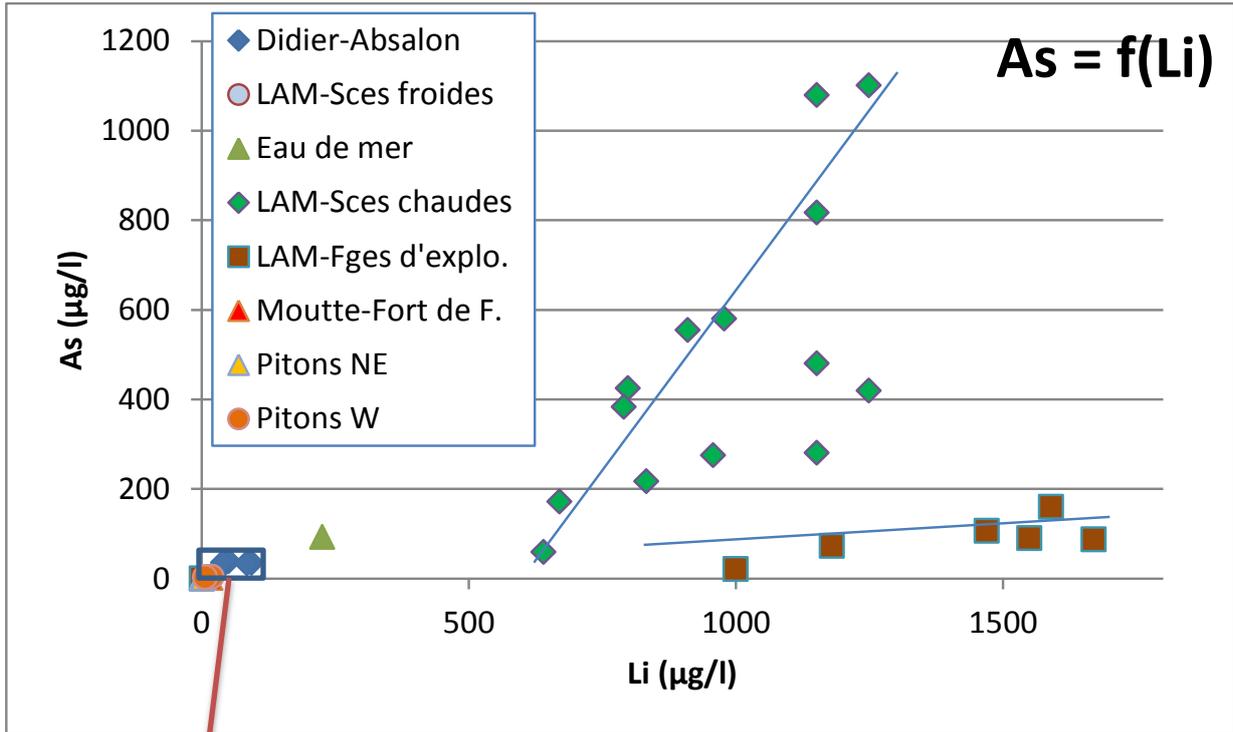


Figure 68 : Évolution de l'arsenic en fonction du lithium (Pitons du Carbet et du Lamentin : 1).

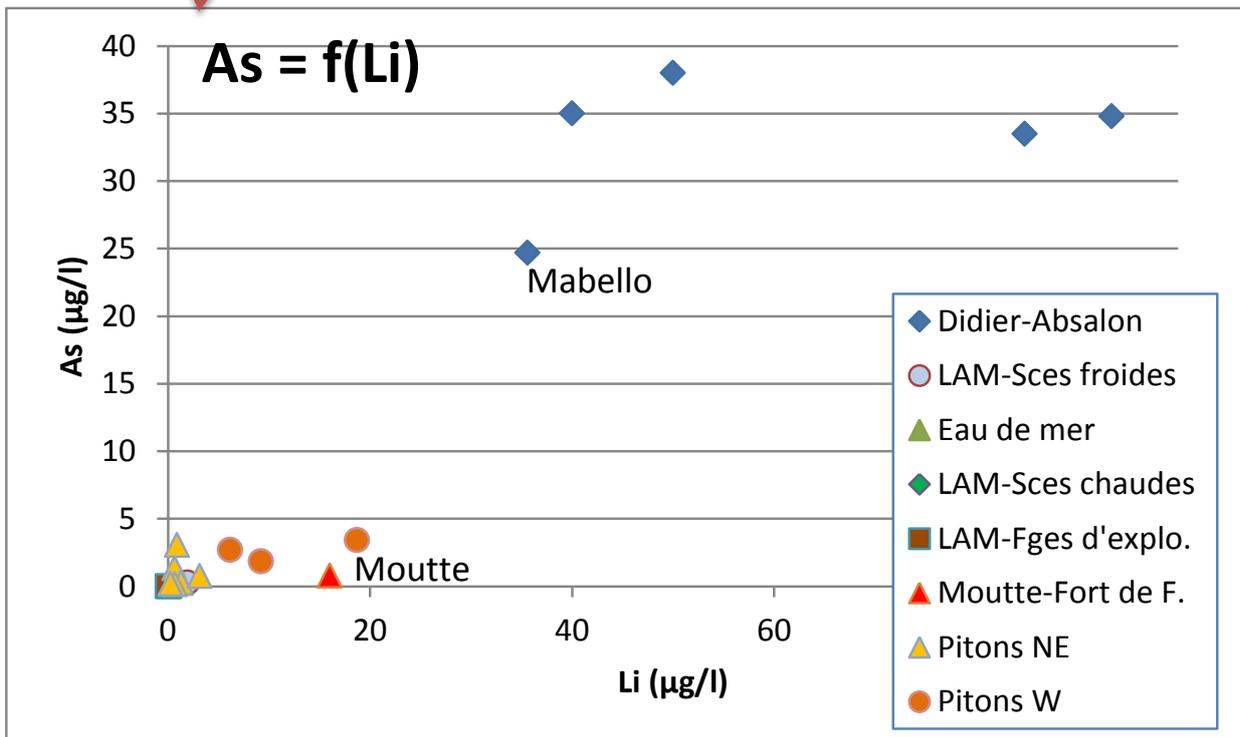


Figure 69 : Évolution de l'arsenic en fonction du lithium (Pitons du Carbet et du Lamentin : 2).

## **Annexe 3 :**

# **Structuration du Système d'Information Géographique (SIG)**

Au cours du projet « Complément d'exploration géothermique en Martinique », la constitution du SIG a consisté en la collecte, la vérification, la validation, la normalisation de données issues de différents organismes publics ou privés et des données provenant des différentes campagnes de terrain. Ce travail a pour objectif d'obtenir le plus grand nombre d'information fiable afin d'avoir un meilleur aperçu et une meilleure connaissance de la zone d'étude. Les données collectées peuvent avoir différentes emprises en fonction de leur nature.

Afin de favoriser les échanges de fichier en interne comme en externe, il a été décidé de ne travailler qu'avec des formats non propriétaires. Les données vecteurs élaborées sous ArcGis 10.0 sont donc fournies en fichier de forme (.shp), et les données raster sont stockées sous forme de fichier .TIFF (images).

