



UNIVERSITE DE LA REUNION
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE



INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

SECTEUR PILOTE DU GRAND-BRULE
ETUDE GEOPHYSIQUE PAR LES METHODES TDEM ET AMT
Implications géologiques et hydrogéologiques

Programme : "Hydrogéologie du Massif de la Fournaise"

Responsable : Jean COUDRAY

COURTEAUD M.*
DESCLOITRES M.**
RITZ M.**
ROBINEAU B.*

Septembre 1994

Fonds Documentaire ORSTOM



010015893

* Université de la Réunion
Département des Sciences de la Terre
15, Avenue René Cassin - BP 7151
97715 Saint-Denis Messag Cedex9
Tel: (262) 29 45 45 - Fax: (262) 29 00 90

** ORSTOM
UR Géophysique appliquée
Dept TOA
BP n° 1386 - Dakar
Tel: (221) 32 34 80 - Fax: 32 43 07

SOMMAIRE

I - INTRODUCTION GENERALE	p 2
II - CADRE DE L'ETUDE	p 3
II-1 GEOGRAPHIE	p 3
II-2 GEOLOGIE	p 3
II-3 HYDROGEOLOGIE	p 10
III METHODES GEOPHYSIQUES MISES EN OEUVRE	p 14
III-1 LES METHODES ELECTROMAGNETIQUES AMT ET TDEM	p 14
III-2 INSTRUMENTATION ET ACQUISITION DES DONNEES	p 16
III-3 MESURES, TRAITEMENT DES DONNEES ET MODELISATION	p 18
IV CORRELATION ET INTERPRETATION GEOLOGIQUE	p 24
IV-1 ANALYSE DES DOCUMENTS GEOPHYSIQUES SYNTHETIQUES	p 24
IV-2 CORRELATION GEOLOGIQUE	p 26
IV-3 MODELE GEOLOGIQUE	p 30
V MODELE HYDROGEOLOGIQUE	p 35
V-1 ORIENTATIONS PREALABLES	p 35
V-2 MODELE PROPOSE	p 36
VI CONCLUSION GENERALE	p 35

Annexe 1 : Coordonnées des sondages AMT et TDEM

Annexe 2 : Modèles TDEM

Annexe 3 : Modèles AMT

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : A * 15 893 Ex :

I - INTRODUCTION GENERALE

Dans le cadre du programme quinquennal (1991-1996) "Etude hydrologique et hydrogéologique du massif de la Fournaise", financé par le Conseil Général de la Réunion et dirigé par le professeur Jean COUDRAY, le Département Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion participe aux investigations géophysiques du potentiel hydrogéologique du massif.

En collaboration avec des chercheurs de l'Unité de Recherche Géophysique (Département TOA) de l'ORSTOM, spécialistes des méthodes électromagnétiques, les chercheurs du Département Sciences de la Terre se sont proposés de tester plusieurs méthodes sur trois "secteurs pilotes" représentatifs des grandes unités morfo-structurales du volcan de la Fournaise, au cours de trois campagnes de terrain 1992, 1993 et 1994.

La campagne 1992 réalisée dans le secteur du Baril, représentatif de la basse plaine sud du volcan, avait pour but de croiser deux méthodes électromagnétiques, VLF & AMT, dans une zone déjà reconnue en PS. La modélisation et l'interprétation des données ont été livrées dans le rapport scientifique soumis au Conseil Général en Juillet 1993.

La campagne 1993, qui fait l'objet de ce présent rapport, avait pour ambition de tester la méthode TDEM (Time Domain Electromagnetism) dans le secteur du Grand Brûlé, en complément de la cartographie AMT initialement programmée. L'acquisition des données, réalisée en octobre et novembre 1993, a nécessité plus de 40 jours de terrain dans des conditions parfois très difficiles, le déplacement de quatre chercheurs de l'ORSTOM (depuis Paris ou Dakar), le transport de deux équipements lourds (TDEM de l'ORSTOM et AMT-SAMTEC 2 loué au BRGM), la participation permanente des chercheurs du Département Sciences de la Terre, et enfin plus de six mois de traitement, de modélisation et d'interprétation des données. Pour ce dernier point, Michel COURTEAUD, doctorant en hydrogéologie à l'Université, a effectué un séjour à Paris et à Dakar au sein de l'ORSTOM.

Ce rapport scientifique contient toutes les mesures effectuées dans le 2ème secteur pilote "Grand Brûlé". Après un bref exposé sur l'environnement de l'étude, il présente les résultats et l'interprétation de la modélisation des données acquises par les méthodes AMT et TDEM.

II - CADRE DE L'ETUDE

II-1 Géographie

Situé à l'Est de l'île de la Réunion, le secteur d'étude est localisé à l'intérieur d'une dépression remarquable qui doit certainement son nom de "Grand Brulé" au fait qu'elle est recouverte de coulées récentes peu végétalisées à surface noirâtre. Le Grand Brulé, inhabité, est limité latéralement par les remparts de Bois Blanc et du Tremblet. Il remonte avec une pente de 15 % depuis la falaise cotière jusqu'au ressaut topographique des "Grandes Pentes". Ces pentes à 40 % marquent la limite avec la dépression de l'Enclos Fouquet qui entoure le Piton de la Fournaise s.s. (fig 1).

Le secteur pilote, d'une superficie d'environ 10 km², se situe dans la partie basse du Grand Brulé, entre le rempart de Bois Blanc au Nord et une ligne parallèle passant par la Borne Hubert Delisle au sud, depuis le littoral jusqu'à une altitude de 300-350 m. Ce secteur est dominé par une structure semi-circulaire qui, du rempart de Bellecombe au Piton de Crac, entoure une dépression : la Plaine des Osmondes.

Bien que la pluviométrie soit très forte dans cette région (entre 6 et 12 m/an sur les planèzes du Baril ou de Piton Ste Rose), aucune vallée n'a pu se développer dans le Grand Brulé. Les rares ravines, peu creusées, sont rectilignes et quasiment pas ramifiées. Une seule source, de très faible débit, est répertoriée au pied du Piton de Crac.

II-2 Géologie

Notre secteur d'étude est situé dans une zone concernée par l'histoire éruptive récente et actuelle du Piton de la Fournaise. La compréhension de sa géologie fait un appel obligatoire à la connaissance de l'histoire géologique du Massif.

II-2-1 Histoire géologique du Massif du Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs du monde; depuis plus de 500 000 ans, âge le plus ancien obtenu sur des matériaux affleurants (Gillot et Nativel, 1989), ce volcan a connu une activité essentiellement effusive.

Malgré une alimentation mantellique stable au cours de son édification (Bachèlery et Mairine, 1990), le trajet du magma au sein des formations qui est lié à une histoire tectonique complexe, aboutit à la constitution de plusieurs boucliers décentrés les uns par rapport aux autres. Ainsi, d'après Bachèlery et Mairine (1990), au moins 2 boucliers volcaniques se superposent, le "bouclier ancien" et le "bouclier récent" (fig 2).

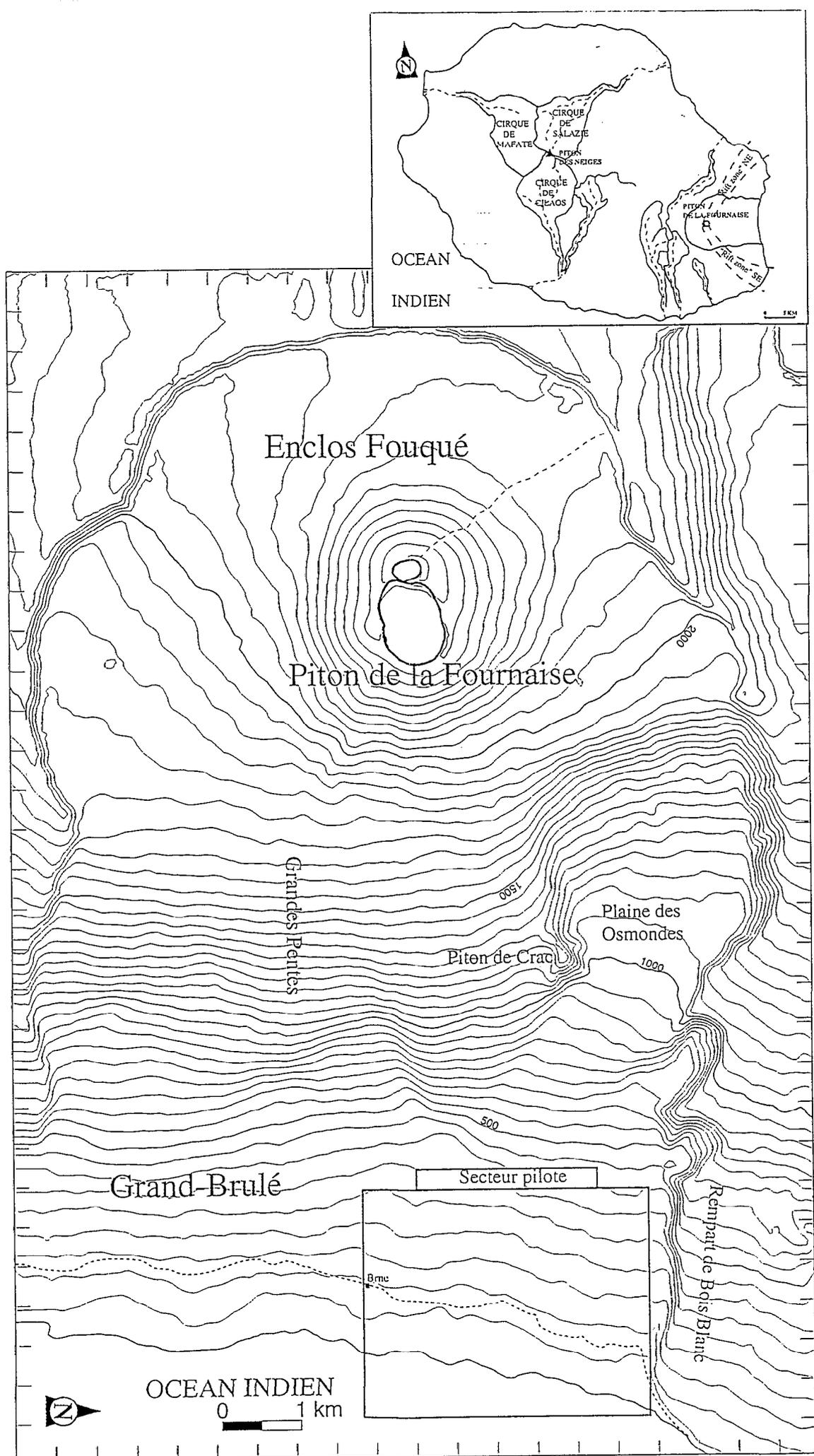
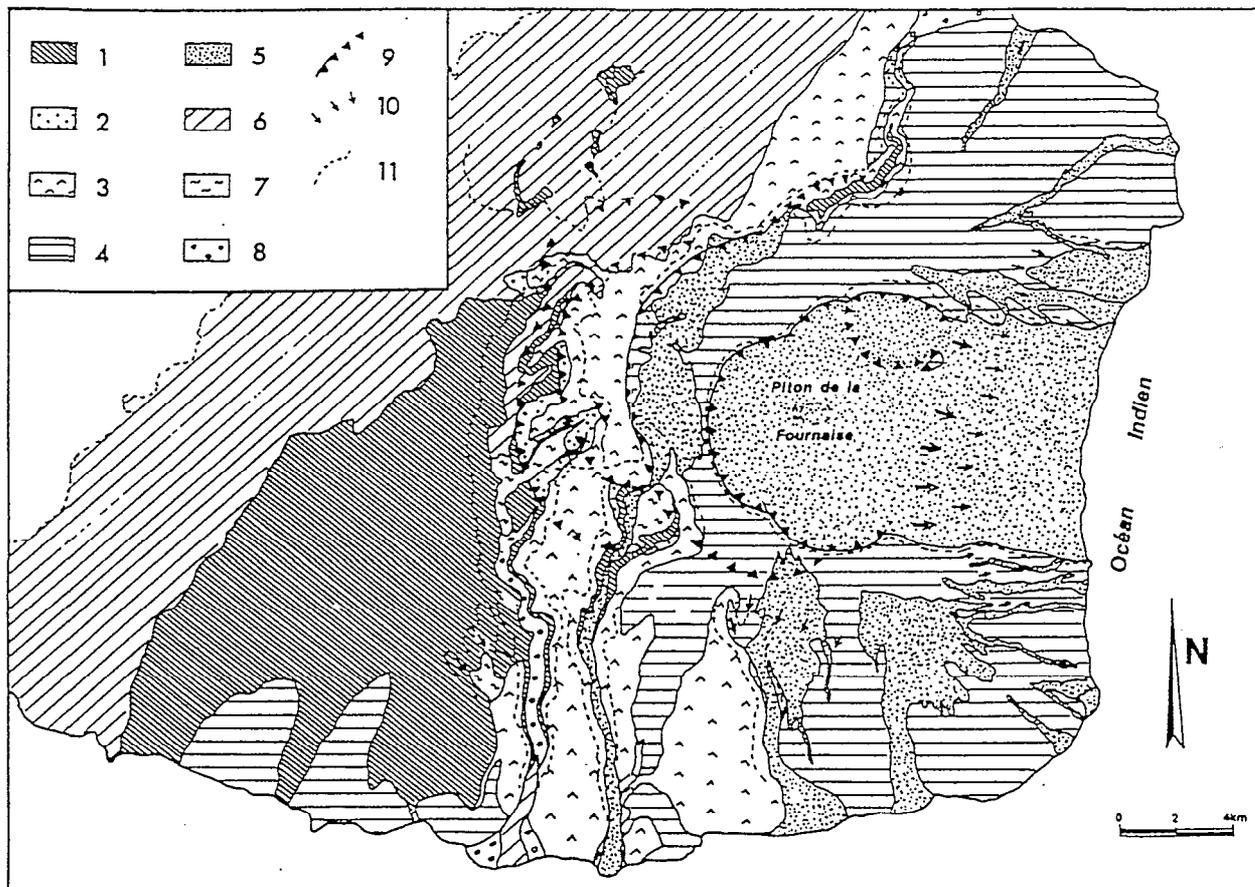


Figure 1 : Cadre géographique du secteur d'étude.



Formations du "Bouclier ancien" : 1/ Série ancienne (> 0,53 à 0,29 M.a.)- 2/ Série du volcan de Mahavel (0,29 à 0,15 M.a.).

Formations du "bouclier récent" : 3/ Série antérieure à l'effondrement de la Plaine des Sables (0,15 à 0,04 M.a.) - 4/ Série antérieure à l'effondrement de l'Enclos (0,04 à 0,005 M.a.)- 5/ Série actuelle.6/ Unité de la Plaine des Cafres - 7/ Coulées boueuses récentes - 8/ Alluvions récentes 9/ Limites des effondrements caldériques - 10/ Limite de glissement - 11/ Limite des escarpements actuels.

Generalized geologic map of Piton de la Fournaise volcano:

Formations of the "bouclier ancien": 1/ "Série ancienne" (> 0.53 to 0.29 M.y.) - 2/ "Série du volcan de Mahavel" (0.29 to 0.15 M.y.).

Formations of the "bouclier récent" : 3/ pre-Plaine des Sables collapse series (0.15 to 0.04 M.y.) - 4/ pre-Enclos Fouqué collapse series (0.04 to 0.005 M.y.) - 5/ Actual volcanic series - 6/ Plaine des Cafres units - 7/ Recent mudflows - 8/ Recent alluvions - 9/ Caldera boundary - 10/ Landslide boundary - 11/ Actual escarpements

Figure 2 : Carte géologique du Massif du Piton de la Fournaise.
(Bachelery et Mairine, 1990)

Le bouclier ancien

Les formations du bouclier ancien seraient issues d'un centre volcanique situé dans la zone Mahavel-Plaine des Sables et qui aurait fonctionné jusque vers 150 000 ans. Elles se subdivisent en une "série ancienne" et une "série du volcan de Mahavel", postérieure et associée à un épisode érosionnel et des changements structuraux importants (formation de la première caldéra connue). Elles correspondent à la phase I de Bachèlery (1981) et sont constituées de laves porphyriques à plagioclase (faciès "pintade") et de laves à olivine.

Le bouclier récent

Le bouclier récent correspond aux formations II, III et IV de Bachèlery et Chevallier (1982). Il est constitué essentiellement de laves à olivine issues d'un centre émissif situé non loin de l'actuel Piton de la Fournaise.

Les phénomènes volcanotectoniques

L'histoire du Piton de la Fournaise est caractérisée par les implications de 4 effondrements caldériques successifs (Bachèlery, 1981 ; Lénat, 1987).

- La caldéra de la Rivière des Remparts est datée à environ 300 000 ans, mais son tracé exact est mal défini. Son apparition se marque par l'arrêt de l'activité dans le 1/4 sud-ouest du massif. Cet événement affecte le bouclier ancien et permet une distinction entre des formations antérieures (série ancienne) et des formations postérieures de remplissage (série du volcan de Mahavel) à pendage fort.
- La caldéra du Morne Langevin, datée à 150 000 ans est associée à un déplacement vers l'Est du centre d'émission vers sa position actuelle.
- La caldéra de la Plaine des Sables aurait connu plusieurs rejeux successifs entre 70 000 et 30 000 ans, sur la base de plusieurs datations (Gillot et Nativel, 1989; Gillot et al, 1990; Condomines dans Bachèlery et al, 1990).
- La caldéra du Pas de Bellecombe délimite une dépression, l'Enclos Fouqué, au milieu de laquelle se situe le centre d'émission actuel. Elle est ouverte sur l'océan par la structure du Grand-Brulé. Ce dernier effondrement caldérique est daté aux environ de 4000 ans (Bachèlery, 1981).

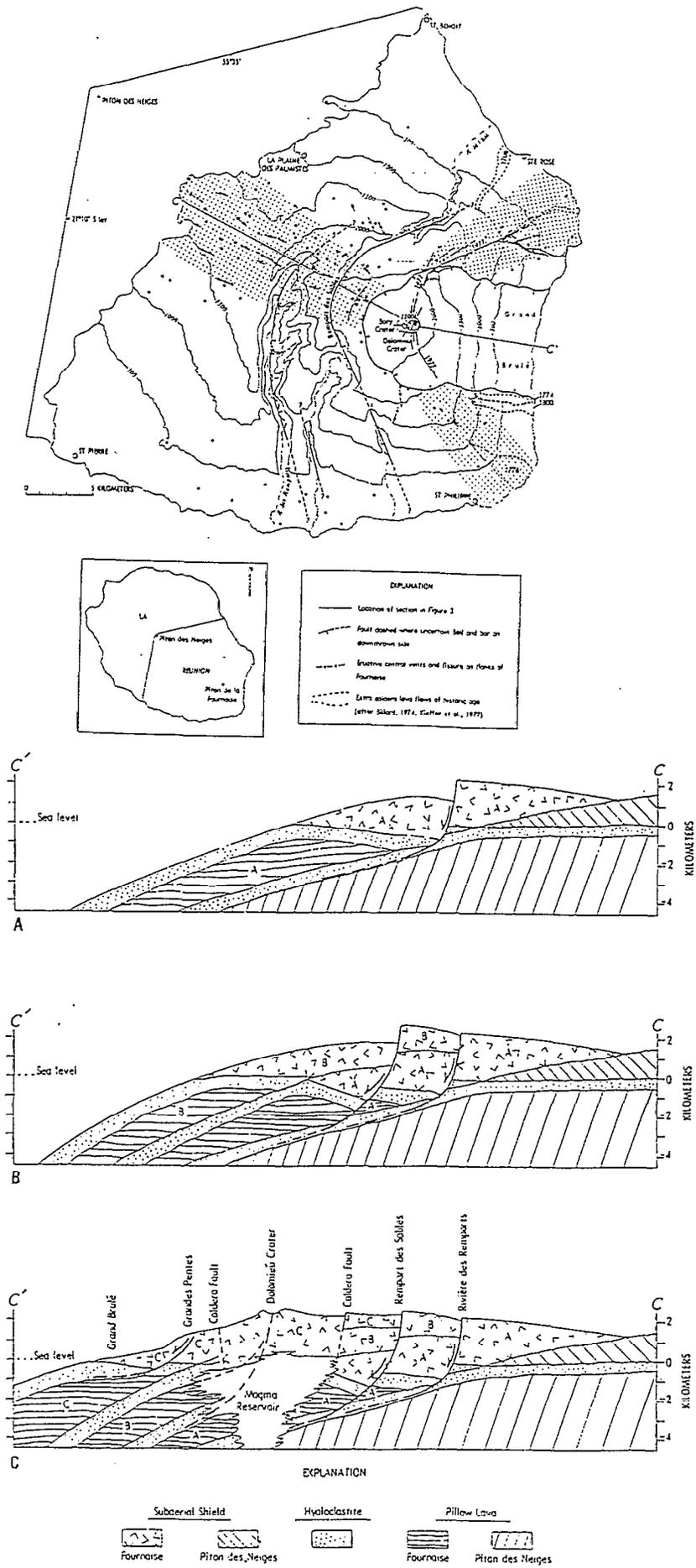


Figure 3: Schéma et coupes structurales du Massif du Piton de la Fournaise. (Duffield et al, 1982).

Effondrement ou glissement

Les mécanismes qui participent à l'édification du Massif de la Fournaise sont imparfaitement connus. Dans leur interprétation volcano-tectonique, Duffield et al (1982) proposent une succession de glissements vers l'Est de portions importantes du massif, par l'intermédiaire de longues failles curvilignes, représentées par les falaises à regard Est (**fig 3**). Par la suite, ce schéma est contredit sur la base d'arguments de terrain (Lénat, 1987 ; Bachèlery et Mairine, 1990). Pour Bachèlery (1981), Chevallier et Bachèlery (1981), Bachèlery et Chevallier (1982), l'édification du Massif de la Fournaise serait caractérisée par l'emboîtement de dépressions circulaires polylobées de type caldéra, conjuguées à des glissements de flancs latéraux.; les 2 caldéras les plus récentes étant recoupées par des structures de glissement du flanc Est du volcan.

Pour les structures plus anciennes, les observations de terrain ne permettent pas toujours de caractériser un déplacement vertical important correspondant à une caldéra au sens strict. Cela conduit Bachèlery et al (1990) à privilégier un processus érosionnel pour le creusement de toute la partie basse de la "caldéra" de la Rivière des remparts. Par contre, un déplacement vertical important est mis en évidence dans le cas de la caldéra du Morne Langevin; il est accompagné de phénomènes gravitaires de glissement vers l'Est, dont le rempart de Basse Vallée constituerait la limite Sud. Enfin, la structure actuelle est l'exemple de l'association d'une tectonique d'effondrement à l'amont caractérisée par l'effondrement de l'Enclos et d'une tectonique en loupes de glissement à l'aval caractérisée dans la dépression du Grand-Brulé.

L'hypothèse d'un comportement identique de glissements antérieurs et associés à la caldéra de la Plaine des Sables a été proposé par Bachèlery (1981), glissements guidés à l'Est par les remparts de la zone de Citron Galets. D'un autre côté, Lénat et Labazuy (1990) proposent un phénomène de glissement en masse pour l'ensemble Enclos-Grand Brulé; en effet, ils estiment qu'aucun réservoir de taille suffisante pour être à l'origine de l'effondrement caldérique de l'Enclos n'a jamais pu être mis en évidence.

II-2-2 Le Grand Brulé

L'ensemble Enclos Fouqué-Grand Brulé dessine un système structural en U ouvert, vers l'est, sur l'océan. Le Grand Brulé est aujourd'hui unanimement considéré comme une structure de glissement(s) (Vincent et Kieffer, 1978; Bachèlery, 1981; Lénat, 1987; Rançon et al, 1989; Labazuy, 1991); hypothèse basée sur des observations morphologiques et géologiques, mais renforcée par les données de forages et par les campagnes bathymétriques.

Données morphologiques et géologiques

Le Grand Brulé, prolongement de l'Enclos, est une dépression à déclivité importante bordée par les 2 remparts Est-Ouest de Bois Blanc et du Tremblet. Sa limite amont, soulignée par les Grandes Pentes depuis le Nez Coupé du Tremblet jusqu'au Piton de Crac, est interrompue au Nord par la structure particulière de la Plaine des Osmondes. Chevallier et Bachèlery (1981) remarquent que la surface du Grand-Brulé ne constitue pas une pente uniforme mais plusieurs zones pentées courbes et coalescentes (**fig 4**). Sur des critères de morphologie et d'altération, Lénat et al (1989) estiment que la caldeira de l'Enclos et le glissement du Grand-Brulé sont de même âge ; cette remarque est en désaccord avec les descriptions de Kieffer (1990) qui souligne l'évolution morphologique avancée du rempart de Bois Blanc, entamé par les Trou Caron et Trou de Sable, suggérant ainsi l'antériorité du Grand Brulé par rapport à l'Enclos. D'autre part, la présence du Piton de Crac, structure de phase III (Kieffer, 1990; carte volcanotectonique du massif de la Fournaise, Bachèlery et Chevallier, 1982) reste encore problématique. Bachèlery (1981) l'interprète comme un panneau préservé du lobe caldérique de la Plaine des Osmondes.

Les datations existantes fournissent, pour le rempart de Bellecombe, des âges compris entre 18 000 ans (base de rempart, Gillot et al, 1990) et 4 000 ans (sommet de rempart, Bachèlery, 1981). Le Piton de Crac a été daté en base de son flanc nord à 13 400 ans.

Données de forages

Deux forages ont été réalisés dans le secteur d'étude (**fig 4**) au cours de la campagne géothermique 1978-1985 effectuée sur le Massif du Piton de la Fournaise.

Le forage géothermique profond SR1

Ce forage fournit une lithostratigraphie du Grand Brulé sur plus de 3 km. Les données acquises ont généré des hypothèses très intéressantes concernant le comportement structural du flanc Est (Rançon, 1986; Rançon et al, 1987; Rançon, 1990).

La colonne lithostratigraphique de ce forage (**fig 5**) montre grossièrement:

- de 0 à 108 m des coulées basaltiques aériennes,
- de 108 à 390 m des coulées basaltiques aériennes recoupées par des intrusions filoniennes,
- de 390 à 440 m des coulées basaltiques aériennes,
- de 440 à 556 m une alternance de coulées aériennes et sous marines accompagnée de produits littoraux (éléments arrondis, coraux); elle est interprétée comme une série de transition entre les formations aériennes et les formations sous marines sous-jacentes,

Phase IV



Série supérieure

Phase III



Série supérieure



Eboulis



Série inférieure



Série inférieure



Limites supposées
de glissements

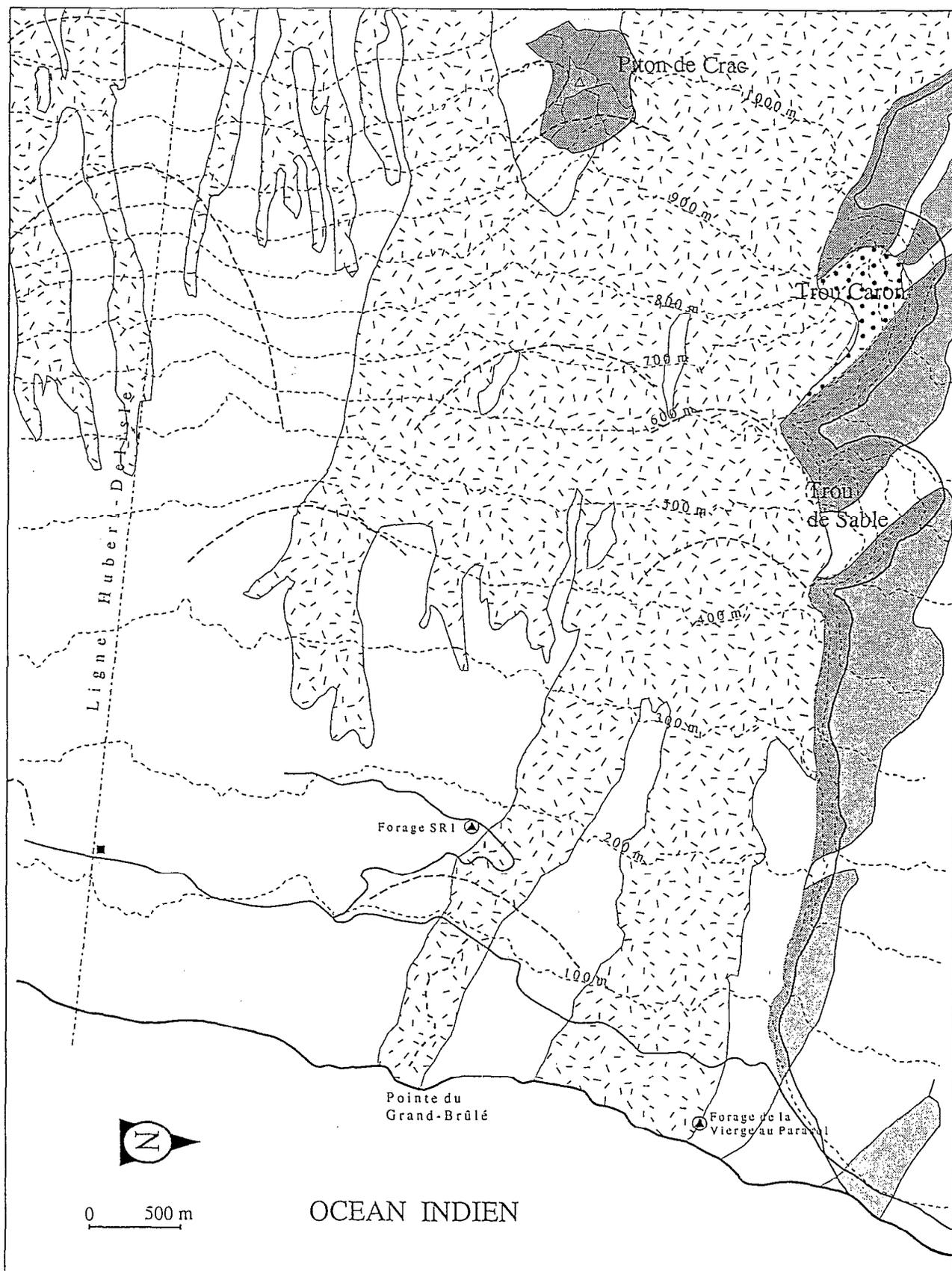


Figure 4 : Carte géologique du Grand-Brûlé.
(d'après Bachèlery et Chevallier, 1982)

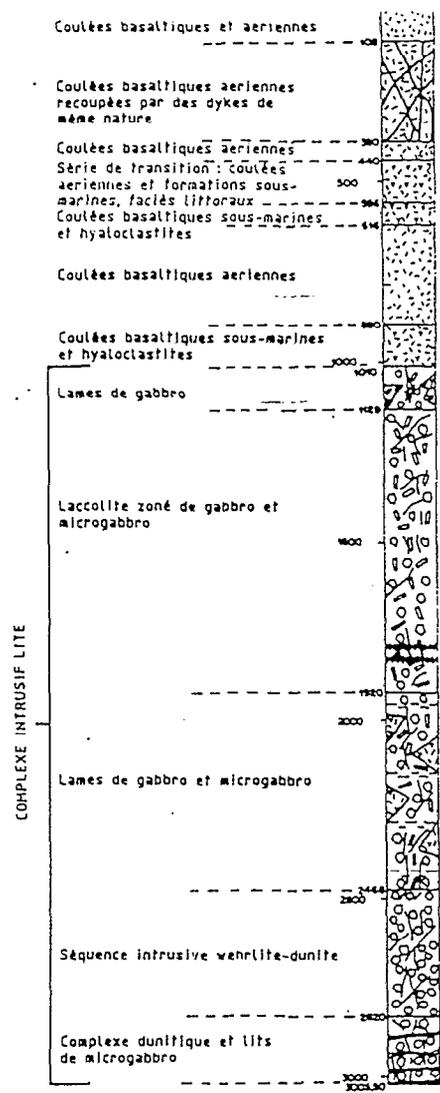


Figure 5 : Colonne lithostratigraphique du Forage SR1 (Rançon, 1990)

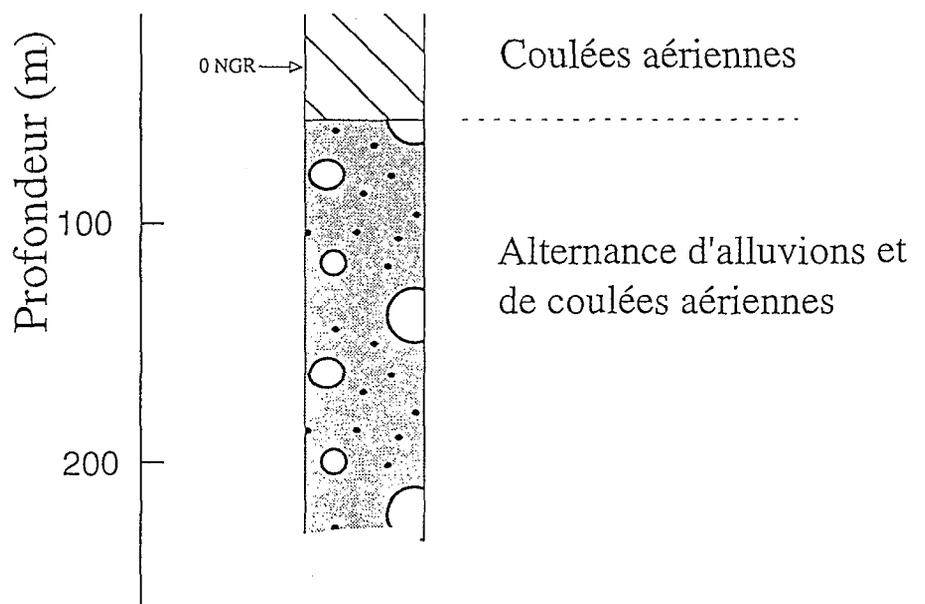


Figure 6 : log géologique du Forage de la Vierge au Parasol. (d'après Rédetar, 1981)

- de 556 à 616 m des coulées basaltiques sous marines et brèches hyaloclastiques argilisées,
- de 616 à 890 m des coulées basaltiques aériennes,
- de 890 à 1010 m des coulées sous marines et des hyaloclastites,
- à partir de 1010 m une séquence intrusive (gabbros, péridotites)

Rançon et al (1989) posent le problème de la subsidence du Grand-Brûlé en relevant la présence de formations aériennes jusqu'à 890 m de profondeur (-718 m NGR); d'autre part ils privilégient l'hypothèse du glissement en proposant un déplacement latéral important pour (1) les coulées aériennes (616-890 m) intercalées dans les formations sous marines, (2) le niveau de coulées aériennes intrudées (108-390 m) dont la position initiale devait être proche du centre éruptif actuel.

