

PB 6/N

GÉOPHYSIQUE INTERNE/
INTERNAL GEOPHYSICS
(GÉOSCIENCES DE SURFACE/
SURFACE GEOSCIENCES)
(HYDROLOGIE-HYDROGÉOLOGIE/
HYDROLOGY-HYDROGEOLOGY)

No 2

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 322, série II a,
p. 93 à 100,
1996

Cartographie AMT du biseau salé sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion)

Michel Courteaud, Michel Ritz, Marc Descloitres, Bernard Robineau et Jean Coudray

M. C., B. R. et J. C. :
Département des Sciences de la Terre,
Université de la Réunion,
15, avenue René-Cassin,
97715 Saint-Denis messag Cedex 9,
La Réunion (DOM);

M. D. et M. R. :
UR Géophysique, ORSTOM,
BP n° 1386, Dakar, Sénégal.

Résumé Dans le secteur du Baril, situé sur la planèze sud du volcan de la Fournaise, l'interprétation unidimensionnelle (1-D) de 34 sondages AMT montre une séquence à trois terrains, avec disparition du deuxième dans la zone côtière. Cette séquence comprend un horizon supérieur résistant ($> 1\ 000\ \Omega.m$), un horizon intermédiaire plus conducteur ($100\ \text{à}\ 600\ \Omega.m$) et un substratum très conducteur ($< 10\ \Omega.m$). Les résistivités obtenues permettent d'assimiler ce substratum au biseau salé. Les variations importantes dans la topographie du toit du biseau salé apportent des données nouvelles concernant les phénomènes de pénétration saline dans les aquifères volcaniques et, indirectement, une meilleure connaissance de la géométrie et du fonctionnement de l'aquifère sus-jacent.

Mots-clés : Campagne AMT, Résistivité, Substratum conducteur, Aquifère basaltique, Biseau salé, Ile de la Réunion.

Abstract AMT mapping of the seawater intrusion on the southern flank of Piton de la Fournaise (Reunion Island)

AMT measurements were performed at 34 sites in the Baril area located on the south-flank of the Piton de la Fournaise volcano. One-dimensional interpretations lead to basically three layered models, except for sites near the shore. From the surface downward, geoelectrical units are (1) resistive ($> 1\ 000\ \Omega.m$) volcanic rocks, (2) an intermediate resistivity ($100\text{-}600\ \Omega.m$) layer, and (3) a well conducting basement ($< 10\ \Omega.m$). The low-resistivity basement may be suggestive of a seawater-bearing aquifer. Significant depth changes to the top of the conductor give indications on the geometry and behaviour of the overlying fresh-water aquifer.

Keywords: AMT survey, Resistivity, Conductive basement, Basaltic aquifer, Saltwater wedge, Reunion Island.

**Abridged
English
Version**

THIS paper presents the main results of AMT soundings and some implications for the understanding of coastal aquifer geometry and behaviour in a volcanic environment. The AMT (audiomagnetotellurics) method consists of measurement of electric and magnetic components of the electromagnetic field produced by tropical storms. It gives apparent resistivities related to electrical properties of underground layers down to

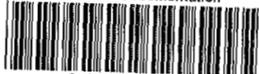
around 1 km (Cagniard, 1953 ; Strangway *et al*, 1973).

Located on the southern flank of La Fournaise active shield volcano, the Baril 20 km² coastal study area lies from Basse Vallée cliff to the SE rift-zone scoriaceous cones (Bachelery et Mairine, 1990) (fig. 1). The volcano-tectonic map (Bachelery et Chevallier, 1982) distinguishes old lava flows from recent to historic flows. On such a shield volcano, built by accu-

Note

présentée par
Jean-Louis Le Mouél.
remise le 27 septembre 1995,
acceptée le 9 octobre 1995.

ORSTOM Documentation



010004549

1250-8050/96/03220093 • \$ 2.00 © Académie des Sciences

93

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: BX 4549 Ex: 1

mulation of long and narrow basaltic flows with low, seaward dipping, lava flow is the potential aquifer unit, with a high porosity and an anisotropic hydraulic behaviour due to preferential water flow in scoriaceous beds or lava tubes. Inland, a staged channeled aquifer system ends in a saturated zone called the basal aquifer, well known in coastal area only (Coudray *et al.*, 1990). Thin tuffaceous paleo-soils and old valley detritals (alluvium, lahar) are the only impermeable layers. When reaching the coast, the basal aquifer has a direct contact with seawater. The 2 fluids having different viscosities and densities present a concave interface that deepens inland with a gentle 2 to 5% dipping in most cases along volcanic rocky coasts (Join, 1991).