## 1. Arborescence

Les couches d'information collectées et normées au cours de cette première phase sont stockées dans des répertoires et sous-répertoires thématiques. La structuration de l'arborescence est la suivante :

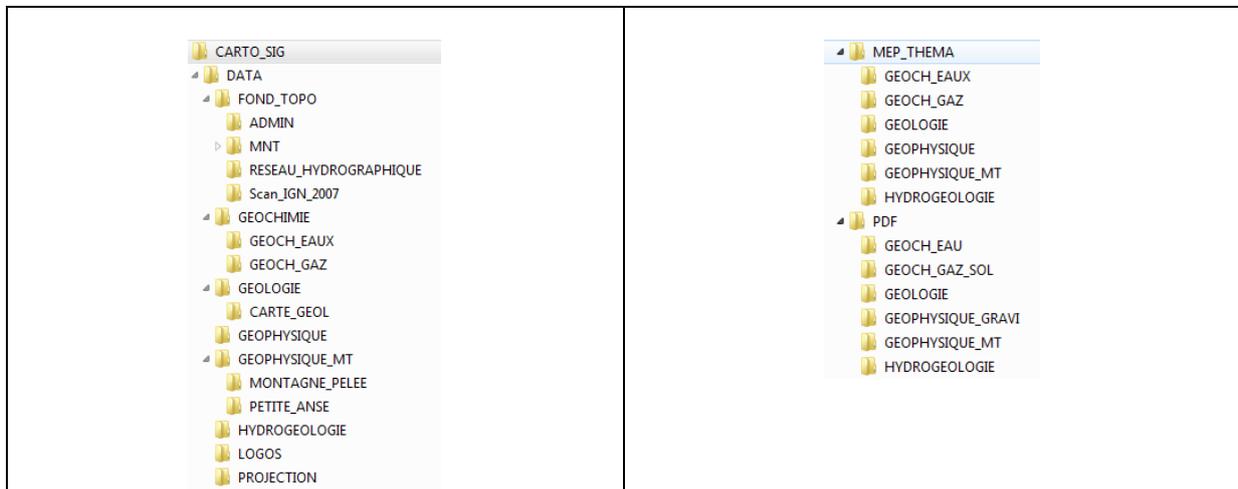


Figure 70 : Arborescence du SIG-Martinique.

## 2. Système de coordonnées

Les données mises à disposition lors de ce projet sont toutes projetées en UTM 20 nord, ellipsoïde WGS84 (EPSG32620). Les données qui étaient dans un autre système géodésique, en entrée, ont été projetées en tenant compte des bons paramètres de transformation d'un ellipsoïde vers un autre.

Projection: Transverse_Mercator False_Easting: 500000.000000  False_Northing: 0.000000 Central_Meridian: -63.000000 Scale_Factor: 0.999600 Latitude_Of_Origin: 0.000000 Linear Unit: Meter (1.000000)  Geographic Coordinate System: GCS_WGS_1984 Angular Unit: Degree (0.017453292519943299) Prime Meridian: GreeNOich (0.00000000000000000000) Datum: D_WGS_1984 Spheroid: WGS_1984 Semimajor Axis: 6378137.00000000000000000000 Semiminor Axis: 6356752.31424517930000000000 Inverse Flattening: 298.2572235630000030000
---

Figure 71 : Paramètres système de coordonnées du projet.

### 3. Données disponibles

Les données collectées et déversées dans l'architecture du SIG-MARTINIQUE sont issues d'organismes publics et/ou privés. L'utilisation et la diffusion de ces données relève d'une certaine juridiction qui sera détaillée ci-dessous. De plus, les données utilisées au cours de ce projet ont été conçues à une échelle bien définie et une exploitation de ces données à une échelle plus fine ne peut être envisagée (les limites d'échelles seront évoquées en fonction des données sources dans les paragraphes ci-dessous).

#### 3.1. Données thématiques (géosciences)

Les données thématiques listées dans cette partie concernent des données produites par le BRGM. Ces données sont remises au client au cours du projet et restent la propriété du client à la fin du projet. Le client peut donc réutiliser ces données à des fins de publication, communication, valorisation. Pour l'ensemble des données ponctuelles, les coordonnées ont été calculées en UTM-WGS84, en UTM-Fort Desaix et en Degrés Décimaux.

##### 3.1.1. Géologie (1/50 000)

La carte géologique à 1/50 000 de la Martinique a été déversée dans l'arborescence (CARTO\_SIG\DATA\GEOLOGIE\CARTE\_GEOL).

La carte est composée des couches suivantes :

- **L\_DIVERS** (lignes divers). Cette couche peut contenir les informations suivantes : front de taille, limite de métamorphisme, fontis, doline, ancienne ligne de rivage datée, ancienne limite de dune, *caldeira*\*, cratère volcanique, maar, dôme, dyke, ...
- **L\_FGEOL** (lignes des formations géologiques). Cette couche peut contenir les informations suivantes : cadre, contour géologique observé ou supposé, limite de faciès...
- **L\_STRUCT** (lignes structurales). Cette couche peut contenir les informations suivantes : chevauchement, cisaillement, faille, ...
- **P\_DIVERS** (ponctuels divers). Cette couche peut contenir les informations suivantes : gîte, sondage, forage, carrière, puits, source, gouffre, grotte, perte / résurgence, site préhistorique / archéologique, menhir, dolmen, ...
- **P\_STRUCT** (points structuraux). Cette couche peut contenir les informations suivantes : stratification, schistosité, plan de cisaillement, foliation, fabrique magmatique, axe de pli, pli, charnière, plan de fracturation, ...
- **S\_FGEOL** (surfaces géologiques). Cette couche peut contenir les informations suivantes : codage et description des formations géologiques, notation, ...
- **S\_SURCH** (surcharges). Cette couche peut contenir les informations suivantes : surfaces d'érosion, limons, colluvions, sables, ....

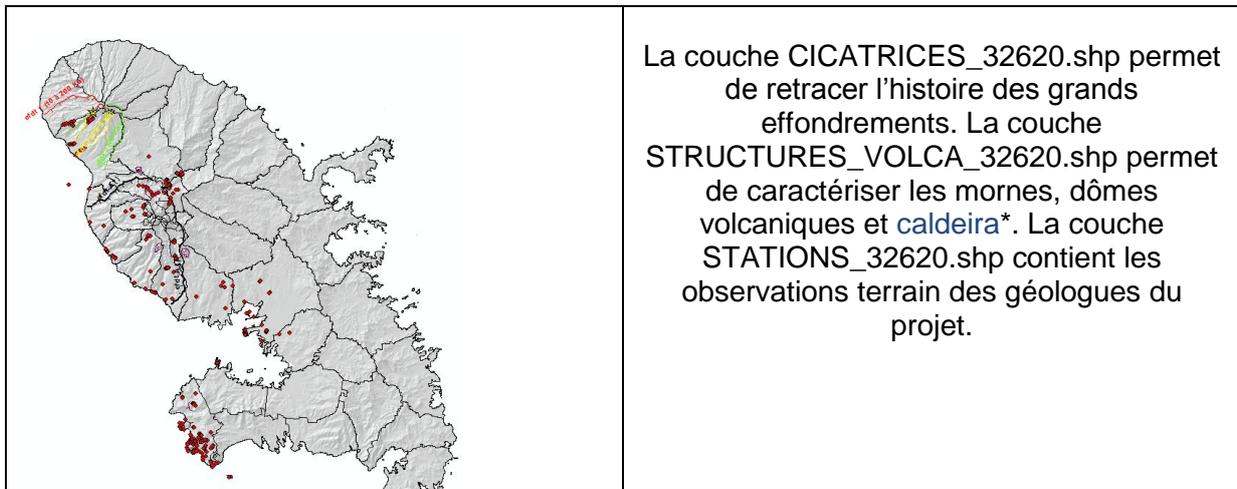
**N.B.** : Pour lire certains symboles dans les applications SIG, des Polices *True Type* ont été créées au sein du BRGM. Ces polices sont livrées dans CARTO\_SIG\DATA et peuvent être installés chez le client dans C:\Windows\Fonts.

Limites d'utilisation des cartes à 1/50 000 : les cartes géologiques à 1/50 000 produites dans le cadre du programme national de la Carte Géologique de la France. Les limites géologiques représentées sur ces cartes, adaptées à cette échelle de restitution, constituent des éléments linéaires dont la précision dépend de la qualité et de la densité des informations géologiques disponibles d'une part et des modalités d'interpolation entre les

points d'observation d'autre part. Cette précision peut varier pour une même limite de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Une limite contenue dans une bande de terrain large de 50 m (1 mm sur la carte géologique) peut être considérée comme très précise. Cependant, dans la plupart des cas, l'incertitude sera plus grande et la largeur de cette bande plus large, entre 100 et 200 m (2 à 4 mm sur la carte géologique). La responsabilité du BRGM ne saurait être engagée en cas d'utilisation inadaptée ou non conforme aux règles de l'art de ce document.

La carte géologique à 1/50 000 de la Martinique a également été déversée en format raster tiff.

À ces données issues du travail de compilation du projet, ont été ajoutées d'autres couches issues des travaux de terrain effectués au cours du projet.