Rançon (1990) suppose également que le passage de l'activité aérienne à l'activité sous marine se fait par un faciès de transition (440-556 m), donc sans discontinuité structurale majeure; enfin il favorise une origine explosive pour les brèches hyaloclastiques argilisées (556-616 m) plutôt qu'une origine autoclastique.

La découverte d'un important corps basique et ultrabasique, recoupé par les 2 derniers kilomètres du forage, valide les données gravimétriques. Ce corps est interprété (Augé et al, 1989) comme la chambre magmatique d'un ancien édifice volcanique (proto-Fournaise) dont l'activité a précédé la construction du Piton de la Fournaise actuel.

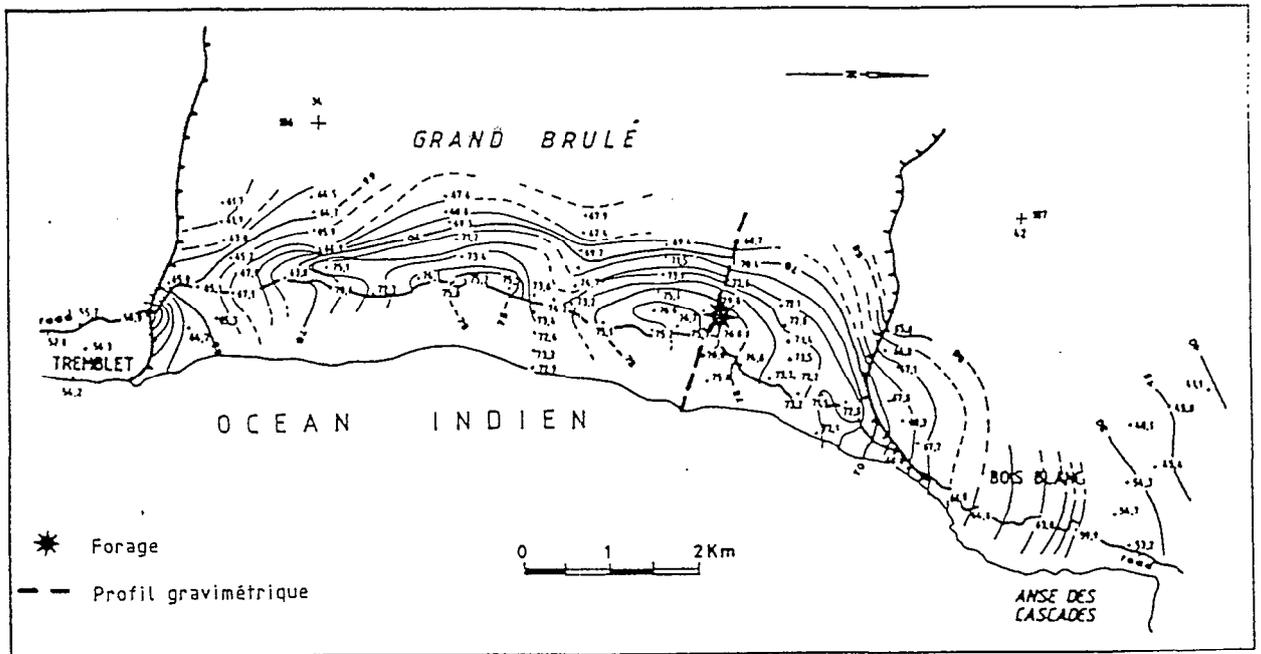
Le forage de la Vierge au Parasol

Ce forage de 235 m, réalisé lors de la campagne géothermique pour une mesure du gradient (Gérard et al, 1981), est situé à 30 m d'altitude en aval de la Vierge au Parasol, près de la falaise cotière (**fig 6**). La coupe géologique montre, sous 60 m de "couverture" constituée de coulées aériennes, la présence d'une succession de niveaux alluvionnaires épais de 30 cm à 9 m, composés de sables fins et grossiers et de galets basaltiques, et ceci jusqu'au fond de l'ouvrage (-200 m NGR).

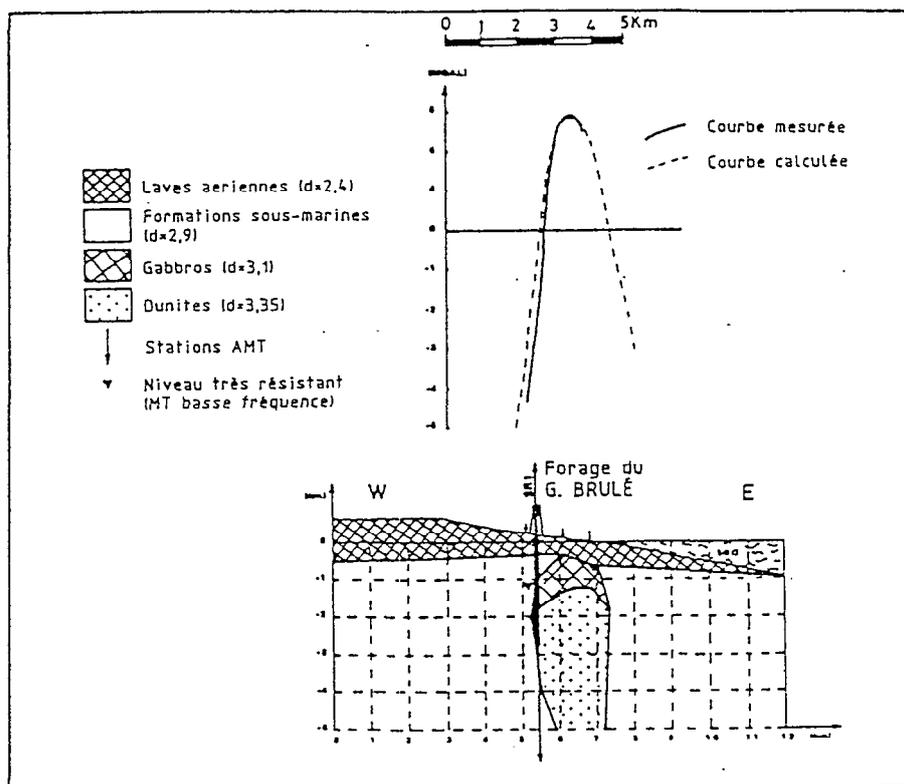
L'existence de ces formations 200 m sous le niveau de la mer constitue une preuve supplémentaire d'un mécanisme d'affaissement du Grand-Brûlé; mais surtout elle révèle, dans ce secteur de la Fournaise, un paléosystème alluvial d'importance qui ne s'inscrit dans aucun schéma volcano-tectonique existant.

Données géophysiques

L'essentiel des mesures a été effectué dans le cadre de la campagne géothermique. La prospection gravimétrique (**fig 7**) met en évidence une importante anomalie (50 mgal) qui correspond à une structure lourde peu profonde sous la partie basse du Grand Brûlé (Rançon, 1990). Elle est modélisée (Demange, 1986) sous forme d'un corps intrusif vertical elliptique,



Carte d'anomalies de Bouguer ($d = 2,67$) dans la zone du Grand Brûlé (valeurs en milligals)



Modèle gravimétrique 2,5d établi sur la base de profils passant par le forage du Grand Brûlé.

Figure 7: Anomalie gravimétrique du Grand Brûlé.
(Rançon et al, 1990)

large de plus d'un kilomètre, et culminant à environ 500 m sous la surface. La présence et la nature de ce corps furent confirmées par le forage profond. Des sondages MT ont été réalisés dans le bas du Grand Brulé et révèlent un conducteur profond (5 à 10 km) de direction N10 (BRGM, 1984).

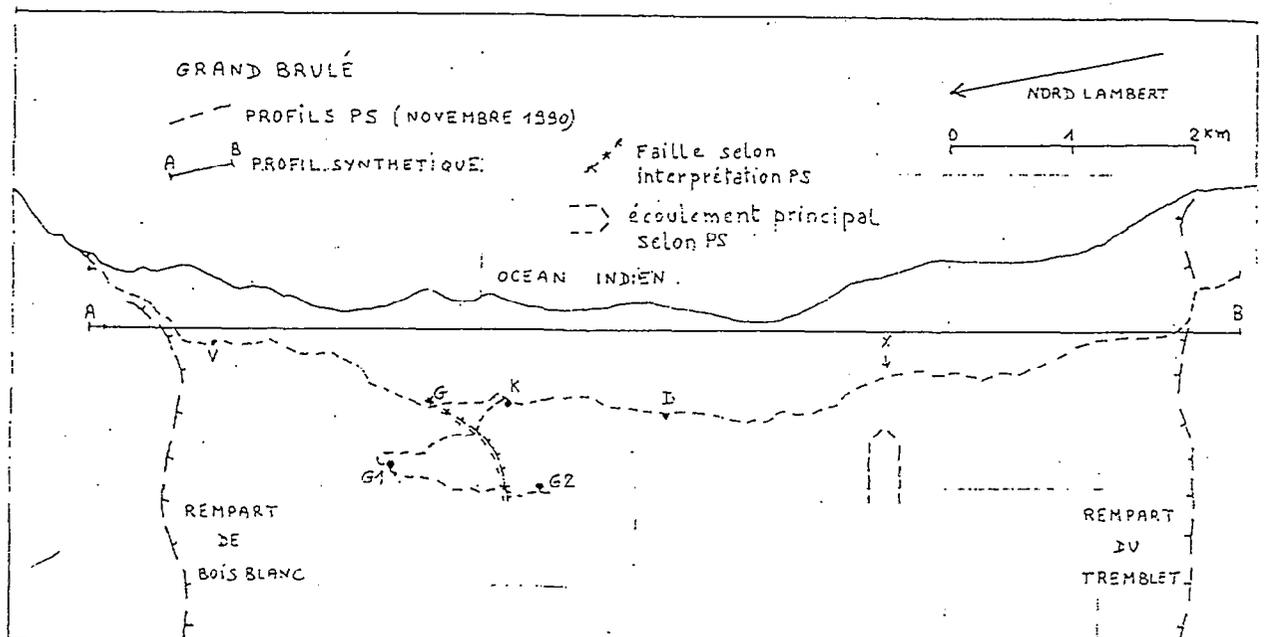
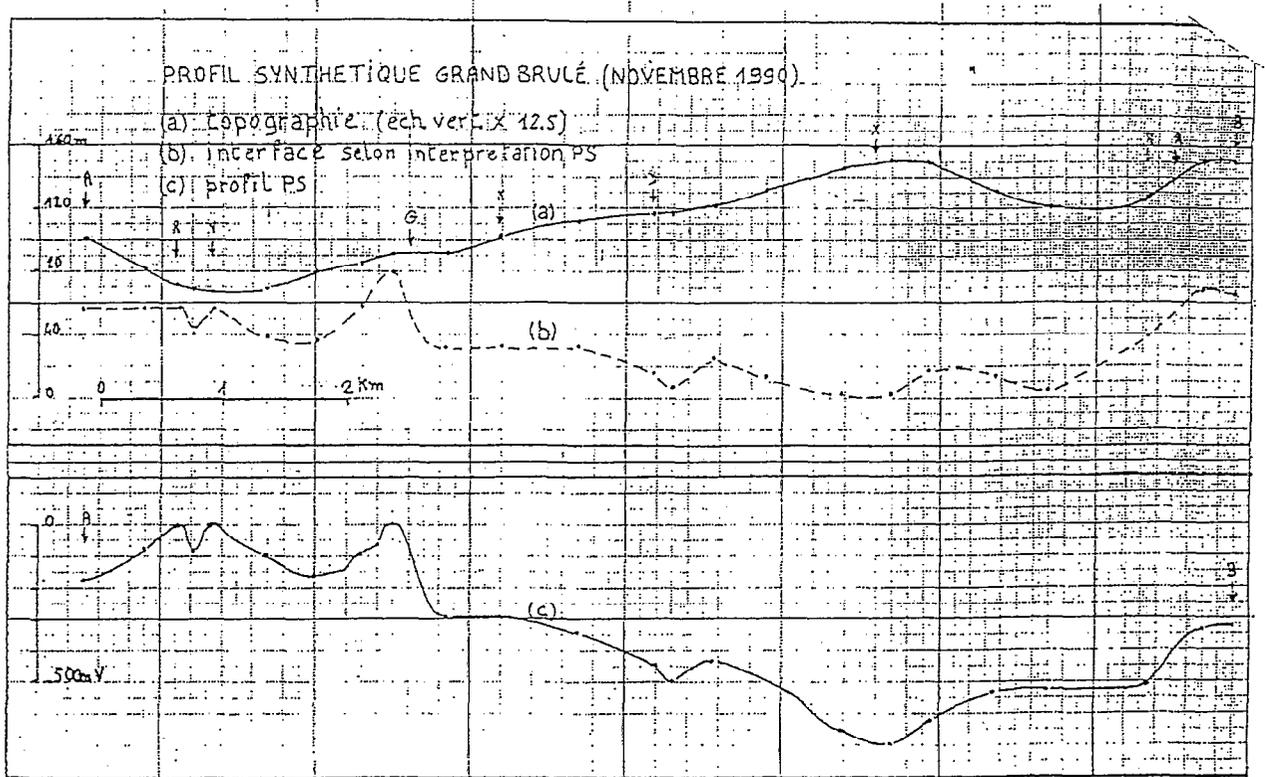
Plus récemment, à partir de profils de Polarisation Spontanée (PS) effectués le long de la route nationale et du chemin d'accès au forage SR1, Aubert (1990) définit deux secteurs à comportement hydraulique différent, limités par une faille passant au Sud de SR1 (**fig 8**). Au nord de cette structure la piézométrie serait plate, alors qu'au Sud existeraient des écoulements souterrains.

Données bathymétriques

La bathymétrie des fonds autour de la Réunion, en particulier celle des flancs Est, est restée mal connue jusqu'à récemment. En 1979 (Bachèlery et Montaggioni) fut réalisée une première prospection avec un écho-sondeur, limité à des profondeurs de 1700 m. C'est seulement en 1984 puis en 1988 avec les opérations Fournaise I (Lénat et al, 1989) et Fournaise II (Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy, 1991; Olier et al, 1989; Cochonat et al, 1990) que furent collectées des données précises sur les morpho-structures, la nature des formations, et les mécanismes à l'échelle du glissement.

La campagne Fournaise I a permis de caractériser les prolongations immergées des rifts zones et de la dépression du Grand Brulé (**fig 9**). Elle a aussi révélé l'existence d'un plateau sous marin plus ancien. Ainsi, il est apparu que la partie sous marine du glissement était beaucoup plus importante que le volume aérien supposé. Par ailleurs, la connexion des limites sous marines du glissement avec les remparts aériens est apparue plus complexe que prévu : la limite Nord semble se raccorder plutôt au niveau de la ravine Constantin et 2 limites Sud sont définies, l'une dans le prolongement du rempart du Tremblet, l'autre située 2 km plus au nord.

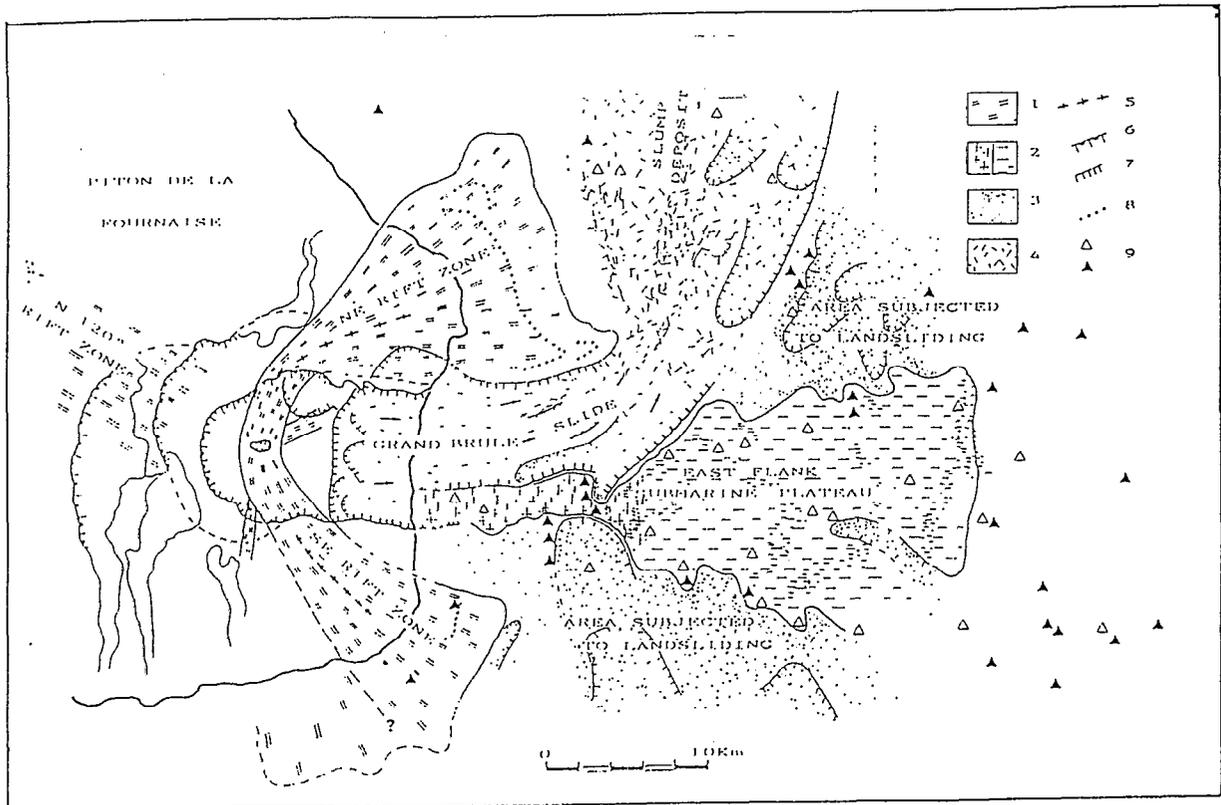
La campagne Fournaise II apporte des données beaucoup plus précises (**fig 10**). Elle permet d'établir que la surface des fonds sous marins du flanc Est correspond à des laves basaltiques subaériennes, entraînées et fragmentées dans des glissements de terrain de grande ampleur (Labazuy et al, 1989). Labazuy (1991) montre que l'amas de débris est alimenté par plusieurs phases de glissement successives, caractérisées par 2 types d'événements : des glissements de blocs (au Sud) et des coulées de débris d'avalanche. Ainsi, l'ensemble Chenal Vincent et Râlé Poussé, limité par la rift-zone NE et par le Plateau au Sud (limites ne correspondant pas aux remparts aériens) se caractérise par 3 phases d'avalanches. Labazuy (1991) tente de les rattacher au schéma d'évolution du Piton de la Fournaise (Bachèlery et Mairine, 1990) caractérisé, à partir de 150 000 ans, par des glissements vers l'est. Les phases sous marines I, II et III de Labazuy (1991) résulteraient de glissements associés aux événements du Morne



V: Vierge au Parasol G1, G2: platc. forme forage G: gradient PS
 K: Kiosque
 D: stèle H. Delisle X: minimum PS

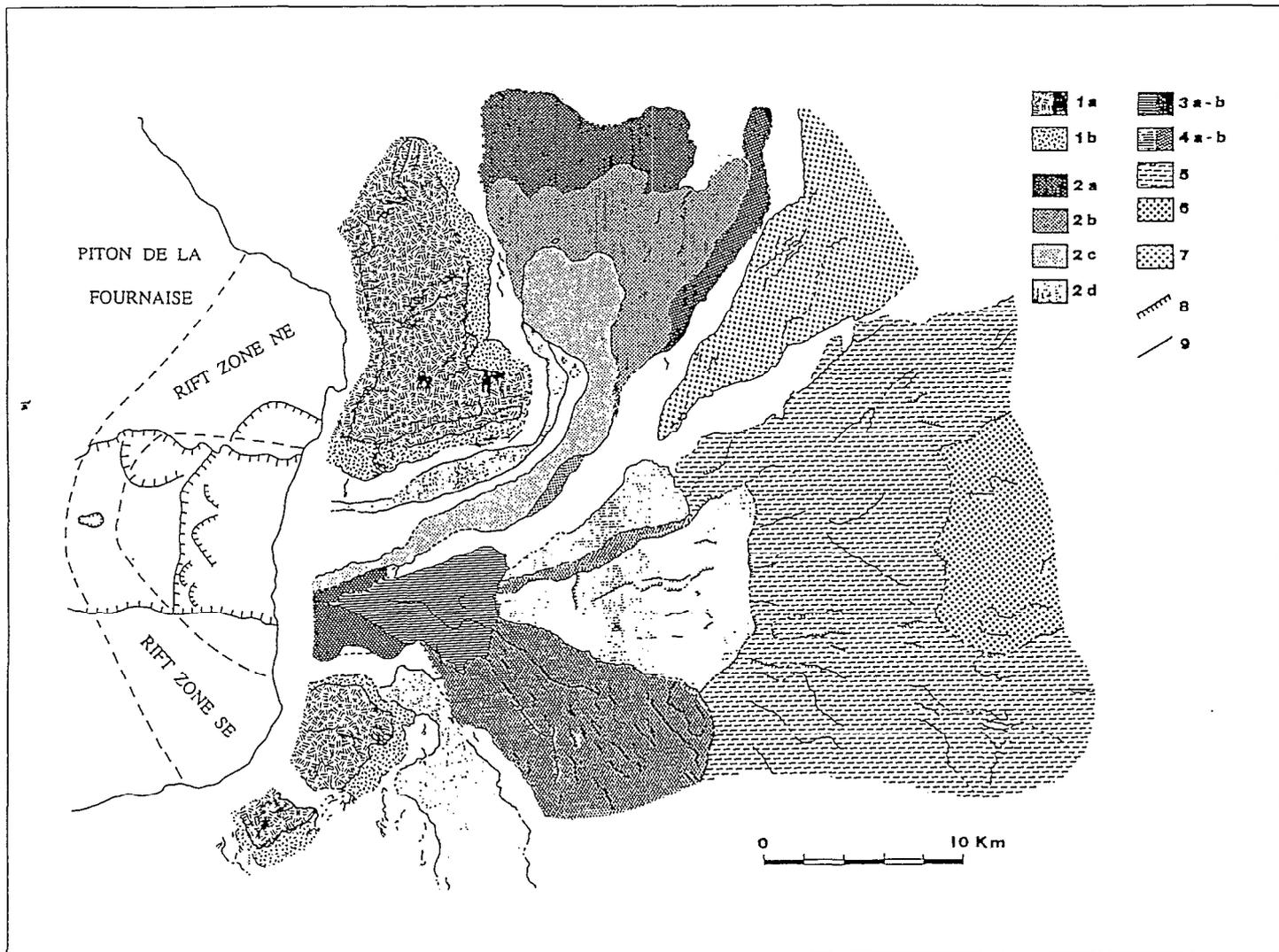
Fig. 1

Figure 8: Mesures PS réalisées dans le Grand Brulé.
 (Aubert, 1990)



1: rift zones. 2: structure sous-marine du Plateau. 3: zones sujettes à glissement. 4: coulée de débris du glissement du Grand-Brûlé. 5: ride topographique. 6: limite de caldéra. 7: escarpement de faille correspondant au glissement. 8: changement de pente notable. 9: cônes volcaniques.

Figure 9: Schéma structural de la partie sous-marine du Piton de la Fournaise.
(Lenat et al, 1989)



[1] Rift-zones volcaniques - (1a) Formations en place (figuré de gauche), pouvant être affectées par un ravinement intense sur les flancs (figuré de droite); (1b) Formations d'éboulis, au pied et au sein des structures. [2] Complexe du Grand Brûlé et unités associées - (2a,2b,2c) Superposition de trois événements successifs, correspondant à des coulées de débris; (2d) Coulées de débris supposées. [3 à 6] Plateau sous-marin du flanc est - Ensemble de blocs glissés - [3] Bloc cohérent en zone proximale (a), et formations désorganisées associées, sur ses bordures (b); [4] Blocs de la zone médiane du Plateau, relativement homogènes (a), ou perturbés par une fracturation importante (b); [5] Ensemble désorganisé de blocs en zone distale, indifférenciés sur le schéma, à surface chaotique; [6] Front terminal du Plateau, constitué par des formations très chaotiques. [7] Unité plus ancienne, partiellement enfouie sous les formations précédentes, plus récentes; formation à structure plus ou moins perturbée, peut-être en place. [8] Failles et escarpements affectant les diverses structures. [9] Linéaments structuraux et limites de faciès sonar (non interpolés entre les bandes sonar).

Figure 10 : Principales structures sous-marines du PDF.
(Labazuy, 1991)

Langevin - 150 000 ans -, de la Plaine des Sables - 65 000 ans -, et de l'Enclos - 5000 ans-, respectivement . Au sud du Chenal Vincent, la structure du Plateau résulterait de l'accrétion de plusieurs blocs plurikilométriques.

Des datations effectuées sur des matériaux ramenés à la surface et des données de paléomagnétisme révèlent des structures immergées anciennes (magnétisme inverse > 700 000 ans du bloc occidental du plateau et du sous-bassement des rift zones ; âge de 1,8 Ma associé à la Ride de la Drague) ne pouvant être raccordées à aucune structure aérienne connue.

II-2-3 Conclusion

La géologie du Grand Brulé, à l'échelle de nos objectifs hydrogéologiques, paraît simple puisqu'il est constitué de coulées de laves récentes (< 5000 ans) empilées . A cette simplicité de surface s'oppose la complexité et la corrélative méconnaissance des structures mises en évidence notamment par la géophysique, les sondages et l'étude sous-marine du flanc Est.

A l'échelle du massif se posent les problèmes de l'existence (i) de glissements antérieurs à celui du Grand-Brulé et de leur emplacement, (ii) d'un troisième bouclier plus ancien suggéré par les découvertes du forage géothermique et par les structures sous-marines anciennes.

A l'échelle de la partie aérienne du Grand-Brulé et de notre secteur d'étude, se posent les problèmes de l'origine des matériaux alluvionnaires traversés par le forage de la Vierge au Parasol, et de la signification du Piton de Crac et de la Plaine des Osmondes.

Tous ces éléments, même s'ils paraissent éloignés de nos préoccupations, ont des implications sur la compréhension des structures sous-jacentes du Grand Brulé, donc sur celle des structures hydrogéologiques.

La confrontation des différentes hypothèses sur la genèse du système Enclos Fouqué-Grand Brulé avec les données des sondages AMT et TDEM dans notre secteur d'étude va nous amener à proposer une nouvelle "variante" de l'histoire récente du Massif de la Fournaise.

II - 3 - HYDROGEOLOGIE

Le lecteur pourra se reporter aux rapports précédents de Barcelo (1992), Courteaud (1992), et Ritz et al (1993). Nous rappellerons brièvement quelques éléments schématiques de base repris dans la figure 11 et présenterons l'essentiel des données à rapport hydrogéologique existantes sur le secteur.

II - 3 - 1 - Formations perméables

De façon générale, et en particulier dans le cas du Grand-Brulé, un édifice de type volcan bouclier comme celui du Piton de la Fournaise peut être considéré comme une succession de coulées se superposant sur plusieurs centaines de mètres. Les coulées atteignent souvent la mer et sont guidées par des dépressions topographiques, souvent de grande extension longitudinale et de faible extension latérale, à l'image des 2 coulées contemporaines traversant notre secteur.

La coulée constitue l'unité aquifère potentielle, de grande porosité (ne de 10 à 30 %, Custodio, dans Mairine, 1993) à comportement hydraulique anisotrope ($20 < kh < 50$, Custodio, dans Join, 1991) du fait du déplacement horizontal préférentiel de l'eau dans les niveaux scoriacés des coulées aa et dans les tubes des coulées pahoehoe.

Il s'agit donc d'un système d'aquifères étagés à déplacement hydraulique horizontal préférentiel et ponctualisé.