34 AMT soundings were performed with a scalar resistivity meter. Apparent resistivity and corresponding phase have been measured in each station at different frequencies between 1 and 7,500 Hz. As a rough estimate, the geoelectrical structure can be considered as tabular despite a certainly complex geological environment. 1 D modeling is adequate (Jupp and Vozoff, 1975) and isotropic soundings underline the lack of prevailing structural trends. Topographic effects for a slope in AMT (Wannamaker *et al.*, 1986, Wannamaker *et al.*, 1987) appear relatively weak if breaks in slope are not large. AMT responses have been affected significantly only at sites 13 and 35.

Two groups of apparent resistivity curves, represented by soundings 8 and 17, characterize two zones with different electrical structures. A two-layer model has been used for zone A when three layers were necessary for zone B (fig. 2). However, the last layer always consists of a conductive basement and its mapping indicates 2 sectors with a drastic dip of this conductor.

Considering hydrogeologic and geoelectric data (Stieltjes *et al.*, 1988 ; Coudray *et al.*, 1990 ; Benderitter and Gerard, 1984 ; Benderitter, 1990) the highly conductive basement is considered as a seawater saturated layer. Furthermore, the top of this conductor never passes over 0 MSL altitude and deepens systematically inland.

Meanwhile the contour map of the conductive basement top in Baril area (fig. 3) shows an irregular slope from 0 to - 300 m MSL with a

steep gradient across anomalies a1 and a2 and a gentle gradient along an intermediate zone. The salt/fresh water interface displays a complex morphology, giving crucial information on the seawater intrusion and consequently on the overlying freshwater lens.

If the interface 5% dip in Baril littoral area is comparable to values measured in similar environments, it increases sharply along an axis subparallel to the coast. This axis represents a N60 discontinuous hydrogeologic barrier of unknown nature, well mapped by VLF prospection (Ritz *et al.*, 1993) and underlined on the surface by a topographic step interpreted as a paleo littoral cliff. Recent lava flows and detritals deposited down the cliff constitute the present littoral plain. We suppose that impermeable layers, such as lahars, have warped the cliff before the overlapping by recent lava flows, as shown on the interpretative section (fig. 4).

Following the Ghyben-Herzberg principle (Falkand and Custodio, 1991) the saltwater/freshwater interface depth can be estimated knowing the piezometric surface, in the approximate ratio of 1 to 40 and inversely. Even if high porosities in volcanic environments may involve important flows and mixing by turbulence, this ratio is found in many boreholes in Reunion Island and allows a modeling of favorable zones. For instance, in the Baril area, AMT mapping indicates 2 attractive zones : (i) near the coast, east of Baril village, a probable overflow of the 2 piezometric highs a1 and a2 ; (ii) upland in Basse Vallée zone where the interface deeps sharply to - 300 m MSL. A deep borehole (250 m) beneath anomaly a1 should confirm soon AMT results.

A tight network of AMT soundings in volcanic littoral environments seems to be an efficient method to locate hydrogeologic targets, at greater depths than the self-potential method can do (Aubert *et al.*, 1993). In the Baril area the main result of modeling and interpretation of soundings is the mapping of the salt/fresh water interface, with enough accuracy to show lineament and zones. It also brings information on the aquifer behaviour and new constraints for the numerical approach of La Fournaise hydrodynamic model.

INTRODUCTION

Dans le cadre d'un programme régional « Hydrogéologie du massif de la Fournaise », des investigations géophysiques (Ritz *et al.*, 1993) ont été réalisées dans le secteur pilote du Baril (SW de l'île de la Réunion). Cette note présente les principaux résultats obtenus par la méthode audio-magnétotellurique (AMT), qui contribuent à la compréhension de la géométrie et du fonctionnement des aquifères côtiers en milieu volcanique.

La méthode AMT est fondée sur la mesure des composantes électrique et magnétique du champ électromagnétique naturel produit par les orages de la zone tropicale. L'étude de ce champ permet d'obtenir la résistivité apparente traduisant les propriétés électriques du sous-sol jusqu'à des profondeurs de l'ordre du kilomètre (Cagniard, 1953 ; Strangway *et al.*, 1973), pour les terrains relativement résistants dans la gamme audiofréquence.

CADRE MORPHO-STRUCTURAL ET HYDROGÉOLOGIQUE

Situé sur la basse planèze sud du volcan de la Fournaise, le secteur d'étude occupe une superficie d'environ 20 km² autour du village du Baril, depuis la côte rocheuse jusqu'à une altitude de 750 m, entre le rempart de Basse Vallée et les pitons scoriacés qui jalonnent la « rift zone » SE (fig. 1). La carte volcano-tectonique (Bachelery et Chevallier, 1982) révèle deux grands ensembles. En rive droite de la ravine Basse Vallée, affleurent les coulées anciennes du bouclier primitif. En rive gauche, s'étalent les coulées plus récentes mais non datées, qui participent à l'édification du bouclier récent, recouvertes de coulées historiques (fig. 1). D'un point de vue structural, Bachelery et Mairine (1990) voient dans le rempart de Basse Vallée, la trace d'un vaste glissement qui aurait affecté le flanc sud de la Fournaise vers 94 000 ans BP et dont la limite supérieure serait la rupture de pente observée entre 900 et 1 100 m d'altitude.

