

Analyse des anomalies de Potentiels Spontanés et mise en évidence d'un axe préférentiel d'écoulement d'eaux souterraines en zone volcanique : cas du versant nord-est du Mont Cameroun

YENE ATANGANA J. Q*, MOUNDI A. et EKODECK G. E.

¹Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, B.P.812 Yaoundé Cameroun.

RESUME

Dans les formations volcaniques à porosité élevée telles que les basaltes pyroclastiques, l'amplitude des anomalies des potentiels spontanés (PS) est liée de façon linéaire à l'épaisseur de la zone non saturée. Ceci est rendu possible lorsque deux conditions principales sont réunies : d'une part, la présence d'un fort contraste de résistivité électrique entre la zone non saturée et l'ensemble constitué par la zone saturée et le substratum imperméable, d'autre part, l'homogénéité électrique de la zone non saturée. De cette corrélation linéaire, il est développé un concept de surface géophysique nommée Surface de Potentiels Spontanés (SPS), calculée à partir des données des PS et de la topographie. L'interprétation en termes d'écoulements d'eau souterraines consiste à définir sur cette SPS, des axes de circulation préférentielle et des lignes de partage des eaux. Dans le contexte hydrogéologique des stratovolcans tel que le Mont Cameroun, ces deux conditions ne sont pas toujours réunies de façon idéale ; il convient donc de formuler des hypothèses d'interprétation de la SPS et d'identification d'éventuels écoulements d'eau au sein de ces formations volcaniques. Dans le cadre de la présente étude, l'hypothèse retenue pour interpréter la SPS calculée est que cette dernière correspond à une surface d'anciennes coulées à structure massive, ravinées et servant de substratum imperméable aux eaux souterraines. Les points bas de ce paléorelief déterminés à partir de la SPS, ont permis de proposer un axe préférentiel d'écoulement des eaux souterraines dans la zone étudiée.

Mots-clés : Potentiels Spontanés, basaltes, modélisation, aquifère, mont Cameroun

ABSTRACT

Volcanic rocks of high porosity like pyroclasty basalts, show amplitude of self potential (SP) anomalies having linear correlation to the thickness of unsaturated zone. This is made possible when two conditions are satisfied: the first one being the presence of high electrical resistivity contrast between the unsaturated zone and a set constituted by the saturated zone and the impermeable bed rock. The second condition is the electrical homogeneity of unsaturated zone. From the previous linear correlation between the amplitude of SP anomaly and the thickness of the unsaturated zone, the concept of geophysics surface called SPS surface is established, calculated from the given SP and topographic measurements. From the two previous conditions, the SPS corresponds to an equipotential surface which coincides with the interface between the unsaturated zone and the underlying saturated zone. The interpretation in terms of underground water flow leads to define upon SPS, some axes of preferential circulation and watersheds boundary lines. In a hydrological context of strato volcanoes such as Mount Cameroon, the two previous conditions are not usually ideally satisfied. It is therefore convenient to put up hypothesis, permitting the identification of some underground water pathways into porous volcanic formations.

In the present study on self potential carried out at the N-E flank of mount Cameroon, interpretation hypothesis used for the calculated SPS, is that this surface may correspond to a paleorelief of heavy lava flows full of ravines, acting as an impermeable bed rocks for the underground water flow. Some low points of this paleorelief which have been determined are likely to be a preferential axis for underground water flow within the studied zone.

Key words: Self Potentials, basalts, model, groundwater, mount Cameroon.

*auteur correspondant ; BP : 6931 Yaoundé ; Tel. 77 69 33 98 ; Fax : 22 23 45 07 ; Email : jcyene@yahoo.fr

INTRODUCTION

Du fait de leurs propriétés hydrodynamiques favorables, les formations volcaniques constituent d'importants aquifères potentiels. Toutefois, leur mise en évidence est rendue difficile à cause de la structure variable de ces formations. Les méthodes géophysiques constituent un outil de caractérisation très important de ces aquifères. Ces dernières années ont été marquées par un regain d'intérêt de la méthode des Potentiels Spontanés (PS) en hydrogéologie en général, et en celle des terrains volcaniques en particulier (Jackson et Kauahikaua, 1987 ; Fournier, 1989 ; Aubert et al., 1990, 1991, 1993 ; Yene Atangana, 1992 ; Aubert et Yene Atangana, 1996) . Les PS y sont créés par effet électrocinétique dû au mouvement de l'eau souterraine dans un milieu poreux, caractéristique des coulées

pyroclastiques. Théoriquement, la filtration de l'eau à travers un milieu poreux crée un gradient électrique V (Morgan et al., 1989) défini par la relation suivante :

$$\Delta V = C \Delta P$$

ΔP étant le gradient hydraulique et C la constante de couplage électrocinétique. Cette constante C représente les caractéristiques physico-chimiques du fluide et celles du potentiel de la double couche électrique à l'interface solide-liquide, appelé potentiel " Dzeta " (Ahmad, 1963).

Les précédentes études réalisées sur ce type de formations concernaient des configurations géologiques favorables à l'emploi des méthodes géoélectriques en général, à savoir des terrains volcaniques perméables et de forte résistivité, reposant sur un substratum cristallin imperméable et relativement conducteur

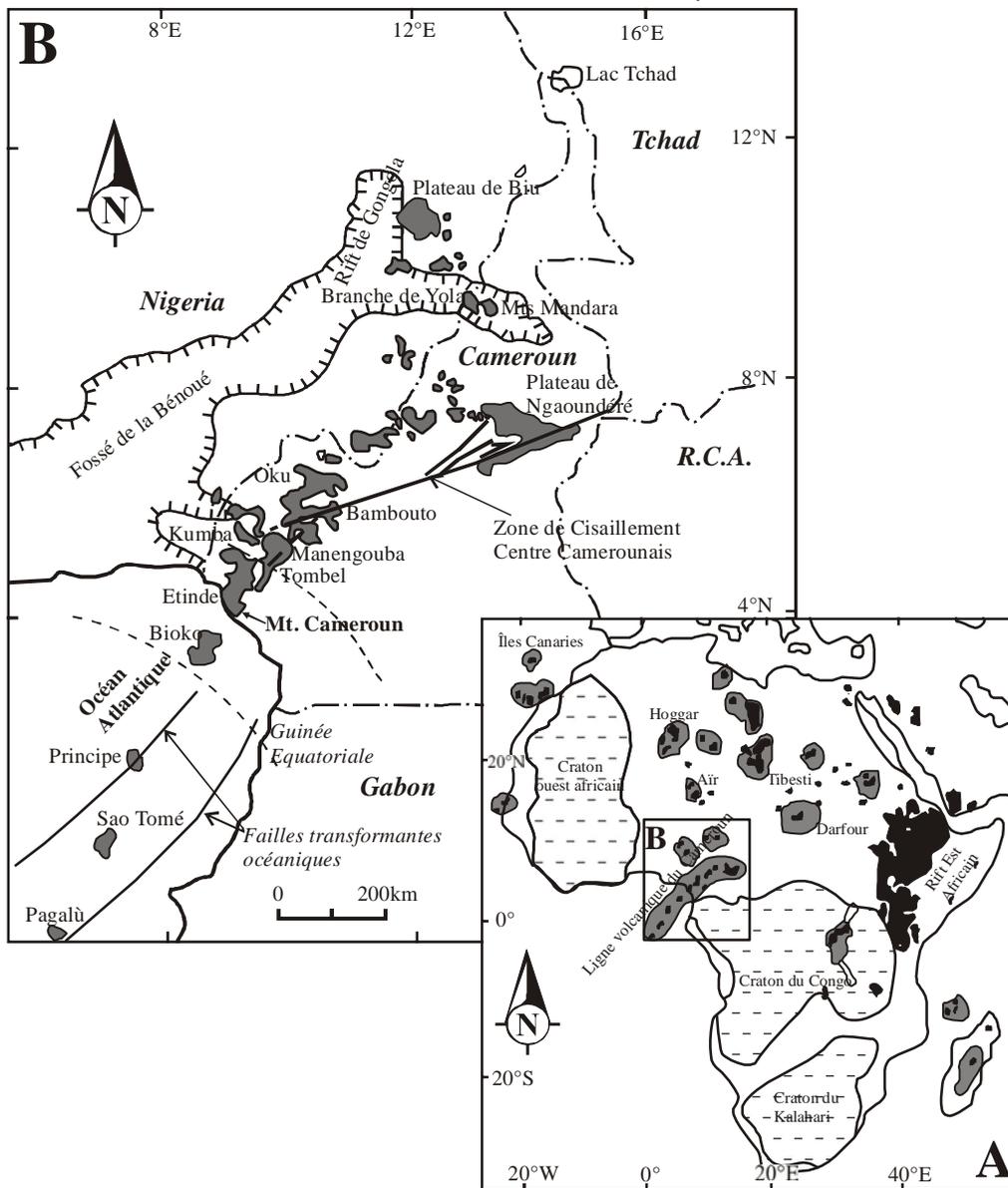


Fig. 1: Localisation du Mont Cameroun et de la Ligne Volcanique du Cameroun (B). Les principaux traits structuraux du continent africain sont aussi indiqués (A) (d'après Tsafack et al., 2009)

(Fournier, 1989 ; Aubert et al., 1990, 1991, 1993 ; Aubert et Yene Atangana, 1996 ; Yene Atangana et al., 1998).