Ces aquifères basaltiques sont mis en évidence par le forage géothermique du Grand-Brulé (cf paragraphe II-2-2). Les 480 premiers mètres forés correspondent à des formations laviques aériennes caractérisées par des porosités importantes ; ainsi, des pertes de boue totales ou partielles ont été observées entre 18 et 65 m, 205 et 217 m, 457 et 480 m. Les données concernant l'eau dans le forage sont peu nombreuses. Il est signalé, sur la base d'une conductivité mesurée constante sur toute la hauteur de l'ouvrage, la probable inexistence d'eau salée (marine) ; aucun niveau hydrostatique n'est fourni !

Le forage Vierge au Parasol (cf paragraphe II-2-2) indique la présence surprenante d'un deuxième type d'aquifère potentiel. Cet ouvrage montre, sous 60 m de couverture lavique, la présence de niveaux alluvionnaires, épais de 30 cm à 9 m, constitués de galets basaltiques et de sables grossiers et fins jusqu'au fond du forage (-200 m NGR). Des alluvions propres et/ou peu compactées peuvent constituer des aquifères bien que de perméabilité moindre que les aquifères basaltiques (Mairine, 1993).

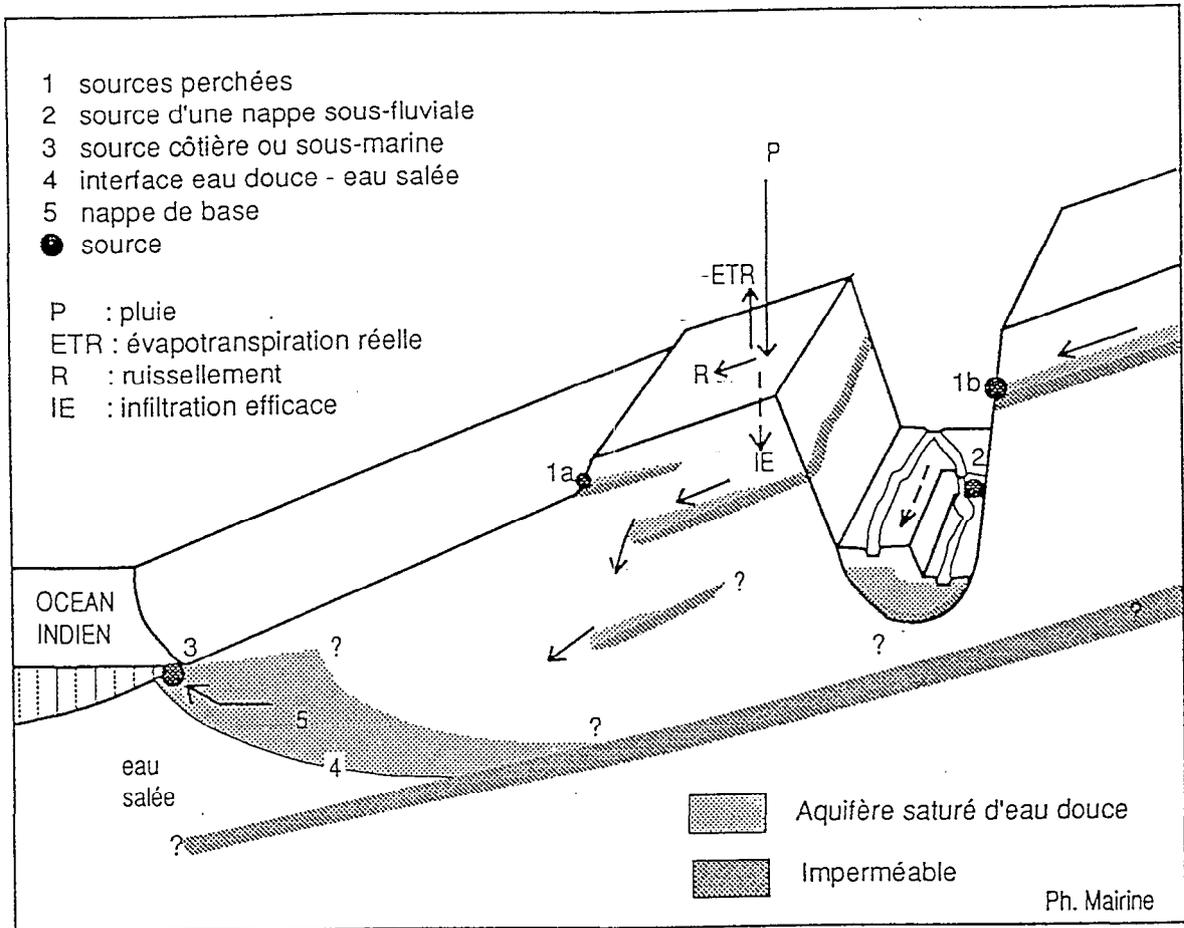


Figure 11 : Représentation schématique des structures hydrogéologiques du Piton de la Fournaise. (Mairine P., 1990)

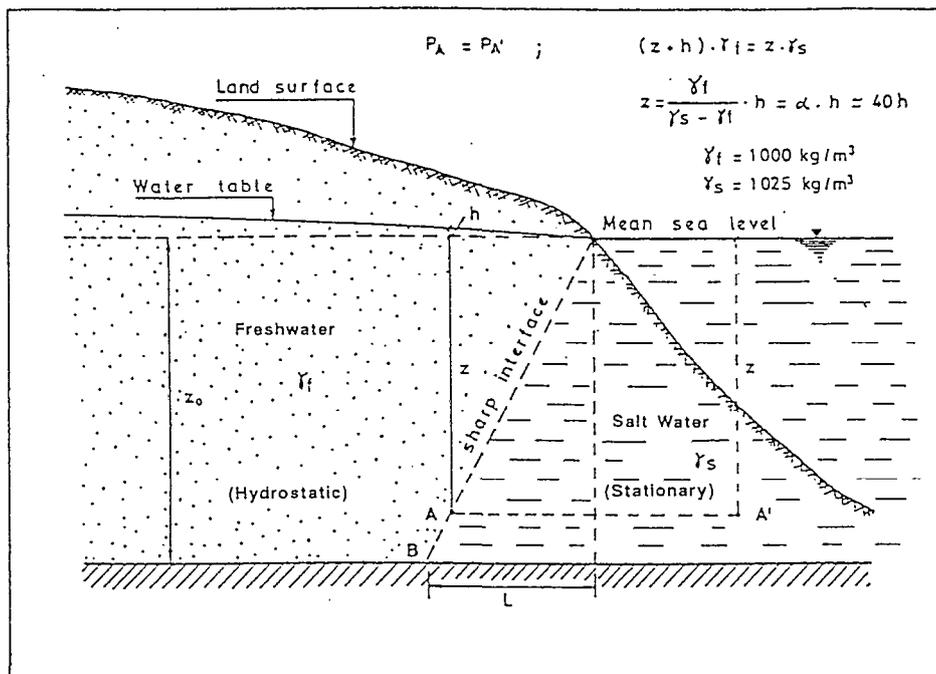


Figure 12 : Principe de Ghyben-Herzberg.

II - 3 - 2 - Formations imperméables

Des formations de perméabilité et porosité moindres sont signalées par le forage géothermique à partir de 480 m (alternance de niveaux hyaloclastiques avec les coulées aériennes et présence de passées argileuses liées à l'altération des hyaloclastites), puis complètement imperméables à partir de 1010 m (formations intrusives).

La coupe du forage de la Vierge au Parasol ne signale pas de fraction argileuse dans les niveaux alluvionnaires ; par contre, la présence de formations alluvionnaires implique l'existence sous-jacente ou laterale d'imperméables de vallée comme des alluvions plus anciennes, mais surtout des lahars (ou coulées boueuses) résultant de l'écroulement périodique des falaises bordières de la vallée.

Par ailleurs, dans un contexte général de glissement du Grand-Brûlé, des loupes de glissement locales et superficielles (mais recouvertes depuis par des coulées plus récentes) sont envisageables. Leur empreinte peut correspondre aux zones pentées courbes et coalescentes de Bachèlery (1981). Ces glissements pourraient s'accompagner de formations détritiques de type lahar ou glissement de flanc.

Enfin l'événement des cendres de Bellecombe (Bachèlery, 1981) a certainement atteint le Grand-Brûlé; ces cendres peuvent atteindre 6 m d'épaisseur et constituer un niveau imperméable de grande étendue.

II - 3 - 3 - Le système aquifère de base

Le système aquifère basaltique étagé aboutit à un niveau de saturation généralisé appelé nappe de base, reconnu seulement en zone littorale. Le comportement chenalisant des aquifères laviques se traduit encore par des sorties ponctuelles d'eau douce en mer (**fig 11**).

Tout aquifère ayant une bordure littorale est concerné par un contact direct entre l'eau de mer et l'eau douce. Ces 2 fluides sont caractérisés par des viscosités et surtout des densités différentes.

Pour des systèmes stables, l'eau douce repose sur l'eau salée par l'intermédiaire d'une interface biseauté. Pour des petites îles très perméables, l'eau douce prend la forme d'une lentille flottant sur l'eau de mer.

En milieu homogène, la surface piézométrique est convexe et l'interface piézométrique est concave. Dans le cas de la Réunion, le comportement de cet interface à l'intérieur des terres est mal connu ; des mesures de pente du biseau dans un contexte de côte volcanique rocheuse (Grande Ravine, Côte ouest de la Réunion) donnent des valeurs comprises entre 2 et 5 % pour des piézomètres situés à 500 et 900 m du rivage.

Par ailleurs, des phénomènes de diffusion et de dispersion génèrent souvent une zone saumâtre de transition entre l'eau douce et l'eau de mer ; zone dont l'épaisseur dépend des caractéristiques de l'aquifère. L'eau de mer peut envahir des bandes larges de plusieurs centaines de mètres à la faveur de tubes de lave ou de structures très lacunaires (Mairine, 1993).

Rappel : le principe de Ghyben-Herzberg

Il s'agit d'une approche hydrostatique de l'interface aquifère eau douce/eau salée basée sur un équilibre de deux fluides de densités différentes, stationnaires et immiscibles (**fig 12**). Aussi, en tout point de l'interface la pression d'eau douce et la pression de l'eau de mer est la même :

$$(Z + h) \gamma_f = Z \gamma_s$$

donc
$$Z = \frac{\gamma_f}{\gamma_s - \gamma_f} h = \alpha h \text{ soit environ } 40 h$$

Avec

γ_s = densité de l'eau de mer

γ_f = densité de l'eau douce (1000 Kg/m³)

h = hauteur piézométrique au-dessus du niveau moyen de la mer

Z = profondeur de l'interface en dessous du niveau moyen de la mer

En réalité, l'eau douce n'est pas en condition hydrostatique ; la relation de Ghyben-Herzberg n'est donc valable qu'en première approximation et peut donner rapidement un ordre de grandeur piézométrique ou de profondeur d'interface salé.

II - 3 - 4 - Les sorties aquifères littorales

Une campagne aéroportée d'imagerie thermographique infra-rouge effectuée avec un scanner Sosie (résolution 0,2°C) s'est déroulée en Avril-Mai 1985. L'étude des résultats de cette campagne et leur corrélation avec des travaux de terrain ont permis de proposer une

cartographie des zones ou points d'émergences littorales sur tout le pourtour du Massif du Piton de la Fournaise. Pour le secteur nous concernant, différentes sorties sont localisées et présentées sur la figure 13.

II - 3 - 5 - Résistivité des formations

Dans le cadre des Programmes Départementaux de Recherche en Eau (PDRE), de nombreuses missions de prospection géophysique (essentiellement de la géophysique électrique) ont eu lieu.

Clerc et al (1989), dans le secteur littoral Saint Joseph-Le Baril déterminent, par géophysique électrique, des formations aquifères pour des résistivités comprises entre 200 et 400 ohm.m et un substratum conducteur (< 35 ohm.m) correspondant à des formations imprégnées d'eau salée. Le BCEOM réalise des sondages électriques dans le secteur Saint Joseph-Petite Ile et détermine des aquifères avec des valeurs de l'ordre de 500 ohm.m; ces aquifères reconnus par forage révèlent une eau minéralisée. Le BRGM (1987) réinterprète ces résultats et identifie un aquifère pour des valeurs de 250-450 ohm.m ; mais d'autres forages reconnaissent également des eaux minéralisées...

Ces différents résultats illustrent les difficultés d'application et d'interprétation de la géophysique électrique dans un contexte volcanique. Ce problème tient pour beaucoup, d'une part à la variabilité absolue des résistivités associées aux différentes formations volcaniques, d'autre part à l'échelle de perception de ces résistivités. En effet, une étude méthodologique menée par Sogreah (1990) met en évidence un fort recouvrement des valeurs de résistivité d'une formation à l'autre (**fig 14**). Cela est dû à la grande variabilité de l'"unité coulée" : compacte, fracturée, scoriacée, altérée, argilisée, plus ou moins envahie par l'eau de mer etc. Par conséquent une part de l'erreur de modélisation dans la méthode électrique réside dans la volonté de définir une image géologique fine en distinguant des unités laviques d'ordre métrique.

La résolution de moyenne échelle par l'emploi de méthodes plus intégrantes, nous permet de considérer des ordres de grandeur de résistivité correspondant aux grandes unités :

Formations laviques hors nappe : 1000 - 10000 ohm.m

Formations laviques saturées : 100 - 1000 ohm.m

Formations envahies par l'eau salée : < 20 ohm.m

Formations détritiques argileuses : quelques dizaines d'ohm.m

Terrains	Hors nappe (sec)	Sous nappe	
		eau douce	eau salée
Alluvions de surface (terre de couverture)	50 à 200	15-40	< 5
Alluvions graveleuses	2 000 à 3 000	800-1 200	< 5
Alluvions argileuses	150 à 1 200	80-250	< 5
Argile (latérite)	60 à 250	40-60	< 5
Coulées boueuses	60 à 150	40-60	< 10
Sables (origine basaltique)	100 à 120	80	< 5
Sables corraliens	250 à 500	150 à 250	< 5
Cendres volcaniques	500 à 600	300-350	< 10
Tufs	250 à 350	150 à 250	< 10
Scories	500 à 800	150 à 250	< 10
Pyroclastiques	70 à 100	50 à 80	< 10
Basaltes fissurés	1 500 à 3 000	800 à 1 000	< 5
Basaltes compacts sains	8 000 à 12 000	4 000 à 8 000	?
Basaltes décomposés	80 à 1 000	60 à 100	< 10
Eau de mer			0,2
Eau de nappe			10 à 100

Figure 14 : Tableau comparatif des résistivités vraies de différentes formations de l'île de la Réunion.
(Sogreah, 1990)

III - METHODES GEOPHYSIQUES MISES EN OEUVRE

III - 1 - LES METHODES ELECTROMAGNETIQUES TDEM ET AMT

III-1-1 - La méthode TDEM (Time Domain Electromagnetics)

Cette méthode, décrite par plusieurs auteurs (McNeill, 1980; Kaufmann et Keller, 1983; Fitterman, 1986), a été utilisée par Lénat et Fitterman sur la zone centrale du Piton de la Fournaise en 1992 (Lénat et al., 1993).

C'est une méthode électromagnétique qui utilise une bobine d'émission dans laquelle circule un courant tel que celui montré sur la figure 15. Pendant l'émission de ce courant, un champ électromagnétique statique s'établit dans le sous-sol. Lors de la coupure brusque de ce courant, la force électromotrice induite dans le sous-sol produit des courants analogues aux courants de Foucault. Ceux-ci se propagent à travers le terrain et leur amplitude décroît avec le temps, produisant en surface un champ magnétique décroissant, qui est mesuré par la bobine réceptrice. L'analyse de la décroissance de ce champ pendant le temps où le champ primaire est coupé permet d'obtenir une courbe de la résistivité apparente en fonction du temps, selon la formule:

$$\rho_a = \frac{\mu_0}{4 t} \left(\frac{2 \mu L^2 S I}{5 t V} \right)^{2/3} \quad (\text{Kaufman et al, 1983.})$$

où: ρ_a = résistivité apparente en ohm.m

$\mu_0 = 4 \pi 10e-7$, perméabilité magnétique,

t: temps en secondes

L: longueur du coté de la boucle d'émission en m.

S: surface équivalente de la bobine de réception

I: courant injecté, en ampère

V: tension dans la bobine réception au temps t

Plusieurs configurations de mesure peuvent être utilisées avec cette méthode. Principalement, il s'agit soit de trainés qui utilisent deux bobines de petites dimensions, équidistantes et déplacées sur le terrain, soit de sondages qui permettent une investigation à la verticale de la bobine de réception.

La profondeur d'investigation de la méthode dépend de facteurs tels que la taille de la boucle d'émission, l'intensité du courant, la résistivité des terrains, etc...

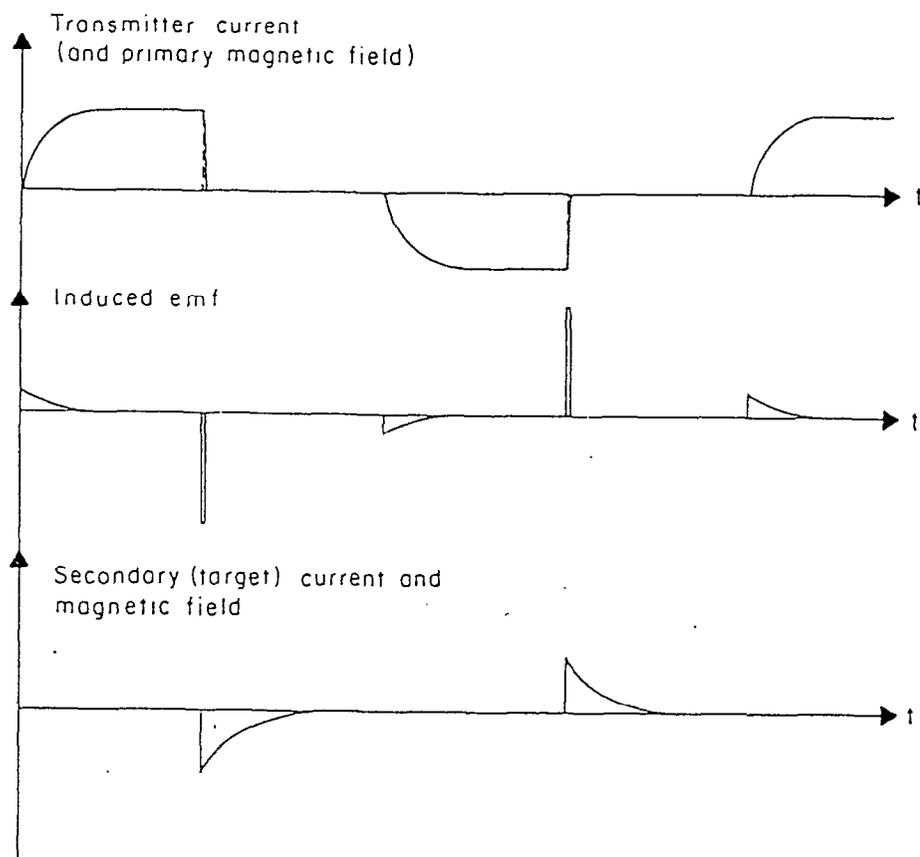


Figure 15: Forme du courant injecté dans la boucle d'émission TDEM, force électromotrice produite et champ magnétique secondaire.

D'une manière générale, les avantages de la méthode TDEM sont une résolution latérale correcte des résistivités, une bonne résolution du principe de l'équivalence (contrairement aux sondages électriques à courant continu), une bonne résolution des résistivités des corps conducteurs, la rapidité des mesures associée à une faible dispersion des résultats grâce à la source contrôlée. En revanche, la méthode TDEM se révèle impuissante à définir finement les résistivités des terrains résistants.

III - 1 - 2 - La méthode AMT

La méthode AMT est une variante de la méthode magnétotellurique (MT) proposée par Cagniard (1953). L'AMT couvre essentiellement les fréquences audibles entre 1 et 10 kHz environ, tandis que la MT comprend des périodes plus longues qu'une seconde.

La magnétotellurie est fondée sur la mesure des composantes électrique (E) et magnétique (H) des champs EM naturels induits dans le sous-sol par les orages de la zone équatoriale. L'étude de ces champs permet de calculer les résistivités apparentes des terrains sous-jacents (Strangway et al., 1973). La profondeur d'investigation (p) pour une résistivité (ρ) donnée est fonction de la fréquence (f) choisie :

$$p = 503.(\rho/f)^{1/2} \quad (1)$$

avec p en mètres, ρ en ohm-m et f en hertz

Pour un sous-sol homogène, la relation entre l'amplitude E du champ électrique mesurée en surface et celle H du champ magnétique qui lui est associé peut être représentée sous la forme suivante:

$$\rho = 0,2.T.(E/H)^2 \quad (2)$$

avec ρ en ohm-m, T (= 1/f) en secondes, E en mV/km et H en nanoTeslas.

Dans cette situation simple, les champs E et H sont orientés perpendiculairement l'un à l'autre et E accuse une avance en phase de 45° par rapport à H.

Lorsque le sous-sol n'est pas uniforme, ces champs ne sont généralement plus orthogonaux et le déphasage s'écarte de 45°. La résistivité obtenue est une résistivité apparente par suite de l'hétérogénéité et de l'anisotropie des terrains réels. L'interprétation des mesures peut alors s'avérer délicate. Cependant, les structures uni-dimensionnelles (1-D) et bi-dimensionnelles (2-D) peuvent encore se traiter avec une certaine facilité.

Dans le cas 1-D, les champs E et H sont encore orthogonaux et l'on peut obtenir une résistivité apparente ρ_a et la phase associée φ . L'interprétation géophysique peut ensuite être abordée de manière à trouver un modèle tabulaire satisfaisant aux données ρ_a et φ .

Dans le cas 2-D, on mesure E et H dans les deux directions des axes principaux, c'est à dire selon l'axe de la structure (strike) et selon le profil transverse. Dans ces conditions, les champs corrélés sont orthogonaux. Selon la direction de mesure du champ E, on a la configuration de polarisation E (mesure de E selon le strike) et à l'inverse, la polarisation H (mesure de E selon le profil). On en déduit alors les résistivités apparentes ρ_E et ρ_H ainsi que les phases φ_E et φ_H . Leur interprétation est alors obtenue à l'aide de simulations numériques.

Une structure 3-D nécessiterait un appareillage plus complexe, pour la mesure simultanée des diverses composantes (deux canaux électriques et trois canaux magnétiques).

III - 2 - INSTRUMENTATION ET ACQUISITION DES DONNEES

III - 2 - 1 - TDEM

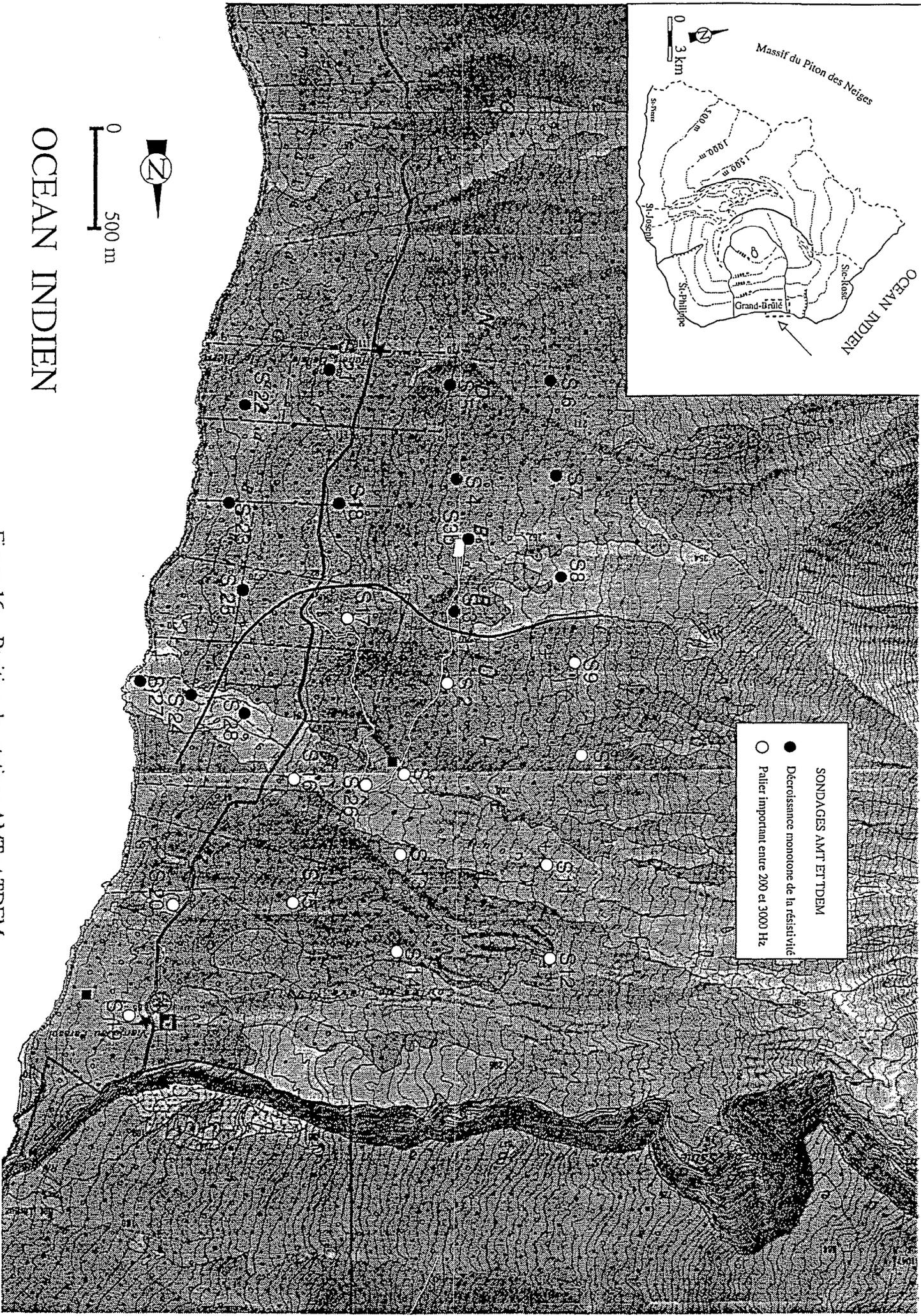
29 sondages ont été réalisés sur la zone du Grand Brulé (**fig 16**), en grande majorité aux mêmes sites que les sondages AMT. Les sondages 3b, 22, 23, 25, 26, 27 et 28, situés pour la plupart en zone côtière, ont été réalisés en TDEM seulement et permettent de compléter la couverture de la zone. Les coordonnées des sondages sont indiqués en annexe 1.

L'appareil utilisé pour cette étude est un PROTEM 47 de Geonics. Spécialement conçu pour la subsurface, il permet de mesurer le champ magnétique induit selon des canaux compris entre 0.007 et 7 ms, selon 3 cadences : 237, 62.5 et 25 Hz.

La profondeur d'investigation est estimée entre 5 et 150 mètres, mais peut être bien supérieure si les premiers terrains sont résistants.

Nous avons choisi le dispositif de sondages centrés, en déployant une boucle carrée de 100 X 100 mètres qui garantit une pénétration maximale pour cet appareillage. Le temps d'installation de la boucle d'émission en zone boisée est assez long, par comparaison à la facilité de pose en zone sommitale du Piton de la Fournaise. Cependant, la méthode conserve des avantages indéniables par rapport aux sondages électriques : absence de contact avec le sol, faible déploiement de cables (4 X 100 m) pour une pénétration importante, effets topographiques moins prononcés.

Pour améliorer la qualité des résultats, 5 séries de mesure ont été réalisées et moyennées à la cadence de 237 Hz et, lorsque cela était possible, aux cadences de 62.5 et 25 Hz. Des renversements de signe du champ magnétique se sont produits pour les 2 à 6 premiers canaux à 237 Hz, en particulier au SW de la zone d'étude. Nous attribuons ces renversements de



OCEAN INDIEN

Figure 16 : Position des stations AMT et TDEM.

signe à la très forte résistivité des formations superficielles. Lénat et al. (1993) ont parfois rencontré ce type de problème dans la zone sommitale. L'interprétation de ces stations se révèle délicate, les premiers terrains résistants étant mal définis.

Mis à part ces problèmes, la dispersion des mesures reste faible pour les cadences de 237 et 62.5 Hz. La cadence de 25 Hz a rarement pu être mesurée en raison de la faible intensité du courant d'injection (max. 2 A) disponible sur cet appareillage. Elle présente parfois des derniers canaux assez dispersés qui n'ont pas été conservés pour l'interprétation.

III - 2 - 2 - AMT

La prospection AMT entreprise sur les pentes du Grand Brûlé a été effectuée dans la gamme de fréquences 1-7500 Hz au moyen d'un système tensoriel SAMTEC 2 (Bernard et al., 1989) d'Iris Instruments. Au total 22 sondages ont été exécutés (**fig 16**) dans le secteur situé entre la Borne Hubert de Lisle et le Rempart de Bois Blanc et jusqu'à 350 m d'altitude. Ces stations ont été disposées suivant une maille sensiblement régulière et équidistante d'environ 500 m. La zone étudiée couvre une surface d'environ 10 km².

Le système SAMTEC 2 permet la mesure tensorielle des valeurs de résistivité apparente et de phase à des fréquences différentes suivant des directions de mesure choisies a priori (en général NS et EW magnétiques). Dans le cas de structures non-tabulaires, cette mesure tensorielle permet de définir les deux directions des axes principaux, c'est à dire l'axe de la structure (ou *strike*) et sa direction perpendiculaire, suivant lesquels les réponses AMT sont calculées. Le caractère uni-dimensionnel d'un sondage AMT est vérifié lorsque les 2 courbes de résistivité apparente en fonction de la fréquence mesurées suivant les axes principaux sont confondues. L'interprétation 1-D est alors justifiée et des profils géoélectriques ou des cartes de profondeur d'un horizon particulier peuvent être tracés sans source d'erreur autre que celle due à la qualité des données.

Néanmoins, les réponses AMT peuvent être perturbées par la présence d'inhomogénéités superficielles (Berdichevsky et Dmitriev, 1976). Cette distorsion (static shift) se manifeste sur les données par un décalage parallèle des courbes de résistivité apparente, qui est indépendant de la fréquence; les courbes de phase ne sont pas affectées. L'interprétation des courbes d'amplitude distordues peut conduire à des structures de résistivité totalement erronées. Un schéma de correction basé sur l'inversion des courbes de sondage TDEM peut être utilisé pour obtenir les valeurs correctes de résistivité apparente. A partir du modèle TDEM à la même station, la réponse AMT est calculée et les courbes distordues sont alors déplacées au niveau de la courbe calculée, éliminant ainsi le static shift (Pellerin et Hohmann, 1990).

III - 3 - MESURES, TRAITEMENT DES DONNEES ET MODELISATION

III - 3- 1 - Les données TDEM

Les modélisations ont été réalisées à l'aide du logiciel TEMIX GL (Interpex Ltd., 1989). Il s'agit d'une interprétation interactive utilisant un modèle géoélectrique 1D (milieu stratifié horizontalement).