### 3.1.2. Hydrogéologie

Plusieurs couches contenant des observations terrain ont été déversées dans le SIG. Ces couches se trouvent dans CARTO\_SIG\MEP\_THEMA\HYDROGEOLOGIE. Les paramètres tels que la conductivité, la température et le débit sont renseignés pour certains points d'eau.

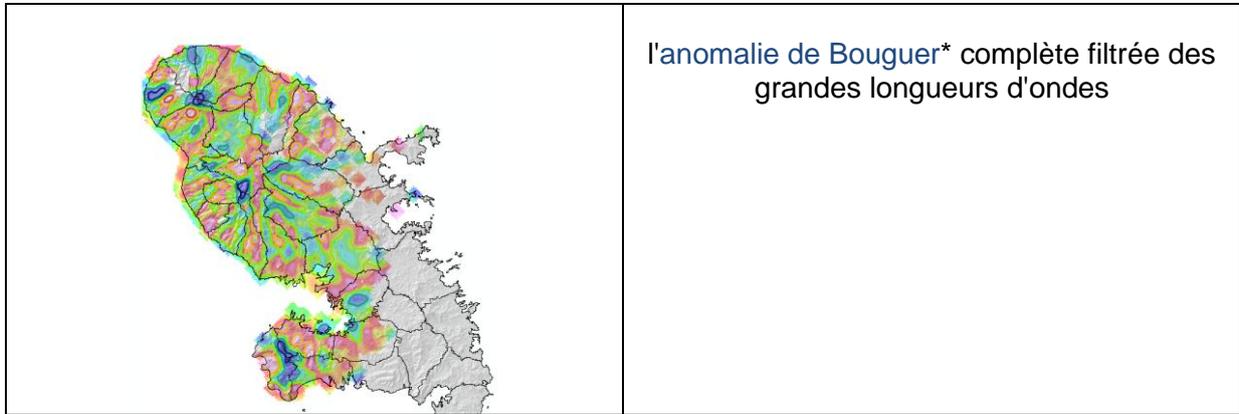
Mesures_Hydrogeo_32620												
NOM	UTM	X WGS84	Y WGS84	X FDX	Y FDX	GPS	EN M	COMMENTAIRE	μS CM	T	C	DEBIT
Riv. L'étang	20	693139	1636503	692753	163633	121	Jaugeage	0	0			0
Riv. L'étang	20	693326	1636530	692940	163666	163	Jaugeage	158	23.7			0
Riv. L'étang	20	693291	1636706	692905	163653	227	Jaugeage	164	23.9			0
Confluence L'étang/Mitan	20	693093	1636350	692707	163618	169		264	25.4			0
Riv. Sèche	20	694584	1633016	694198	163284	15	Jaugeage	180	29.7			0
Riv. Sèche	20	694849	1633432	694463	163326	49	Jaugeage	164	26.5			0
Riv. Chaude	20	695892	1636414	695506	163624	450	Jaugeage	610	26.2			11.5
Riv. Chaude	20	696015	1636638	695629	163646	474		632	26.9			0
Riv. Chaude	20	696198	1636870	695812	163670	520		689	27.3			0
Riv. Chaude	20	696286	1636963	695900	163681	531	Jaugeage	710	26.7			26
Riv. Claire amont	20	695971	1636823	695535	163665	498	Lac sec (doline)	0	0			0
Riv. Claire amont	20	695902	1636684	695516	163671	510	Zone de perte	351	24.2			0.1
Riv. Claire amont	20	695903	1636987	695517	163681	527	Cascade. Jaugeage	355	22.9			10.6
Deux Choux	20	704788	1629746	704402	162957	578	Source amont (mofette)	130	23			0
Deux Choux	20	704807	1629740	704421	162957	584	Source (mare à mofettes) aval	561	22.3			0
Deux Choux	20	704810	1629763	704424	162959	570	Barrage sur ravine voisine	67	22.9			0
Absalon	20	705068	1623476	704682	162330	364	Scie chaude exploitée autrefois	1762	36.8			0
Absalon	20	705130	1623396	704744	162322	376	Scie chaude dans la ravine voisine	1724	34.3			0
Source Colibri	20	707376	1601743	706990	160157	91	Source Colibri	1640	27.5			0
Petite Anse	20	707661	1600482	707295	160031	20	Source littorale	12560	31.1			0
Petite Anse	20	707450	1600390	707064	160022	11	Baignoire	29700	35.8			0
Riv. Claire aval	20	695737	1636081	695351	163591	390	Jaugeage	560	26.3			0
Riv. Claire aval	20	695454	1635797	695068	163562	353	Jaugeage	545	26.3			0.1
Riv. Claire aval	20	695388	1635785	695002	163561	339	Fin de l'écoulement	0				0

Figure 72 : Exemple de mesures effectuées in situ.

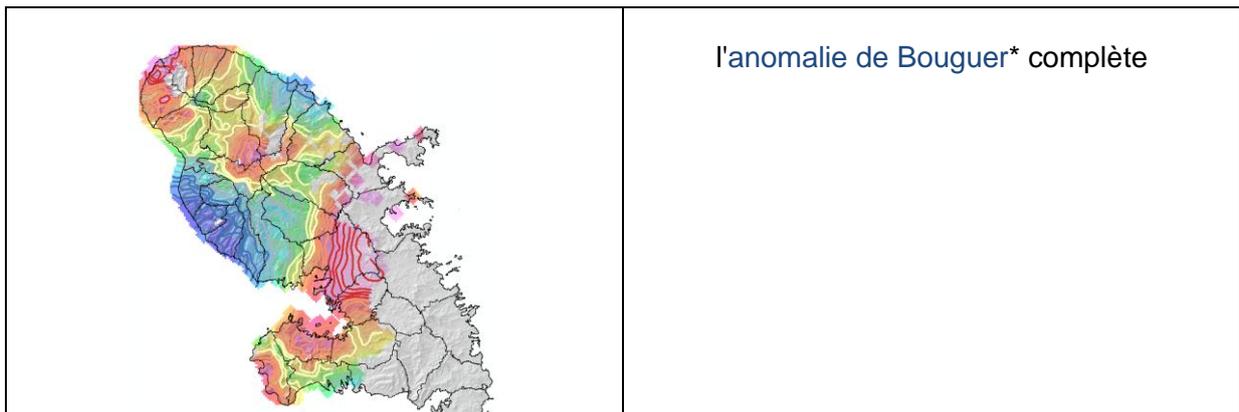
### 3.1.3. Géophysique

Les données gravimétriques et magnétiques ont été intégrées au SIG-MARTINIQUE. Ces données se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\GEOPHYSIQUE.

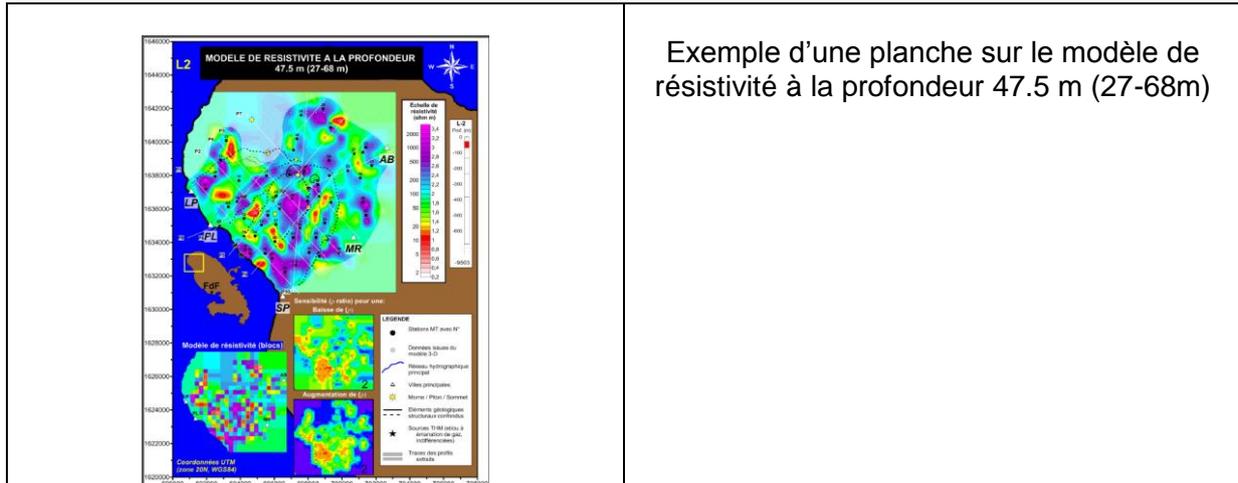
La couche BougComp267\_81&02&2012\_HP8kmFINAL.tif correspond à l'**anomalie de Bouguer\*** complète filtrée des grandes longueurs d'ondes (coupure à 8 km), qui restitue l'effet des contrastes de densités entre la surface et 2,6 km de profondeur. Densité de réduction 2,67. À cette image, sont associés la couche Isocontours.shp et les points des stations (anciens et nouveaux).