La présente étude des PS, bien que située en terrains volcaniques comme les précédentes, s'effectue dans une configuration hydrogéologique un peu particulière, à savoir, les écoulements d'eau souterraine sur des flancs d'un stratovolcan et l'absence d'un substratum cristallin imperméable. Les formations volcaniques sont ici constituées d'un important empilement de coulées et de projections.

Cette étude a pour but d'expérimenter la méthode des PS dans ce contexte hydrogéologique particulier de stratovolcan, de développer des hypothèses d'interprétation et de déterminer des zones d'écoulements préférentiels des eaux souterraines propices aux forages.

Contexte géologique et hydrogéologique de la région étudiée

Le Mont Cameroun fait partie de la ligne volcano-tectonique du Cameroun, encore appelée Ligne du Cameroun, constituée d'un alignement N30°E de massifs volcaniques et de complexes plutoniques anorogéniques depuis l'île de Pagalu jusqu'au Lac Tchad. Cette méga structure (Fig.1) est marquée dans sa partie continentale par une grande ligne de fractures profondes matérialisée par des massifs plutoniques et volcaniques tels que : les monts Cameroun, Manengouba, Bamboutos, Bamenda, Rumpi, Koupé, Oku... (Fitton et Dunlop, 1985). Dans sa partie atlantique, la ligne volcanique du Cameroun est marquée par un alignement d'îles volcaniques : Pagalu, Sao Tomé, Principe, Bioko (Fernando Po).

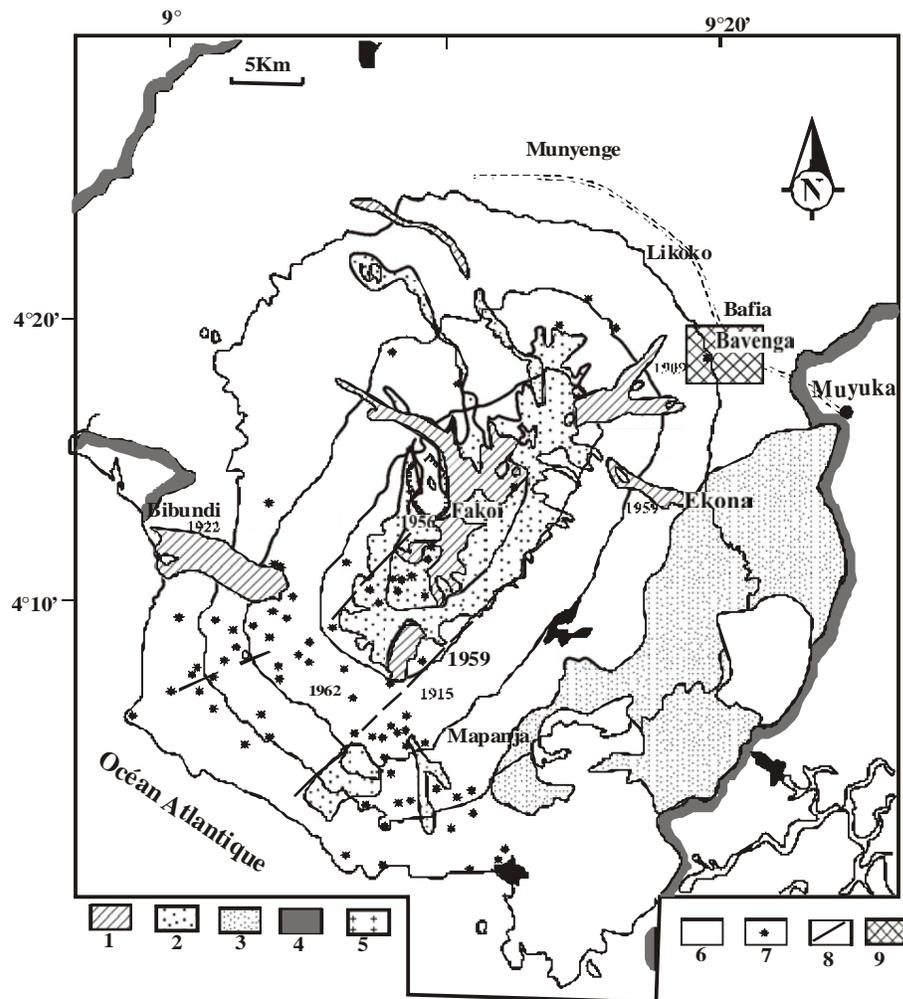


Fig. 2: Localisation de la zone d'étude (Bavenga en hachures croisées) sur l'esquisse géologique du Mont Cameroun (d'après Deruelle et al., 1987 modifié). 1 et 2 : coulées de laves historiques (dates) ; 3 : dépôts de lahars ; 4 : limites de roches sédimentaires et alluvions quaternaires ; 5 : étindites du mont Etindé ; 6 : roches volcaniques ; 7 : cônes pyroclastiques ; 8 : failles ; 9 : zone d'étude.

Le Mont Cameroun, dont la cime culmine à 4095 m, constitue le plus grand massif d'Afrique centrale et occidentale, et le troisième d'Afrique après les Monts Kilimandjaro et Kenya (Kampunzu et al. 1993). C'est un stratovolcan complexe qui se présente comme un horst jalonné de cônes et de fissures, et dessine une ellipse dont les axes SW-NE (environ 50km) et NW-SE (35km environ) sont des éléments de symétrie parfaite (Déruelle et al., 1987, Suh et al., 2003). Il repose sur un substratum métamorphique précambrien, recouvert de sédiments crétacés à actuels des bassins de Douala et de Rio del Rey (Tsafack et al., 2007).

Le Mont Cameroun comporte plusieurs dizaines de cratères (Fig.2). Il est formé de l'accumulation de coulées et de projections de nature essentiellement basaltique et d'âges divers, allant du Miocène à l'Actuel (Suh et al., 2003 ; Tsafack et al., 2009). Les coulées récentes proviennent des cônes stromboliens ; elles sont généralement courtes, mais peuvent parfois s'étaler sur plus d'une dizaine de km de long, à l'exemple de la coulée pyroclastique de l'éruption d'avril 1999 qui mesure environ 14 km (Deruelle et al., 2000). Les types les plus courants sont soit des coulées larges de 5 à 15 m et de 2 à 5m d'épaisseur, soit des empilements de coulées (Regnault, 1986).