La modélisation a été contrainte selon les critères suivants:

- (i) des premiers terrains très résistants (> 1500 ohm.m) surmontant des terrains à résistivité faible. Cette orientation a pour but de représenter la superposition d'un milieu hors nappe et d'un milieu saturé, séparés à peu près au niveau du 0 NGR. Cependant, nous verrons qu'il n'a pas toujours été possible de respecter ce schéma.
- (ii) intégration optimum des données AMT obtenues aux mêmes sites.

Les stations 1, 4, 15 et 23 nous fournissent les exemples des principaux types de courbes obtenues dans la zone d'étude (fig 17).

a) Les stations 1 et 15 , situées respectivement à 172 et 145 mètres d'altitude, montrent la succession suivante:

- * un premier terrain résistant (>3000 ohm.m),
- * un second terrain conducteur d'environ 20 ohm.m et d'épaisseur réduite (5 à 8 mètres)
- * un troisième terrain résistant (2000 - 10000 ohm.m),

Ces trois premiers terrains forment un ensemble dont l'épaisseur correspond à l'altitude de la station.

- * un quatrième terrain moyennement conducteur, de résistivité comprise entre 100 et 200 ohm.m, d'épaisseur importante, en particulier à la station 15 (plus de 400 mètres);
- * enfin, un cinquième terrain très conducteur, assez difficile à mettre en évidence en TDEM à cette profondeur, mais bien décelé par l'AMT (cf paragraphe III 3 2).

Ces deux exemples de stations montrent que, si le TDEM est capable à ces altitudes de repérer les terrains superficiels et le niveau moyennement conducteur, c'est l'ajustement du modèle TDEM et du modèle AMT qui permet de reconnaître véritablement le substratum conducteur.

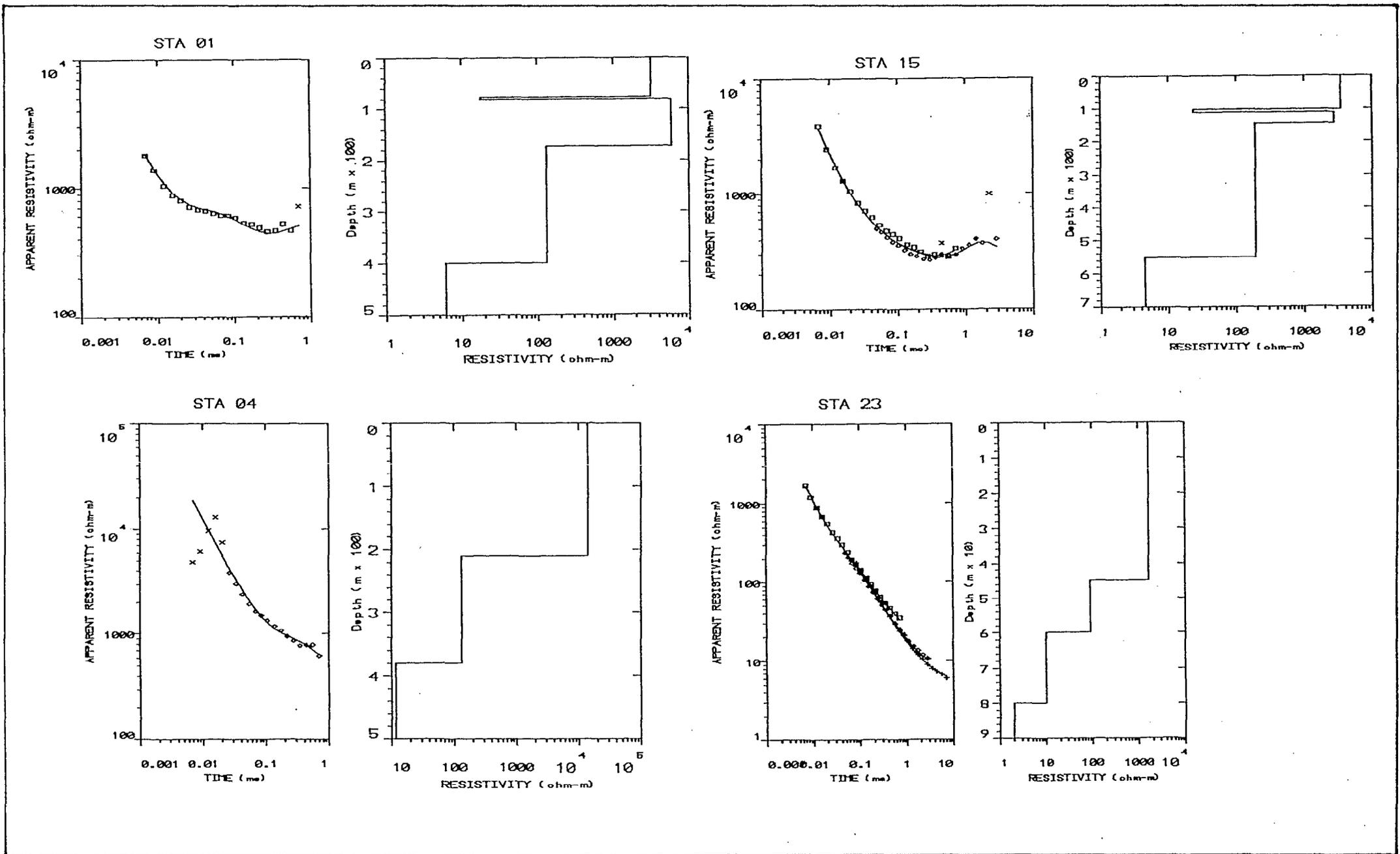


Figure 17 : TDEM. exemples des résultats. Points expérimentaux (résistivité apparente en fonction du temps) et modèle électrique proposé. En traits continus, courbe correspondant au modèle.

b) La station 4, située à 210 mètres d'altitude, repère 3 terrains :

* le premier terrain résistant n'est plus entrecoupé d'un niveau conducteur intermédiaire. Son épaisseur correspond à l'altitude de la station. La forme de la courbe est dans ce cas très différente de celle des stations précédentes;

* les deux terrains suivants sont conducteurs (70 et 25 ohm.m); le dernier n'est bien calé que grâce à l'AMT, comme pour les stations précédentes.

La station 4 et celles environnantes (3b, 5, 6, 7 et 8) présentent les renversements de signe mentionnés au paragraphe III 2 1, à la cadence de 237 Hz. Ceux-ci sont difficilement modélisables sans imposer de très forts contrastes de résistivité. Nous avons choisi d'ignorer ces renversements, pour ne retenir que l'hypothèse d'un premier terrain résistant.

c) La station 23, située à 45 mètres d'altitude, est caractéristique de la zone cotière Sud. Les données sont très peu dispersées et les 3 cadences peuvent contribuer à une modélisation fine des terrains:

* le premier terrain est résistant (1000 à 2000 ohm.m) et d'épaisseur égale à l'altitude de la station ;

* les trois derniers terrains sont conducteurs ; leur résistivités respectives sont de 100, 10 et 2 ohm.m.

III - 3 - 2 - Les données AMT

a) Présentation des mesures

En général, l'analyse tensorielle des données montre pour chaque station un sous-sol dépourvu d'anisotropie ; il n'y a pas de direction structurale privilégiée. Cependant, le static shift est présent aux stations 12 et 13. Le décalage des courbes d'amplitude est particulièrement flagrant à la station 12 (**fig 18**), alors que les courbes de phase sont identiques. La modélisation 1-D des données TDEM à la même station permet cependant, de valider les valeurs de résistivité apparente de la courbe supérieure. Pour les autres stations, les réponses AMT suivant les deux directions de mesure sont identiques, impliquant un milieu tabulaire et isotrope au voisinage des points de mesure. Pour chaque station, les mesures ont été reportées en base logarithmique: résistivité et phase (base semi-logarithmique) en fonction de la fréquence. L'ensemble des réponses AMT est montré en annexe 3. Sur l'ensemble de la zone, deux secteurs différents peuvent être définis (**fig.16**) suivant l'allure des courbes.

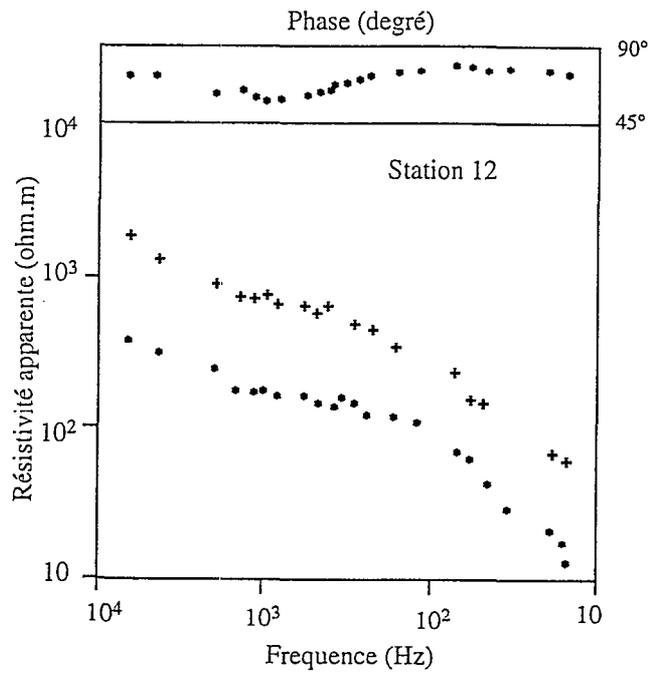


Figure 18 : Réponses AMT à la station 12. Les courbes de résistivité apparente sont distordues (static shift) et déplacées parallèlement sur toute la gamme de fréquences. Les phases ne sont pas affectées.

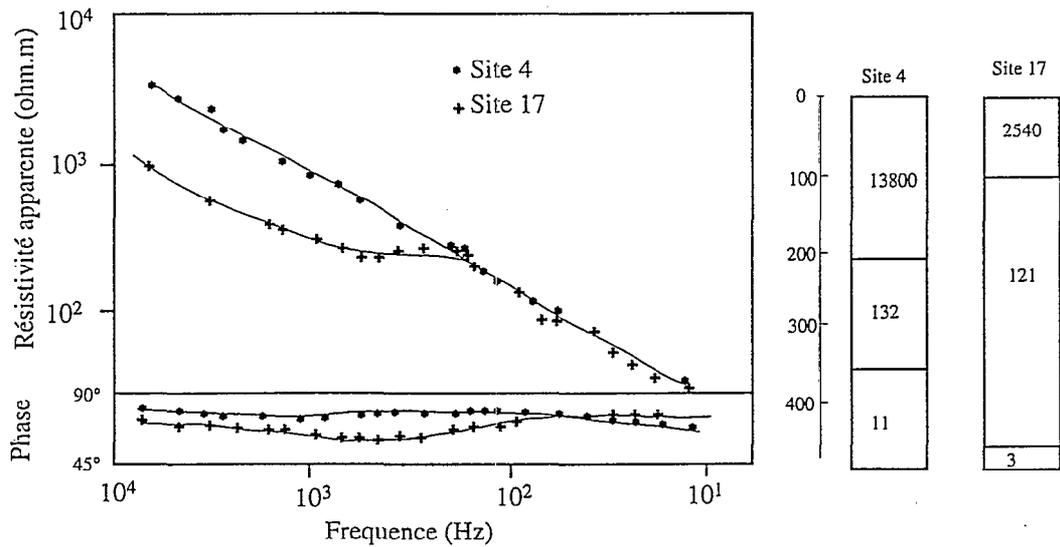


Figure 19 : Exemple de réponses AMT pour les stations 4 et 17 et leur interprétation par des modèles 1-D.

-Secteur Sud

Les courbes de sondage montrent une diminution régulière de la résistivité apparente en fonction de la fréquence. La station 4 (**fig. 19**) est caractéristique de ce type de sondage. Les valeurs de résistivité apparente évoluent, en général, entre 3000 et 10 ohm.m.

-Secteur Nord

Dans ce secteur, la chute de résistivité est perturbée par la présence de paliers dans la gamme de fréquences 3000-150 Hz. Cet horizon supplémentaire présente des résistivités apparentes de l'ordre de 300 ohm.m. La réponse AMT à la station 17 (**fig 19**) est typique de ce secteur.

Sur la figure 16, nous montrons la limite entre les deux secteurs. Son orientation est pratiquement EW dans le domaine d'altitude, puis, au niveau de la station 17, elle s'infléchit suivant une direction NE-SW pour aboutir au littoral.

Des cartes d'isorésistivité apparente (traîné AMT) et d'isovaleur de phase ont été tracées pour 3 fréquences: 3000, 300 et 30 Hz correspondant à des profondeurs d'investigation distinctes. Ainsi pour une fréquence passant de 3000 à 30 Hz, la profondeur de pénétration est multipliée par un facteur 10, ce qui nous renseigne sur les résistivités apparentes des niveaux profonds du sous-sol. Ces cartes permettent également d'avoir une vue d'ensemble des variations latérales de résistivité et/ou de phase entre les stations et de définir les zones d'anomalie caractérisées par de forts gradients.

La carte de traîné à la fréquence 3000 Hz (**fig.20**) fait apparaître une différence entre la partie Sud de la zone d'étude, où les résistivités évoluent entre 800 et 2500 ohm.m et la partie Nord, limitée par l'isoligne 800 orientée sensiblement EW, pour laquelle les résistivités sont beaucoup plus basses (moyenne vers 500 ohm.m) La partie Sud montre des gradients de résistivité importants, alors que dans la partie Nord le contraste de résistivité est fortement atténué. Hors des zones de fort gradient, on constate également dans la partie Sud une zonation des résistivités en fonction de l'altitude, avec de fortes valeurs aux altitudes élevées. La présence de roches plus massives et moins altérées au Sud pourrait expliquer cette anomalie. La carte d'isovaleur de phase (**fig 21**) indique un accroissement de la phase du Nord vers le Sud avec des orientations EW beaucoup plus marquées et sécantes aux courbes de niveau. Les phases sont supérieures à 55°, impliquant la présence d'un conducteur sous-jacent dont l'influence est beaucoup plus importante dans la partie Sud.

A la fréquence 300 Hz, la carte de résistivité (**fig.22**) indique des résistivités peu contrastées (entre 150 et 450 ohm.m). La direction d'allongement EW, observable sur les cartes

AMT : RESISTIVITES APPARENTES - FREQUENCE : 3000 Hz

Ouest

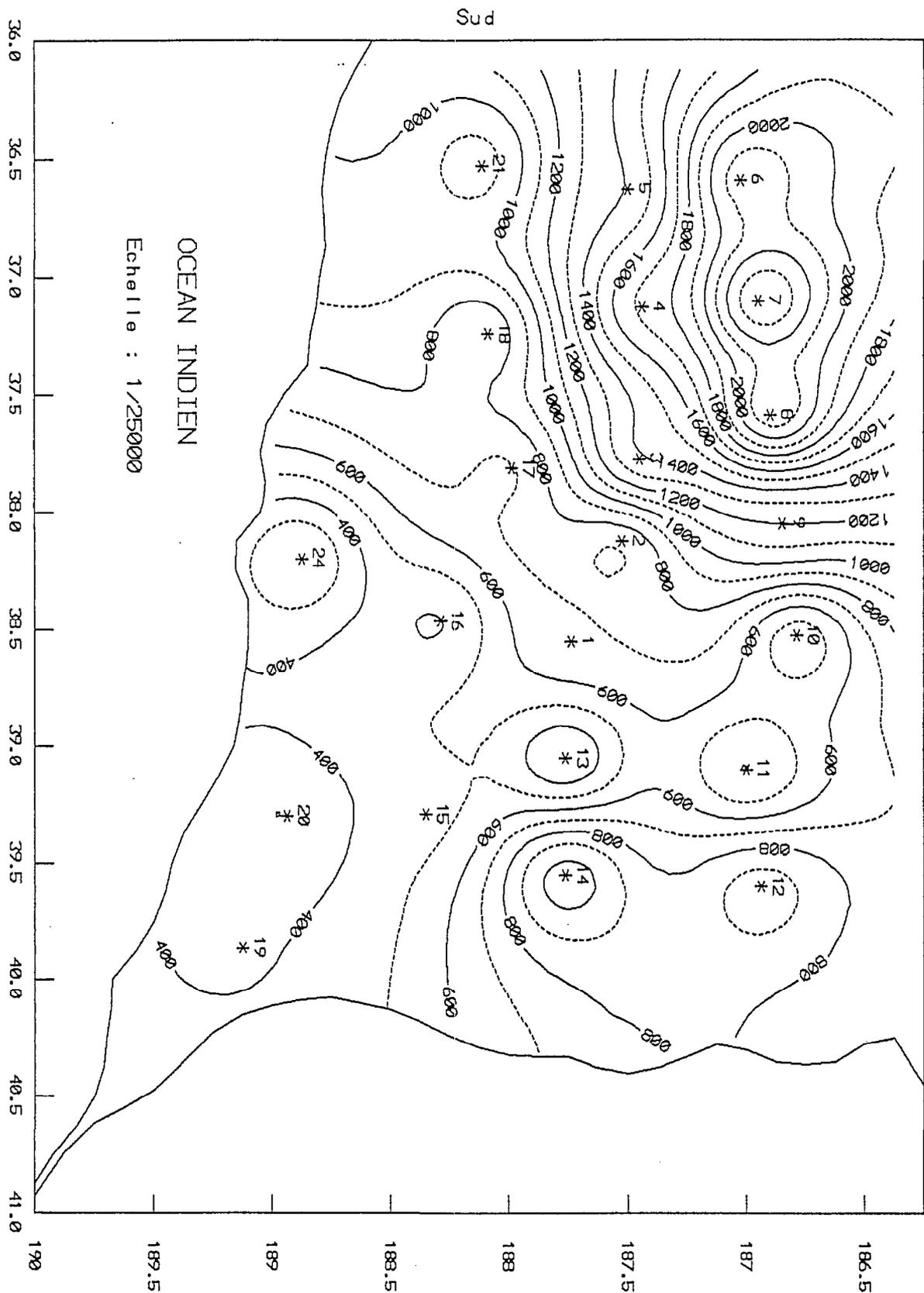


Figure 20 : Carte d'iso-résistivité apparente AMT à la fréquence de 3000 Hz.

AMT : PHASE - FREQUENCE : 3000 Hz

Ouest

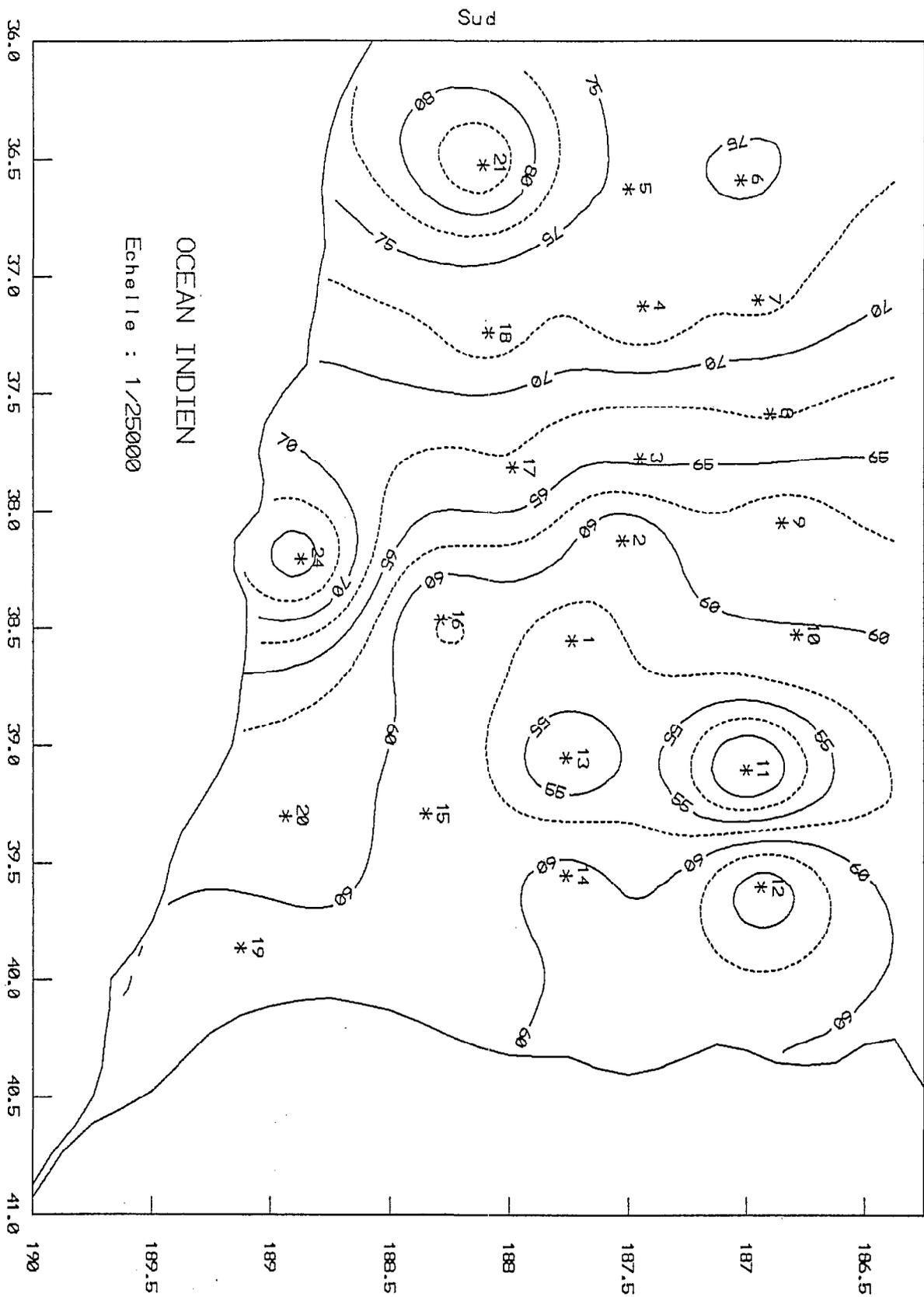


Figure 21: Carte d'isovaleur de phase AMT à la fréquence de 3000 Hz.

AMT : RESISTIVITES APPARENTES - FREQUENCE : 300 Hz

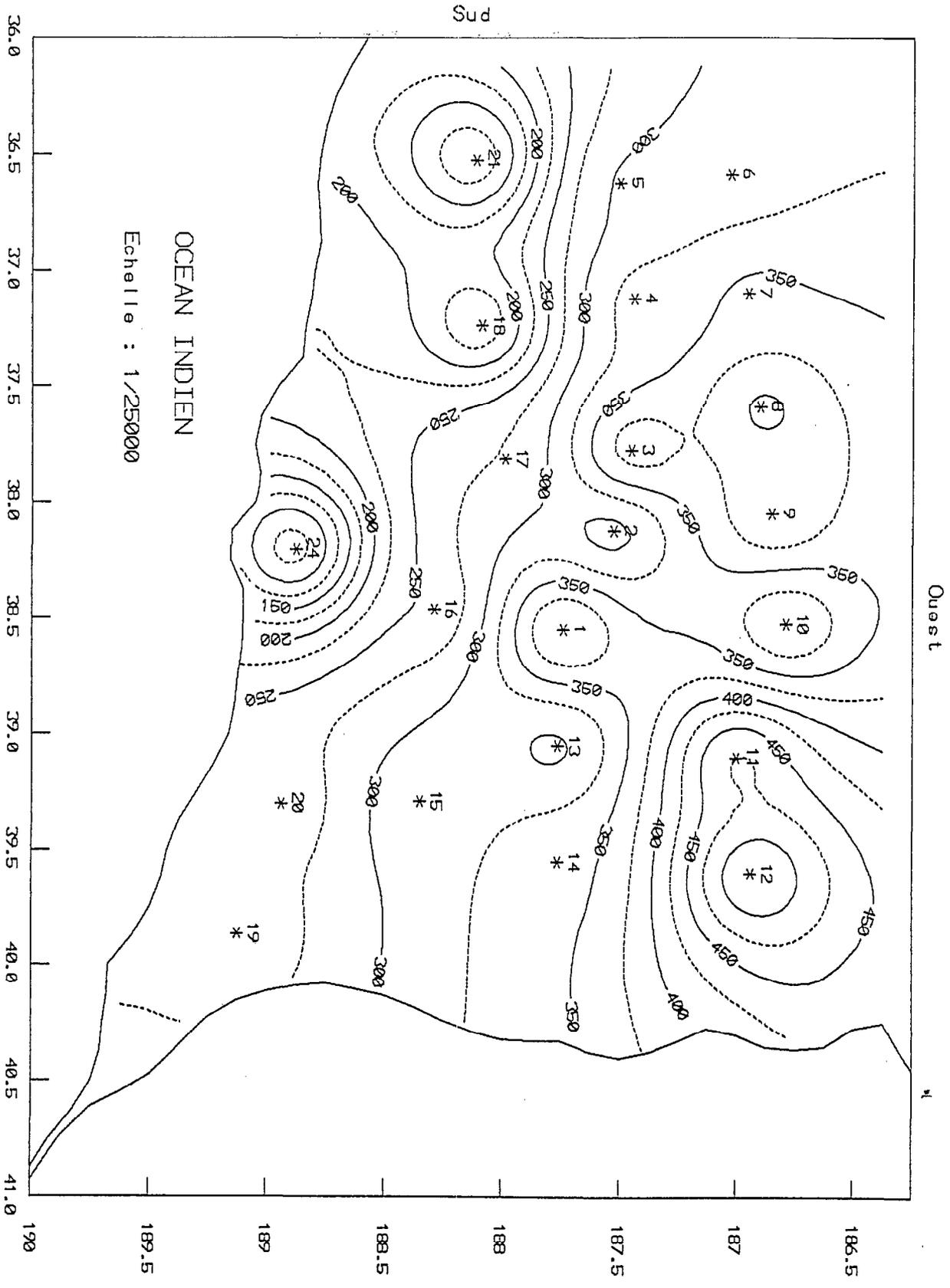


Figure 22 : Carte de résistivité apparente AMT à la fréquence 300 Hz.

précédentes n'est pas retrouvée. On constate une zonation croissante de l'Est vers l'Ouest des résistivités apparentes. La carte de phase à 300 Hz (**fig.23**) indique toujours une structuration Nord-Sud.

La carte de traînés à 30 Hz (**fig.24**) met en évidence la faiblesse des résistivités rencontrées (entre 20 et 120 ohm.m) dans les niveaux profonds. Deux secteurs peuvent être délimités, séparés par l'isoligne 70 orientée sensiblement dans la direction NE-SW. Dans le secteur Sud, on observe des anomalies très conductrices (20 ohm.m) centrées sur la zone littorale; les variations de résistivité sont indépendantes de la topographie. On observe une augmentation de la résistivité du Sud au Nord. La carte d'isovaleur de phase à 30 Hz (**fig 25**) montre, en général, des phases élevées et très uniformes (supérieures à 70°).

D'une manière générale, l'ensemble de ces cartes montre des variations latérales de résistivité plus contrastées en surface qu'en profondeur, les gradients de phase étant moins importants. Aux fréquences élevées, on constate des directions d'allongement approximativement EW, séparant la zone d'étude en deux secteurs : un secteur Sud caractérisé par des résistivités qui évoluent entre 800 et 2500 ohm.m et des phases supérieures à 65°, et un secteur nord où les valeurs mesurées sont plus basses.

b) Modélisation

Les résultats fournis précédemment permettent d'interpréter les sondages par des modèles 1-D (Jupp et Vozoff, 1975) avec des séquences à deux ou trois terrains. Cependant, nous avons contraint les modèles AMT en leur incorporant les niveaux superficiels obtenus par la modélisation TDEM pour aboutir finalement à des modèles du type trois ou cinq terrains. Des exemples de modélisation AMT sont montrés pour les stations 4 et 17 (**fig 19**). Les résultats pour l'ensemble de la région sont présentés en annexe 3.

On constate sur la totalité des modèles une décroissance de la résistivité avec la profondeur entre 10 000-2000 ohm.m en surface et quelques ohm.m en profondeur.

III-3-3 CONFRONTATION DES DONNEES TDEM ET AMT

L'interprétation finale est le résultat d'une interprétation conjointe des données TDEM et AMT.

D'une manière générale, les premiers terrains modélisés en TDEM permettent de corriger les courbes AMT d'un éventuel "static shift". Ils définissent de façon plus précise le sous-sol des premières dizaines de mètres, et contraignent le "départ de la courbe" AMT. A l'inverse, le

AMT : PHASE - FREQUENCE : 300 Hz

Ouest

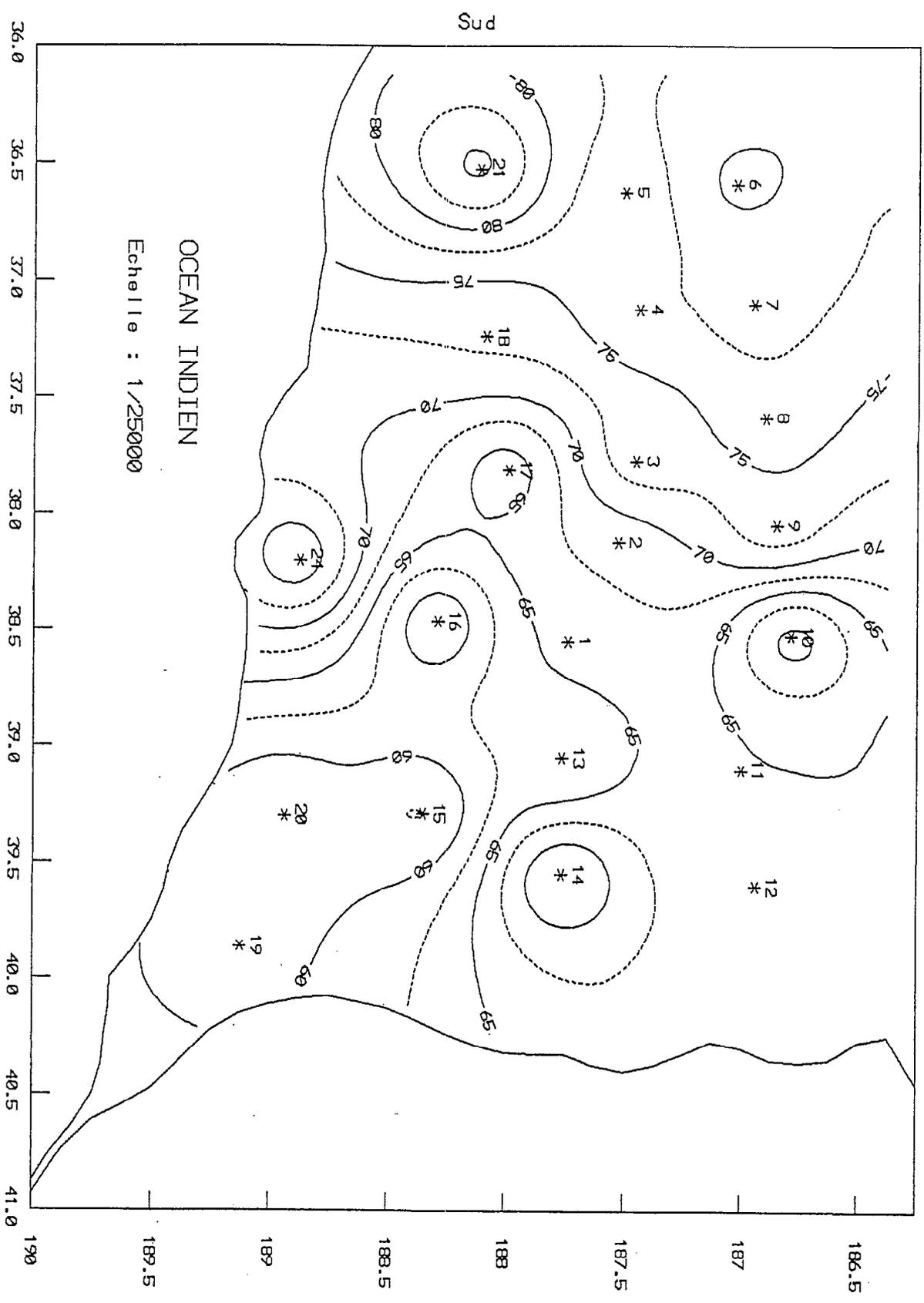


Figure 23 : Carte d'isovaleur de phase AMT à la fréquence de 300 Hz.