D'une façon générale, un volcan bouclier peut être considéré comme une succession de coulées se superposant sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, avec un pendage faible vers la mer. Dans la zone littorale, l'empilement de coulées constitue l'aquifère potentiel, caractérisé par une grande porosité et un comportement hydraulique anisotrope, du fait du déplacement préférentiel de l'eau dans les niveaux scoriacés, les tubes et les tunnels de lave. En altitude, un système d'aquifères étagés à flux horizontal préférentiel et ponctuel aboutit à un niveau saturé appelé nappe de base, reconnue seulement en zone littorale et également chenalisée comme l'indiquent les sorties locales d'eau douce en mer (Coudray *et al.*, 1990 ; Violette, 1993). Les formations imperméables potentielles peuvent être de minces paléosols tuffacés, ou des formations de vallée (alluvions anciennes, lahars).

Tout aquifère côtier est concerné par un contact direct eau douce/eau de mer, caractérisé par un contraste de viscosité et surtout de densité. Pour des systèmes stables et homogènes, l'eau douce repose sur l'eau salée suivant une interface concave plus ou moins pentée, le biseau salé. Dans le cas de la Réunion, le comportement du biseau salé à l'intérieur des terres n'est pas connu, mais des mesures de pente dans un contexte de côte volcanique rocheuse donnent des valeurs comprises entre 2 et 5 % pour des piézomètres situés à moins de 1 km du rivage (Join, 1991). Des phénomènes de diffusion et de dispersion génèrent souvent une zone saumâtre de transition plus ou moins importante, suivant les caractéristiques de l'aquifère et du milieu.

TRAITEMENT ET MODÉLISATION DES MESURES AMT

Au cours de la campagne de mesure, 34 sondages AMT ont été réalisés dans la gamme de fréquences 1-7 500 Hz à l'aide d'un résistivimètre scalaire SAMTEC 1 d'Iris Instruments. L'appareil fournit directement la valeur de la résistivité apparente et de la phase en fonction de la fréquence. Les

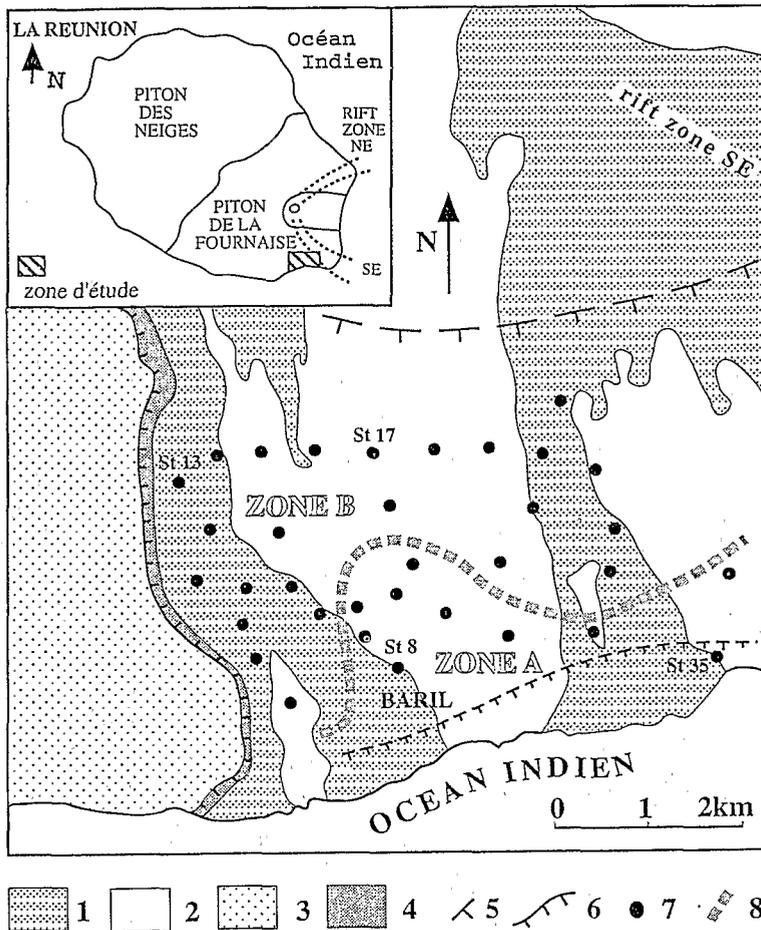


Fig. 1 Carte géologique de la région du Baril (d'après Bachèlery et Chevallier, 1982) 1. Coulées historiques, 2. Coulées supérieures de phase III, 3. Coulées inférieures de phase III, 4. Coulées anciennes, 5. Ressaut topographique, 6. Rempart de Basse Vallée, 7. Sondage AMT, 8. Limite AMT.