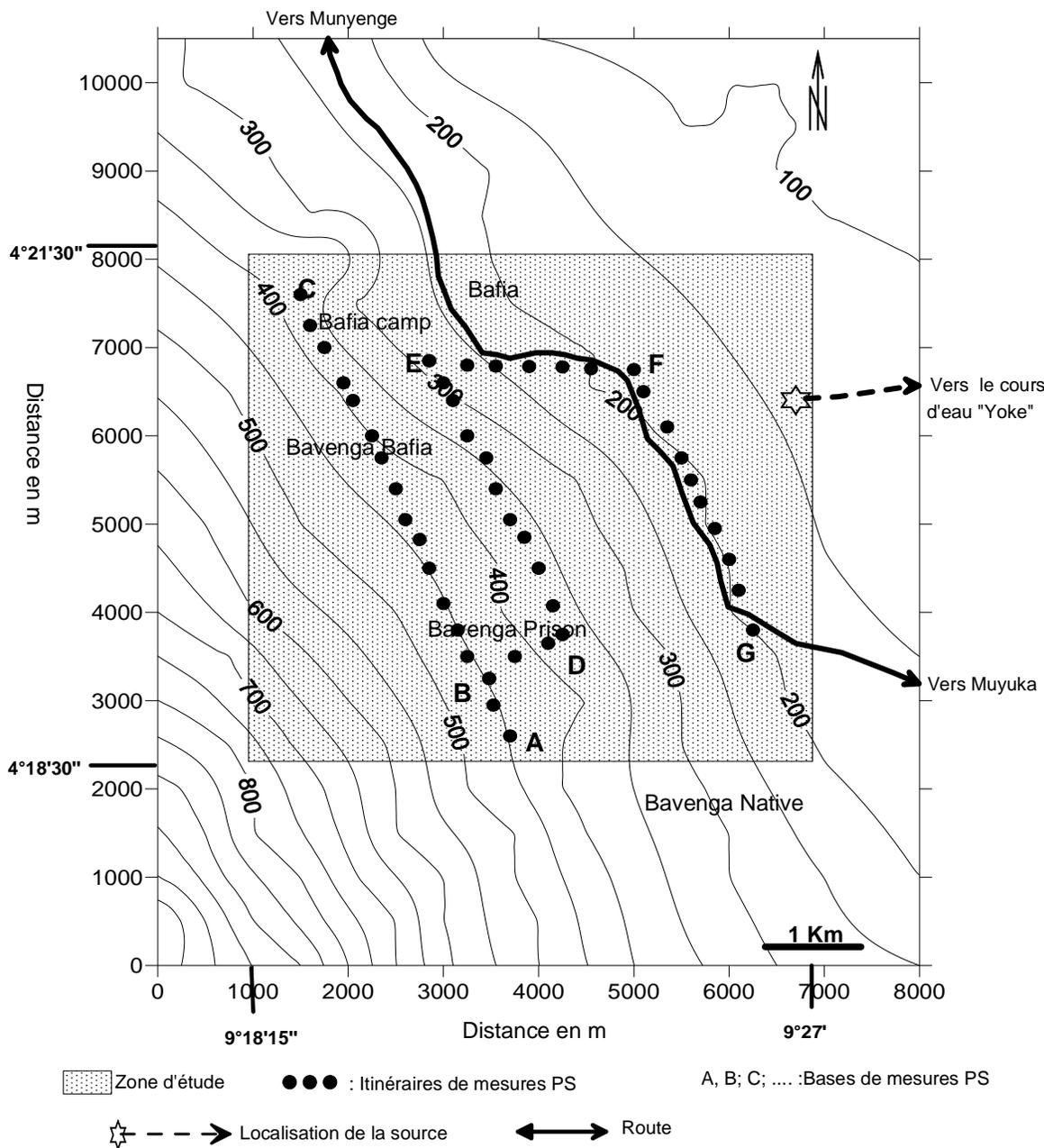


Fig. 3 : Esquisse topographique (en m), présentation des itinéraires, des bases de mesures PS et localisation de la source en aval de la zone d'étude. Les altitudes de la zone varient en moyenne entre 150 et 700 m.

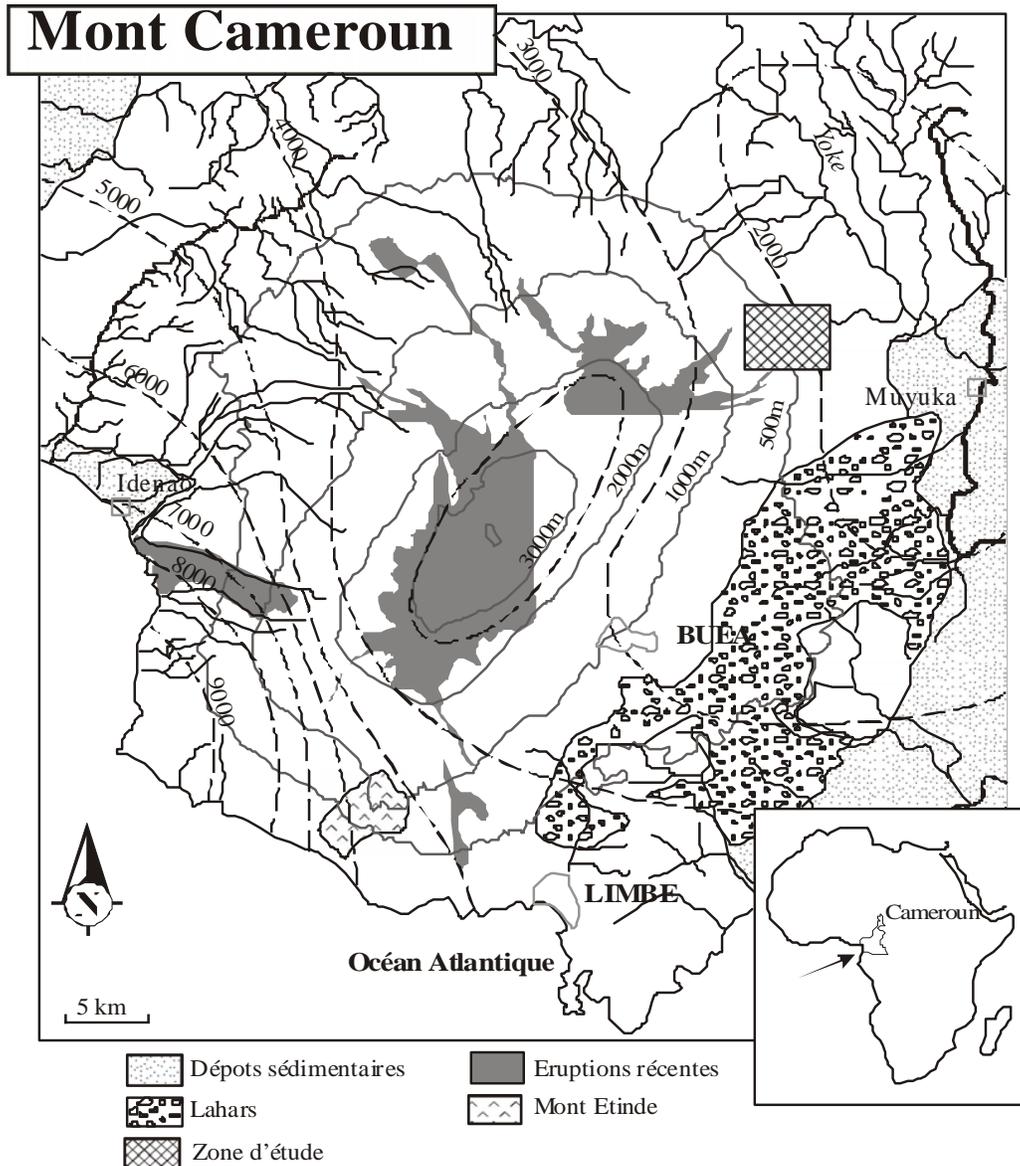


Fig. 4: Système hydrologique du Mont Cameroun. La pluviométrie (en mm/an) est indiquée en traits interrompus ; l'altitude (en m) est représentée en traits continus (d'après Riotte et al., 2003)

La zone d'étude se situe sur le versant NE du Mont Cameroun, dans la région de Bavenga (Fig.2), entre les latitudes 4°18'30" et 4°21'30"N et les longitudes 9°18'15" et 9°27'E, soit une superficie d'environ 35 km² (Fig.3). Située entre les altitudes 150 m et 750m, elle couvre les localités de Bavenga-Prison, Bavenga Native et Bavenga-Bafia, Bafia et Bafia Camp. La pente moyenne y est de 10°, mais peut atteindre 20° dans les parties plus élevées. Cette zone est constituée de formations basaltiques, limitées à l'Est par des sédiments, au Sud par des lahars et à l'Ouest par les coulées de 1909 mises en place en deux bras orientés NE-SW et E-W (Fig.2).