AMT : RESISTIVITES APPARENTES - FREQUENCE : 30 Hz

Ouest

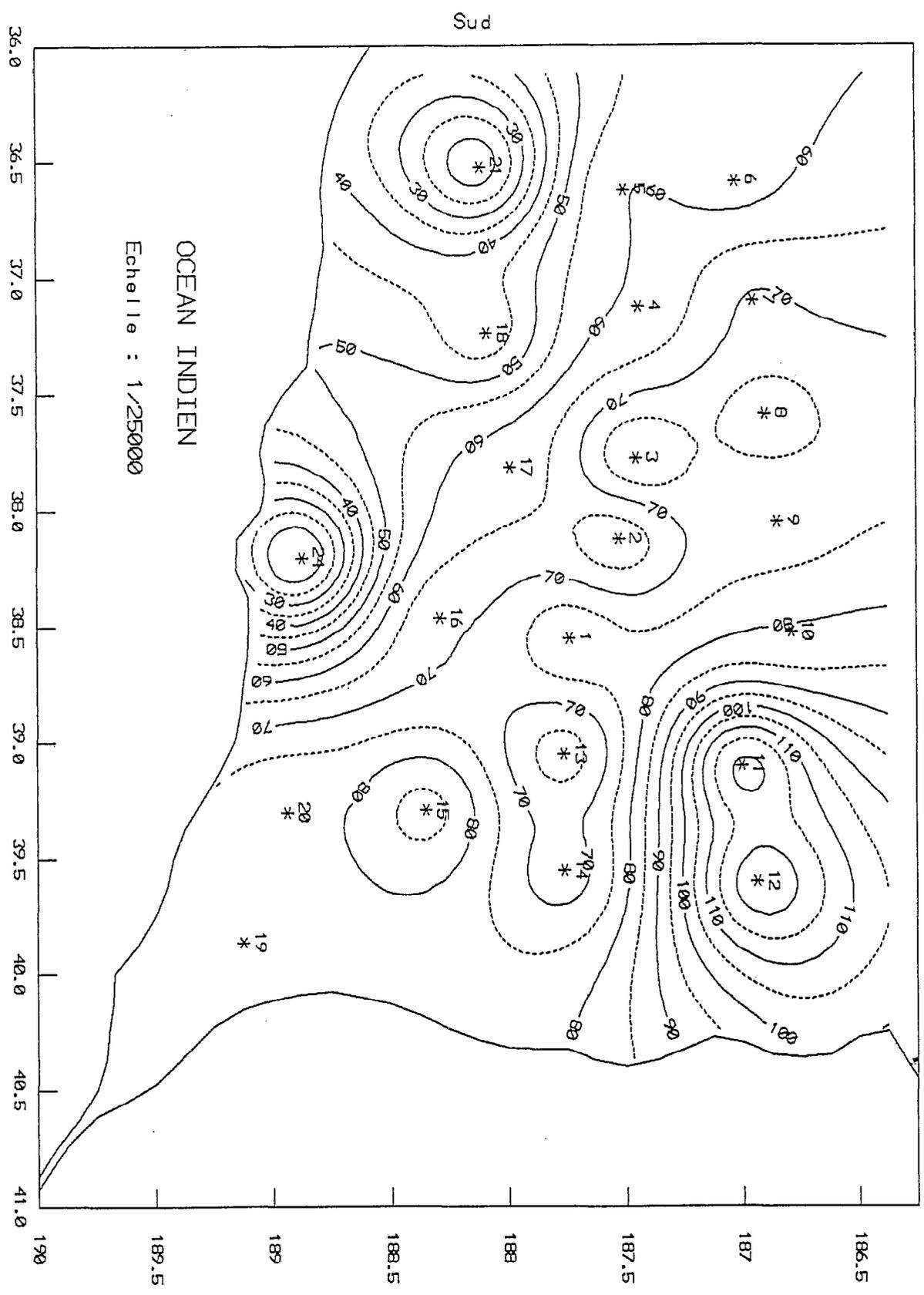


Figure 24 : Carte d'isoresistivité apparente AMT à la fréquence de 30 Hz.

AMT : PHASE - FREQUENCE : 30 Hz
Ouest

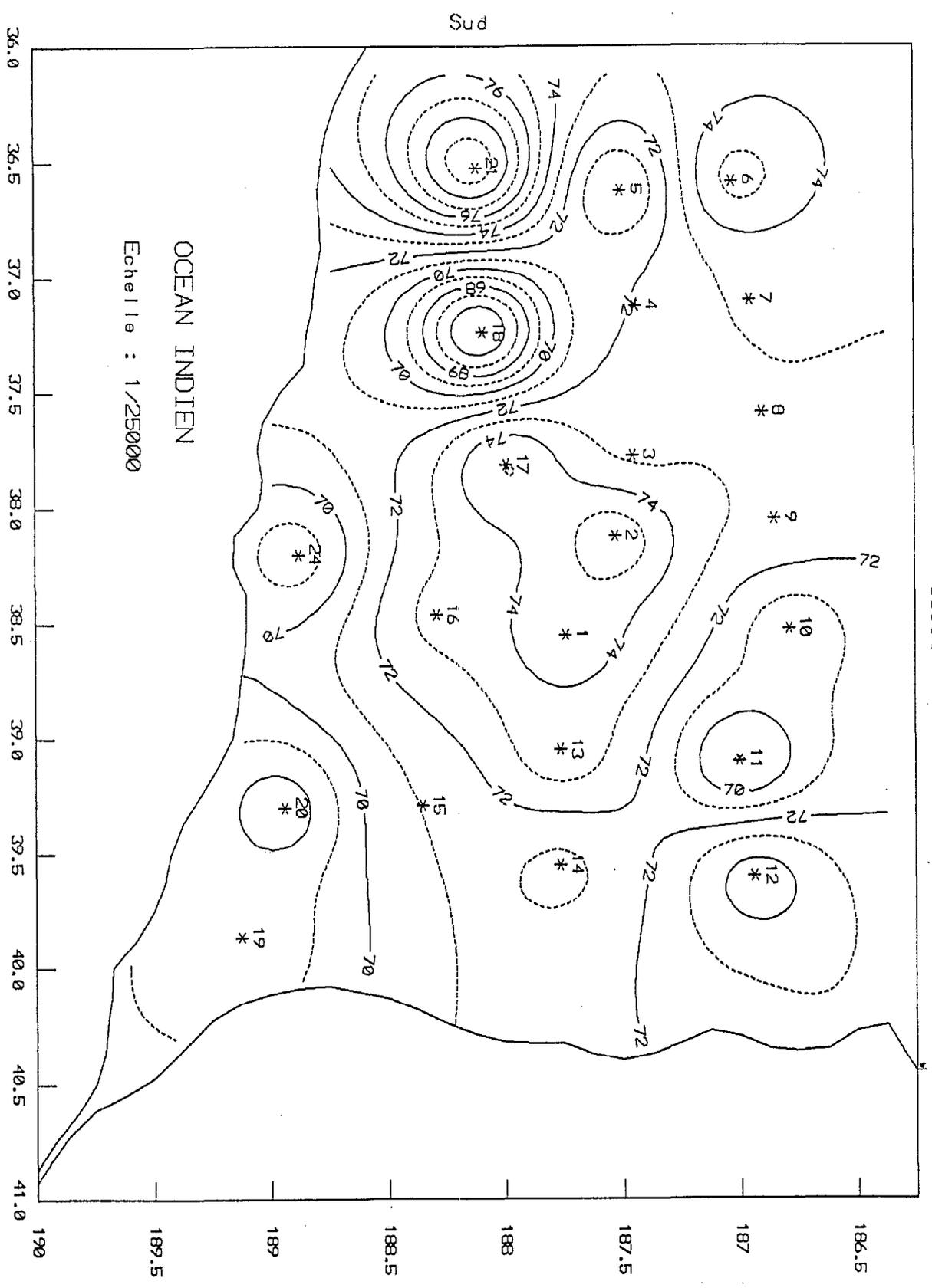


Figure 25 : Carte disovaleur de phase AMT à la fréquence de 30 Hz.

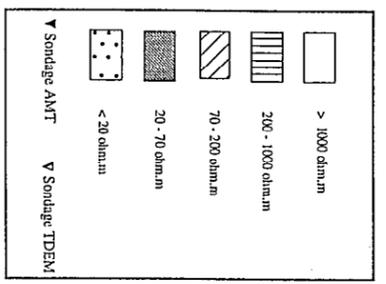
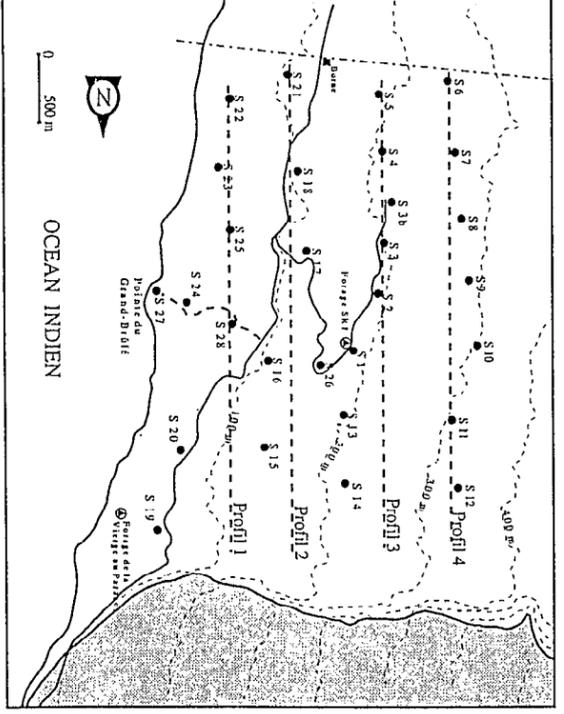
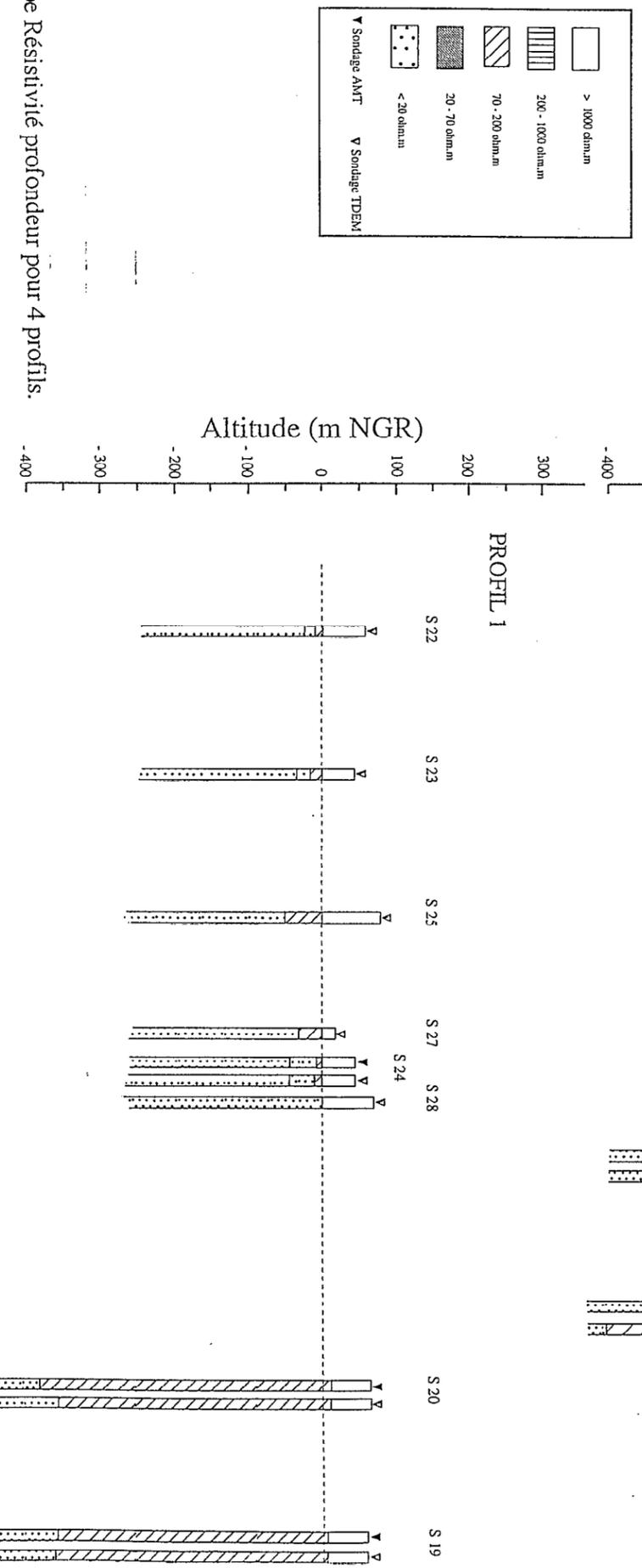
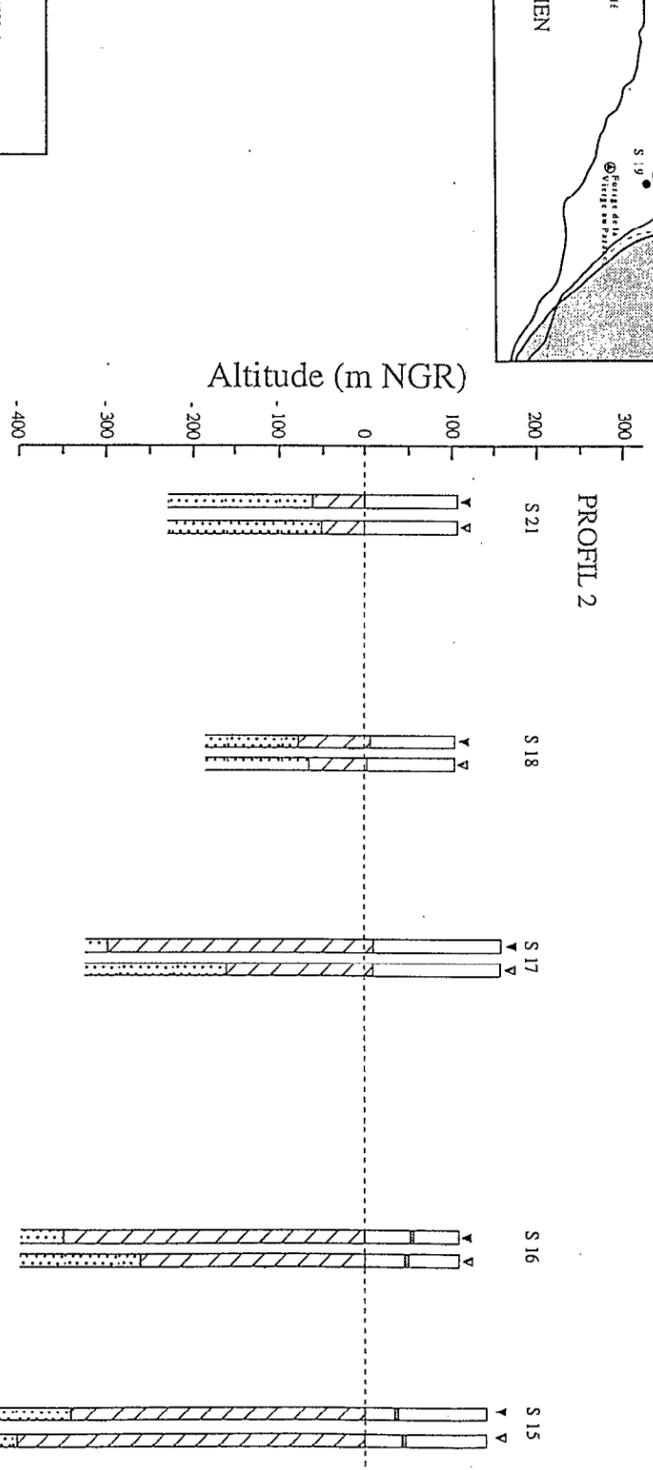
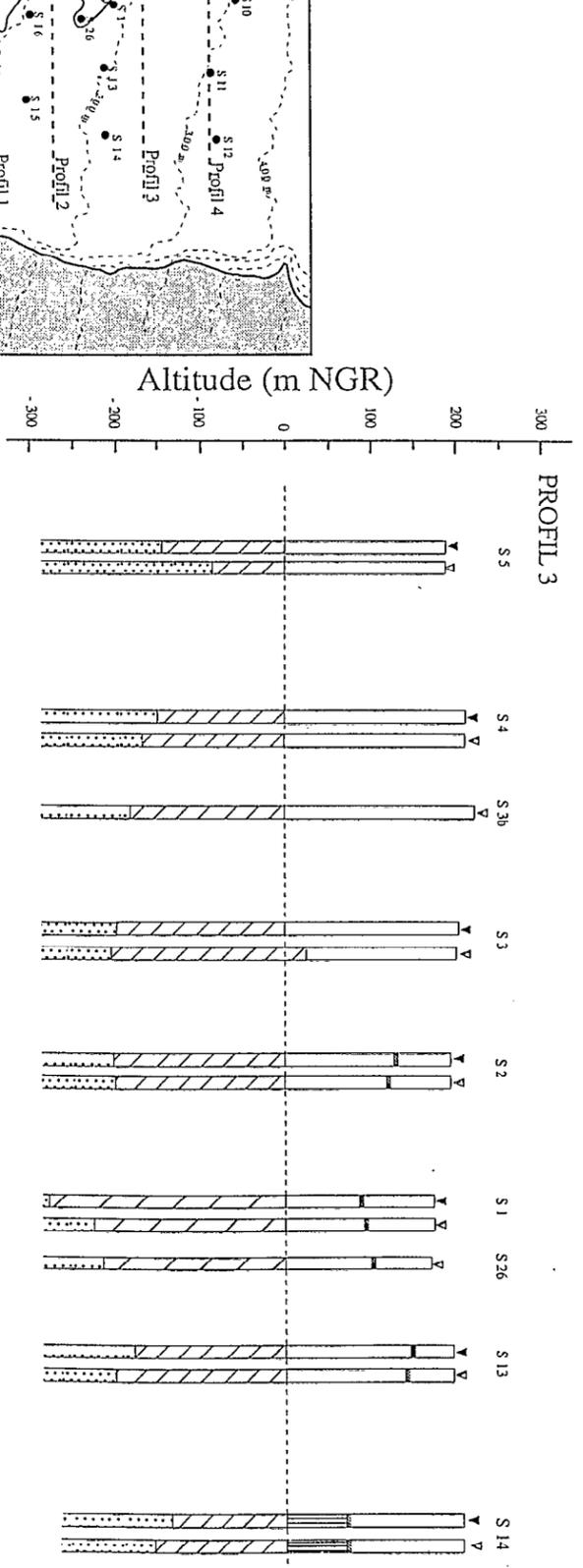
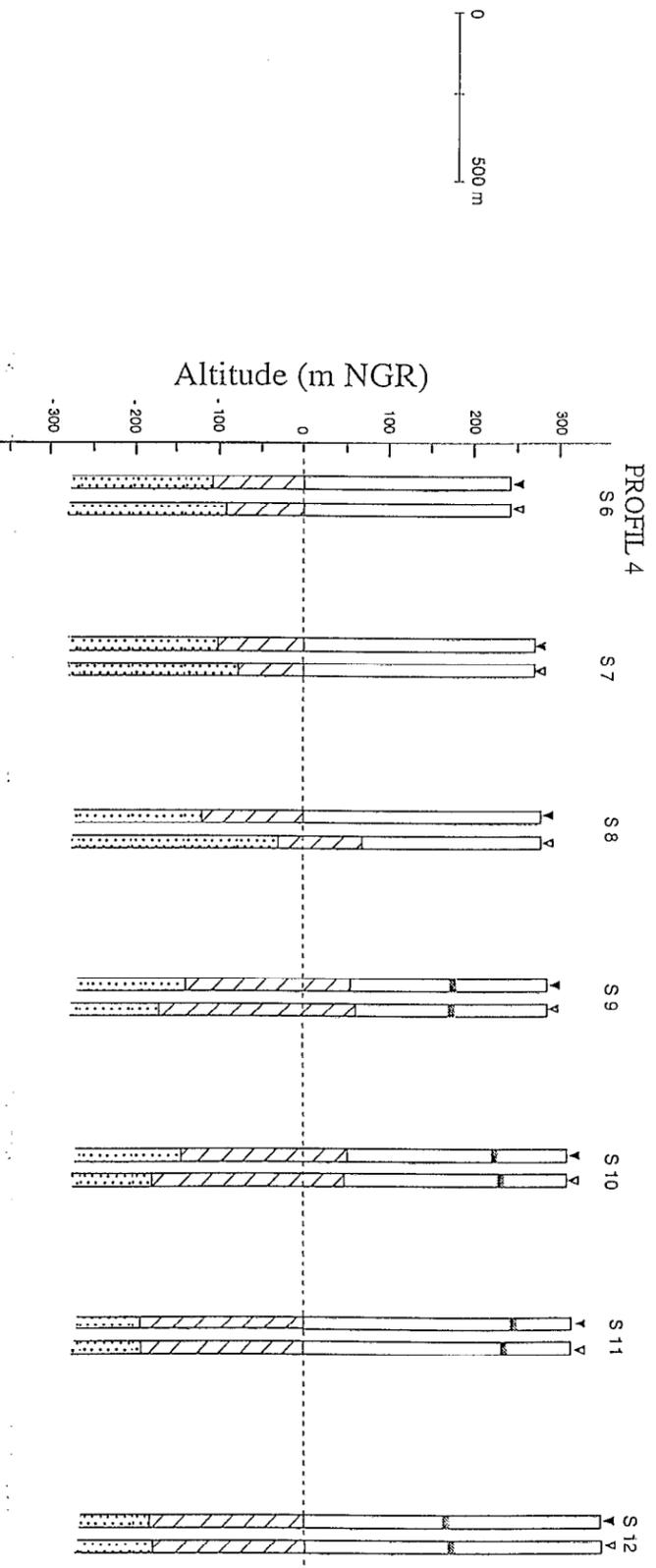


Figure 26 : Coupe Résistivité profondeur pour 4 profils.

modèle AMT permet de contraindre les modèles TDEM pour le niveau conducteur inférieur. Ce " va et vient" entre les deux modèles permettra de proposer une interprétation unique pour l'ensemble de la zone.

Cependant, il est possible de dégager ici certains apports et limites spécifiques de la méthode TDEM. L'analyse suivante s'appuie sur les coupes géoélectriques (fig 26) présentant simultanément les modèles AMT et TDEM.

* Les premiers terrains résistants situés au dessus du 0 NGR ont des résistivités variant de 1500 à plus de 10 000 ohm.m. La méthode ne permet pas d'évaluer de façon précise les résistivités importantes ; il est donc difficile de raisonner sur les variations de celles-ci.

* Le terrain intermédiaire conducteur, de résistivité moyenne 20 ohm.m, intercalé dans les terrains précédents, est détecté par les sondages 1, 2, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 et 26. Son épaisseur est faible (quelques mètres) et sa profondeur assez variable (entre 70 et 180 mètres).

* Le terrain moyennement conducteur situé sous l'ensemble précédent, a une résistivité de 120 ohm.m en moyenne (valeurs extrêmes : 70 et 240 ohm.m). La comparaison entre les modèles TDEM et AMT pour l'épaisseur de ce terrain montre un bon accord en général. Les stations 1, 5, 16 et 17 montrent cependant en TDEM une profondeur moins importante que l'AMT (de 50 à 150 mètres). Nous avons choisi de valider la profondeur donnée par l'AMT, dont la pénétration est plus importante et contraindrait mieux l'épaisseur de cette unité.

* Sur certaines stations côtières (22, 23 et 24), un avant dernier terrain est nettement différencié du substratum très conducteur. Sa résistivité varie de 4.8 à 18 ohm.m. Pour les autres stations, il faut noter que la distinction entre ces zones et le substratum est difficile à mettre en évidence de façon nette : beaucoup de modèles géophysiques peuvent intégrer un deuxième terrain de faible résistivité surmontant le conducteur de fond sans que l'ajustement avec les points expérimentaux soit différent du modèle construit sans ce deuxième conducteur.

Le substratum conducteur présente des résistivités assez variables, de 0.85 à la station 27 à plus de 15 ohm.m sur les stations situées plus en altitude. En général, plus une station est située en altitude, plus la définition précise de la valeur de résistivité de ce substratum est difficile, puisque le dispositif atteint ses limites de pénétration. Ce sont les valeurs de l'AMT qui sont validées pour la synthèse. En zone côtière cependant, les stations TDEM 22, 23, 24, 25 et 27 définissent des valeurs très faibles allant de .85 à 2 ohm.m, a priori caractéristiques de terrains saturés d'eau salée.

En conclusion, pour la méthode TDEM, les cadences utilisées (237, 62.5 et 25 Hz) ainsi que le courant d'injection assez faible disponible sur cet appareillage restreignent la pénétration. Les données AMT prennent souvent le relais lorsqu'il s'agit de définir le toit du substratum

conducteur et sa résistivité. En revanche, le niveau de faible résistivité est dans la plupart des cas bien repéré par le TDEM. Les cadences utilisées permettent de définir les premiers terrains de façon fine, en distinguant des conducteurs intermédiaires. Enfin, le modèle géoélectrique TDEM est précieux pour la correction des éventuels décalages des courbes AMT.

Ces deux méthodes sont donc complémentaires quand l'objectif est d'obtenir une profondeur d'investigation importante tout en conservant une définition fine des différentes couches .

IV - CORRELATION ET INTERPRETATION GEOLOGIQUE

Les modélisations géophysiques font apparaître une répartition complexe des résistivités, figurant la complexité des structures géologiques qu'elles représentent. Pour parvenir à un schéma géologique cohérent avec les données de l'histoire géologique du massif, en se basant sur les éléments interprétatifs issus des données géophysiques, nous suivons l'approche suivante :

- description qualitative des documents géophysiques finaux, dans le but de mettre en évidence des tendances, des zonations, des linéaments, etc,
- corrélation géologique ponctuelle et essai de généralisation,
- définition et intégration dans un schéma géologique d'ensemble.

IV - 1 - ANALYSE DES DOCUMENTS GEOPHYSIQUES SYNTHETIQUES

IV - 1 - 1 - Profils géophysiques

De l'observation des profils géophysiques matérialisés sur la **figure 26** apparaissent les éléments suivants.

a) Un substratum conducteur présente à tous les sondages

Ce substratum, considéré comme uniforme en première approche, se caractérise par un approfondissement net du Sud vers le Nord. Le passage d'un substratum peu profond à un substratum très profond est important et brutal pour les profils 1 et 2 (sur le profil 1 le conducteur est modélisé à - 41 m NGR au sondage 24 et à - 383 m NGR au sondage 20); il se fait de façon plus progressive pour les profils 3 et 4.

b) Une couche de faible résistivité présent à tous les sondages.

Les valeurs de résistivité correspondant à cette couche sont relativement homogènes .Le toit de cette unité se situe en général au niveau du 0 NGR (sauf pour les sondages 9, 10, 6, 19, 20) et son mur correspond au toit du conducteur sous-jacent ; l'épaisseur de ce niveau augmente latéralement du Sud vers le Nord.

c) Des conducteurs superficiels

Ces conducteurs peu épais (entre 1 et 10 m) s'intercalent entre le 0 NGR et la surface au sein de terrains en général très résistants. Ils se situent tous dans la moitié Nord amont du secteur d'étude, entre 100 et 250 m de profondeur à partir de la surface.

IV - 1 - 2 - Carte du toit du substratum conducteur

Exprimée en isobathes NGR sur la **figure 27**, la carte du toit du substratum conducteur permet une meilleure caractérisation des éléments décrits précédemment. Ainsi, il apparaît que la morphologie de ce substratum est guidée grossièrement par 2 linéaments discontinus, de direction approximative N20 et E-W, matérialisant des compartiments à comportement différent .

- Une évolution Nord-Sud

La partie Nord du secteur d'étude présente un substratum plus profond qu'au Sud. Cet approfondissement se fait selon une limite grossièrement Est-Ouest, franche en bordure littorale, progressive en amont. La profondeur du substratum atteint son maximum au sondage 20 (-383 m NGR) situé non loin de la Vierge au Parasol.

- Une évolution Est-Ouest

De l'aval vers l'amont, les 2 parties Nord et Sud de notre secteur se comportent différemment. Au Nord, la profondeur du conducteur augmente vers l'aval mais de façon irrégulière : une limite Nord-Sud caractérise un écart vertical brutal de plus de 150 m entre les sondages 13 et 14 et les sondages 16 et 15 situés en aval. Au Sud, le substratum s'approfondit vers l'amont selon une bordure côtière large d'environ 800 m et limitée par un linéament grossièrement N20 ; par la suite le substratum n'évolue plus avec l'altitude.

IV - 1 - 3 - Carte de résistivité du terrain sous le 0 NGR

Cette carte (**fig 28**) met en évidence les 2 secteurs de comportement différent Nord et Sud. La partie Nord se caractérise par une résistivité moyenne de l'ordre de 170 ohm.m. Les résistivités de la partie Sud sont sensiblement moindres, de l'ordre de 110 ohm.m. La ligne Est-Ouest qui sépare ces 2 zones présente une indentation dans sa partie médiane.

ANT / TDEM. PROFONDEUR DU SUBSTRATUM CONDUCTEUR (sous le Ø NGR) .