Geological map of Baril area (after Bachèlery and Chevallier, 1982)

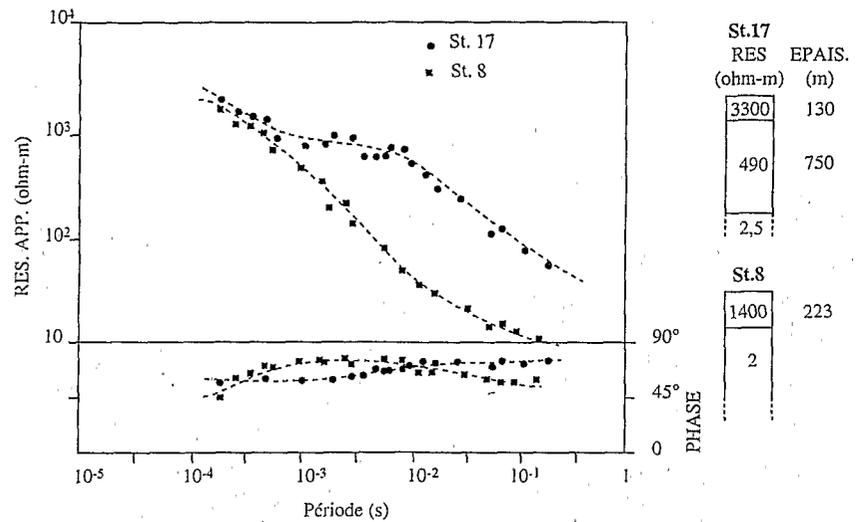
1. Historical lava flows, 2. Upper flows of phase III, 3. Lower flows of phase III, 4. Old flows, 5. Change in topographic slope, 6. Basse Vallée cliff, 7. AMT sounding, 8. AMT limit.

mesures ont été effectuées suivant deux directions orthogonales (lignies telluriques orientées parallèlement et perpendiculairement à la courbe de niveau). Néanmoins, lors des essais préliminaires, des mesures ont été réalisées dans d'autres directions, afin d'obtenir une information sur l'anisotropie des données. Au cours de ces essais, les mesures AMT à proximité du rempart de Basse Vallée (fig. 1) ont été fortement altérées ; par contre, au centre de la zone d'étude, les résultats AMT sont pratiquement isotropes dans la limite de dispersion des données (moins de 15%). Compte tenu du relief dans la région du Baril, les effets topographiques peuvent être importants et perturber les résultats (Wannamaker *et al.*, 1986). Afin d'apprécier l'effet de ces perturbations sur les données, nous avons simulé la réponse AMT pour une topographie bidimensionnelle (2-D) en utilisant le pro-

gramme MT 2-D à éléments finis de Wannamaker *et al.* (1987). On constate, dans le cas d'une pente de 24 % dans un milieu résistant uniforme de 2 000 $\Omega.m$, que la résistivité en polarisation E (mode TE, ligne tellurique parallèle à la courbe de niveau) et la résistivité en polarisation H (mode TM, ligne tellurique orientée le long de la pente) sont très proches de 2 000 $\Omega.m$. Ainsi, pour une station située à 280 m d'altitude, l'effet topographique sur les mesures AMT est très faible dans la gamme de fréquences 1-7 500 Hz : $\rho_{TE} = 2\,024 \pm 101 \Omega.m$ et $\rho_{TM} = 2022 \pm 166 \Omega.m$, ce qui représente une variation maximum inférieure à 10 % par rapport à la résistivité du milieu. D'autre part, il y a très peu de dépendance du relief sur l'orientation des lignes telluriques, sauf au voisinage des ruptures de pente brutales qui sont situées hors de notre zone d'étude vers 900-1 100 m d'altitude. Par contre, pour la station 35 (fig. 1) située en bordure de côte, l'effet topographique devient important en polarisation H : la résistivité augmente avec la fréquence décroissante pour atteindre une valeur de 3 500 $\Omega.m$ à 10 Hz. La résistivité en mode TE est légèrement anormale, avec une valeur de 1 918 $\Omega.m$ à 10 Hz, ce qui représente seulement une variation de 4 % par rapport à la résistivité vraie du milieu. Pour compléter cette étude, nous avons également simulé l'effet du rempart de Basse Vallée sur les stations AMT situées dans ce secteur. Au niveau de la station 13 (fig. 1) située à environ 300 m du rempart (altitude ≈ 700 m), ρ_{TE} est très proche de 2 000 $\Omega.m$ ($1\,920 \pm 50 \Omega.m$) dans la gamme 10-7 500 Hz, tandis que pour ρ_{TM} l'effet du relief devient important (2 500 $\Omega.m$ à 10 Hz). Notons que, pour les autres stations de Basse Vallée, les perturbations sont beaucoup moins importantes ($\leq 14\%$) en polarisation H, du fait de leur éloignement du rempart (≥ 500 m). De cette étude, on retiendra qu'en terrain peu accidenté et lorsque la structure est tabulaire, on doit trouver une résistivité apparente à peu près isotrope. C'est bien ce que nous avons trouvé sur la partie centrale de tous les profils AMT. Cette constatation signifie aussi que les effets du relief sont effectivement