Sur le plan hydrogéologique, le Mont Cameroun reçoit des précipitations importantes mais asymétriques. Son

versant sud-ouest détient un des records mondiaux de précipitations, soit 11 à 12 m de pluies par an, alors que le versant nord-est, zone de la présente étude, ne reçoit qu'en moyenne 2m de pluies par an. La pluviométrie au sommet du stratovolcan est d'environ 3 m par an (Riotte et al., 2003). Ces énormes quantités d'eau s'infiltrent rapidement, certainement en raison de la structure des terrains (basaltes microfissurés, pyroclastites, ...) et n'alimentent que très peu de sources dans les parties hautes de l'édifice (Fig.4). En revanche, de très nombreuses émergences apparaissent dans la partie basse de l'édifice. Ainsi, aucune source n'est observée dans la zone d'étude ; la principale source se situe vers 150 m d'altitude, en aval de ladite zone et alimente plus à l'Est, le cours d'eau appelé " Yoke " (Fig. 3 et 4).

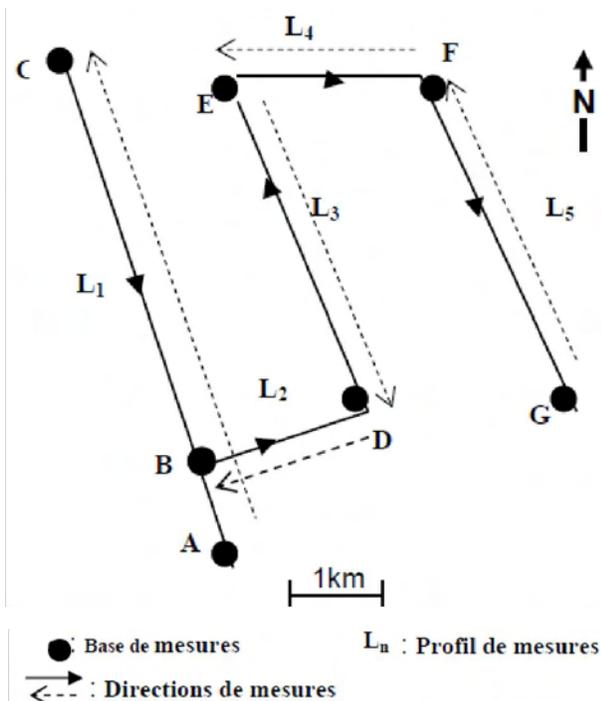


Fig.5 : Configuration des profils de mesure PS du site d'étude. Les mesures sont répétées sur les bases de mesure (A, B, C, ..., G) afin de corriger l'éventuelle dérive observée.

MÉTHODOLOGIE

Choix du Site

La zone de Bavenga a été choisie en raison de sa configuration géologique (affleurement de coulées de roches basaltiques à structure vacuolaire), hydrogéologique (existence d'une source en aval de la zone d'étude) et de son accessibilité ; arguments favorables à l'expérimentation de la méthode PS sur les formations volcaniques. Ainsi, la présence de nombreuses voies d'accès parallèles aux courbes de niveau et pouvant de ce fait recouper perpendiculairement d'éventuels axes préférentiels d'écoulement des eaux souterraines, ont aussi été un élément déterminant dans le choix de ce site (Fig.3).

Afin de mieux maîtriser la texture, la structure ainsi que la nature des roches qui affleurent dans cette zone d'étude, cinq (05) échantillons ont été prélevés près des localités de Bavenga-Prison, Bavenga Native et Bavenga-Bafia, Bafia et Bafia Camp, pour des observations macroscopiques et microscopiques.

Mesure des PS

Le matériel de mesure de PS utilisé est constitué essentiellement d'un voltmètre-résistivimètre de marque ABEM SAS 300 à haute impédance d'entrée (> 108 m) et d'électrodes impolarisables constituées du couple électrochimique Cu/CuSO₄. Le dispositif de mesure est un profilage à base fixe (Telford et al., 1990), avec

un pas de mesure de 20 m. Les mesures ont été effectuées dans des trous de 10 à 20 cm de profondeur en moyenne, afin de minimiser les résistances de contact entre les électrodes et le sol d'une part, et l'effet bioélectrique de l'activité des plantes d'autre part (Ernst et Scherer, 1986).

Cinq layons d'une longueur totale d'environ 12 km ont été ouverts sur le site d'étude (Fig.3), dont 3 orientés NNW-SSE et les 2 autres orientés E-W. Les points A, B, C, ..., G, constituent les bases de mesures PS. Toutes les mesures ont été bouclées sur les différents profils (Fig. 5) : chaque série de mesures est bouclée par une deuxième mesure à la station de base, afin de corriger les éventuelles dérives de PS observées.

Modélisation expérimentale des PS

Un modèle idéal de circulation des eaux souterraines a été expérimenté et validé ces dernières années dans le Massif Central Français (Aubert et Yene Atangana, 1996), le long du contact entre un substratum granitique imperméable et des formations volcaniques sus-jacentes (Fig.6). Les deux conditions nécessaires à l'emploi des méthodes géoélectriques sont ici satisfaites, à savoir :

- L'existence d'un fort rapport entre les résistivités d'une part de la zone non saturée (A) et d'autre part de l'ensemble constitué de la zone saturée et du substratum granitique imperméable (B) ; l'interface C constituant le contact entre ces deux zones peut coïncider avec la surface piézométrique en cas d'existence d'une nappe d'eau.
- La zone non saturée est constituée d'un milieu électriquement homogène.

Ces deux conditions réunies permettent de définir deux relations expérimentales, exprimant respectivement l'épaisseur $E(x,y)$ de la zone non saturée et l'altitude $H(x,y)$ de la SPS (Aubert et Yene Atangana, 1996) :

$$E(x,y) = E^{\circ} + V(x,y)/K \quad (1)$$

$E(x,y)$ et $V(x,y)$ représentent respectivement l'épaisseur de la zone non saturée et le potentiel de PS au point de coordonnées (x,y) . K est un coefficient exprimé en V/m ; E° est l'épaisseur de la zone non saturée au point de référence où $V=0$ par convention.

L'interface C correspond à une surface équipotentielle appelée SPS. L'altitude H de cette SPS est déduite de l'équation (1) et s'exprime ainsi qu'il suit :

$$H(x,y) = h(x,y) - [V(x,y)/K] - E^{\circ} \quad (2)$$

$H(x,y)$ et $h(x,y)$ sont respectivement l'altitude de la SPS et l'altitude topographique de la station de mesure, au point de coordonnées (x,y) .

La SPS correspond soit à l'interface entre les

formations volcaniques et le substratum cristallin, soit à l'interface entre ces formations volcaniques et le toit de la nappe, quand cette dernière existe. L'interprétation en terme hydrogéologique des anomalies PS découle de cette SPS : les lignes de circulation privilégiée des eaux souterraines se situent le long des points bas de cette SPS, alors que les lignes de partage des eaux correspondent aux crêtes de la SPS comme cela a été démontré dans le Massif Central Français, le Piton de la Fournaise à l'île de la Réunion et la région de Tombel-Loum au Cameroun (Aubert et al., 1991, 1993 ; Yene Atangana et al., 1998).

RÉSULTATS

Eléments de pétrologie

Des analyses faites, il ressort que les roches qui affleurent dans cette zone d'étude sont des coulées pyroclastiques. Il s'agit de basaltes vacuolaires à texture microlitique porphyrique. Les principaux phénocristaux automorphes (environ 20% du volume de la roche) sont : l'olivine (les plus gros phénocristaux atteignent

0.5cm de diamètre) et l'augite. Ces même cristaux se retrouvent en microcristaux pour près de 60% de l'ensemble des cristaux. Le plagioclase et les minéraux opaques constituent l'ensemble des microlites, tous noyés dans une mésostase où la pâte est inférieure à 10% du volume de la roche. Il s'agit d'un assemblage typiquement alcalin et caractéristique des magmas asthénosphériques (Tsafack 2009 ; Suh et al., 2008).