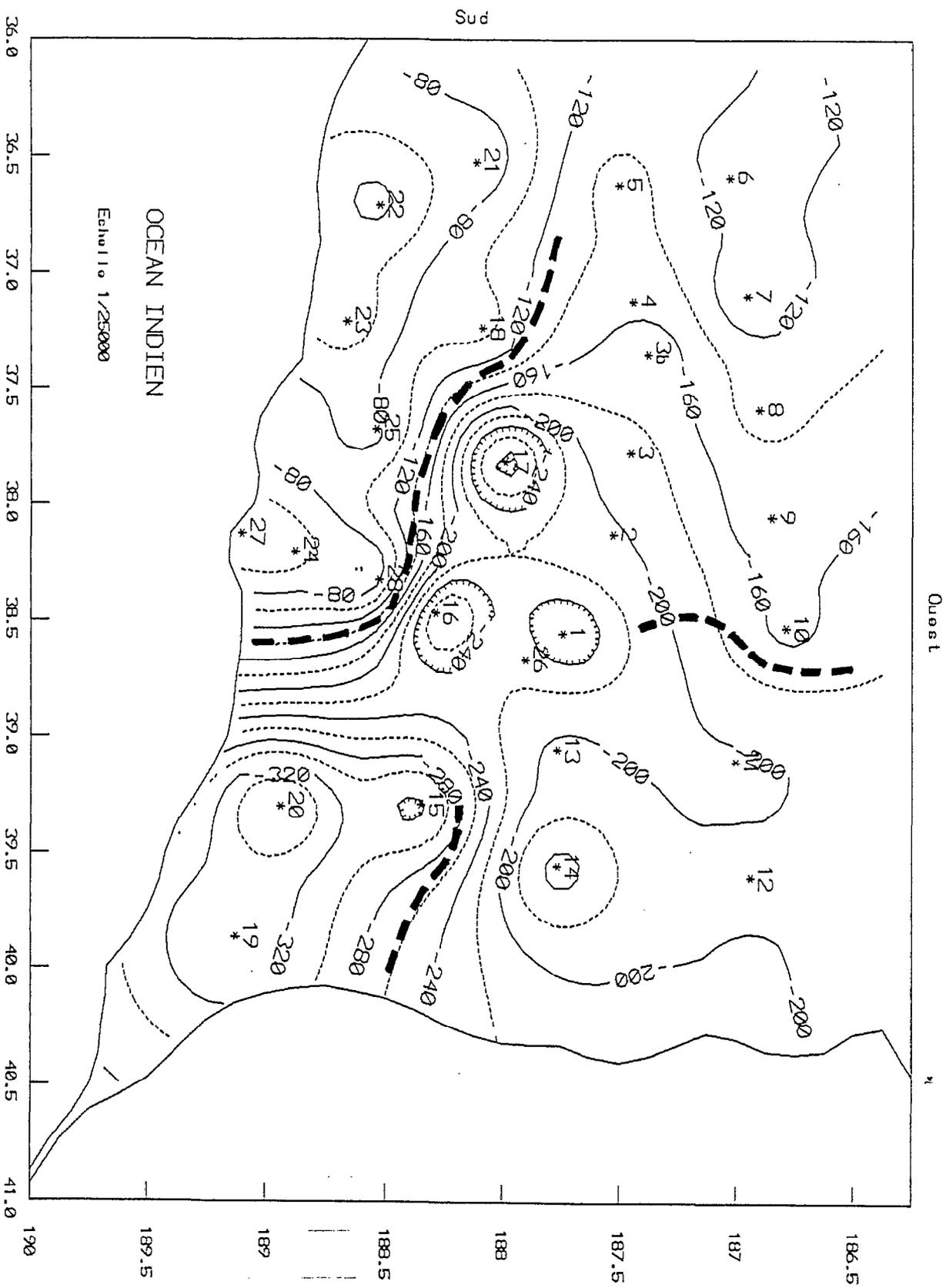


Figure 27 : Carte du toit du substratum conducteur.

AMT / TDEM. RESISTIVITE DU TERRAIN SOUS LE 0 NGR .

Ouest

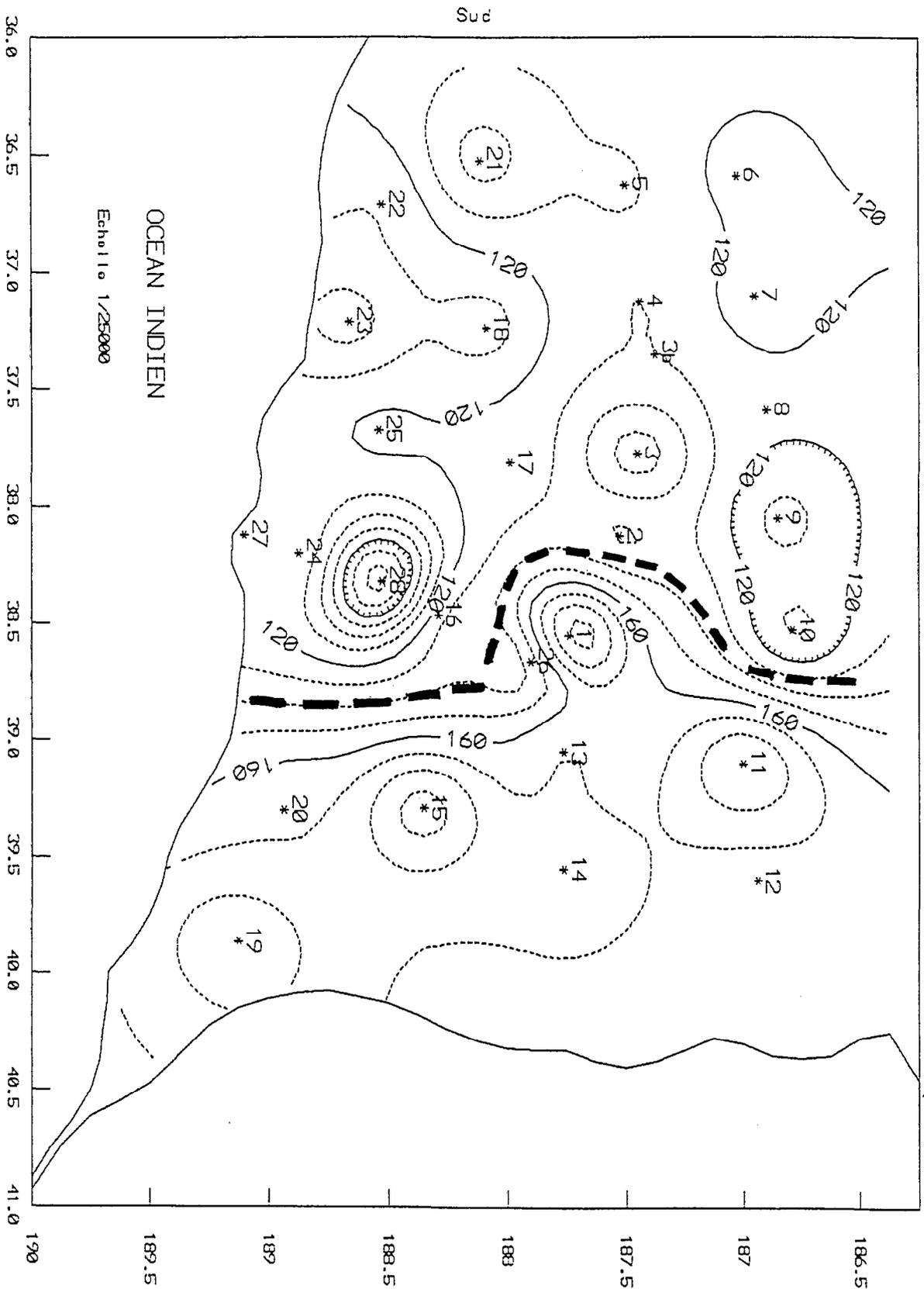


Figure 28 : Carte des résistivités directement sous le niveau ONGR.

AMT / TDEM. RESISTIVITE MOYENNE DES PREMIERS TERRAINS.

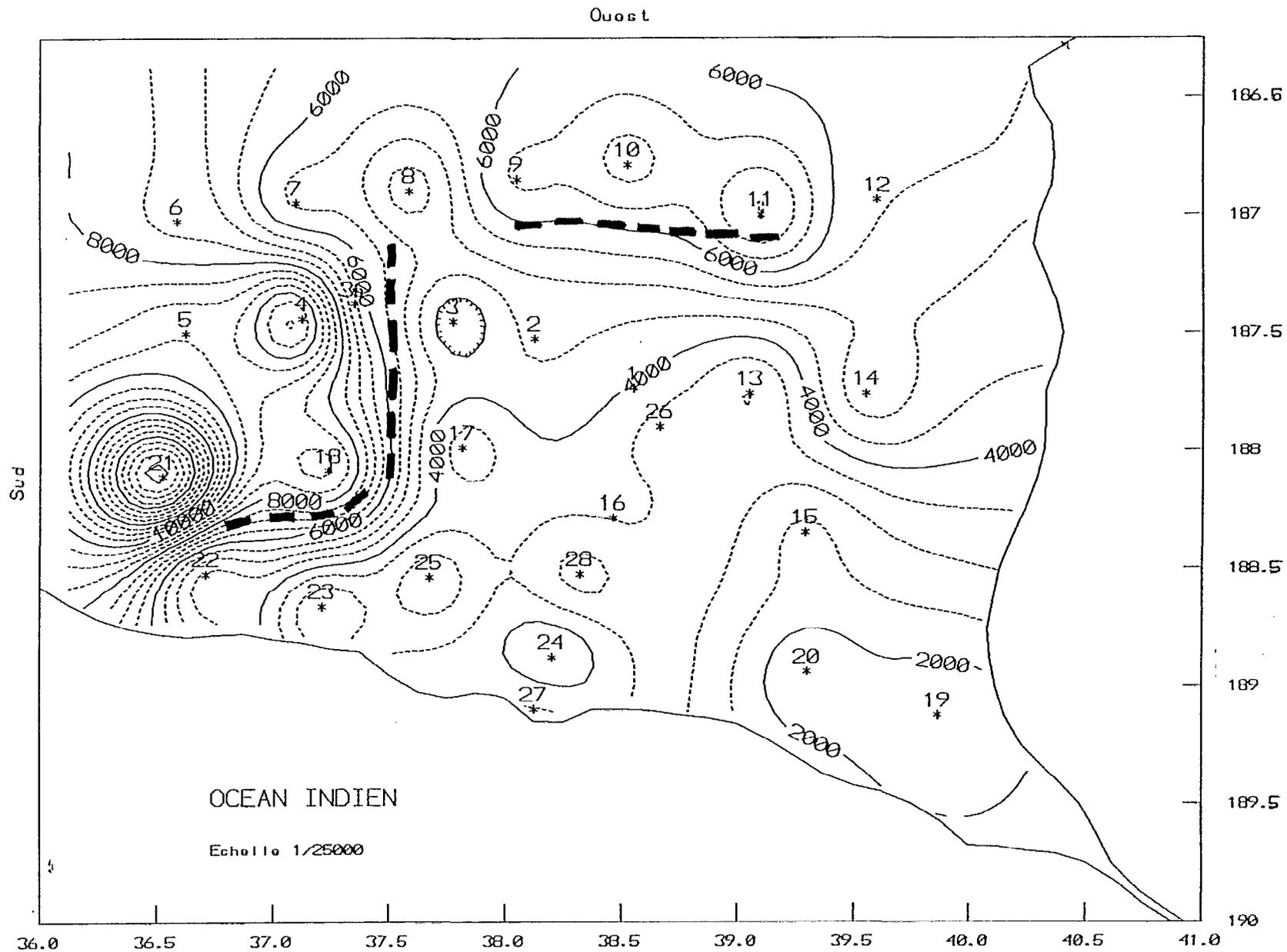


Figure 29 : Carte des résistivités moyennes au-dessus du niveau ONGR.

AMT / TDEM. RESISTIVITE DU SUBSTRATUM .

Ouest

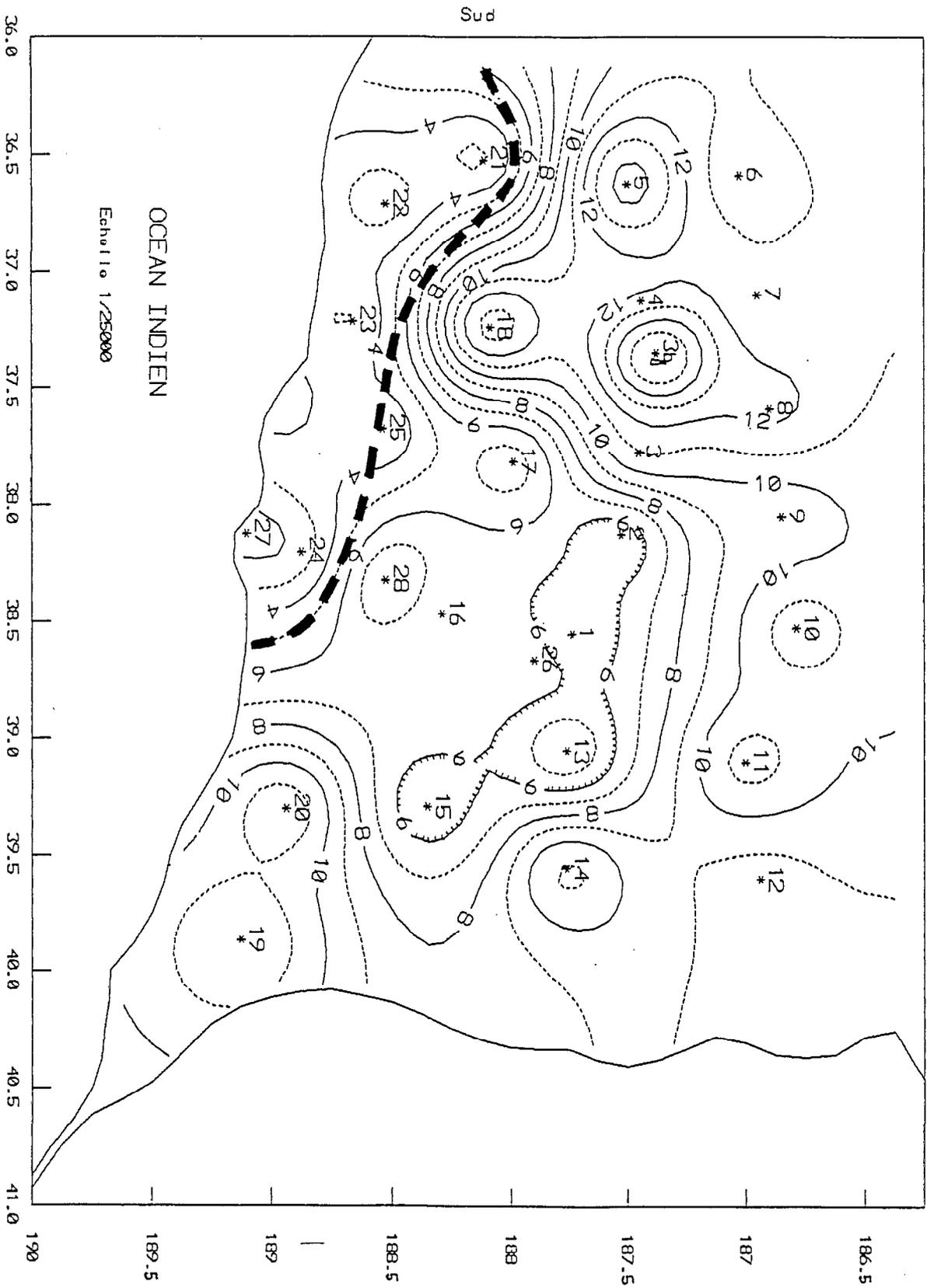


Figure 30 : Carte des résistivités du substratum conducteur.

IV - 1 - 4 - Carte de résistivité moyenne des premiers terrains

Une zonation Nord-Sud, selon une délimitation Est-Ouest, peut encore être avancée (**fig 29**) : au Sud, les résistivités sont très élevées ($> 6000 \text{ ohm.m}$), au Nord elles sont moindres ($< 4000 \text{ ohm.m}$). Dans le compartiment Nord on remarque une augmentation progressive de la résistivité vers l'amont.

IV - 1 - 5 - Carte de résistivité du substratum

Il est possible d'identifier une frange côtière caractérisée par des résistivités très faibles ($< 3 \text{ ohm.m}$). Ce secteur littoral serait limité, en amont, par une direction N20 puis Nord-Sud (**fig 30**).

IV - 1 - 6 - Conclusion

Il est possible de définir des tendances de comportement et des zones délimitées par des linéaments grossiers (**fig 31**). Il apparait 3 zones principales :

- * zone A : bande littorale à substratum très peu profond et très conducteur,
- * zone B : secteur amont Sud caractérisé par un substratum relativement profond, plat et des premiers terrains très résistants,
- * zone C : zone à substratum très profond, présentant un approfondissement de l'amont vers l'aval et se caractérisant par la présence de conducteurs minces superficiels.

IV - 2 - CORRELATION GEOLOGIQUE

IV - 2 - 1 - Corrélation avec les données de forage

La comparaison du modèle AMT de la station S1 avec la coupe du forage SR1 (**fig 32**) montre que la chute de résistivité vers 460 m de profondeur peut être corrélée avec le toit de la zone de transition définie par Rançon et al (1990). A priori, l'alternance de coulées aériennes et sous-marines ne peut justifier les résistivités très faibles obtenues. Par contre, le même auteur signale l'existence de faciès détritiques (il parle notamment de granulométrie sableuse, d'éléments basaltiques arrondis, de fragments coralliens) qu'il qualifie de faciès littoraux. Nous assumerons que ces formations (présentant des

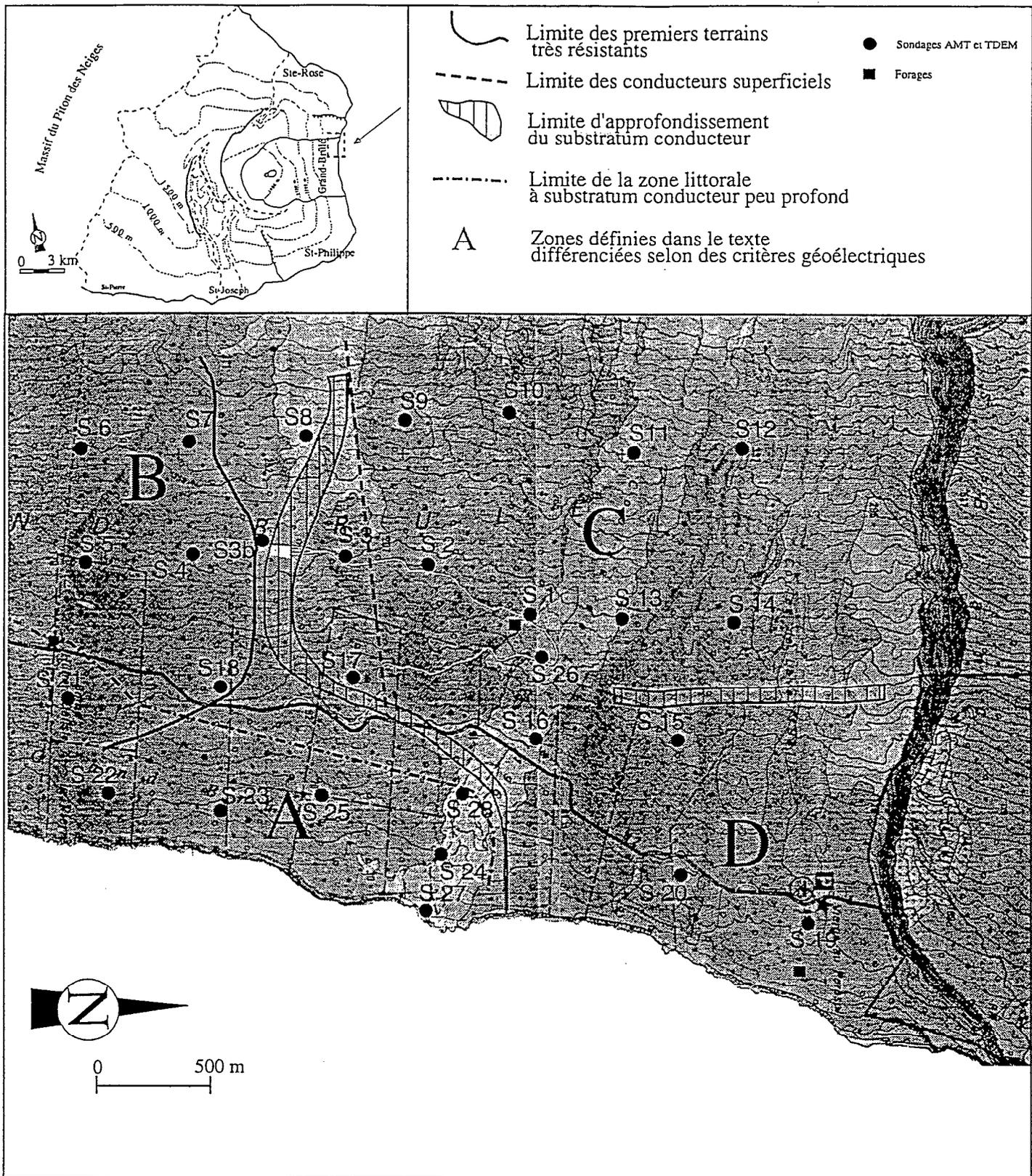


Figure 31 :Interprétation des documents géophysiques sous forme de zonations et de linéaments. Présentation des zones définies dans le texte

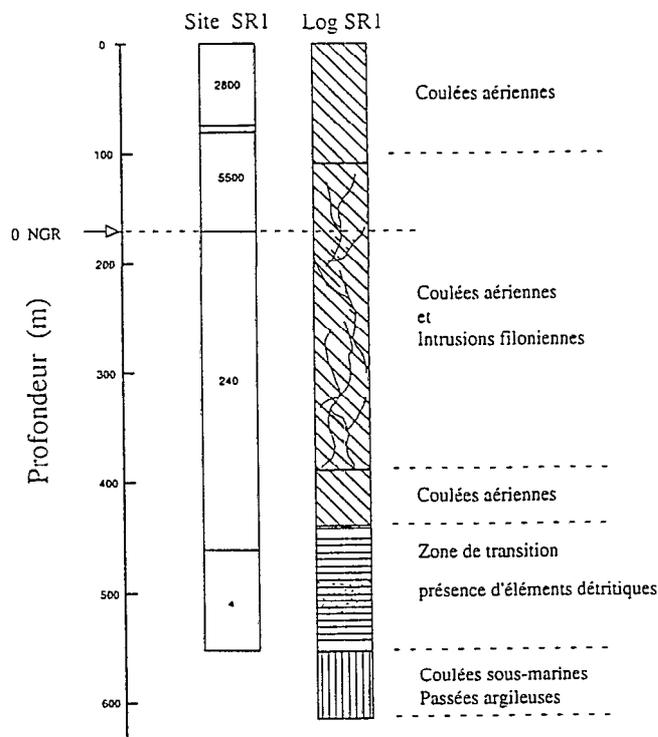


Figure 32 : Comparaison du log lithostratigraphique du forage SR1 avec le modèle AMT de la station. les chiffres indiquent les résistivités des couches en ohm.m. Entre la première et la deuxième couche existe un niveau très mince d'épaisseur 3,2 m et de résistivité 18 ohm.m.

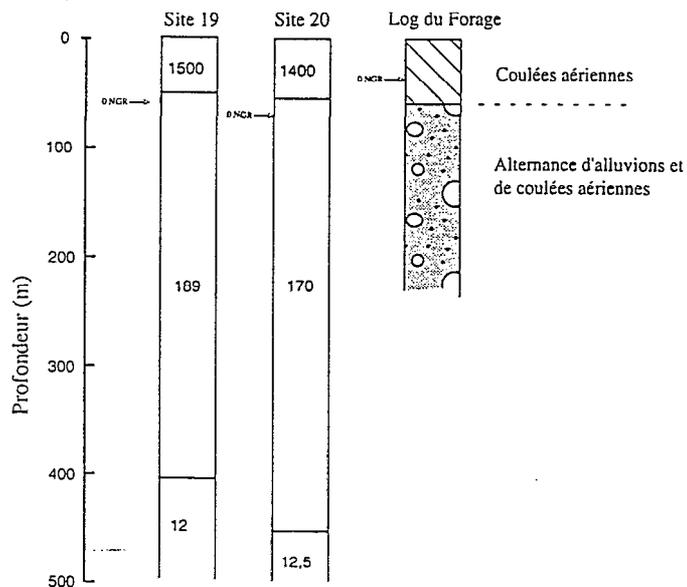


Figure 33 : Comparaison des sondages AMT des stations 19 et 20 avec le log de forage de la Vierge au Parasol.

phénomènes d'argilisation) ainsi que la présence plus profonde de coulées sous-marines argilisées constituent notre substratum conducteur.

Au niveau 0 NGR, on observe une diminution importante de la résistivité (de 5500 à 240 ohm.m) qui n'est pas corrélée avec un changement de faciès. On peut alors émettre l'avis que la couche à 240 ohm.m (170 à 460 m de profondeur) traduit l'existence d'un niveau aquifère dans les coulées aériennes et jusqu'au toit du substratum conducteur constituant un imperméable.

Les stations 19 et 20 sont situées respectivement à 300 et 400 m de distance du forage de la Vierge au Parasol. La coupe géologique met en évidence la présence, sous 60 m de coulées aériennes de matériaux alluvionnaires jusqu'au fond du puits (200 m). La **figure 33** montre les résultats de la modélisation à S19 et S20 et la colonne lithostratigraphique de ce forage.

Le niveau supérieur de ces stations peut être corrélé avec les coulées aériennes basaltiques avec une résistivité de l'ordre de 1500 ohm.m sur une épaisseur d'environ 50 m..

Le niveau sous-jacent représente les alternances de coulées aériennes et de niveaux alluvionnaires avec une résistivité de l'ordre de 180 ohm.m sur une épaisseur d'environ 350 m. L'homogénéité de ce niveau, la valeur de résistivité associée et la présence reconnue d'un aquifère à partir du 0 NGR, nous permettent de corréler ce niveau géoélectrique avec une unité aquifère d'épaisseur très importante (350 - 400 m).

La profondeur insuffisante du forage ne permet pas de corréler la chute de résistivité modélisée à 400 m de profondeur ; il est néanmoins très probable, dans un contexte alluvionnaire, de supposer l'existence de niveaux sous-jacents de type imperméables de vallée (ex : lahars) correspondant à notre dernier conducteur.

Cependant, la proximité de l'océan empêche d'exclure l'hypothèse de l'invasion saline au dessus des niveaux imperméables qui seraient alors encore plus profonds.

IV - 2 - 2 - Essai de généralisation et discussion

a) Signification du substratum conducteur

La signification du substratum conducteur constitue la problématique principale de l'interprétation géologique.

Il nous a été possible précédemment, à partir d'observations de forages et d'hypothèses géologiques réalistes, d'associer le substratum conducteur à des formations détritiformes et argilisées au niveau de SR1 ; par contre, les sondages 19 et 20 ne nous ont pas permis de trancher entre la nature argileuse ou salée du substratum.

Ainsi des résistivités très basses (3,9 ohm.m à SR1) ne sont pas forcément associées à la présence marine. Par ailleurs, dans le cas du substratum salé aux sites S19 et S20, celui-ci se manifesterait par des résistivités moins faibles (12 ohm.m) ; à l'opposé, dans le cas d'un substratum argileux, la proximité de l'océan (350 m au point S20), ne se traduirait pas forcément par la présence d'un biseau.

Placée dans ce cadre, la signification du substratum généralisée aux autres sondages s'avère délicate. Cependant nous avancerons les arguments suivants :

- l'absence de biseau salé au sondage 1 garantit son absence aux zones amont à ce sondage,
- la remontée du substratum en amont de S19 et S20 et, en général sur la partie amont du secteur d'étude, va dans le sens d'un substratum non marin,
- la nature marine du substratum de la zone A paraît très plausible (malgré les remarques précédentes). Pour plusieurs raisons : (i) les très faibles résistivités modélisées (entre 0,85 et 2 ohm.m aux sondages 22, 23, 25, 27, 24, et éventuellement 21), (ii) la grande proximité côtière (50 m au sondage 27, 200 m au sondage 22), (iii) la présence sus-jacente d'un conducteur (10 ohm.m au sondage 23) pouvant représenter une zone de mélange.

b) Signification de la couche géoélectrique 100-300 ohm.m

Comme résultat d'une contrainte préalable à la modélisation, il a été possible de déterminer pour tous les sondages (sauf le sondage TDEM 28) un niveau de faible résistivité généralement compris entre le 0 NGR et le conducteur de fond. L'interprétation de ce niveau comme étant l'aquifère de base, confirmée par les données de forage, ne s'oppose à aucun argument majeur. Néanmoins des particularités sont à signaler.

- La valeur du toit de la couche 100-300 ohm.m est un ordre de grandeur.

Pour les sondages 18, 6, 9, 10, 17, 20 et 19, le toit de la couche à 100-300 ohm.m est modélisé au dessus du 0 NGR. Bien que cela ne soit pas incompatible avec un substratum non marin, il nous faut retenir comme élément d'interprétation la tendance qui est celle d'un aquifère de base situé environ au 0 NGR.

En effet, une erreur de 10 m admissible pour une modélisation AMT ne l'est pas pour une estimation piézométrique ; par ailleurs, ces valeurs, prises en tant que valeurs absolues, se traduiraient par des situations piézométriques peu probables, comme des zones ponctuelles à piézométrie élevée (sondage 17) ou des zones à gradient dirigé vers l'amont (sondage 19).

Cependant, concernant les sondages 9 et 10, les valeurs importantes du toit de la couche à 100-300 ohm.m, (+ 50 m NGR), pourraient justifier la prise en compte de situations

hydrogéologiques particulières : niveau perché dont le substratum ne serait pas détecté, niveau humide non saturé etc....

- Des zones de mélange littorales

Sur le secteur littoral (zone A) où nous avons défini un substratum assimilé au biseau salé, il est logique de supposer l'existence locale de zones de mélange. Cette interprétation est possible pour S22, S23 et S24, car, entre le niveau que nous interprétons comme aquifère et le substratum, apparaît une couche conductrice de résistivité variable (respectivement 5, 10 et 18 ohm.m). Il est à noter qu'un aquifère plus épais (sondage 25) est associé à la non modélisation d'un conducteur pouvant représenter un niveau de mélange ; à l'opposé, des zones de mélange sont associées à des épaisseurs faibles d'aquifère. Ce phénomène traduit la variation latérale des facteurs influençant la pénétration de l'eau de mer (fracturation, flux amont, etc). Ainsi de S25 à S24, l'épaisseur de l'aquifère diminue progressivement.

- Le sondage TDEM 28

A l'amont immédiat de cette zone d'invasion saline probable, est situé le point TDEM 28, unique sondage où la modélisation d'un niveau pouvant être assimilé à l'aquifère est impossible. Ce sondage est situé au niveau du linéament séparant les zones A et B. Il caractériserait ainsi la zone de passage entre 2 systèmes hydrogéologiques différents, zone de passage marquée par la présence d'un niveau conducteur de type argileux affleurant au 0 NGR au point 28 et se retrouvant plus profond vers le Nord. Une autre possibilité consisterait à interpréter la couche à 9,5 ohm.m de S28 comme étant liée à l'invasion marine. Cette solution est rendue improbable par la présence aval d'un aquifère (S27 et S24).

c) Signification des couches supérieures

De façon générale les terrains compris entre la surface et le 0 NGR ont été modélisés par des résistants. L'interprétation des ces résistants par des coulées basaltiques non saturées apparaît évidente et confirmée par les forages.

Ces valeurs de forte résistivité sont cependant assez variables (entre 1000 et 19000 ohm.m) sans qu'il soit possible pour les expliquer de dépasser les hypothèses générales déjà exprimées précédemment (cf paragraphe II-3).

Par ailleurs, dans la partie Nord amont du secteur d'étude, sont intercalés des conducteurs qui peuvent être associés à des matériaux de type argileux . Bien que la répartition spatiale des sondages interdise toute corrélation directe, il est permis de

supposer une extension latérale significative de ces conducteurs pouvant ainsi créer des nappes perchées mais peu épaisses, donc indétectables.