La couche BougComp267\_81&02&2012FINAL.tif correspond à l'**anomalie de Bouguer\*** complète compilant l'ensemble des données (anciennes et 2012) sur la Martinique. Densité de réduction 2,67.



Les données des méthodes électriques ou électromagnétiques proviennent des campagnes de terrain 2012-2013. La couche STATIONS\_MT.shp permet de localiser les stations de mesure. Les données, traitées sous Surfer, ont été déversées dans le SIG sous forme de grilles xyz (dans CARTO\_SIG\DATA\GEOPHYSIQUE\_MT) et de planches .PDF (dans CARTO\_SIG\PDF\GEOPHYSIQUE\_MT).



Exemple d'une planche sur le modèle de résistivité à la profondeur 47.5 m (27-68m)

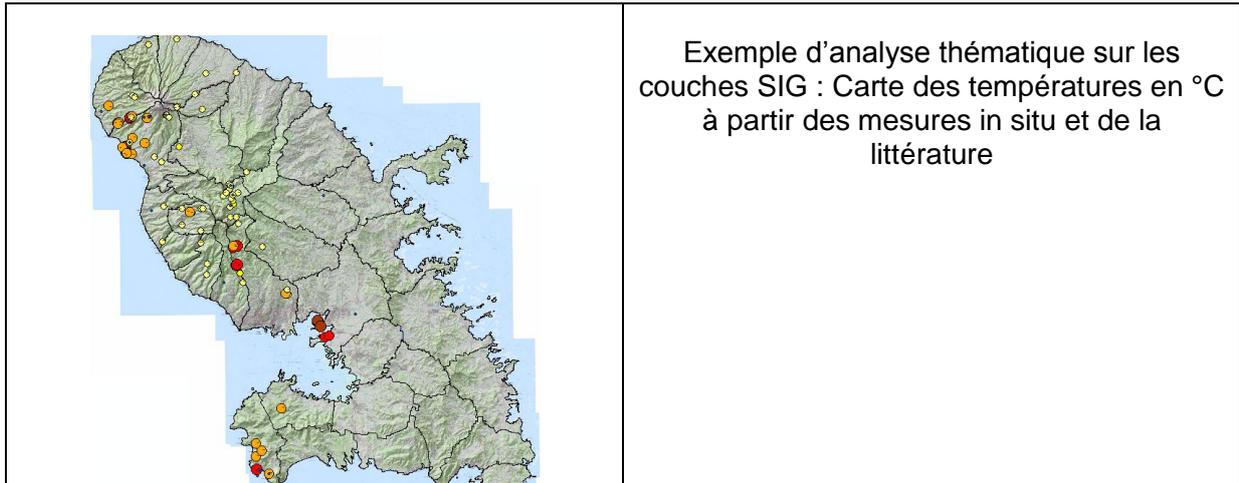
**3.1.4. Géochimie**

Géochimie des eaux : une couche ECHANT\_GEOCH\_EAUX\_ANALYSES1\_32620.shp a été générée à partir des travaux de terrain effectués par les thématiciens. Cette couche contient la position des sources sur lesquelles des analyses ont été effectuées ainsi que certains résultats analytiques. Cependant, pour ne pas alourdir la couche SIG, les résultats analytiques ont été mis à disposition sous la forme de deux tableaux PDF (TABLEAU\_MAJEURS\_TRACES\_ISOTOPES\_PTS\_EAU.pdf et TABLEAU\_PARAMETRES\_PHYSICO\_CHIMIQUES\_PTS\_EAU.pdf).

Points d'eau du projet												
ORIGINE	X FDX	Y FDX	Echantillo	Date	Lieu 1	T C	pH	Conduct	Eh mV brut	Eh mV Cor	Alcal meqL	Alcal mg
Eau superficielle	694243.56	1632950.39	MAR-1-0212	14/02/2012	Pelée	28.6	8.15	196.6	242	446.174452	0	56.6539
Eau superficielle	695579.63	1634069.58	MAR-2-0212	15/02/2012	Pelée Riv Sèche	25.2	6.66	183.5	161.9	368.502864	0.928753	222.218
Source	700196.75	1626928.07	MAR-3-0212	16/02/2012	Carbet, MorneVert	25.2	5.73	532	66.6	273.202864	3.642927	61.0927
Eau superficielle	704971	1641406.54	MAR-4-0212	15/02/2012	Pelée riv Capot	24.4	7.84	187.1	238	445.174008	1.00152	44.3480
Eau superficielle	695963.73	1644289.82	MAR-5-0212	15/02/2012	Pelée Gde Riv,	22.7	7.97	117	255	463.388114	0.727017	52.9669
Eau superficielle	698813.79	1644877.66	MAR-6-0212	15/02/2012	Pelée Riv Macouba	23.8	7.84	179.5	259	466.602516	0.86831	39.5249
Eau superficielle	701468.45	1637599.53	MAR-7-0212	15/02/2012	Pelée Riv Blanche	22.2	7.83	107.3	275	483.745204	0.647951	40.5474
Eau superficielle	701569.8	1627269.75	MAR-8-0212	16/02/2012	Carbet Riv Mitan	21	7.36	114.4	59.3	268.90222	0.664712	77.0811
Eau superficielle	701919.75	1620438.1	MAR-9-0212	17/02/2012	Carbet Fond Bourlet	22.1	7.81	206	65	273.816622	1.263626	53.7367
Eau superficielle	696534.7	1632644.61	MAR-10-0212	16/02/2012	Pelée Riv des Pères	23.3	7.66	146.8	262	469.959606	0.88093	63.7931
Eau superficielle	697292	1632170.83	MAR-11-0212	16/02/2012	Pelée Riv Roxelane	24.1	7.95	174.1	280	487.388262	1.045789	27.9668
Eau superficielle	703613.43	1628572	MAR-12-0212	16/02/2012	Carbet cascade des Gendarmes	22.1	7.51	83.5	305	513.816622	0.928547	56.6413
Eau superficielle	691877.33	1637948.93	MAR-13-0212	<Null>	Pelée Riv du Prêcheur	26.3	7.95	147.3	268	473.817066	0.887944	69.0609
Eau superficielle	694540.53	1638879.48	MAR-14-0212	16/02/2012	Pelée Riv Samperre	21.1	7.83	122.6	191.3	400.830802	1.132147	58.0771
Source	694284.07	1638983.39	MAR-15-0212	16/02/2012	Pelée Riv Samperre	24.3	6.91	164.9	224	431.245426	0.952084	58.0771
Eau superficielle	701276.04	1623723.89	MAR-16-0212	17/02/2012	Carbet-Riv Fond Laillet	21.5	7.53	168	48.8	258.04513	0.952084	58.0771

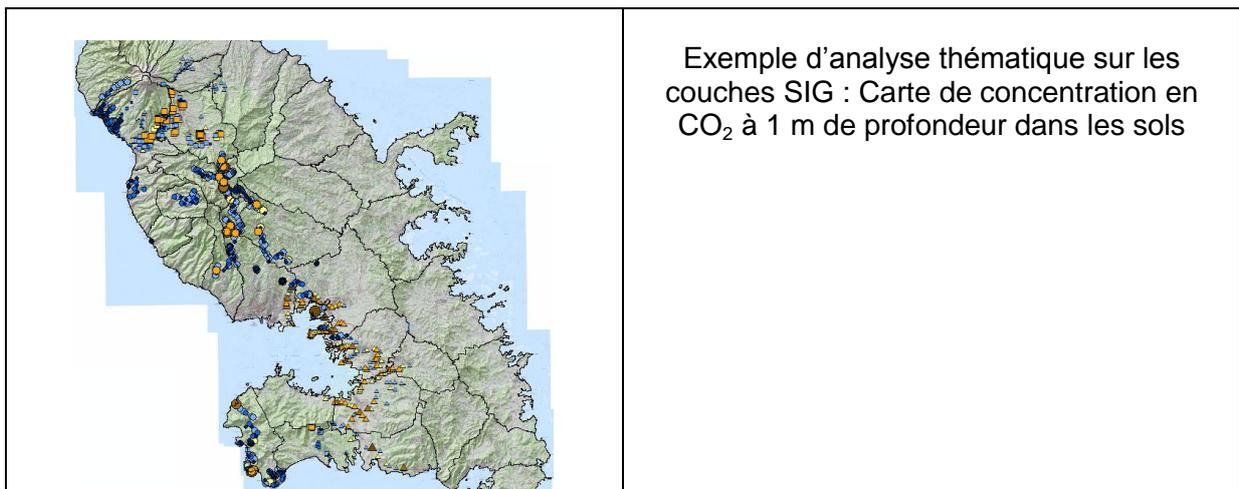
Figure 73 : Extrait d'une partie du tableau des analyses sur la géochimie des eaux.