Profils et cartes PS

Cinq profils de mesure PS ont été réalisés avec un pas de 20m. Ce pas de mesure correspond à l'extension latérale moyenne des structures hydrogéologiques (paléo-vallées comblées de formations volcaniques) que la présente étude se propose d'explorer. Des études similaires effectuées dans le Massif Central Français et la zone de Tombel-Loum au Cameroun, montrent que ces paléo-vallées peuvent présenter des extensions latérales de plusieurs dizaines de mètres (Aubert et al, 1991, Yene Atangana et al., 1998). Un total de 600 mesures a ainsi été réalisé sur l'ensemble du site. Ces

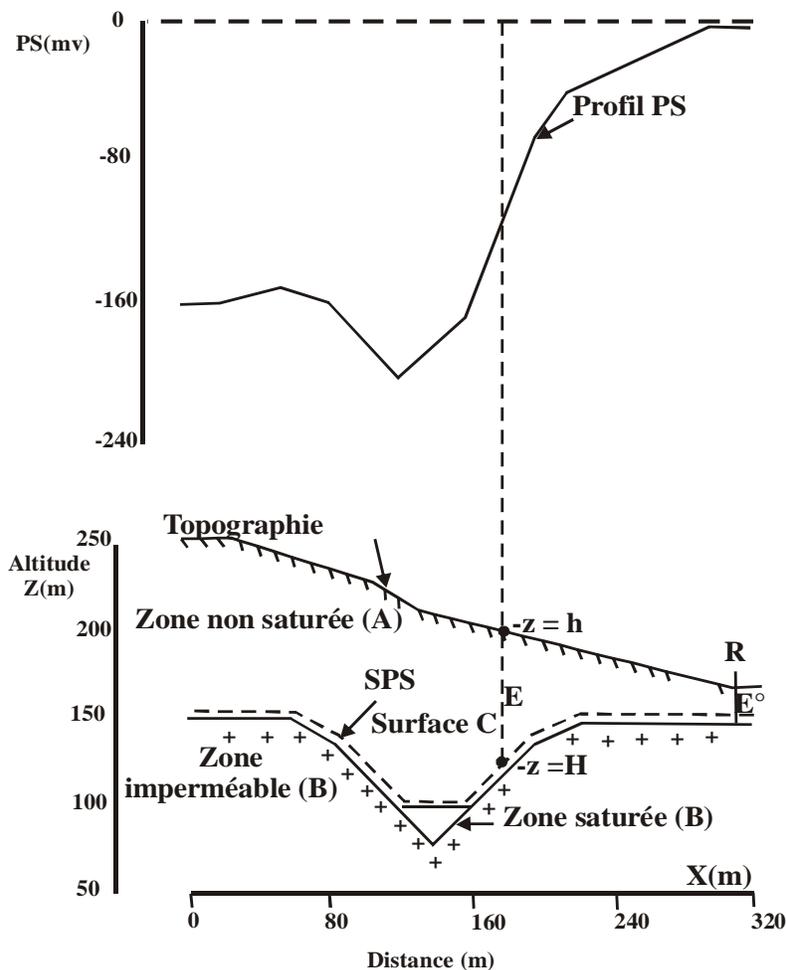


Fig.6 : Définition de la SPS. h : altitude topographique ; H : altitude de la SPS ; E : épaisseur de la zone vadose ; E° : épaisseur de la zone vadose au point de référence R (d'après Aubert et Yene Atangana, 1996).

Table 1: Données de corrélation sur 14 points entre les PS et l'altitude.

N°	Altitude	PS	N°	Altitude	PS
1	475	-100	8	420	-50
2	472	-80	9	410	-30
3	460	-80	10	405	-30
4	455	-100	11	400	-50
5	450	-70	12	395	-15
6	440	-80	13	390	-50
7	430	-70	14	385	-20

profils ont permis de réaliser une carte PS de la zone d'étude (Fig.7) à partir du logiciel SURFER 8.0 et par méthode de kriggeage. Cette carte présente des anomalies positives d'une amplitude maximale de +50 mV au Nord de la zone d'étude et des anomalies négatives d'une valeur maximale d'environ -80mV dans les parties sud et ouest de la carte.

Modélisation de la SPS

Le calcul de la SPS (2) nécessite la connaissance du couple de valeurs K et E°. En l'absence de données piézométriques d'étalonnage, le coefficient K a été estimé en utilisant le concept " d'effet de relief " (Corwin et Hoover, 1979). En d'autres termes, une diminution linéaire des potentiels V(x,y) quand l'altitude h(x,y) augmente :

$$K=dV/dh.$$

Pour cela, on postule que l'interface C demeure subhorizontale et que le paramètre K est constant dans toute la zone. Cette étude réalisée sur 14 points (Tab.1), sur le profil AB (Fig.8), montre une bonne corrélation linéaire entre les PS et l'altitude.

L'expression de régression linéaire de cette corrélation est la suivante :

$$Y=-0.8032X+284.56 ; R^2=0,79$$

R² étant le coefficient de corrélation linéaire.

Cette droite de régression linéaire est exprimée sous la forme :

$$V(x,y)=K.h(x,y)+V_0 \text{ (Aubert et al., 1991)}$$

V(x,y) et h(x,y) sont respectivement le potentiel et

l'altitude du point de coordonnées (x,y). V₀ est une constante exprimée en mV.

Le caractère significatif de cette corrélation est confirmé par l'analyse des variances à 2 variables à travers le test de comparaison (T test) : les données altimétriques placées en abscisse sont choisies comme étant la variable indépendante. Les PS quant à elles constituent la variable dépendante placée en ordonnée. Deux hypothèses ont été testées : l'hypothèse de pente nulle H₀ et l'hypothèse de pente non nulle H₁ (Swan et Sandilands, 1996). Les résultats figurent sur le tableau 2. Pour un degré de validité a=0.05 (5%), Fthéorique=4.60 et Fcalculé=46.87.

Fcalculé> Fthéorique, on peut rejeter l'hypothèse nulle (H₀). Par conséquent, il existe une corrélation linéaire significative entre les PS et l'altitude, attestée par la valeur élevée du coefficient de corrélation R². La valeur négative du coefficient K (-0.8032) indique bien le caractère électrocinétique des PS de la zone d'étude (Aubert and Yene Atangana, 1996). Ce coefficient K a été arrondi à l'unité pour le calcul de la SPS (K=-1mV/m).

En l'absence de données piézométriques, le paramètre E° a été choisi sous la seule contrainte que la relation (1) ne génère des épaisseurs E négatives en aucun point de la zone d'étude ; en d'autres termes, que la SPS calculée (2) ne s'élève en aucun point au dessus de la surface topographique. Des simulations effectuées avec des valeurs E°= 100m ; 50m et 25m montrent que

Table 2: Résultat du test d'analyse des variances entre les PS et l'altitude.

Source	Degré de liberté	Somme des carrés (SS)	Moyenne des carrés (MS)	F Test
Régression	1	SSR=8484.35	MSR=SSR	F calculé F=MSR/MSD = 46.87
Erreur	n-2 (n= 14)	SSD=2171.54	MSD=SSD/(n-2) = 181.04	
Total	n-1 (13)			