IV - 2 - 3 - Conclusions

A partir de la corrélation ponctuelle avec les colonnes lithostratigraphiques des forages, servant de base à un essai de généralisation, nous proposons une première caractérisation géologique et hydrogéologique des zones préalablement définies (cf paragraphe II-2).

Il est possible d'avancer les éléments suivants (**fig 31**).

- La zone A correspond à une zone littorale d'invasion marine caractérisée par un biseau salé et des phénomènes de mélange.
- Les zones B et C sont caractérisées par un substratum de type remanié et argileux constituant un mur imperméable à l'aquifère sus-jacent.
- Une zone D peut être définie à partir des sondages 19 et 20 marquée par un contexte de paléovallée et un substratum conducteur de fond de vallée pouvant être des lahars, des alluvions anciennes ..etc.
- Un niveau aquifère est présent sur tout le secteur d'étude, en équilibre avec l'eau de mer dans la zone A, et se développant sur un substratum imperméable partout ailleurs.
- La présence du biseau salé en bordure littorale de la zone D est incertaine.

IV - 3 - MODELE GEOLOGIQUE

IV - 3 - 1 - Propositions pour la définition d'un modèle géologique

La définition d'un schéma géologique pour notre secteur d'étude ne peut être découplée de l'histoire géologique du massif et donc des hypothèses volcanotectoniques proposées pour sa formation.

a) Hypothèse de départ et conséquences

Le schéma géologique que nous présentons plus loin, repose sur une observation majeure : la mise en évidence d'au moins 200 m d'alluvions par le forage de la Vierge au Parasol.

Notre hypothèse de base, qui en découle, est celle de l'existence d'un paléosystème alluvial d'importance au Nord du Grand-Brûlé, ennoyé par les coulées récentes.

Cette hypothèse est majeure par ses implications :

- Une planèze continue sur le flanc Est de la Fournaise

En effet, toutes les rivières de l'île de la Réunion se caractérisent par un encaissement profond limité par des parois abruptes de part et d'autre.

Partant de ce fait - et si nous admettons le rempart de Bois Blanc comme constituant une ancienne rive gauche - l'existence de la paléorivière implique la présence d'un rempart équivalent constituant une rive droite. Cette déduction oblige à considérer comme probable l'existence d'une planèze continue depuis ce paléorempart jusqu'à l'actuel rempart du Tremblet.

- L'antériorité de Bellecombe sur le Grand-Brûlé

Postérieurement à la phase III (Bachelery, 1981) nous considérons donc le flanc Est du massif de la Fournaise comme continu de Bois Blanc au Tremblet, entaillé par une rivière ; cette rivière aurait un âge identique à celui de l'actuelle Rivière de l'Est, i.e. qu'elle serait postérieure aux dernières coulées de phase III, i.e. postérieure à l'effondrement de Bellecombe.

- La combinaison de ces 2 réflexions permet de considérer, il y a quelques 5000 ans (âge maximal de la caldéra de Bellecombe), un volcan qui présenterait les traits suivants.

- * Une caldéra de Bellecombe (peut-être de morphologie différente -plus petite- de l'actuelle), concentrant l'essentiel de l'activité effusive du volcan, donc fermée.
- * La dépression du Grand-Brulé n'existerait pas encore.
- * Le Massif de la Fournaise présentant une planèze continue de Sainte-Rose à Saint-Philippe ; cette planèze est creusée par 2 rivières : l'actuelle Rivière de l'Est et la paléorivière que nous définissons.

Le glissement du Grand-Brulé interviendrait par conséquent ultérieurement , donc récemment, sous la forme d'un phénomène catastrophique emportant la planèze entre la paléorivière et le Cap du Tremblet, en créant, par la même, le rempart du Tremblet (de morphologie rectiligne) et la dépression du Grand-Brûlé . Le Piton de Crac peut être considéré comme un reliquat de cette ancienne planèze.

b) Nature du glissement

En accord avec les données du chapitre géologie (cf paragraphe II-2), le glissement peut être décomposé selon une composante verticale et une composante horizontale.

La composante verticale illustrée par la présence du rempart du Tremblet, peut être estimée à au moins 200 m, profondeur correspondante à celle des alluvions au niveau du forage de la Vierge au Parasol.

La composante latérale n'est pas quantifiable a priori, mais serait très importante comme en atteste la présence d'un bloc allochtone d'origine sommitale entre 108 et 390 m de profondeur dans le forage SR1.

Il apparait ainsi un des aspects caractéristiques du glissement qui nous concerne : des déplacements de flanc de panneaux entiers, identifiables en tant qu'unités , sans que ceux-ci soient désagregés dans un mécanisme d'avalanches de débris.

Ces derniers matériaux, décrits en mer, posent le problème de leur position relative, dans le contexte qui est le nôtre.

c) Situation des matériaux de glissement

Sur la base d'une réinterprétation de la colonne lithostratigraphique du forage géothermique (SR1), nous proposons la succession suivante :

0-108 m : coulées aériennes récentes

108-390 m : panneau glissé allochtone d'origine sommitale (intrusions).

390-440 m: panneau glissé allochtone

440-556 m : Apparition de matériaux "de glissement"

556-646 m : série sous-marine

Nous proposons donc que la base du glissement du Grand-Brulé se trouve à environ 450 m dans le forage SR1. Dans la série (440-556 m), qu'il interprète comme une série de transition aux faciès sous-marins sous-jacents, Rançon (1990) décrit également des éléments basaltiques plus ou moins arrondis et des faciès à granulométrie sableuse qu'il qualifie de littoraux. Nous proposons d'interpréter cette unité comme un ensemble de matériel de démantèlement (de type bréchique ou lahar) pouvant être associé à un glissement (faciès matrice et blocs).

IV-3-2 Modèle géologique

La **figure 34** représente en plan et en coupe le schéma géologique proposé pour le secteur d'étude : 2 ensembles Nord et Sud se différencient.

a) Ensemble Sud

Cet ensemble résulte du glissement d'une planèze préexistante.

La structure se présente comme la juxtaposition et la succession de séquences glissées caractérisées par l'association de vastes panneaux glissés presque intacts (énormes hummocks) et de produits de démantèlement ; ces produits apparemment sous-jacents aux hummocks peuvent se retrouver latéralement et matérialiser ainsi les structures de glissement.

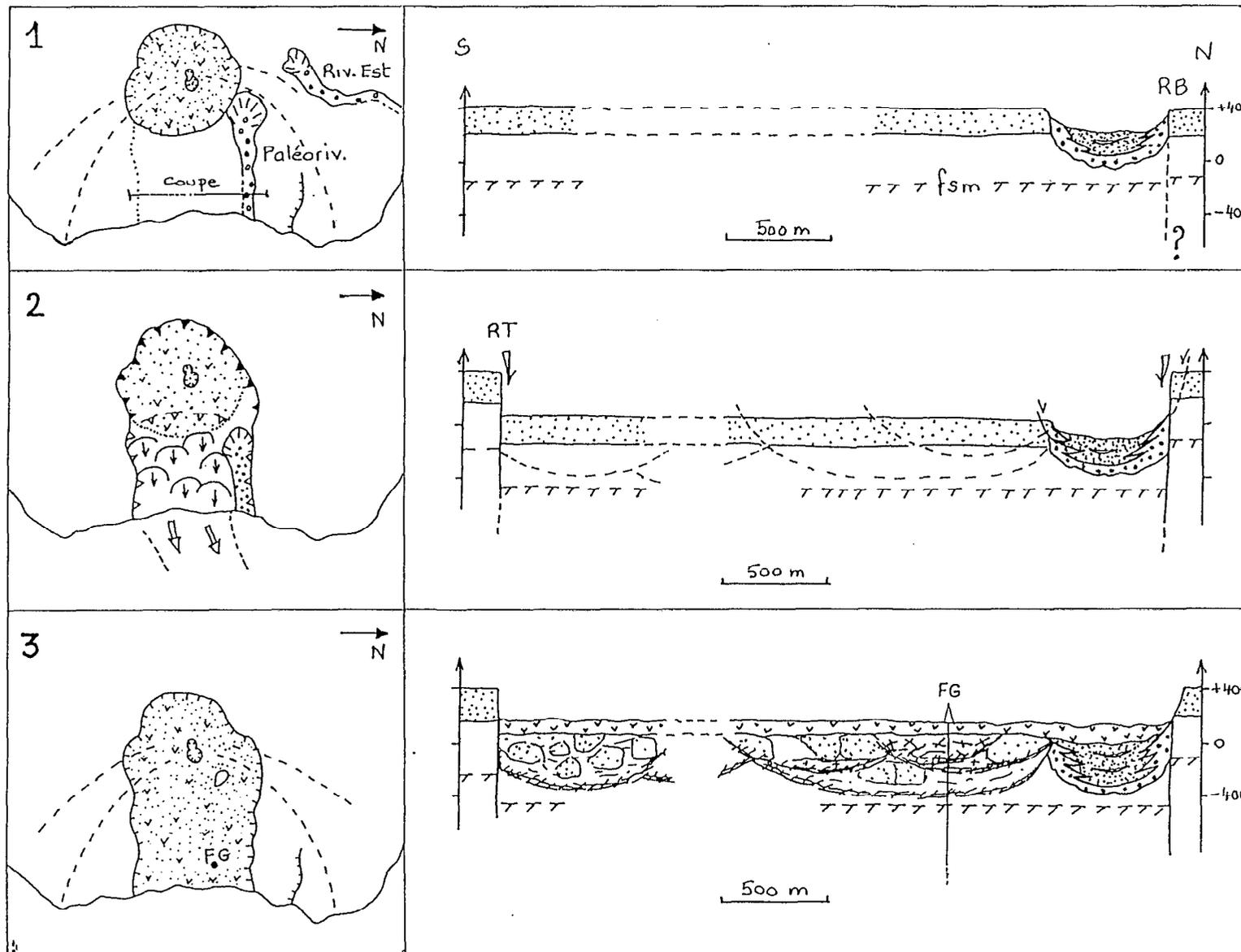
Ces formations sont recouvertes par les coulées récentes de phase IV.

La base de ce glissement que nous définissons vers 400-450 m de profondeur au SR1 n'est qu'un ordre de grandeur ponctuel. La nature même d'un tel glissement - chaotique- laisse supposer des profondeurs et des épaisseurs de matériaux transportés très variables spatialement.

b) Ensemble Nord

Ces unités de glissement ne se retrouvent pas dans cet ensemble constituant la bordure Nord de notre secteur.

Celui-ci résulte d'un effondrement dans un contexte de vallée caractérisé, par conséquent, par l'inexistence à son amont direct d'une planèze. Ainsi, la présence de blocs glissés correspondant à un mouvement latéral Ouest-Est semble moins probable dans ce secteur ; le mécanisme le plus envisageable serait des glissements



1: phase de creusement. 2: phase de glissement. 3: stade actuel.

limite du glissement de flanc.
 hypothèse du déplacement en masse Enclos - Grand-Drûlé.
 loupes de glissement.

formations de phase II.
 formations de phase III.
 formations de phase IV.
 formations alluvionnaires.

FG: forage géothermique. RB: rempart de Bois-Blanc. RT: rempart du Tremblet. fsm: formations sous-marines.

Figure 34 : Schéma de mise en place des structures géologiques. Coupes géologiques et schémas paléogéologiques.

de parois secondaires à composante Nord-Sud. A partir de la surface la superposition probable serait la suivante :

- coulées récentes de couverture
- (éventuellement) blocs glissés, lahars
- système d'alternance coulées/alluvions
- substratum de vallée

c) Les structures

Le schéma géologique proposé obéit à une tectonique de glissement en masse caractérisée par des discontinuités sensiblement N-S et E-W.

La direction E-W est celle du mouvement général vers l'Est. Ce glissement se matérialise en réalité par plusieurs unités de glissement d'ordre inférieur présentant une morphologie probable en loupe de glissement et délimités grossièrement par des linéaments E-W et N-S. La direction N-S correspondrait au front de ces loupes de glissements se succédant vers l'amont.

d) Correspondance avec le modèle géophysique interprété

Le modèle géologique et les interprétations du modèle géophysiques sont corrélables :

- Les linéaments N20 et E-W reflètent la tectonique de mise en place du glissement. Celle-ci définit des compartiments glissés (selon des structures E-W) et rabaissés les uns par rapport aux autres (selon des structures N-S).

- Le substratum conducteur des zones A, B et C correspondrait au toit des produits de glissement .Ceux-ci constitueraient un imperméable au dessus duquel se développerait une nappe au sein des panneaux glissés.

Dans le cas de la zone A, ces produits trop profonds permettraient la pénétration de l'eau de mer.

- La zone D est particulière, le substratum ne serait pas lié au glissement mais correspondrait à des imperméables de vallée.

V - MODELE HYDROGEOLOGIQUE

Le modèle hydrogéologique que nous proposons est général ; son objectif, en accord avec la méthodologie de prospection mise en oeuvre, est de définir des ensembles à comportement hydraulique comparable.

Le modèle est basé sur des remarques et déductions préalables, issues des modèles géophysiques et géologiques, visant à discriminer de tels ensembles. Certaines de ces remarques sont limitatives, d'autres sont constructives.

V-1 ORIENTATIONS PREALABLES

1- Une nappe limitée par un substratum non marin

A part dans la zone A, la nappe repose sur un substratum de type argileux ; ceci interdit l'application directe de l'approximation de Ghyben-Herzberg ; par ce biais, aucune approche de la piézométrie à l'échelle du secteur d'étude n'est possible ainsi que tout raisonnement à partir de celle-ci.

2- Une nappe de base généralisée mais de piézométrie indéterminée

Comme nous l'avons déjà signalé (cf paragraphe IV-2-2), la valeur du toit de la nappe aquifère pouvant être déduite des modélisations AMT n'a de sens qu'en terme de tendance. En effet, une précision de l'ordre de 10 m pouvant être considérée comme largement admissible pour un modèle AMT, ne l'est pas du tout pour une estimation de la piézométrie.

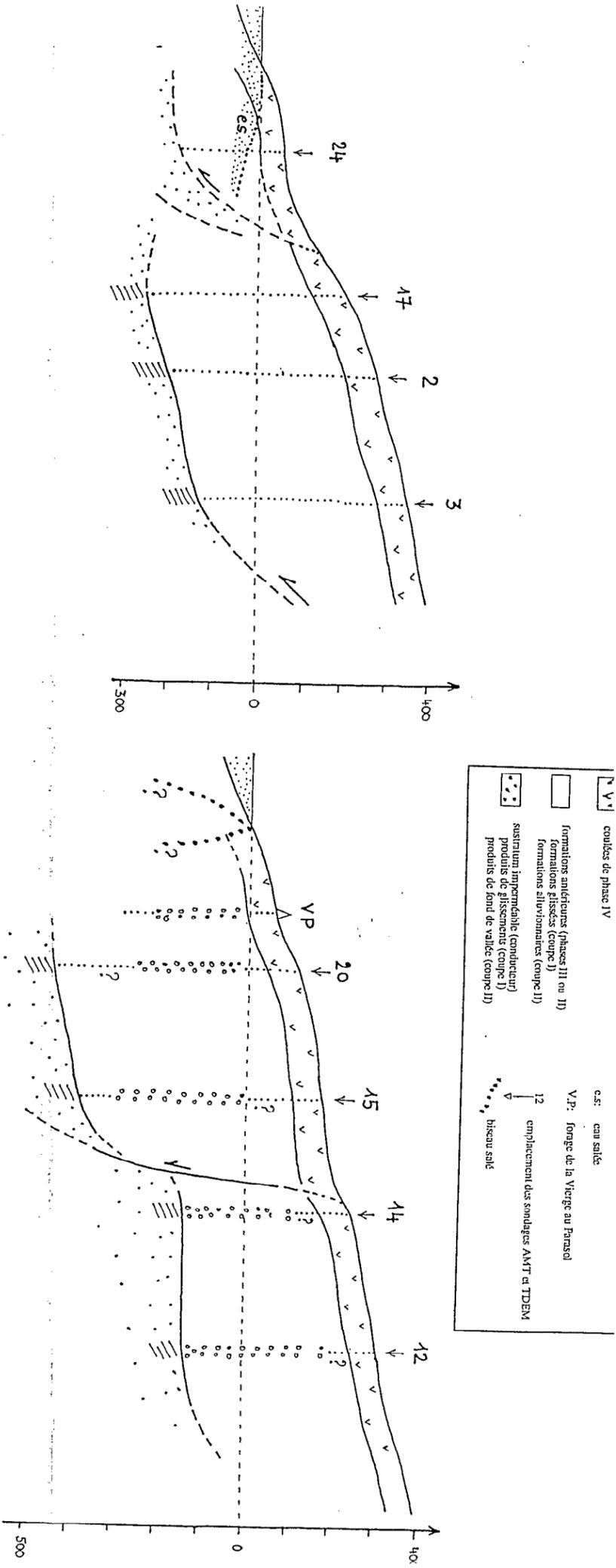
A ce titre, la tendance qu'il nous faut retenir ici, est celle d'une nappe de base généralisée à partir du 0 NGR, avec des indices de piézométrie élevée aux points 17, 9, 10, 18 (zones B et C) et 19, 20 (zone D).

3- Une discontinuité N20 jouant un rôle "étanche"

Le rôle limitatif de ce linéament N20 est manifeste dans sa moitié Nord pour laquelle il caractérise le passage brutal d'un biseau salé peu profond à un substratum de type argileux profond.

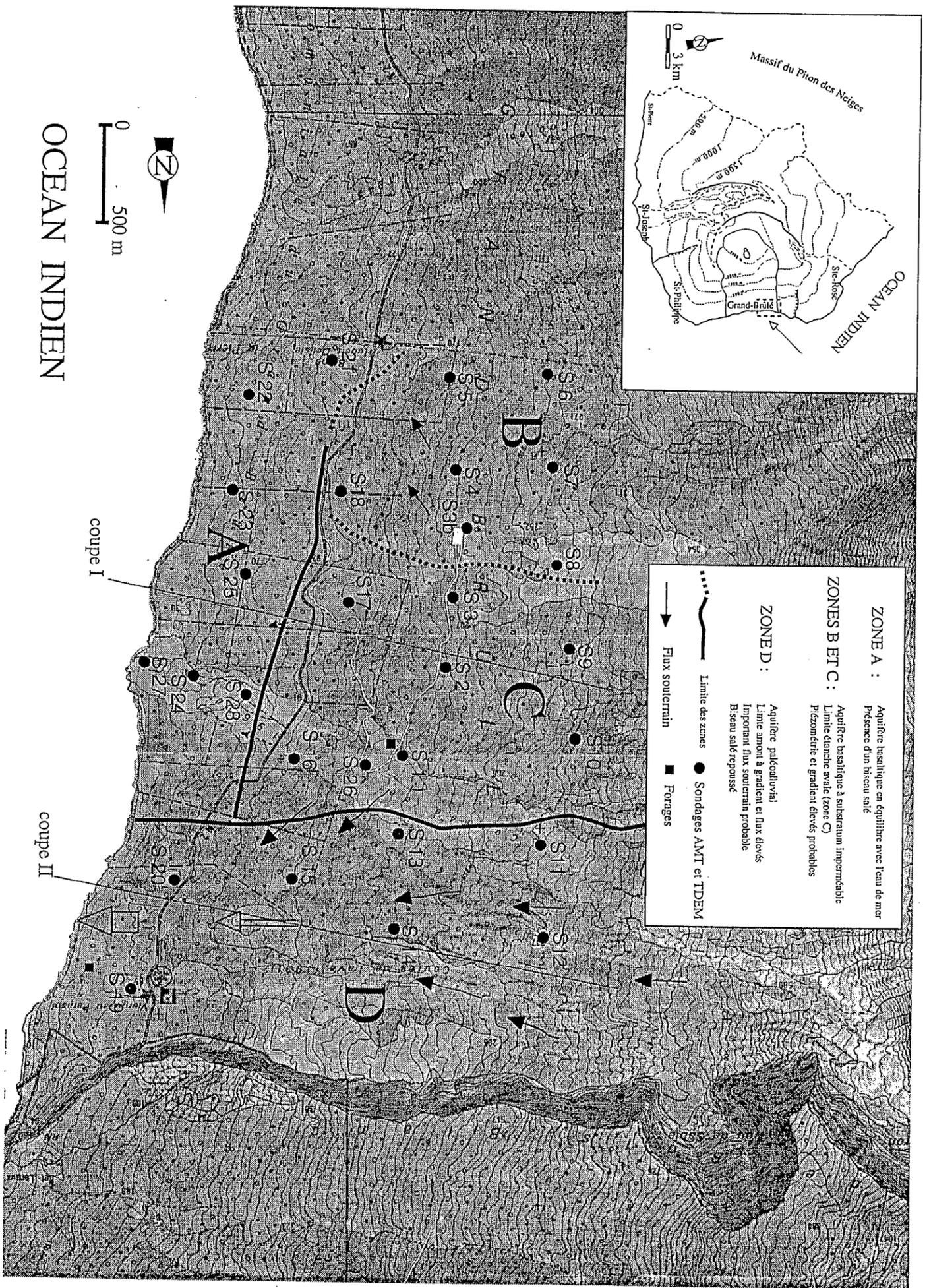
4- Condition amont à charge hydraulique importante pour la zone D

L'hypothèse d'une paléorivière s'accorde avec l'augmentation régulière de son niveau de base avec l'altitude. Ceci est confirmé par les profondeurs du substratum de la zone D. Cette structure permet l'hypothèse d'un écoulement chenalisé à forts gradient et flux, constituant une condition amont à la zone D.



COUPE I

COUPE II



Océan Indien

0 500 m



coupe I

coupe II

Figure 35 : Proposition schématique d'un modèle hydrogéologique. Carte de zonation et coupes.

5-Inéfficacité de la relation de Ghyben-Herzberg

Le biseau salé semble ne pas exister dans la zone D ; en effet nous favorisons l'interprétation du substratum conducteur en S19 et S20 comme étant de type argileux. Néanmoins, en postulant son existence, sa pénétration maximale se situerait à environ -350 m NGR aux sondages 19 et 20 ; ceci correspondrait à une pente du biseau de 100%.

Cette valeur impliquerait une profondeur de biseau de - 70 m NGR au forage de la Vierge au Parasol, valeur en opposition avec le niveau piézométrique mesuré de + 0,5 m NGR.

Ces éléments révèlent l'inapplicabilité apparente de la relation de Ghyben-Herzberg dans la zone D et par conséquent, de ses hypothèses de base (équilibre hydrostatique, pas de sorties sous-marines, etc ...).

6- Flux souterrain important dans la zone D

L'existence d'un flux souterrain important dans la zone D constitue un corrolaire à la remarque précédente.: 2 comportements sont possibles :

* les hypothèses de Ghyben-Herzberg sont globalement envisageables. Dans ce cas, l'importance du flux souterrain se traduit par un recul de l'invasion saline et par une pente de biseau importante.

* les hypothèses de Ghyben-Herzberg ne sont pas envisageables. Dans ce cas, l'importance du flux souterrain se traduit par l'absence de biseau salé dans la zone D ; cette possibilité correspond à celle d'un flux aquifère souterrain se poursuivant au delà de l'actuelle côte.

7- Piézométrie relativement faible et gradient peu important dans la zone D

Le seul niveau piézométrique connu est celui du forage de la Vierge au Parasol mesuré à + 0,5 m NGR. Ce témoin d'une piézométrie relativement faible semble en désaccord avec un contexte amont à gradient important (remarque 4) et à la condition locale de fort débit (remarque 6). Dans l'hypothèse générale d'une continuité hydraulique et de flux, cette baisse relative du gradient peut correspondre, d'une part, à une augmentation nette de la transmissivité et d'autre part, à une condition aval de sortie aquifère sur un front côtier au delà de l'actuelle côte.

L'augmentation brutale de transmissivité pourrait être associée aux discontinuités N-S de la zone D augmentant brutalement l'épaisseur d'aquifère sous le 0 NGR (+150 m entre S14 et S15).

V - 2 - MODELE PROPOSE

Sur la base de ces remarques il est possible de proposer le schéma hydrogéologique ci-après (fig35) pour le secteur d'étude du Grand-Brûlé ; 3 systèmes hydrogéologiques principaux sont définis .

a) Un système aquifère à fort gradient hydraulique

Ce premier système hydrogéologique occupe les 2/3 amont Sud de notre secteur. L'aquifère se développe au sein des séries basaltiques glissées et au dessus d'un imperméable correspondant à des matériaux de glissement.

Sur le plan hydraulique il est possible d'envisager une piézométrie relativement élevée et un fort gradient, favorisés par 2 facteurs :

- Une limite aval représentée par la discontinuité N20 se comportant comme une barrière "étanche".
- Des caractéristiques hydrauliques relativement mauvaises des séries aquifères en liaison avec leur âge (séries plus anciennes) et leur mise en place (séries glissées donc pouvant présenter un certain degré de remaniement).

b) Un système littoral Sud envahi par l'eau de mer

La zone A serait le siège d'un aquifère en équilibre avec l'eau de mer et présentant des zones de mélange. Cette forte invasion serait la conséquence d'une alimentation amont très limitée du fait de l'existence de la "barrière étanche". Celle-ci se traduirait par une rupture nette du flux et du gradient.

Le rôle drastique de cette barrière pourrait s'expliquer par sa faible profondeur dans sa moitié nord, comme le montre le sondage TDEM 28, qui le modélise au 0 NGR.

c) Un système aquifère de paléovallée

La zone D, dont la nature de paléovallée suppose une forte extension amont, est caractérisée par un aquifère alluvial important (plus de 300 m d'épaisseur dans le secteur de la Vierge au Parasol).

Cette zone est alimentée, dans son prolongement amont, par une paléovallée constituant une limite amont à gradient très élevé et à flux important. Cette condition, associée à un éventuel drainage du secteur latéral Sud à fort gradient, se traduit par un flux souterrain très important. Ce flux pourrait se décharger en mer sur un front sous-marin situé au delà de l'actuelle côte.

VI CONCLUSION GENERALE

L'utilisation conjointe des méthodes AMT et TDEM a fait preuve de nombreux avantages.

Sur le plan du déroulement opérationnel, tous les sondages ont pu être réalisés, avec une équipe de 4 personnes, malgré les conditions de terrain très difficiles.

La méthode TDEM, par son acuité dans la définition des couches conductrices s'est montrée particulièrement efficace pour les stations de basse altitude à substratum conducteur proche. Par ailleurs, elle a permis une correction et un calage précis des données AMT. Concernant cette dernière méthode, l'utilisation d'un appareil tensoriel et l'enregistrement simultané de 4 composantes électromagnétiques, ont pu fournir des données de bonne qualité et une pénétration sur plus de 600 m.

Ce bon comportement instrumental s'est traduit par une phase interprétative satisfaisante, permettant, sur l'ensemble du secteur d'étude, la vérification d'un schéma hydrogéologique conceptuel classique ; en effet, pour tous les sondages, il a été possible de modéliser la succession : basaltes hors nappe (très résistant), basaltes saturés (faiblement résistant) et substratum (conducteur). Par ailleurs, l'analyse cartographique de ces données et l'intégration des données géologiques existantes, ont abouti à la proposition de schémas géologiques et hydrogéologiques d'ensemble.

Sur le plan des implications hydrogéologiques, différentes hypothèses ont pu être successivement proposés :

- Une nappe de base généralisée d'épaisseur variable et peu élevée au dessus du 0 NGR.
- La différenciation de 2 zones hydrogéologiques principales
 - * une zone aquifère Nord, drainante, de nature paléoalluviale.
 - * une zone aquifère Sud de nature basaltique, développée dans un contexte de glissements.
- Une invasion marine en liaison avec ces comportements : présence d'un biseau dans la zone littorale Sud, biseau repoussé dans la zone paléoalluviale Nord.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M. (1990). Contribution de la méthode PS à l'étude des circulations d'eau souterraine dans le Massif de la Fournaise (île de la Réunion). Rapport provisoire.
- BACHÈLERY P. MAIRINE P. (1990). Évolution morpho-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0,53 Ma. Dans : J.F. LÉNAT Ed., Le volcanisme de l'île de la Réunion. Monographie. Publication du Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 213-242.
- BACHÈLERY P. (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Étude volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse de 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand II, 215 p. + annexes.
- BACHÈLERY P., CHEVALLIER L. (1982). Carte volcano-structurale du Massif de la Fournaise au 1/50000^e. Publication Institut de Physique du Globe de Paris.
- BACHÈLERY P., LÉNAT J.F. (1993). Le Piton de la Fournaise. Mém. Soc. géol. France, n° 163, pp. 221-229.
- BARTHES V., FABRIOL H., PETIAU G. (1984). Mesures magnéto-telluriques dans l'île de la Réunion - zone de Salazie et Grand Brûlé - Rapport du B.R.G.M., n° 84 SGN 226 IRG.
- BERDICHEVSKY M.N., DMITRIEV V.I. (1976). Basic principles of interpretations of magnetotelluric sounding curves. In: A. Adam Ed, Geoelectric and Geothermal Studies, Akademiai Kiado, Budapest, pp 165-221.
- BERNARD J., GASNIER S. & VALLA P.(1989). Truly portable AMT and MT system with state-of-the-art data processing: 14 th General Assembly, Eur. Geophys. Soc.
- BILLARD G., VINCENT P. (1974). Carte géologique de l'île de la Réunion au 1/50000^e. Publication Bureau de Recherche Géologique et Minière.
- BRGM (1987). Reconnaissance hydrogéologique et implantation de deux forages dans le secteur Saint-Joseph - Petite île. Rapport n° 87 REU45, 87 REU52.
- CHEVALLIER L., BACHÈLERY P. (1981). Évolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. Bull. Volcanol., 45, 4, pp. 287-298.
- CLERC J.M., MAIRINE P., MUON P. (1989). Prospection géologique et géophysique complémentaire sur le littoral sud. Télédétection des émergences d'eau douce en mer. Université de la Réunion.
- COCHONAT P., BACHÈLERY P., BOIVIN P., CORNAGLIA B., DENIEL C., LABAZUY E., LIPMAN P., OLLIER G., SOVOYE B., VINCENT P., VOISSET M., LÉNAT J.F. (1990). Importance des dépôts gravitaires dans la mise en place d'un système volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 311, série II, pp. 679-686.
- COUDRAY J., MAIRINE P., NICOLINI E., CLERC J.M. (1990). Approche hydrogéologique. Dans : J.F. LÉNAT Ed., le volcanisme de l'île de la Réunion - Monographie - Publication du Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 307-355.