négligeables au voisinage des stations situées dans cette zone. Notons que la dispersion des données (< 15%) pourrait être occasionnée par les effets topographiques, mais cette source d'erreur est très difficile à quantifier (< 10% pour le modèle de pente théorique). En terrain accidenté, les effets topographiques deviennent importants, surtout en polarisation H. Sur l'exemple choisi (rempart), il vaut mieux mesurer le champ tellurique parallèle à la courbe de niveau et se préserver de la proximité immédiate des zones de rupture de pente brutale pour réduire au minimum les perturbations. Dans la situation inverse (stations 13 et 35, fig. 1), il est préférable d'interpréter la réponse AMT en polarisation E pour éviter les sources d'erreur.

Dans notre zone d'étude, la quasi identité des réponses AMT traduit le caractère tabulaire de la structure au voisinage du point de mesure. En conséquence, les courbes de résistivité apparente et de phase ont été interprétées par des modèles unidimensionnels 1-D (Jupp et Vozoff, 1975). Les courbes obtenues sur l'ensemble du périmètre d'étude sont toutes du type de la figure 2, qui présente les réponses AMT aux stations 8 et 17 (les barres de dispersion n'ont pu être représentées sur la figure 2, elles sont de l'ordre de grandeur des symboles figurant les réponses AMT). L'allure de ces courbes permet de distinguer deux zones principales A et B ayant des caractéristiques électriques différentes. Les modèles utilisés sont du type 2 terrains pour la zone A et 3 terrains pour la zone B. Dans la zone A, les sondages révèlent un premier terrain dont la résistivité évolue entre 1 000 et 3 000 $\Omega.m$, indépendamment de la topographie, et dont l'épaisseur varie fortement entre 30 et 350 m, en augmentant généralement avec l'altitude. Cette formation résistante correspond à des coulées volcaniques sèches. La résistivité chute brutalement à quelques ohms-mètres dans le terrain sous-jacent. Dans la zone B, le premier terrain, qui présente une résistivité relativement élevée (2 000-3 000 $\Omega.m$) sur une épaisseur de 100 à 300 m, indépendante de l'altitude, semble l'équivalent de la première couche de la zone A. Le deuxième ter-



rain est caractérisé par des résistivités de 100 à 600 $\Omega.m$ et une épaisseur de 250 à 1 200 m qui croît avec l'altitude du sondage. Cet horizon de résistivité intermédiaire correspond probablement aux basaltes partiellement à totalement saturés par des eaux douces. Les données n'ont pas été capables de délimiter le toit de la zone saturée, en général située légèrement au-dessus du niveau 0 NGR. Ceci n'est pas surprenant, puisque la transition entre un milieu partiellement à totalement saturé est souvent graduelle et mal définie de manière électrique. Cependant, l'augmentation de la résistivité de cet horizon avec l'altitude indique, dans l'hypothèse d'une nappe de base de résistivité uniforme, que l'épaisseur de la zone saturée n'augmente que très lentement lorsqu'on s'éloigne de la côte.

Ces deux couches reposent sur un substratum conducteur (quelques ohms-mètres), comparable à celui de la zone A. La cartographie de l'altitude du toit de ce substratum, ramenée au 0 NGR, met en évidence deux zones d'anomalie, a1 et a2, qui montrent un approfondissement important de ce substratum (fig. 3).

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Compte tenu des connaissances actuelles sur l'hydrogéologie du Massif de la Fournaise (Stieltjes *et al.*, 1988 ; Coudray *et al.*, 1990) et sur les gammes de résistivité des for-

Fig. 2 Courbes de sondage AMT obtenues aux sites 8 (zone A) et 17 (zone B) et leur interprétation tabulaire. AMT responses for sites 8 (zone A) and 17 (zone B); their 1-D inverted resistivity structure.