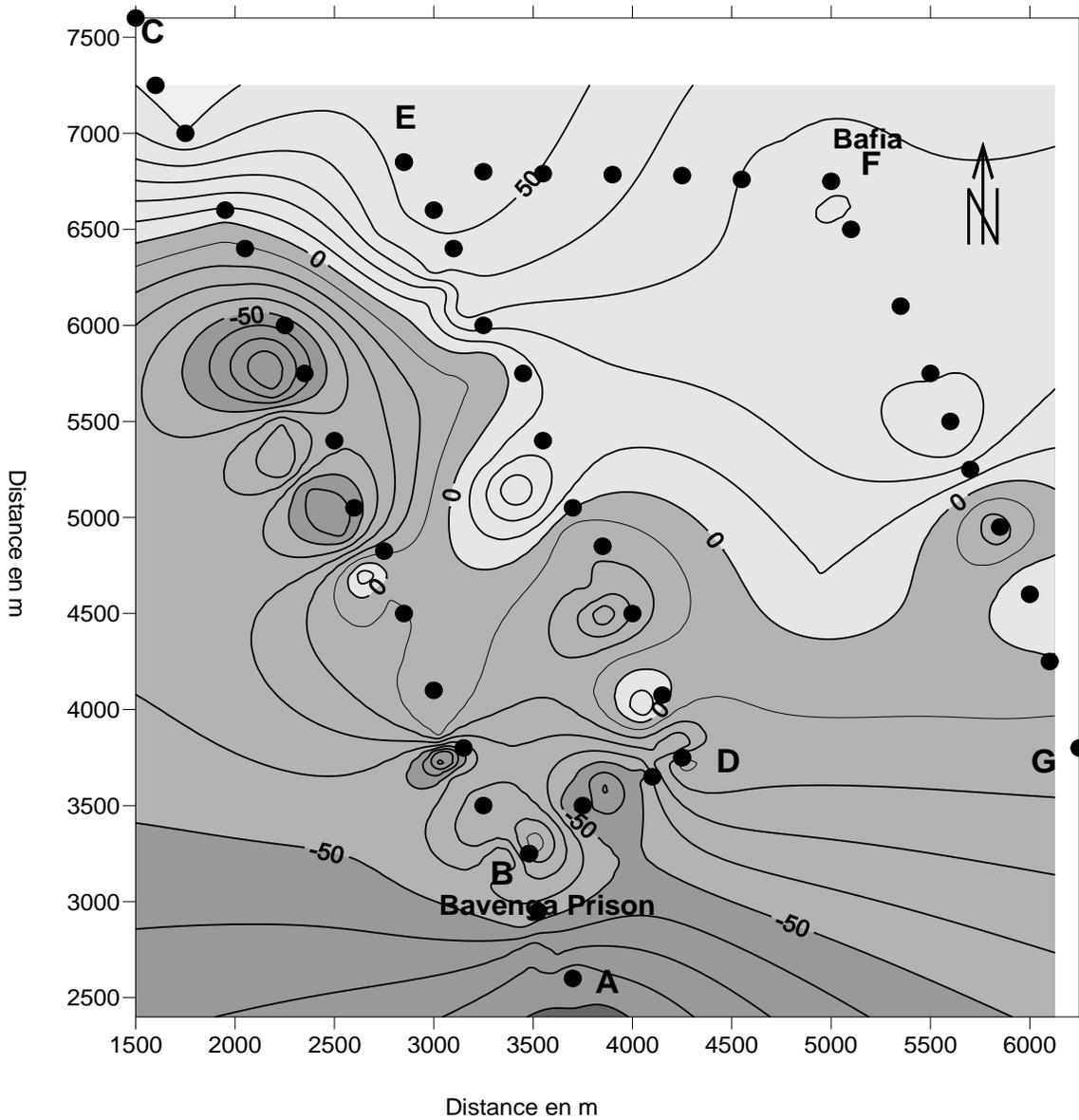


Fig.7 : Carte PS en mV de la zone d'étude (Bavena). On observe des anomalies positives de +50mV au Nord de la zone et des anomalies négatives de -80 mV dans les parties sud et ouest de la carte. Les signes

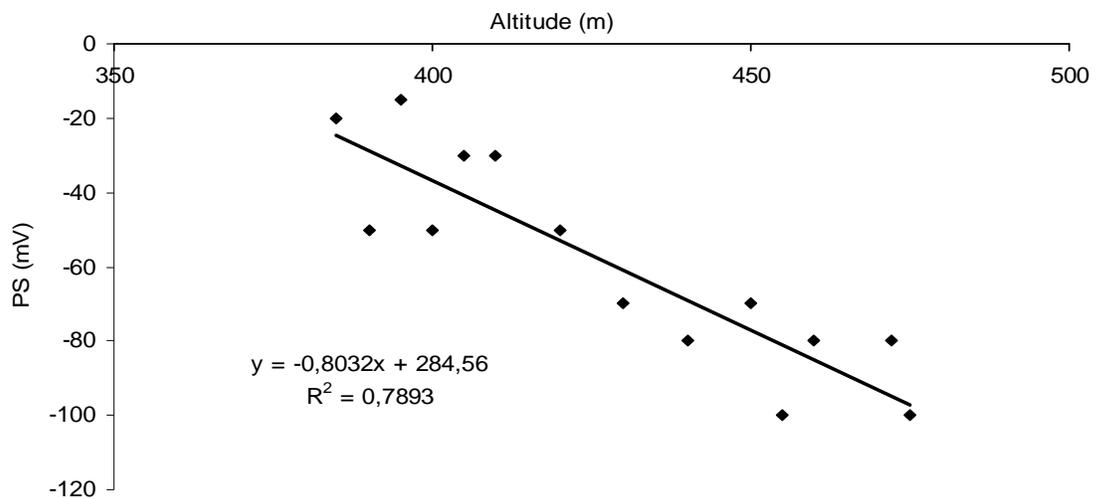


Fig.8 : Corrélation entre les PS et l'altitude le long du profil AB : on observe une nette corrélation négative entre les deux paramètres.

pour $E^{\circ} \leq 50m$, la SPS s'élève effectivement au dessus de la topographie dans la partie NE de la zone d'étude où les PS sont positives. Par conséquent, le paramètre E° a été arbitrairement choisi égal à 100 m; la SPS ainsi calculée aura uniquement un caractère qualitatif dans le cadre de cette étude.

Ainsi, le couple de valeurs $V = -1mV/m$ et $E^{\circ} = 100m$ a permis de calculer la surface SPS de la zone d'étude (Fig. 9). Cette SPS montre une surface contrastée et dont les altitudes diminuent d'Ouest (300m) en Est (100m). Cette SPS présente par endroit des entailles très étroites et de plusieurs dizaines de m de profondeur.

Au centre de la carte, ces dépressions s'alignent suivant un axe de plus grande pente orienté de l'Ouest vers l'Est.

DISCUSSION: signification de la SPS dans un contexte hydrogéologique de stratovolcan.

La SPS a été validée jusqu'à présent dans un environnement volcanique où le substratum cristallin imperméable (granito-gneissique) affleure en surface (Aubert et al. 1990 et 1991). En raison de l'absence de ce substratum cristallin imperméable, tel que défini dans le cas du modèle idéal ci dessus, il est difficile de donner