Cette couche a été complétée par des données issues de la littérature (MOURET 1979 Rapport 79-ANT-8) : ECHANT\_GEOCH\_EAUX\_BIBLIO\_ANALYSES\_32620.shp.



Ces couches se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\GEOCHIMIE\GEOCH\_EAUX.

Géochimie des gaz des sols : les couches CO2\_O2\_1985\_32620.shp, CO2\_O2\_1985\_32620.shp, CO2\_O2\_2012\_32620.shp, He\_1985\_32620.shp, He\_2003\_32620.shp, He\_2012\_32620.shp ont été créées à partir d'un tableau de compilation de données et de levés *in-situ*. Ces données ont été sélectionnées et analysées par le thématicien en charge de ce volet.



### 3.2. Données administratives et topographiques

Les données administratives listées dans cette partie proviennent d'organismes producteurs de données. La plupart des données administratives (BD TOPO) proviennent du RGE (Référentiel à Grande Echelle) de l'IGN, gratuit depuis janvier 2011 mais soumis à une réglementation lors de son usage et de sa diffusion. Ces données sont remises au client au cours du projet et restent la propriété du client à la fin du projet. Les scans 25 ne font cependant pas partie du RGE et ne peuvent être réutilisés par le client en dehors de ce projet.

#### 3.2.1. Limites administratives (région, département, communes)

La couche Contour\_Communes\_32620.shp et la couche Contour\_ile\_32620.shp (trait de côte) sont issues du RGE (BD TOPO) gratuit depuis 2011. Ces données se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\FOND\_TOPO\ADMIN.

### **3.2.2. Scan25**

L'ensemble des images du SCAN 25 (25 dalles) couvrant la Martinique a été sélectionné et déversé dans l'arborescence du SIG-MARTINIQUE en UTM 20N – WGS84. Ces données proviennent de l'IGN. Le SCAN 25 est soumis à une réglementation plus stricte et ne peut être réutilisé par le client en dehors de ce contrat. L'échelle de référence des scans 25 est le 1/25 000.

Ces données se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\FOND\_TOPO\Scan\_IGN\_2007.

### **3.2.3. Hydrographie**

Le réseau hydrographique déversé dans le SIG-MARTINIQUE provient de la BD TOPO de l'IGN (Reseau\_Hydrographique\_32620.shp). La couche permet de distinguer deux types de régime (permanent, intermittent). L'échelle de référence de la BD TOPO est le 1/10 000. Ces données sont issues du RGE (BD TOPO) gratuit depuis 2011. Ces données se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\FOND\_TOPO\RESEAU\_HYDROGRAPHIQUE.

### **3.2.4. Modèle Numérique de Terrain**

Le modèle Numérique de Terrain actuellement disponible provient de la BD ALTI de l'IGN. L'échelle de référence du MNT de la BD ALTI est le 1/ 25 000. Ce MNT est mis à disposition auprès du client sous la forme d'une image .tif. Il est également disponible en interne pour des besoins d'analyse et de valorisation sous la forme d'une grille ESRI. Une grille d'ombrage a également été créée à partir du MNT. Ces données se trouvent dans CARTO\_SIG\DATA\FOND\_TOPO\MNT.

## **Annexe 4 :**

# **Glossaire des méthodes et termes techniques**

## Introduction

Ce glossaire complète celui de la synthèse. Il comprend une première partie passant en revue les différentes méthodes utilisées dans les différentes thématiques (géologie, géochimie, hydrogéologie, géophysique) lors de l'exploration géothermique de la Martinique.

La seconde partie passe en revue, par ordre alphabétique, un certain nombre de termes techniques utilisés dans le rapport.

## METHODES

### Exploration géologique

Méthode	Utilité pour l'exploration géothermique
<p align="center"><b>Datation radio-chronologique</b> (K/Ar, Ar/Ar,...)</p>	<p>Grâce aux phénomènes de désintégration de certains radio-éléments, une roche volcanique peut être datée. Avec elle, le volcan qui l'a produite.</p> <p>Il en est de même pour la datation des altérations et dépôts hydrothermaux pour distinguer un champ actif d'un champ géothermique fossile.</p> <p>Le résultat d'une datation (l'âge) est donné en millions d'années (Ma), en milliers d'années (ka) ou en années avec son incertitude (<math>\pm x</math> ka, par ex.). Il est parfois précisé que l'âge est donné « avant le présent » (B.P. en anglais). Par convention le présent a été fixé à l'année 1950 du calendrier international.</p>
<p>Pétrologie – minéralogie</p> <p><b>Chambre magmatique</b></p>	<p>L'étude des roches volcaniques à partir de l'observation de lames minces au microscope, d'analyses chimiques, isotopiques, minéralogiques,... permet de définir leurs conditions de formation. En particulier si le magma a séjourné dans un réservoir pour se différencier. Une telle « chambre magmatique » constitue alors une source de chaleur pour alimenter un système géothermique.</p>
<p>Minéralogie des <b>altérations hydrothermales</b></p>	<p>La transition de l'activité volcanique ou magmatique vers l'hydrothermalisme est souvent progressive. Les roches produites par le volcan peuvent être soumises à des conditions de température, de pression de fluides qui évoluent. Chaque étape se manifeste par la formation (ou la déstabilisation) de minéraux. Leur caractérisation renseigne sur l'histoire géothermale d'un site.</p> <p>La cartographie des altérations de surface (argiles, sulfates, <b>sinter*</b> siliceux, ...) doit permettre de distinguer les altérations supergènes (ou superficielles) des altérations associées à un système géothermal favorables (restera ensuite à déterminer si le système géothermal est actif ou ancien).</p>
<p><b>Tectonique</b> et champ de</p>	<p>Les volcans, pour se former, ont besoin de fractures dans</p>

contraintes	l'encaissant. Ultérieurement ces fractures et failles peuvent servir de drains aux circulations hydrothermales. Ce sont ces drains que la prospection géothermique va tenter de repérer afin d'en exploiter le fluide. Il peut s'agir également de failles récentes liées à la néotectonique de l'île.
-------------	--

## Exploration hydrogéologique

Méthode	Utilité pour l'exploration géothermique
<p>Calcul du <b>bilan hydrologique</b> (pluviosité, ruissellement, évapotranspiration, infiltration) et recharge</p>	<p>Mesurer les différents paramètres entrant et sortant d'un système donné (bassin versant hydrogéologique, ensemble d'un massif, d'une île).</p> <p>Paramètres entrants : recharge, estimée à partir de la part de la pluviosité qui s'infiltré dans les terrains,</p> <p>Paramètres sortants : ruissellement, <b>évapotranspiration*</b>, infiltration, émergence des nappes sous forme de sources, de contribution aux écoulements ou de sorties sous-marines, prélèvements par pompages.</p> <p><b>Evapotranspiration</b> : évaporation directe et transpiration par les plantes.</p> <p><b>Pluie efficace</b> : part des précipitations qui parvient en sub-surface, déduction faite de l'<b>évapotranspiration*</b>.</p> <p>L'infiltration comprend une composante de sub-surface et une composante profonde. C'est cette dernière qui va recharger le système géothermique.</p> <p>Le calcul du bilan hydrologique permet de quantifier cette recharge.</p>
<p><b>Essais de pompage</b></p>	<p>Effectués sur forage (d'exploration ou de production), ils permettent de caractériser les propriétés hydrodynamiques du réservoir.</p>