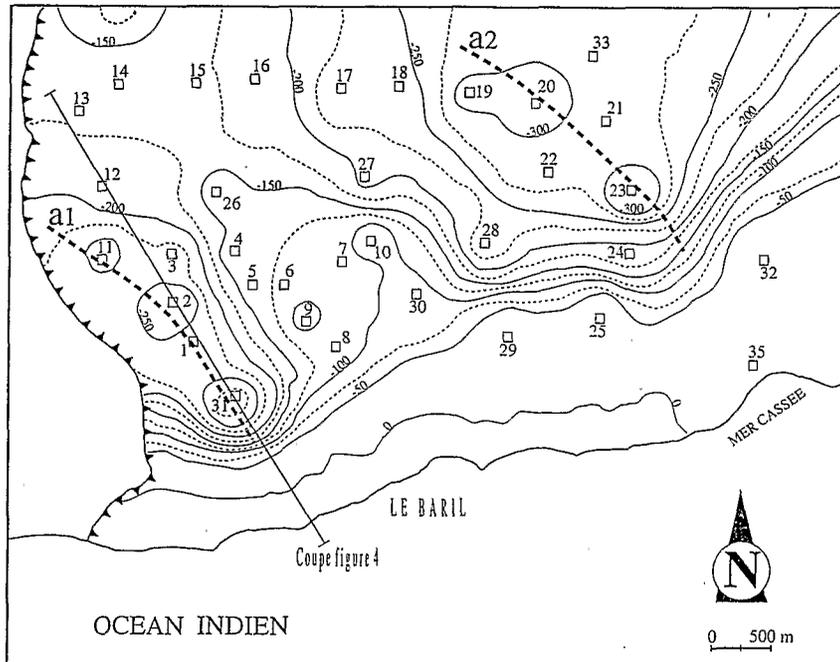


Fig. 3 Carte de l'altitude du toit du substratum conducteur.

Contour map of the conductive basement altitudes.

mations rencontrées en milieu volcanique (Benderitter et Gérard, 1984 ; Benderitter, 1990), le toit du substratum conducteur ne peut être assimilé qu'au biseau salé. En effet, (i) les ordres de grandeur des résistivités ($< 10 \Omega.m$) ne peuvent correspondre qu'à des terrains envahis par l'eau de mer, (ii) sur tous les sondages modélisés, le toit du substratum n'apparaît jamais au-dessus de 0 NGR et, (iii) on note un approfondissement systématique du conducteur vers l'intérieur des terres.

La carte du toit du substratum conducteur (fig. 3), dans la région du Baril, montre bien un plongement constant de 0 NGR à la côte jusqu'à - 300 m NGR en domaine d'altitude. Mais la pente n'est pas uniforme et on remarque des zones de fort gradient au travers des anomalies a1 et a2 et une zone intermédiaire de faible gradient. Le biseau salé présente donc une morphologie dont la connaissance permet d'accéder à des renseignements importants sur le comportement de l'invasion marine et indirectement sur la piézométrie de la nappe d'eau douce qui la surmonte. La pente du biseau qui est faible (5 %) et régulière sur toute la partie littorale, à l'image des valeurs mesurées *in situ* en

contexte similaire, devient forte suivant un axe subparallèle à la côte. Ceci laisse supposer une discontinuité hydrogéologique dont la nature n'est pas connue. Cette « barrière » N 60 plus ou moins continue, repérée par des mesures VLF (Ritz *et al.*, 1993), se marque en surface par un ressaut topographique net qui est interprété comme une ancienne falaise littorale; des coulées récentes et du matériel détritique sont venus, ensuite, s'entabler en aval de la falaise, constituant la plaine littorale actuelle. Ainsi, cette discontinuité met en contact latéral des formations qui lui sont postérieures et antérieures ; toutefois, les différences d'âges mises en jeu ne permettent de justifier, par une différence de perméabilité, le plongement brutal du biseau. Il faut admettre que la paléofalaise côtière a été colmatée localement par des terrains imperméables de type coulée boueuse, avant d'être ennoyée par les coulées récentes, comme ceci est proposé sur la coupe interprétative (fig. 4). Cette figure présente également l'interprétation géoélectrique de 3 terrains (zone B, cf. paragraphe précédent) : un premier horizon résistant (ρ_1) représentant des coulées volcaniques sèches, un 2^e terrain de résistivité intermédiaire (ρ_2) interprété comme des coulées partiellement à totalement saturées – le toit de la nappe n'est pas discriminé – et le dernier terrain conducteur (ρ_3) représentant le biseau salé.