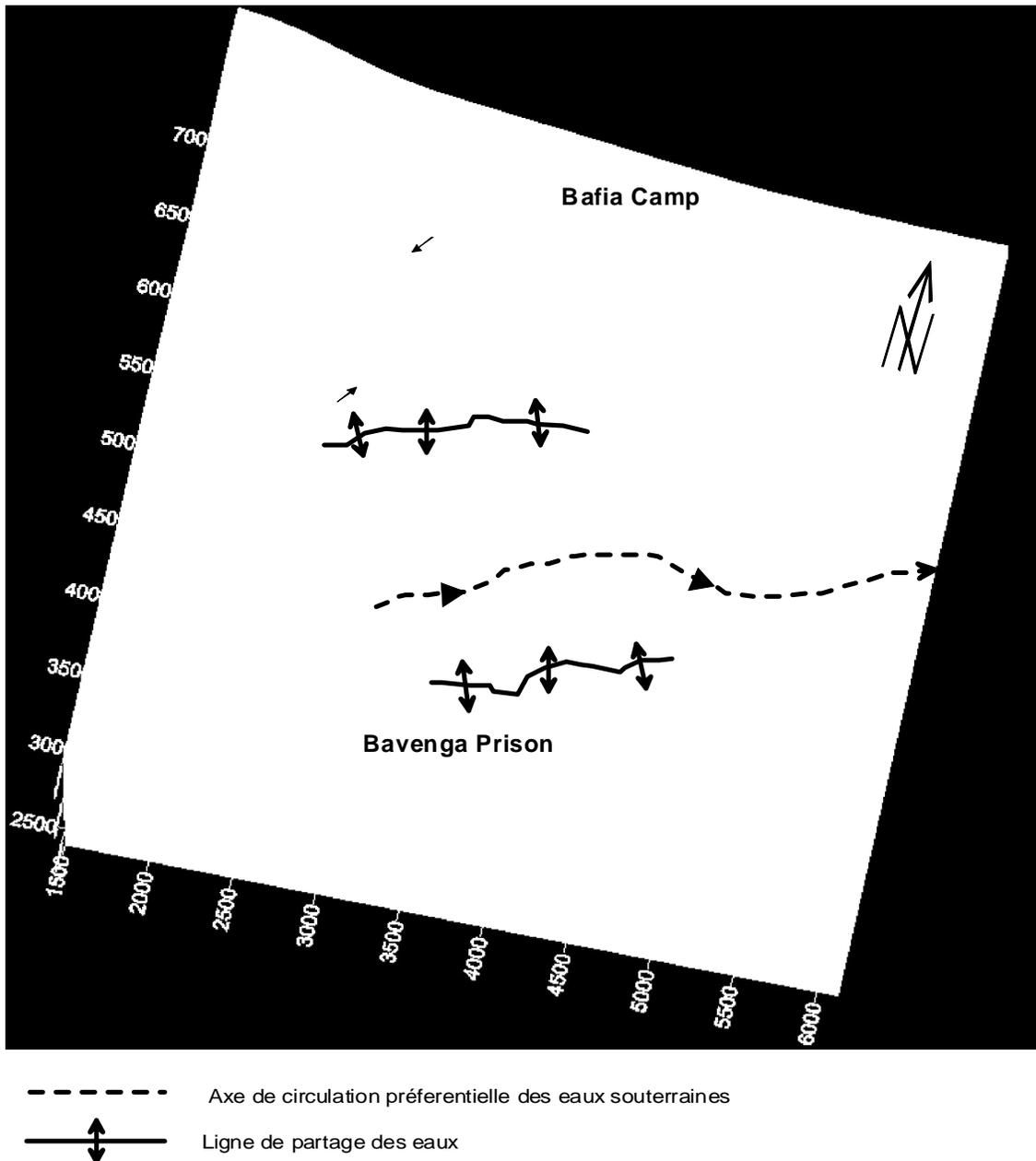


Fig.9 : Carte SPS (altitude en m) de la zone d'étude. Au centre de la carte, les dépressions de la SPS s'orientent suivant une ligne de plus grande pente correspondant à un axe préférentiel de circulation des eaux souterraines.

une signification hydrogéologique à la SPS dans un contexte de stratovolcan constitué d'un empilement de coulées. Mais la source observée à l'Est de la zone d'étude et qui alimente le cours d'eau dénommé Yoke, atteste d'emblée l'existence d'un aquifère. Par conséquent, le problème d'identification du substratum imperméable nécessaire à la mise en place de cet aquifère se pose dans ce contexte de stratovolcan et mérite d'être élucidé.

Toute solution à ce problème, renvoie à la théorie de la source des PS. Bien que cette théorie ne soit pas

encore assez élaborée, il est admis que pour qu'il y ait des anomalies des PS mesurables en surface, une variation verticale et horizontale des paramètres électriques et hydrauliques dans le sous sol est nécessaire (Sill, 1983 ; Aubert et al., 1993). Ce qui signifie dans le présent contexte hydrogéologique, une variation latérale et horizontale du coefficient K.

Dans cet environnement de stratovolcan, l'hypothèse la plus vraisemblable est que cette variation de K correspond à l'interface entre d'anciennes coulées massives et relativement conductrices : 2 000 à 12 000Ω m, recouvertes ultérieurement par des pyroclastites de

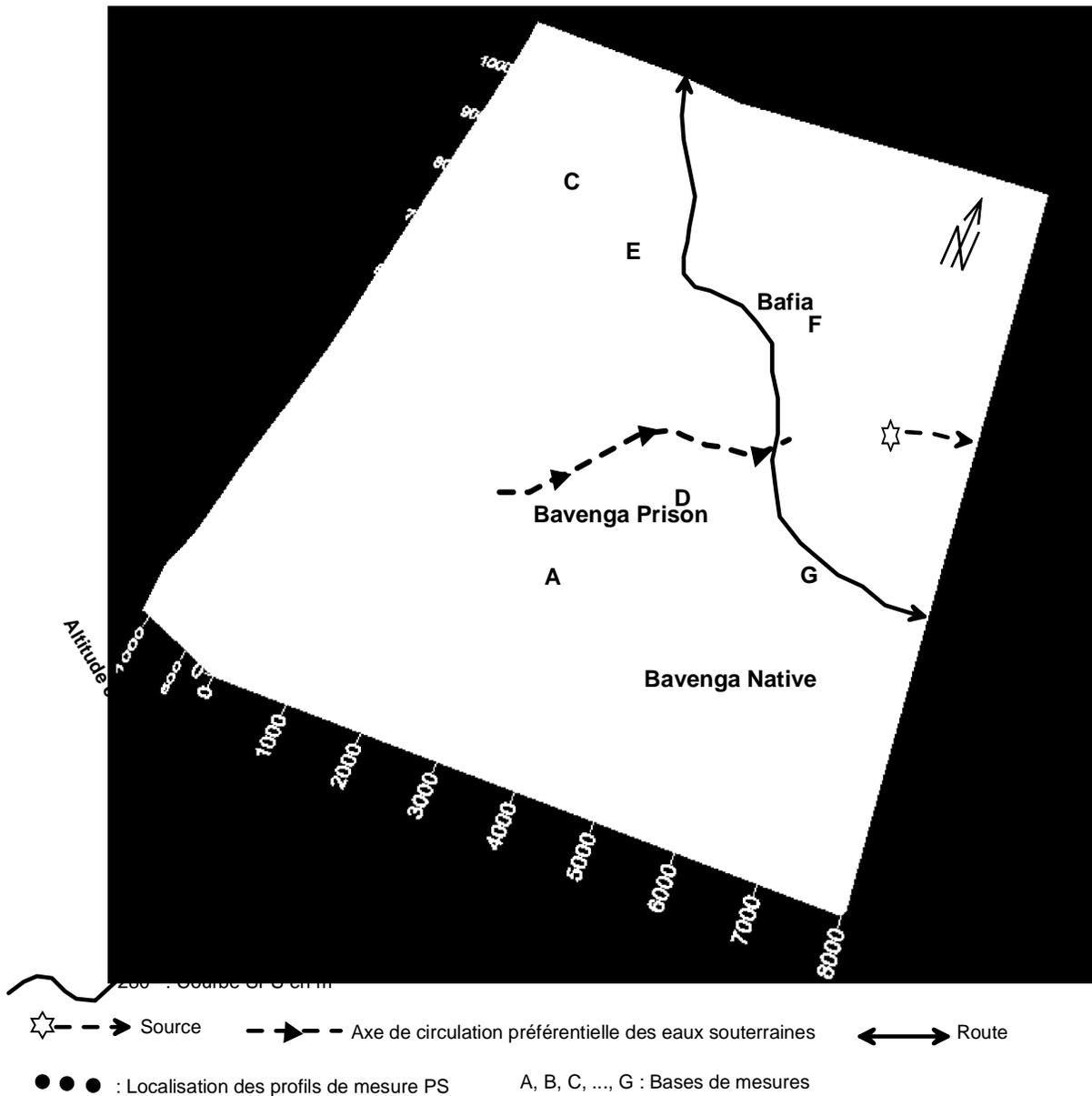


Fig.10 : Carte SPS (en m) sur un fond topographique en 3D de la zone d'étude. L'axe de circulation des eaux souterraines se trouve en continuité avec la localisation de la source à l'Est de la carte.

plus forte résistivité : 30 000 Ω m (Fournier, 1989). Ainsi, dans ce contexte hydrogéologique, les pyroclastites forment la zone non saturée (zone d'infiltration des eaux), les coulées compactes jouent le rôle de substratum imperméable. Entre ces deux formations se situe l'aquifère. La SPS calculée reflète l'allure de cette surface ravinée dans les coulées.

Sur la base de cette hypothèse, les points bas de la SPS, qui constituent les zones de circulation préférentielle des eaux, ont été localisés sur la surface SPS calculée (Fig.9). Certaines de ces dépressions s'alignent sur les 4 profils, selon un axe orienté suivant la ligne de plus grande pente de la zone. Sur le plan hydrogéologique, cet axe peut servir de drain aux écoulements d'eaux souterraines et pourrait constituer une cible préférentielle pour des opérations de forage hydrogéologique. Les autres structures discontinues suivant la ligne de plus grande pente correspondent probablement à des anomalies locales, sans grand intérêt dans la circulation des eaux souterraines. La source observée en aval de cette zone (Fig.10), prolongement probable de cet axe préférentiel, atteste de la validité de ce modèle. Même si une bonne validation de ce modèle nécessite l'exécution de forages ainsi que des essais de traçabilité dans la zone d'étude, il convient de relever que des études PS similaires réalisées dans les formations volcaniques du Massif Central Français ont été validées par plusieurs forages positifs (Aubert et al., 1990, 1991 ; Aubert et Yene Atangana, 1996 ; Yene Atangana, 1992).