## Exploration géochimique

Méthode	Utilité pour l'exploration géothermique
<p>Prospection « <b>gaz des sols</b> »</p>	<p>Cette méthode s'attache à analyser certains gaz (CO<sub>2</sub>, Hélium, <b>Radon</b>) qui peuvent être émis au niveau des sols. Ces gaz sont prélevés par un micro-forage à 1 m de profondeur et permettent de déceler les fuites d'un système géothermal mais aussi des gaz émis par une masse de magma parfois très profonde, en cours de refroidissement. Ils jalonnent les zones de fractures plus ou moins actives.</p>
<p><b>Hydrogéochimie</b></p>	<p>L'analyse chimique (éléments majeurs et traces) et physico-chimique (paramètres mesurés sur site) des eaux souterraines (sources, forages,...) renseignent sur les conditions qui ont contraint l'équilibre chimique de ces eaux. Les roches traversées, la pression de gaz, la température,... impriment leur signature aux eaux souterraines. Il devient alors possible sous certaines conditions de calculer à partir de formules empiriques les températures profondes auxquelles les eaux se sont équilibrées.</p>
<p><b>Géothermomètre,</b> Température d'équilibration</p>	<p>L'interaction eau-roche-gaz à haute température imprime des marques chimiques et isotopiques au fluide considéré. Les <b>géothermomètres*</b> sont des outils fondés sur les données analytiques, des équilibres thermodynamiques eau-minéral et des relations semi-empiriques entre la température et (i) la concentration de certaines espèces, (ii) certains rapports de concentrations d'éléments ou (iii) certains rapports isotopiques d'éléments entre espèces. L'objectif du <b>géothermomètre*</b> est de ne considérer que les espèces, rapports entre concentrations d'éléments et rapports isotopiques suffisamment invariants vis-à-vis des autres phénomènes que les variations de température (mélange, oxydation, adsorption,...).</p>
<p><b>Géochimie isotopique :</b>  <b>Isotopes stables de l'eau <math>\delta^{18}\text{O}</math>, <math>\delta^2\text{H}</math></b></p>	<p>Les éléments chimiques peuvent avoir plusieurs isotopes qui se distinguent par leur masse ; les rapports isotopiques sont sensibles à des phénomènes comme les changements de phase, le niveau d'oxydation...et permettent ainsi de tracer l'histoire de l'eau analysée ; ils sont souvent caractéristiques d'une origine particulière (mer, magma d'origine profonde, ...)</p> <p>La signature des isotopes de l'eau dépend des conditions thermodynamiques rencontrées par cette eau : les eaux de pluies (météoriques) possèdent, selon les régions du globe, des rapports <math>\delta^{18}\text{O} / \delta^2\text{H}</math> caractéristiques ; une forte interaction entre l'eau et la roche (à haute température) va provoquer un enrichissement en <math>\delta^{18}\text{O}</math> qui sera interprétée comme un signal fort pour caractériser une eau de réservoir...</p> <p>Les résultats sont exprimés en ‰ vs SMOW (Standard Mid-Oceanic Water) pour les deux isotopes <math>^{18}\text{O}</math> et D.</p>
<p><b>Isotopes du</b></p>	<p>Ce rapport isotopique peut être connu très précisément et permet de</p>

<p><b>strontium</b>  <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></p>	<p>distinguer les roches avec lesquelles l'eau s'est équilibrée. Classiquement les roches volcaniques, d'origine mantellique, telles que les andésites se situeront vers 0,704 tandis que l'eau de mer est à 0,709.</p>
<p><b>Isotopes du carbone</b> <math>\delta^{13}\text{C}</math></p>	<p><b>Le carbone inorganique total dissous ou CITD</b> (minéral) dissous (TDIC en anglais) dans les eaux est marqué par la signature d'origine du <math>\text{CO}_2</math> avant qu'il ne se dissolve : soit magmatique, soit biogénique, soit sédimentaire</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ <math>\text{CO}_2</math> atmosphérique : -6,8 ‰ vs PDB. La mesure s'effectue par rapport au Pee Dee Belemnite qui sert de référence (d'où le « <i>versus</i> » – vs- ou « par rapport à »)             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Carbonates marins entre -2 et +3 ‰ vs PDB</li> <li>➤ Carbone organique sédimentaire de -10 à -30 ‰ vs PDB</li> </ul> </li> <li>➤ Carbone organique biogénique (charbons, pétroles,...) de -10 à -40 ‰ vs PDB</li> <li>➤ Plantes liées à un processus d'assimilation du <math>\text{CO}_2</math> atmosphérique (photosynthèse) : <math>\text{CO}_2</math> des sols et de la zone non saturée ;             <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plantes à cycle C3 de Calvin-Benson (régions tempérées) : -25 à -27 ‰ vs PDB</li> <li>- Plantes à cycle C4 Hatch-Slack (canne à sucre, mil, sorgho, maïs,...) : -11 à -12 ‰ vs PDB</li> <li>- Plantes à cycle CAM (Crassulaccean Acid Metabolism : plantes grasses et tropicales) qui fixent le <math>\text{CO}_2</math> atmosphérique par la voie C4 la nuit et le restitue par la voie C3 le jour : <math>\delta^{13}\text{C} \approx -17</math> ‰ vs PDB</li> </ul> </li> </ul>
<p><b>Isotopes de l'uranium</b> <math>^{238}\text{U}</math>, <math>^{235}\text{U}</math> et du thorium <math>^{232}\text{Th}</math></p>	<p>Compléments pour l'estimation du bilan hydrique              Estimation de la durée de la circulation souterraine</p>
<p><b>Isotopes de l'hélium</b> <math>^3\text{He}/^4\text{He}</math></p>	<p>Traçage plus fin des apports de fluides d'origine profonde. Une origine magmatique peut être suspectée à partir de valeurs &gt; 2 Ra (où Ra est le rapport <math>^3\text{He}/^4\text{He}</math> de l'atmosphère)</p>
<p><b>Isotopes du lithium</b> <math>\delta^7\text{Li}</math></p>	<p>Traçage de l'interaction eau-roche en profondeur ; les valeurs élevées (&gt; 15 ‰) tracent des processus superficielles ; les processus à haute température sont repérés par des valeurs &lt; 10 ‰.</p>
<p><b>Isotopes du soufre</b> <math>\delta^{34}\text{S}</math></p>	<p>Utilisé pour tracer l'origine du soufre (+20 ‰ pour <math>\text{SO}_4</math> de l'eau de mer, 0 pour les sulfures...). Exprimé en ‰ vs CDT (Canyon Diablo Troïlite)</p>
<p><b>Isotopes de l'oxygène</b> <math>\delta^{18}\text{O}</math> des sulfates</p>	<p>Peut être utilisé soit comme géothermomètre en comparant sa valeur à celle de <math>\delta^{18}\text{O}</math> de l'eau, soit pour tracer l'origine des sulfates (+9,45 ‰ pour <math>\text{SO}_4</math> de l'eau de mer).</p>
<p><b>Isotopes du bore</b> <math>\delta^{11}\text{B}</math></p>	<p>Permettent de mettre en évidence l'origine des éléments dissous (volcanique / hydrothermale, marine, anthropique)</p>

<b>Isotopes radiogénique de l'hydrogène de l'eau (tritium)</b>	La mesure de l'activité tritium (en Unités Tritium ou UT) d'une eau permet de connaître son temps de transit (sans mélange) grâce à la loi de désintégration radioactive ; l'activité de l'eau de mer est nulle et les eaux météoriques actuelles (depuis une dizaine d'années) ont des activités proches de zéro ; les eaux antérieures aux essais nucléaires aériens du début des années 1950 ont aussi une activité nulle.
--	---