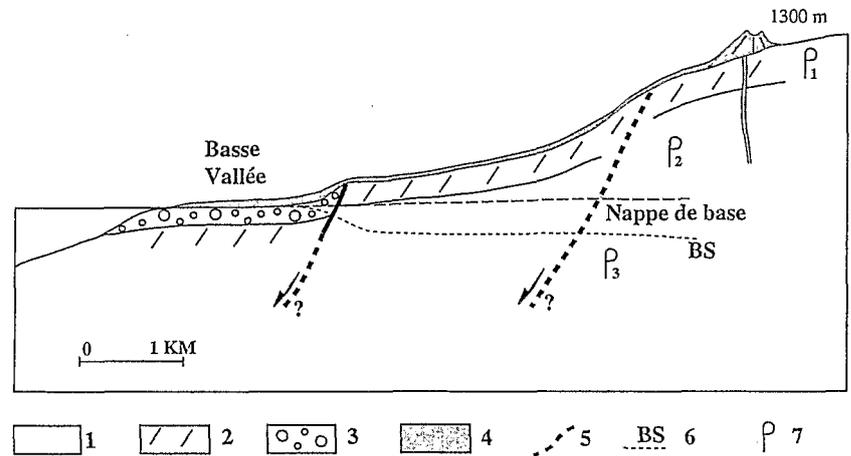
Selon le principe de Ghyben-Herzberg (Falkand et Custodio, 1991), approche hydrostatique de l'interface eau douce/eau salée, basée sur un équilibre entre deux fluides de densités différentes, stationnaires et immiscibles, on peut estimer la profondeur du biseau salé en fonction de la hauteur piézométrique, suivant un rapport approximatif de 1 sur 40 ; inversement, la surface piézométrique peut être déduite connaissant la morphologie du biseau salé. Il ne peut s'agir que d'une première approximation ; en réalité, l'eau douce n'est pas en condition hydrostatique, car les hautes porosités des milieux volcaniques autorisent des flux importants et des mélanges par turbulence. Cependant, ce rapport de 40 entre la profondeur du biseau et la hauteur piézomé-

trique est vérifié en de nombreux forages à la Réunion, et permet de représenter la surface de la nappe de base dans la zone d'étude et de détecter les secteurs favorables. Un approfondissement du biseau salé correspond à une augmentation de la charge hydraulique. Ainsi, pour la région étudiée, la cartographie AMT du biseau salé met en évidence deux secteurs intéressants selon des critères différents : les 2 zones a1 et a2 constituent des zones de ressource intéressantes, compte tenu de l'épaisseur supposée de l'aquifère sus-jacent ; le risque d'invasion saline menaçant un éventuel captage est diminué ; par contre, les coûts de captage par forage sont élevés du fait de l'altitude. A ce titre, un second secteur intéressant peut être défini, à moindre altitude, entre les 2 zones a1 et a2 (à l'Est du village du Baril). Ce secteur, caractérisé par un biseau moins profond et donc une charge hydraulique plus faible, pourrait caractériser une zone de drainage des 2 zones à surcote piézométrique a1 et a2, associée éventuellement à de meilleures caractéristiques hydrodynamiques. Un forage profond (250 m), implanté à l'aplomb de l'anomalie a1, devrait valider bientôt les résultats de cette campagne AMT.

Par ailleurs, la comparaison avec la prospection PS antérieure réalisée sur ce même secteur du Baril (Aubert *et al.*, 1993) présente plusieurs analogies. Sur la base d'une relation linéaire entre la PS et l'épaisseur de la zone vadose, Aubert *et al.* (1993) modélisent une surface SPS (« self potential surface ») dont la relation avec la piézométrie est discutée. Il faut remarquer que la pente de cette surface, de direction moyenne N145°, correspond à celle d'approfondissement de notre substratum conducteur. De plus, la rupture de pente de la surface SPS à la cote 150 m coïncide avec la limite d'approfondissement brutal du biseau que nous interprétons comme le résultat d'une discontinuité N60.

CONCLUSION

Le maillage serré de sondages AMT en milieu volcanique littoral apparaît comme



une méthode efficace pour des objectifs hydrogéologiques et complémentaire de la PS (Aubert *et al.*, 1993). Sur le plan interprétatif, l'apport essentiel consiste en une cartographie de l'interface eau douce/eau salée dans les limites de profondeur d'investigation, assez importante vues les résistivités de surface élevées. Cette cartographie, relativement précise avec une maille adéquate puisqu'elle définit des linéaments et des zones, permet de faire des hypothèses sur le comportement aquifère et de proposer un schéma général de fonctionnement. En effet, la connaissance de la profondeur du biseau salé correspond à celle de la charge hydraulique déduite sur l'ensemble du secteur d'étude. La représentation cartographique de cette information révèle une image originale et nouvelle de la nappe de base présentant une forte variabilité latérale. Cette variabilité peut être associée à la variation des caractéristiques hydrauliques des formations concernées et permet d'apporter une importance nouvelle au rôle hydrodynamique des structures géologiques souterraines. Ainsi, la morphologie du mur du système de base sera un élément de contrainte fondamental dans l'objectif ultérieur, qui est de réaliser un modèle numérique représentatif du comportement hydrodynamique du secteur d'étude tenant compte de l'impact des structures volcano-tectoniques suppo-

Fig. 4 Coupe hydrogéologique interprétative au niveau de l'anomalie a1 (voir fig. 3). 1. Coulées anciennes altérées, 2. Coulées jeunes, 3. Dépôts détritiques, 4. Appareils et coulées historiques, 5. Faille d'effondrement, 6. Biseau salé, 7. Résistivité.