CONCLUSION

La présente étude des PS sur le versant N-E du Mont Cameroun montre combien il est difficile de proposer une interprétation classique des PS dans un contexte hydrogéologique de stratovolcan. Cette difficulté résulte de la complexité des aquifères dans cet environnement et surtout de la méconnaissance de la localisation de la source et des mécanismes de génération des PS. Néanmoins, quels que soient le mode de génération et la localisation de cette source, il est établi que ces potentiels vont s'orienter suivant les lois classiques de distribution des équipotentielles, c'est-à-dire en fonction des rapports de résistivité électrique des différents milieux, lesquels dépendent de la structure (compacte ou poreuse) des formations géologiques en présence.

Ainsi, sous la condition essentielle de l'existence d'un fort rapport de résistivité électrique entre d'une part, l'ensemble de faible résistivité formé du substratum imperméable constitué de coulées compactes et de

l'aquifère, et d'autre part, la zone non saturée de forte résistivité constituée de formations pyroclastiques poreuses, une SPS épousant l'allure de l'interface entre ces deux milieux a pu être calculée. Cette SPS a permis de proposer sur le versant NE du Mont Cameroun, caractérisé par des affleurements de basaltes pyroclastiques, un axe de circulation préférentielle des eaux souterraines propice aux forages, ainsi que des lignes de partage des eaux. La source observée en aval de la zone d'étude semble attester de la validité de ce modèle qui devrait être confirmé par des forages. Des études similaires devraient également être réalisées autour du Mont Cameroun, dans des zones semblables à celle de Bavenga (Muyuka, Ekona, ...). Cette multiplicité d'études permettra une meilleure validation de la méthode des PS dans la détection des écoulements d'eaux souterraines sur des flancs de stratovolcan.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ahmad, M.U.**, 1963. A laboratory study of streaming potential. *Geophys. Prospect.*, V12, 49-64.
- Aubert, M., Dana, I.N et Livet, M.**, 1990. Vérification des limites de nappes aquifères en terrain volcanique par la méthode de polarisation spontanée. *C.R. Acad. Sci., Paris V311, II*, 999-1004.
- Aubert, M., Dana, I.N. et Dupuy, J.C.**, 1991. Application de la méthode de polarisation spontanée à la découverte des circulations d'eau souterraine en terrain volcanique. *C.R. Acad. Sci., Paris 312 (II)*, 325-330.
- Aubert, M., Antraygues, P. et Soler, E.**, 1993. Interprétation des 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 (Ile de la Réunion). *Bull. Soc. Géol. France ; t164, n°1*, 19-33.
- Aubert, M. & Yene Atangana Q.**, 1996. Self potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water, Vol.34, n°6*.
- Corwin, R.F. & Hoover, D.B.**, 1979. Self potential method in geothermal exploration. *Geophysics. Vol. 44, n°2*, 226-245.
- Deruelle, B., N'ni, J. & Kambou, R.**, 1987. Mount Cameroon, an active volcano of Cameroon Line. *Journ. of Afr. Earth Sci. V6, n°2*, 199-214.
- Deruelle, B, Bardintzeff, JM, Cheminé, JL, Ngounounou, I, Lissom, J, Etamé, J, Hel, I JV, Tanyiléké, G, N'ni, J, Ateba, B, Ntepe, N, Nono,**

- A, Wandji, P, Fosso, J, Nkouathio, DG**, 2000. Eruptions simultanées de basalte alcalin et de hawaïite au Mont Cameroun (28 mars-17 avril 1999). Comptes rendus Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 331, 525-531.
- Ernstson, K. & Scherer, H.U.**, 1986. Self potential variation with time and their relation to hydrogeologic and meteorologic parameters. *Geophysics* 51 (10), 1967-1977.
- Fitton, JG & Dunlop, H.M.**, 1985. The Cameroon Line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 23-38.
- Fournier, C.**, 1989. Spontaneous potentials and resistivity survey applied to hydrogeology in volcanic areas: case history of the Chaîne des Puys (France). *Geophys. Prospect.* (37), 647-668.
- Jackson, D.B. & Kauahikaua, J.**, 1987. Regional SP anomalies at Kilauea. *Volc. In Hawaiï U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1350 (40), 947-959.
- Kampunzu, A.B, Vellutini, P, Coron, J.P, Lubala, R., Canica, M. et Rumveggerri, P.**, 1983. Le volcanisme et l'évolution structurale du Sud Kivu (Zaire), un modèle d'interprétation géodynamique du volcanisme intracontinental. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod.* p 257-271.
- Morgan, F.D., William, D.B. & Madden, T.R.**, 1989. Streaming potential properties of westerly granite with application. *J. Geophys. Res.* 94 (B9), 1244-1246.
- Regnault, J.M., **1986. Synthèse géologique du Cameroun.** D.M.G. Min. mines eau et énergie Cameroun.
- Riotte, J, Chabaux, F, Benedetti, M, Dia, A, Gerard, M, Boulègue, J, Etamé, J**, 2003. Uranium colloidal transport and origin of the ^{234}U - ^{238}U fractionation in surface waters: new insights from Mount Cameroon. *Elsevier, Chemical Geology* 202 (2003) 365-381.
- Schiavone, D. & Quarto, R.**, 1984. Self potential prospecting in study water movments. *Geoexploration*, 22, 47-58.
- Sill, W.R.**, 1983. Self potential modelling from primary flow. *Geophysics*. Vol.48, n°1, 76-86.
- Suh, C.E., Sparks, R.S.J., Fitton J.G., Ayongue, S.N., Annen, C., Nana, R. and Luckman, A.**, 2003. The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bulletin of Volcanology*, 65, 267-281.
- Suh, C.E., Luhr, J.F. & Njome, M.S**, 2008. Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954-2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169, 1-33.
- Swan, A.R.H. & Sandilands, M.**, 1996. Introduction to geological data analysis. Blackwell. 446p.
- Telford, W. M., Geldaart, L.P. & Sheriff, R.E.**, 1990: *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. 770p.
- Tsafack, JPF, Wandji P, Bardintzieff, JM & Nkouathio, DG**, 2007. Occurrence of a sedimentary basement under the Mount Cameroon active volcano (Cameroon Volcanic Line). 26th ECGS (European Center for Geodynamics and Seismology) Workshop, Active volcanism and continental rifting (AVCOR-07), Luxembourg, November 19-21-2007.
- Tsafack, JPF**, 2009. Volcanisme plio-quatenaire du Mont Cameroun : pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et évolution de la la bordure côtière. Thèse de Doctorat PhD., Université Yaoundé I Cameroun, 188p.
- Tsafack, JPF, Wandji, P, Bardintzieff, JM, Bellon and Guillou, H**, 2009. The Cameroon stratovolcano (Cameroon Volcanic Line, Central Africa) : Petrology, geochemistry, isotope and age data. *Bulgarian Academy of Sciences, Bulgarian Mineralogical Society*, 47. 65-78.
- Yene Atangana, J.Q., Aubert, M. et Eno Belinga, S.M.**, 1998: Contribution de la méthode géoélectrique des potentiels spontanés (P.S.) à l'étude des circulations d'eau souterraines en milieu volcanique: Exemple de la région de Tombel-Loum au Cameroun. *Ann. Fac. Sci. Univ. YdéI ; série Sci. nat. et vie*, vol. 34, N°1, pp19-33.
- Yene Atangana, J.Q.**, 1992. Influence des paramètres électriques et hydrauliques dans la création d'anomalies de Potentiels Spontanés (PS) en hydrogéologie : cas des terrains poreux et fissurés. Thèse de Doctorat de Géophysique appliquée de l'Université de Clermont Ferrand France., 168p

Received: 30/06/09

Accepted: 11/01/10