## Exploration géophysique

Méthode	Utilité pour l'exploration géothermique
<b>Gravimétrie</b>	Mettre en évidence et localiser des anomalies dans la distribution de la densité du sous-sol ; Est appliquée généralement pour explorer l'environnement géologique et structural des systèmes géothermiques ; plus particulièrement des anomalies légères peuvent signaler des zones fracturées, poreuses, des formations moins compactes comme des coulées pyroclastiques*, des ponces ; des anomalies lourdes peuvent signaler des intrusions magmatiques plutôt basiques (basalte, ...) pouvant être la source de chaleur des systèmes géothermiques. La profondeur d'investigation est limitée selon le rapport masse sur profondeur de la cible : plus la cible profonde plus la cible doit être lourde.
<b>Electrique par courant continu</b>	L'émission de courant, son injection dans le sol au moyen d'électrodes et sa réception au moyens d'autres électrodes permettent de déterminer la distribution des résistivités des formations souterraines (par ex. méthode de tomographie électrique en dispositif « <b>dipôle- dipôle</b> »).
<b>Magnétisme</b>	Déterminer la distribution des anomalies des propriétés magnétiques du sous-sol ; des anomalies positives peuvent tracer des intrusions magmatiques plutôt basiques (et magnétiques) et froides et magnétiques ; des anomalies faiblement magnétiques peuvent signaler des roches altérées, des sédiments ; des zones amagnétiques peuvent indiquer des réservoirs de magma chaud.
<b>Magnéto - Tellurique (MT)</b>	Appréhender les variations de la résistivité* électrique du sous-sol par la mesure des composantes électriques et magnétiques du champ électromagnétique naturel à différentes fréquences. Plus les fréquences sont basses plus l'investigation est profonde (quelques km à 10 km en exploration géothermique). Imager la réponse typique en résistivité d'un <b>réservoir géothermique</b> et de sa couverture sus-jacente ( <i>caprock</i> ). Dans des cas favorables, la base du réservoir, des variations de caractéristiques du réservoir et des intrusions peuvent également être imagées.
<b>Polarisation Spontanée (PS)</b>	Localiser et éventuellement caractériser la géométrie des remontées de fluides géothermaux
Electromagnétisme à source contrôlée (« Controlled Source Electromagnetism », <b>CSEM</b> en anglais )	Déterminer la distribution des résistivités* électriques du sous-sol en créant un champ électrique contrôlé à la surface du sol et/ou à partir de forage. Vise les mêmes objectifs que la <b>MT*</b> . L'utilisation de forages profonds (quelques km) permet de se rapprocher des cibles et d'améliorer la résolution et la profondeur d'investigation (1.5 à 2 fois la profondeur des forages).
Electromagnétisme transitoire ou dans le domaine temporel (« Transient Electro-Magnetism », <b>TEM</b> ou	Cette méthode utilise le phénomène de diffusion d'un champ électromagnétique (EM) transitoire pour déterminer la résistivité électrique des terrains en fonction de la profondeur. Ce champ EM transitoire est créé par la coupure brusque d'un courant circulant dans une bobine émettrice disposée au sol. La réponse transitoire est mesurée par une bobine réceptrice après la coupure. La profondeur d'investigation croît avec le temps au cours duquel le champ secondaire est mesuré, après la coupure du champ primaire. La taille des bobines peut varier de 5 mètres de côté à plus de 100 mètres selon la profondeur d'investigation recherchée.

<p>« Time-Domain Electro-Magnetism », <b>TDEM</b> en anglais)</p>	<p>Le dispositif hélicoptéré, repose sur le même principe, mais les bobines sont suspendues sous un hélicoptère, et l'acquisition est réalisée le long de lignes de vol. Elle intègre notamment tous les paramètres (altitude par rapport au sol, GPS) permettant de corriger correctement les données acquises. Utilisé pour imager la partie superficiels des systèmes géothermiques (caprock généralement), pour aider au traitement des effets statiques en MT.</p>
<p><b>Sismique</b></p>	<p>Ensemble de méthodes basées sur la propagation (transmission, réflexion, réfraction, ...) des ondes mécaniques artificielles (provoquée par une explosion, par exemple) ou naturelles (dues aux séismes) pour imager les discontinuités séparant les milieux du sous-sol présentant des vitesses contrastées de propagation de ces ondes. Utilisé pour imager les structures faillées, les grabens, l'environnement géologique et la structure générale des systèmes géothermiques.</p>

## TERMES TECHNIQUES<sup>6</sup>

### **Altération hydrothermale :**

L'altération hydrothermale est une modification de la composition chimique et minéralogique d'une roche qui résulte d'un déséquilibre chimique entre la roche encaissante et le fluide géothermal. On distingue deux types :

- altération fissurale (ou canalisée), d'extension locale (autour de la fissure) et généralement discordante car contrôlé par une perméabilité de fracture,
- altération pervasive, développée de façon diffuse dans la masse rocheuse en fonction de la perméabilité matricielle du milieu et de l'interaction eau-roche. Son extension est beaucoup plus large que l'altération fissurale.

### **Alunite**

Minéral d'altération hydrothermale (sulfate de potassium hydraté), caractéristique d'altération acide.

### **Anomalie de Bouguer :**

Anomalie gravimétrique rendant compte de l'ensemble des variations de densité sous la surface terrestre.

Aphyrique

Faciès de roche volcanique où domine le verre et des micro cristaux ; les cristaux de grande taille sont absents ou très limités.

### **Aquifère :**

Formation géologique contenant de façon temporaire ou permanente de l'eau mobilisable, constituée de roches perméables et capable de la restituer naturellement et/ou par exploitation. On distingue :

- aquifère à nappe libre : l'aquifère reposant sur une couche très peu perméable est surmontée d'une zone non saturée en eau.
- aquifère captif (ou nappe captive) : dans une nappe captive, l'eau souterraine est confinée entre deux formations très peu perméables.

Lorsqu'un forage atteint une nappe captive, l'eau remonte dans le forage et peut parfois être artésien.

### **Basalte**

Roche volcanique relativement pauvre en silice ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ), moins visqueuse et riche en éléments ferro-magnésiens

### **Biotite**

Type de mica (silicate hydroxylé en feuillets ou phyllosilicate) ferromagnésien fréquent des séries andésitiques.

### **Biseau salé**

Infiltration d'eau de mer dans les nappes d'eau souterraine du littoral ; la progression de l'eau salée dans l'eau douce se fait selon un biseau

### **Caldeira**

Cratère géant produit par de gigantesques éruptions ou par l'effondrement du toit d'un réservoir magmatique, vidangé.

### **Captive (nappe)**

---

<sup>6</sup> complément au lexique de la synthèse, en début de rapport

Nappe d'eau souterraine qui circule entre deux couches de terrains imperméables. Elle est recouverte, totalement ou partiellement, par une couche de terrain imperméable. Ces nappes sont sous pression. À l'opposé les **nappes libres** sont surmontées de terrains perméables.

### **Chlorite**

Type de phyllosilicate (silicate hydraté en feuillets) à 3 couches. Issu de l'altération des roches magmatiques.

### **Conglomérat**

Roche sédimentaire « détritique » (le plus souvent résultant de l'érosion de reliefs, ici, volcaniques) formée pour 50 %, au moins, d'éléments de diamètre supérieur à 2 mm et liés par un ciment.

### **Corensite**

Type de phyllosilicate (silicate hydraté en feuillets). Issu de l'altération des roches magmatiques.

### **Cristobalite**

Forme de silice SiO<sub>2</sub> issue de l'altération hydrothermale.

### **Dacite**

Roche magmatique effusive des séries volcaniques andésitiques, comme il s'en rencontre dans les arcs insulaires. La composition de la dacite (où des cristaux de quartz peuvent être présents) est enrichie en silice et traduit un phénomène de différenciation magmatique laissant supposer qu'une chambre magmatique a permis cette différenciation. La lave est visqueuse et peut former des aiguilles comme celle qui résulta de l'éruption de la Montagne Pelée en 1902.

### **Diorite**

Equivalent grenu (cristallisé en profondeur) de la dacite.

### **Dôme**

Expression volcanique d'une lave généralement visqueuse (riche en silice et/ou, de plus basse température), dégazée ; quand cette lave n'atteint pas la surface (cas fréquent) elle reste une intrusion dans les formations encaissantes.