Interpretative hydrogeologic section across the a1 anomaly (see fig. 3) 1. Old weathered lava flows, 2. Young flows, 3. Detrital deposits, 4. Historical cone and flow, 5. Slip fault, 6. Saltwater wedge.

Cette étude a été financée par le Conseil Général de la Réunion dans le cadre du programme « Hydrogéologie du massif de la Fournaise ».

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AUBERT, M., ANTRAYGUES, P. et SOLER, E., 1993. Interprétation de mesures de polarisation spontanée (PS) en hydrogéologie des terrains volcaniques. Hypothèses sur l'existence d'écoulements préférentiels sur le flanc sud du Piton de la Fournaise, *Bull. Soc. géol. France*, 164, n°1, p. 17-25.
- BACHÈLERY, P. et MAIRINE, P., 1990. Étude volcano-structurale du Piton de la Fournaise, in *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie, CRV-Univ. Clermont-Ferrand, p. 213-242.
- BACHÈLERY, P. et CHEVALLIER, L., 1982. Carte volcano-tectonique du massif de la Fournaise au 1/50 000°, *Pub. IPG Paris*.
- BENDERITTER, Y. et GERARD, A., 1984. Geothermal study of Reunion Island : audiomagnetotelluric survey, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 20, p. 311-332.
- BENDERITTER, Y., 1990. Études électromagnétiques à la Réunion, in *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie, CRV-Univ. Clermont-Ferrand, p. 29-42.
- CAGNIARD, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, p. 605-635.
- COUDRAY, J., MAIRINE, P., NICOLINI, E. et CLERC, J. M., 1990. Approche hydrogéologique, in *Le volcanisme de la Réunion*, Monographie, CRV-Univ. Clermont-Ferrand, p. 307-355.
- FALKAND, A. et CUSTODIO, E., 1991. Hydrology and water resources of small islands : a practical guide, *Studies and reports in hydrology*, 49, Pub. UNESCO.
- JOIN, J. L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire - Le Piton des Neiges, île de la Réunion, *Thèse*, Univ. de Montpellier II, 187 p. + annexes, déposée à la Soc. géol. France.
- JUPP, D. L. B. et VOZOFF, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, p. 957-976.
- RITZ, M., DESCLOITRES, M., ROBINEAU, B. et COURTEAUD, M., 1993. Étude géophysique VLF et AMT du secteur pilote du Baril, *Rapport tech.*, Conseil Général de la Réunion, 49 p. + annexes.
- STIELTJES, L., GOURGAND, B. et STEENHOUDT, M., 1988. Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans un volcan bouclier basaltique. Exemple de l'île de la Réunion, milieu océanique tropical, *Hydrogéologie*, 2, p. 83-94.
- VIOLETTE, S., 1993. Modélisation des circulations d'eau dans le volcan de la Fournaise : approche du bilan hydrologique et des échanges thermiques, *Thèse*, Univ. de Paris-VI, 290 p., déposée à la Soc. géol. France.
- STRANGWAY, D. W., SWIFT, Jr, C. M. et HOLMES, R. C., 1973. The application of audio-frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration, *Geophysics*, 38, p. 1159-1175.
- WANNAMAKER, P. E., STODT, J. A. et RIJO, L., 1986. Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements, *Geophysics*, 51, p. 2131-2144.
- WANNAMAKER, P. E., STODT, J. A. et RIJO, L., 1987. A stable finite element solution for the two-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 88, p. 277-296.

GÉOPHYSIQUE INTERNE/
INTERNAL GEOPHYSICS
(GÉOSCIENCES DE SURFACE/
SURFACE GEOSCIENCES)
(HYDROLOGIE-HYDROGÉOLOGIE/
HYDROLOGY-HYDROGEOLOGY)

Cartographie AMT du biseau salé sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) (*erratum*)

Michel Courteaud, Michel Ritz, Marc Descloitres, Bernard Robineau et Jean Coudray

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 322, série II a, 1996, p. 93-100.

A la dernière ligne du texte, il faut lire :
des structures volcano-tectoniques supposées.

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 322, série II a,
p. 721,
1996

M. C., B. R. et J. C. :
Département des Sciences de la Terre,
Université de la Réunion,
15, avenue René-Cassin,
97715 Saint-Denis messag Cedex 9,
La Réunion (DOM) ;

M. D. et M. R. :
UR Géophysique, ORSTOM,
BP n° 1386, Dakar, Sénégal.

Note

présentée par
Jean-Louis Le Mouél.

remise le 27 septembre 1995,
acceptée le 9 octobre 1995.