### **Effondrement sectoriel (ou de flanc)**

Effondrement d'un pan entier d'un volcan suite à une déstabilisation gravitaire, à la fragilisation de secteurs entiers du cône volcanique par l'**altération hydrothermale\***,...Cet effondrement se manifeste par une **avalanche de débris**. La zone à partir de laquelle l'effondrement s'est produit peut-être (ou non) repérée et constitue sa cicatrice.

### **Epidote**

Silicate d'altération hydrothermale caractéristique des températures comprise entre 180 et 240 °C.

### **Eruption phréatique**

Une éruption est dite « phréatique » lorsque elle n'est provoquée que par un changement d'état de l'eau qui conduit la masse d'eau à dégager une énergie permettant de surpasser la pression des roches qui la surmontent. Cette explosion se produit à la suite d'une baisse de pression, de l'injection de gaz et/ou de l'augmentation de température.

### **Eruptions phréato-magmatiques**

Le phénomène est proche du précédent mais avec intervention de magma frais. Une partie de ce magma est alors fragmenté voire pulvérisé. Les dépôts d'éruptions phréatiques et phréato-magmatiques et leurs minéralisations peuvent être de bons indices de la présence d'une nappe d'eau chaude.

### **Géothermie de haute température**

Température de la ressource au-dessus de 150 °C,

### **Géothermie de moyenne température**

Température de la ressource comprise entre 100 et 150 °C

### **Géothermie de basse température**

Température de la ressource à moins de 100 °C

### **Graben**

Fossé tectonique, provoqué par des failles en extension ou en transtension (*pull apart*).

### **Grenat**

Silicate (Ca, Al, Fe,...) assez rare dans les roches volcaniques, parfois présent dans l'altération géothermale de haute température (> 290 °C) sous forme de grenat calcique.

### **Griffon :**

Orifice visible et localisé d'une source.

### **Hématite**

Oxyde de fer, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

### **Hornblende**

Famille d'amphiboles calciques (silicate en chaîne double, ou inosilicates, hydroxylé). Minéral ferromagnésien fréquent des séries andésitiques.

### **Hyaloclastites**

Roches volcaniques altérées, à ciment jaunâtre, à la suite de leur mise en place sous-marine

### **Illite**

Argile (silicate hydraté en feuillets ou phyllosilicate) à 3 couches. Issu de l'altération hydrothermale des roches magmatiques à température > 220 °C. Minéral caractéristique de réservoirs géothermiques de haute température.

### **Inversion stochastique**

L'inversion stochastique est utilisée pour comprendre l'incertitude liée à une inversion et explorer son impact sur les données et leur interprétation. Elle consiste à générer de manière aléatoire un grand nombre de réalisations/solutions pour converger vers une solution.

### **Kaolinite**

Type d'argile (silicate hydraté en feuillets ou phyllosilicate) à 2 couches. Issu de l'altération des roches magmatiques.

### **Magnétite**

Oxyde de fer Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>

### **Mofette :**

Emanation de gaz à dominante de CO<sub>2</sub> et de température moins élevée (< 150 °C) que les fumerolles ; H<sub>2</sub>S peut y être présent.

### **Néotectonique**

Déformation cassante ou plastique provenant de mouvements récents à actuels de l'écorce terrestre.

### **Nuée ardente**

Ecoulement pyroclastique associant blocs, débris de lave et gaz magmatique, souvent associée à la mise en place d'un dôme, typique du volcanisme de type peléen.

### **Paléo-morphologie**

Ancienne forme du relief.

### **Pervasive (altération)**

Altération diffuse qui a imprégné la matrice de la roche.

### **Pipe**

Structure volcanique souterraine formée par une cheminée magmatique surmontée d'une structure conique formée d'une brèche d'explosion.

### **Ponce**

Lave, généralement visqueuse, où le dégazage s'exprime pleinement lors de l'éruption (et non avant) provoquant une mousse expansée, soit fragmentée et projetée sous forme de pyroclaste, soit sous forme de coulée.

### **Porphyrique**

Facies de roche magmatique dont la structure présente des cristaux grande taille au sein d'une pâte de petits cristaux (microlitique) et/ou vitreuse.

### **Pyrite**

Sulfure de fer,  $\text{FeS}_2$ , issu de l'altération hydrothermale en milieu volcanique.

### **Pyroxène**

Minéral silicaté ferromagnésien, classique des magmas basaltiques et andésitiques

### **Pyroclaste**

Débris de roche magmatique éjecté par les volcans au cours d'éruptions plus ou moins explosives. La brèche pyroclastique, par exemple, est un dépôt de blocs et de cendres volcaniques. Ce type de roche peut avoir été induré par la compaction, par des dépôts de minéraux ou par des altérations postérieurs à l'éruption.

### **Réservoir géothermal :**

Formation géologique perméable contenant un fluide caloporteur (liquide et/ou vapeur) à partir duquel on est capable d'extraire de la chaleur. On distingue les réservoirs fracturés, poreux, karstiques.

### **Réservoir fracturé (naturel)**

Un réservoir fracturé est défini par ses composantes thermique ( $^{\circ}\text{C}$ ) et hydraulique (perméabilité de fracture) :

- un « réservoir thermique », correspondant au volume total de roche intensément hydrothermalisée (zone d'altération pervasive) et portée à une température homogénéisée (e.g.  $260^{\circ}\text{C}$  à Bouillante) suite à des processus de convection (circulation de fluides chauds);
- un « réseau hydraulique », composé par un réseau de failles perméables (et parfois par des niveaux **aquifères\*** poreux), le long desquels les fluides géothermaux circulent dans l'emprise du « réservoir thermique » en formant des cellules de convection.

### **Ressource géothermale**

Partie fluide du réservoir dont on peut extraire de l'énergie pour utilisation directe de la chaleur ou pour produire de l'électricité, dans des conditions techniquement et économiquement viables.

### **Rhyolite**

Roche magmatique effusive, différenciée (riche en silice).

**Composition rhyodacitique** : composition magmatique intermédiaire entre la rhyolite et la [dacite](#)\*.

### **Sinter**

Dépôts précipités de silice (*silica sinter* en anglais) issus de l'émergence, en surface, d'eaux thermales. Le dépôt de *sinter* actuel est un indicateur de réservoir de haute température (> 170°C) en profondeur.

### **Smectite**

Famille d'argiles (silicates hydratés en feuillets ou phyllosilicates) telles que la montmorillonite ou la beidellite. Les feuillets à 3 couches peuvent alterner avec d'autres types comme l'illite en formant des **interstratifiés** (illite/smectite dans ce cas). Issue de l'altération des roches magmatiques. Certaines smectites, caractérisant une altération argillique intermédiaire, sont dioctaédriques. Les smectites sont caractéristiques des caprocks\* argileuses.

### **Source ou eau thermale**

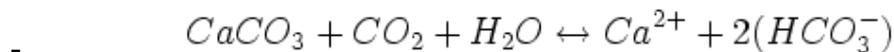
Il n'existe pas de définition officielle d'une eau thermale. Ici, il sera considéré que c'est une eau dont la température est supérieure à celle de des eaux de la nappe phréatique d'une région donnée (à altitude équivalente).

### **Transmissivité**

La transmissivité permet d'évaluer le débit que peut capter un forage. C'est un paramètre qui régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur de l'aquifère, sous l'effet de du gradient hydraulique, incluant l'épaisseur de l'aquifère. La transmissivité est le produit de la perméabilité par la hauteur productive de l'aquifère.

### **Travertin**

Emergence en surface d'eaux thermales et minérales qui produisent, par précipitation d'une partie de leurs sels minéraux, des dépôts à leur point de jaillissement (ou *sinter* en anglais). La composition de ces dépôts dénommée « travertins » correspond à des carbonates de calcium (calcite, aragonite) par perte de CO<sub>2</sub>.



### **Tridymite**

Forme de silice SiO<sub>2</sub> issue de l'altération hydrothermale.

### **Tuffite**

Cendres et lapilli (pyroclastes) soudés formant une roche consolidée



Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

**Centre scientifique et technique  
Direction des Géoressources**  
3, avenue Claude-Guillemain  
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France –  
Tél. : 02 38 64 34 34  
[www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)

**Service Géologique Régional de Martinique**  
**Villa Bel Azur, 4Lot. Miramar**  
**Route Pointe des Nègres**  
**97200 Fort-de-France**  
**Tel. : 05.96.71.17.70**