- CUSTODIO E. (1991). Hydrology of small islands. Dans : A.FALKLAND Ed., Hydrology and water resources of small islands : a practical guide. Publication UNESCO - Studies and reports in hydrology n°49- pp 51-130.
- DEMANGE J., PUVILLAND P., RANCON J.P. (1984). Prospection géothermique de l'île de la Réunion. Grand Brûlé - Salazie. Rapport CFG n° 84 GTH 001 CFG.
- DUFFIELD W.A., STIELTJES L., VARET J. (1982). Huge Landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea volcano, Hawaii.. Journ. Volcano. Geoth. Research, vol. 12, pp. 14-160.
- FITTERMAN D.V., STEWART M.T.(1986). Transcient electromagnetic sounding for groundwater: Geophysics, vol 51, N°4, p. 995-1005.
- GÉRARD A., RANCON J.P; (1981). Évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Réunion. Étude détaillée du site du Grand Brûlé. Rapport B.R.G.M.81SGNGTH, 13 p.
- GILLOT P.Y., CHEVALLIER L. (1982). Éruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. Journ. Volcano. Geoth. Research, vol. 36, n° 1-3, pp. 53-65.
- GILLOT P.Y., NATIVEL P., CONDOMINES M. (1990). Géochronologie du Piton de la Fournaise. Dans : J.F. LÉNAT Ed., le volcanisme de l'île de la Réunion - Monographie - Publication du Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 243-256.
- INTERPEX Ltd. (1993). TEMIXGL, Transcient Electromagnetic Data Interpretation Software, User's manual,.
- JOIN J.L. (1991). Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire. Le Piton des Neiges, île de la Réunion. Thèse ; Université de Montpellier II, 179 p. + annexes.
- JUPP D.L.B. ,VOZOFF K.(1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data: Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 42, 957-976.
- KAUFMAN A.A., KELLER G.V. (1983). Frequency and transcient soundings: Elsevier Science Publishers
- KIEFFER G. (1990). Grands traits morphologiques de l'île de la Réunion. Dans : J.F. LÉNAT Ed., le volcanisme de l'île de la Réunion - Monographie - Publication du Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 75-114.
- LABAZUY P. (1991). Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique, en domaine intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse; Université de Clermont-Ferrand II, 260 p. + annexes.
- LÉNAT J.F. (1987). Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Thèse; Université de Clermont-Ferrand II, 337 p.
- LÉNAT J.F. & al (1990) Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Oceanologica Acta, vol. spécial 10, pp. 211-223.

- LÉNAT J.F., LABAZUY P. (1990). Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. Dans : J.F. LÉNAT Ed., le volcanisme de l'île de la Réunion - Monographie - Publication du Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 43-74.
- LÉNAT J.F., VINCENT P., BACHÈLERY P. (1989). Sea-Beam mapping of the off shore continuation of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). Structural and geomorphological interpretation. Journ. Volcano. Geoth. Research, vol. 36, n° 1-3, pp. 1-36.
- LENAT J.F., FITTERMAN D.V., LABAZUY P. (1993). Structure hydrogéologique et volcanique de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Etude par sondages électromagnétiques TDEM. rapport de mission préliminaire.
- MAIRINE P. (1993). L'hydrogéologie de la Réunion. Conseil Général de la Réunion - Ministère de l'Éducation Nationale.
- McNEILL J.D. (1980). Applications of transient electromagnetic techniques . Technical note, Geonics Ltd.
- OLIER G., COCHONAT P., LÉNAT J.F., BACHÈLERY P., BOIVIN P., CORNAGLIA B., DENIEL C., LABAZUY P., LE DREZEN E., LIPMAN P., SAVOYE B., VINCENT P., VOISSET M. (1989). Sedimentary processes on the submarine flanks of a volcano (Piton de la Fournaise, Reunion Island). Preliminary results of sidescan sonar cruise. 10th regional meeting of sedimentology, Budapest (Hungary), april 24-26.
- PELLERIN L., HOHMANN G. (1990). Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shifts. Geophysics, 55, 1242-1250.
- RANCON J.P. (1986). Forage géothermique du Grand Brûlé (SR1) : étude géologique du forage. Rapport C.F.G., 86CFG017, 36 p. + annexes.
- RANCON J.P., LEREBOUR P., AUGÉ T. (1989). The Grand Brûlé exploration drilling : New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1 : Lithostratigraphic units and volcano structural implications. Journ. Volcano. Geoth. Research, vol. 36, n° 1-3, pp. 113-127.
- RANCON J.P., LEREBOUR P., AUGÉ T. (1987). Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Implication volcanologique. C. R. Acad. Sci. Paris, 304, (II, 1), pp. 55-60.
- RITZ M., DESCLOITRES M., ROBINEAU B., COURTEAUD M. (1993). Etude géophysique VLF et AMT du secteur pilote du Baril. Rapport final. pour le Conseil Général de la Réunion.
- SOGREAH (1990). Une méthodologie géophysique appliquée à l'hydrogéologie sur l'île de la Réunion. Rapport Sogreah n° 6 0468. pour le Conseil Général de la Réunion.
- STIELTJES L. (1985). Carte des coulées historiques du volcan de la Fournaise (1/25000^e). Publication Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- VINCENT P., KIEFFER G. (1978). Hypothèse sur la structure et l'évolution du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) après les éruptions de 1977. 6^e réun. Ann. Sc. Terre, Orsay (Soc. Geol. France Edit.), p. 407.

FIGURES

- Figure 1 : Cadre géographique du secteur d'étude.
- Figure 2 : Carte géologique du Massif du Piton de la Fournaise. (Bachelery et Mairine, 1990)
- Figure 3 : Schéma et coupes structurales du Massif du Piton de la Fournaise. (d'après Duffield et al, 1982)
- Figure 4 : Carte géologique du Grand-Brûlé. (d'après Bachelery et Chevallier, 1982)
- Figure 5 : Colonne lithostratigraphique du Forage SR1 (Rançon, 1990)
- Figure 6 : Log géologique du Forage de la Vierge au Parasol. (d'après Rédetar, 1981)
- Figure 7 : Anomalie gravimétrique du Grand Brûlé. (Rançon et al, 1990)
- Figure 8 : Mesures PS réalisées dans le Grand Brûlé. (Aubert, 1990)
- Figure 9 : Schéma structural de la partie sous-marine du PDF. (Lénat et al, 1989)
- Figure 10 : Principales structures sous-marines du PDF. (Labazuy, 1991)
- Figure 11 : Représentation schématique des structures hydrogéologiques du Piton de la Fournaise. (Mairine P., 1990)
- Figure 12 : Principe de Ghyben-Herzberg. (Custodio E., 1991).
- Figure 13 : Carte des résurgences d'eau douce en mer sur le Massif de la Fournaise. (Coudray et al, 1990).
- Figure 14 : Tableau comparatif des résistivités vraies en ohm.m de différentes formations de l'île de la Réunion. (Sogreah, 1990)
- Figure 15 : Forme du courant injecté dans la boucle d'émission TDEM, force électromotrice produite et champ magnétique secondaire.
- Figure 16 : Position des stations AMT et TDEM.
- Figure 17 : TDEM. exemples des résultats. Points expérimentaux (résistivité apparente en fonction du temps) et modèle électrique proposé. En traits continus, courbe correspondant au modèle.
- Figure 18 : Réponses AMT à la station 12. Les courbes de résistivité apparente sont distordues (static shift) et déplacées parallèlement sur toute la gamme de fréquences. Les phases ne sont pas affectées.

- Figure 19 : Exemple de réponses AMT pour les stations 4 et 17 et leur interprétation par des modèles 1-D.
- Figure 20 : Carte d'isorésistivité apparente AMT à la fréquence de 3000 Hz.
- Figure 21 : Carte d'isovaleur de phase AMT à la fréquence de 3000 Hz.
- Figure 22 : Carte d'isorésistivité apparente AMT à la fréquence 300 Hz.
- Figure 23 : Carte d'isovaleur de phase AMT à la fréquence de 300 Hz.
- Figure 24 : Carte d'isorésistivité apparente AMT à la fréquence de 30 Hz.
- Figure 25 : Carte d'isovaleur de phase AMT à la fréquence de 30 Hz.
- Figure 26 : Coupe Résistivité profondeur pour 4 profils.
- Figure 27 : Carte du toit du substratum conducteur.
- Figure 28 : Carte des résistivités directement sous le niveau ONGR.
- Figure 29 : Carte des résistivités moyennes au-dessus du niveau ONGR.
- Figure 30 : Carte des résistivités du substratum conducteur.
- Figure 31 : Interprétation des documents géophysiques sous forme de zonations et de linéaments. Présentation des zones définies dans le texte.
- Figure 32 : Comparaison du log lithostratigraphique du forage SR1 avec le modèle AMT de la station. les chiffres indiquent les résistivités des couches en ohm.m. Entre la première et la deuxième couche existe un niveau très mince d'épaisseur 3,2 m et de résistivité 18 ohm.m.
- Figure 33 : Comparaison des sondages AMT des stations 19 et 20 avec le log de forage de la Vierge au Parasol.
- Figure 34 : Schéma de mise en place des structures géologiques. Coupes géologiques et schémas paléogéologiques.
- Figure 35 : Proposition schématique d'un modèle hydrogéologique. Carte de zonation et coupes.

ANNEXE 1

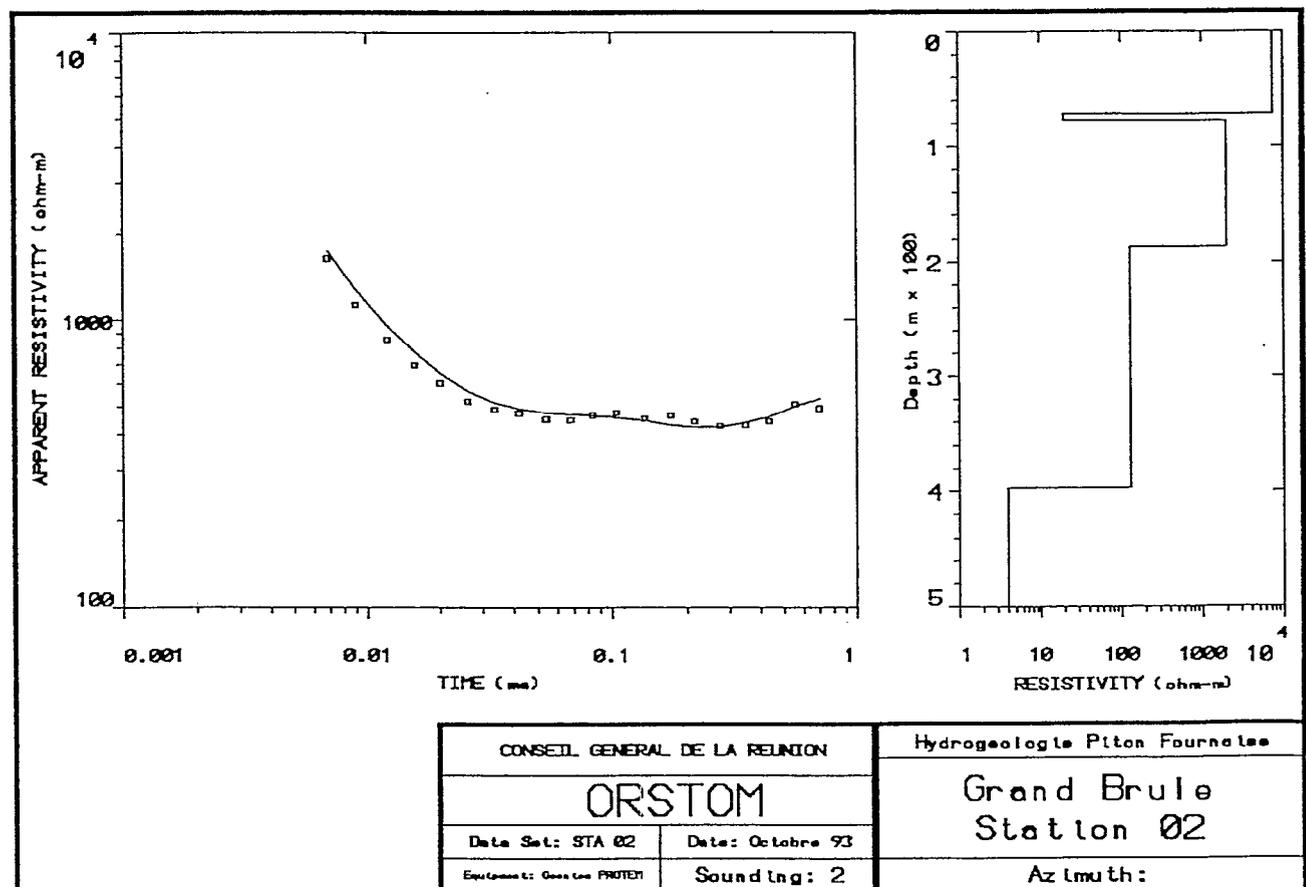
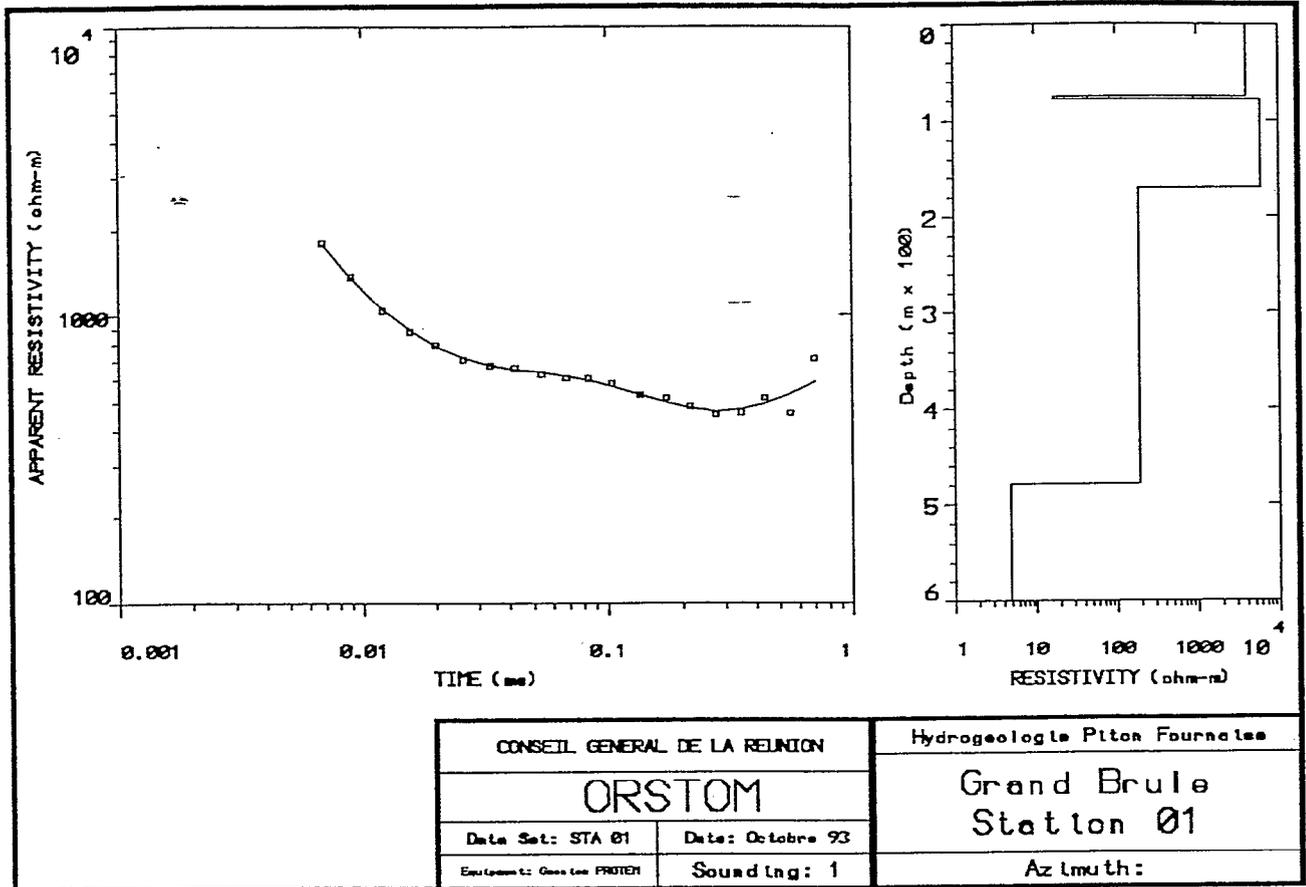
COORDONNEES DES SONDAGES AMT ET TDEM

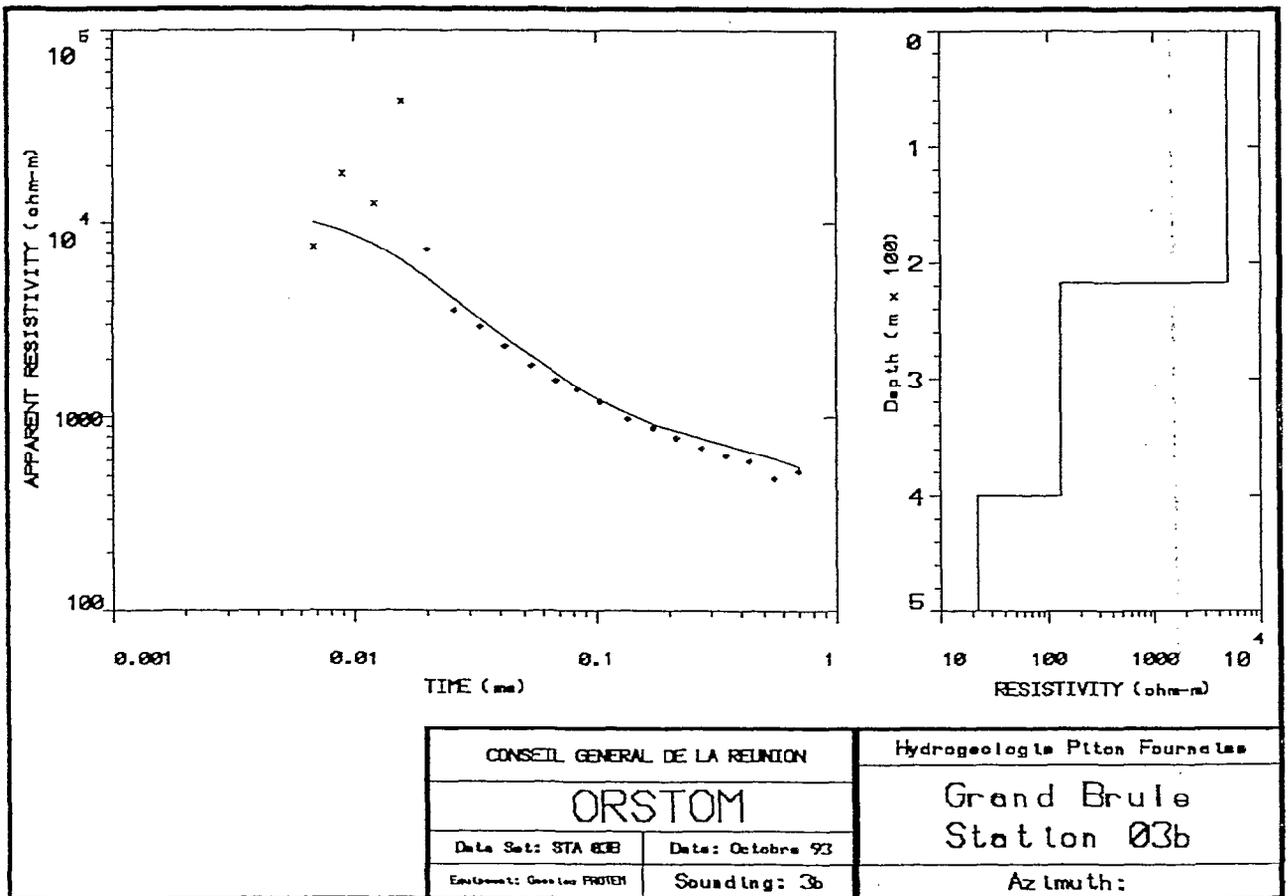
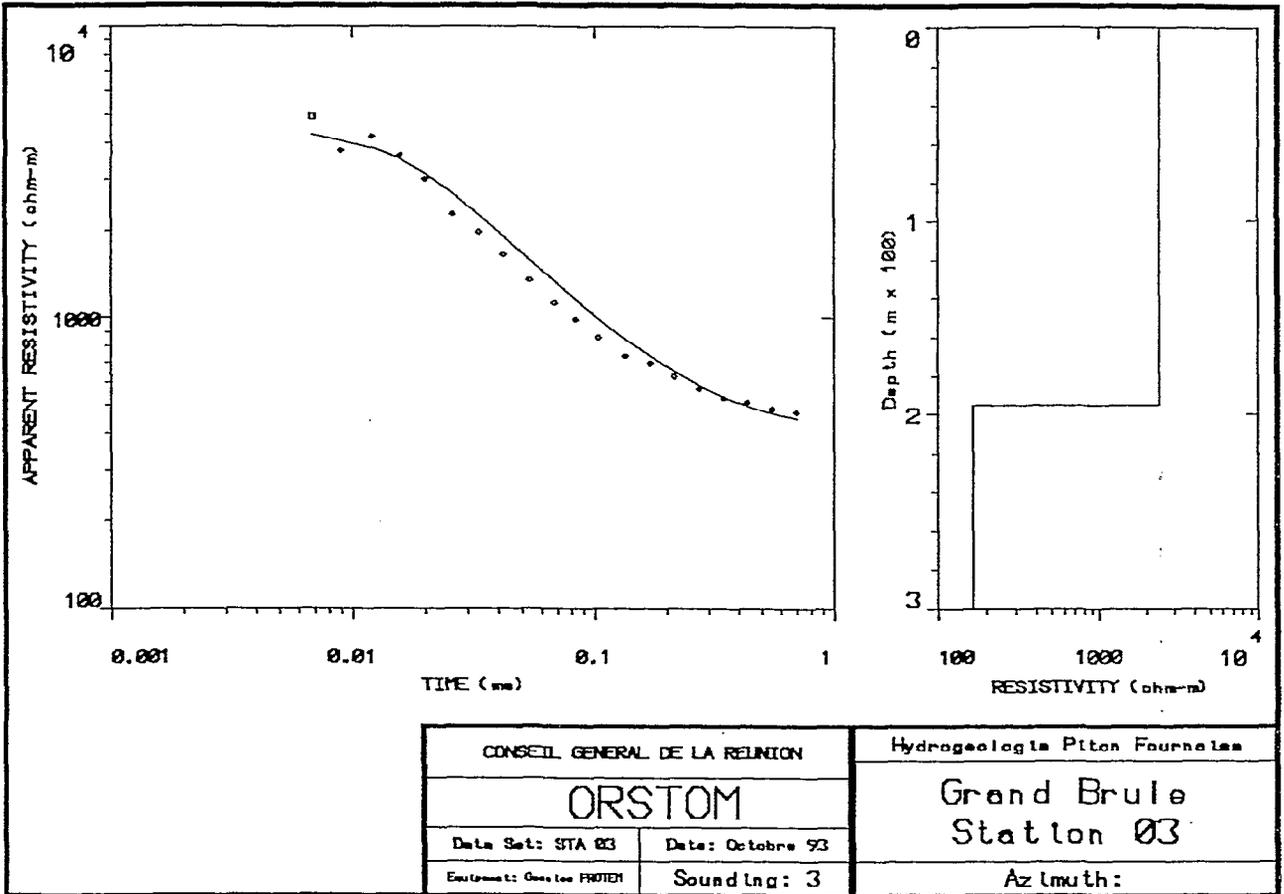
**Coordonnées des sondages AMT et TDEM
(coordonnées Lambert)**

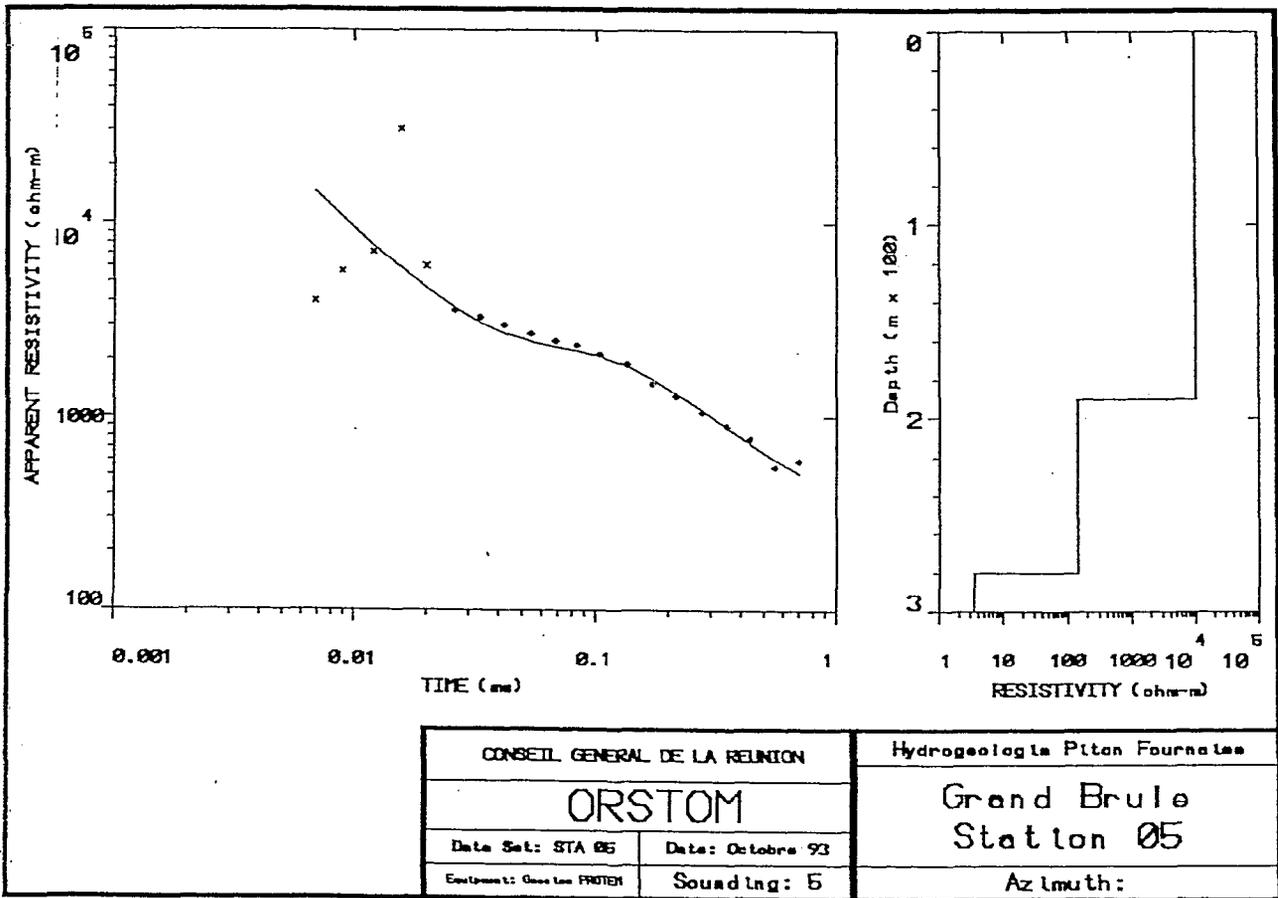
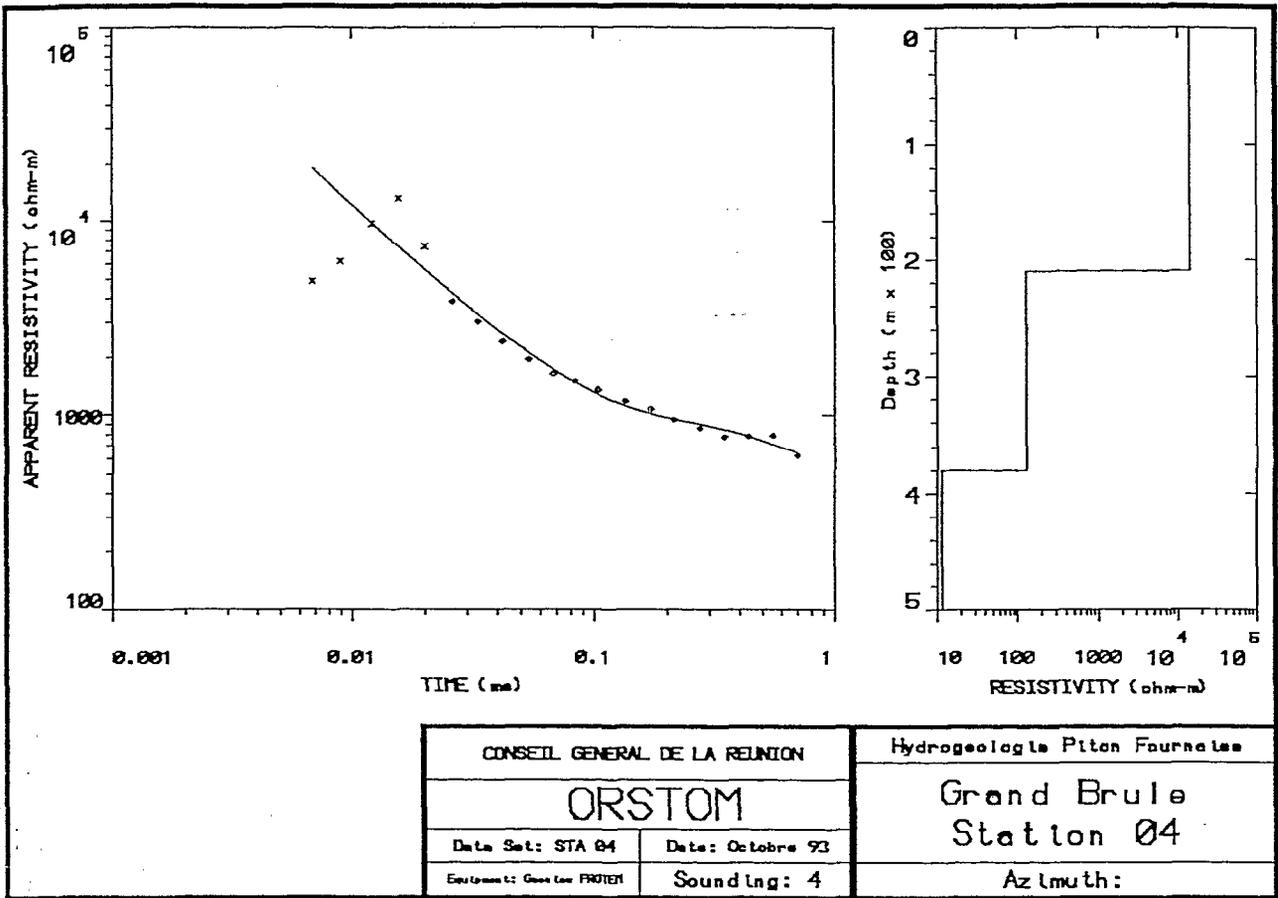
N° Sondages	X (km)	Y (km)	Altitude (m)
S1	38,55	187,738	172
S2	38,125	187,525	190
S3	37,775	187,45	201
S3b	37,35	187,375	217
S4	37,125	187,438	210
S5	36,625	187,5	185
S6	36,5875	187,025	250
S7	37,1	186,95	271
S8	37,5875	186,9	278
S9	38,05	186,85	285
S10	38,525	186,788	305
S11	39,1	187	305
S12	39,6	186,938	340
S13	39,05	187,762	197
S14	39,55	187,762	215
S15	39,2875	188,35	145
S16	38,4625	188,288	112
S17	37,8125	187,988	112
S18	37,2375	188,087	105
S19	39,8625	189,125	58
S20	39,3	188,938	70
S21	36,525	188,113	110
S22	36,7125	188,525	63
S23	37,2125	188,66	45
S24	38,2	188,875	49
S25	37,675	188,538	78
S26	38,6625	187,9	172
S27	38,125	187,1	22
S28	38,32	188,525	72

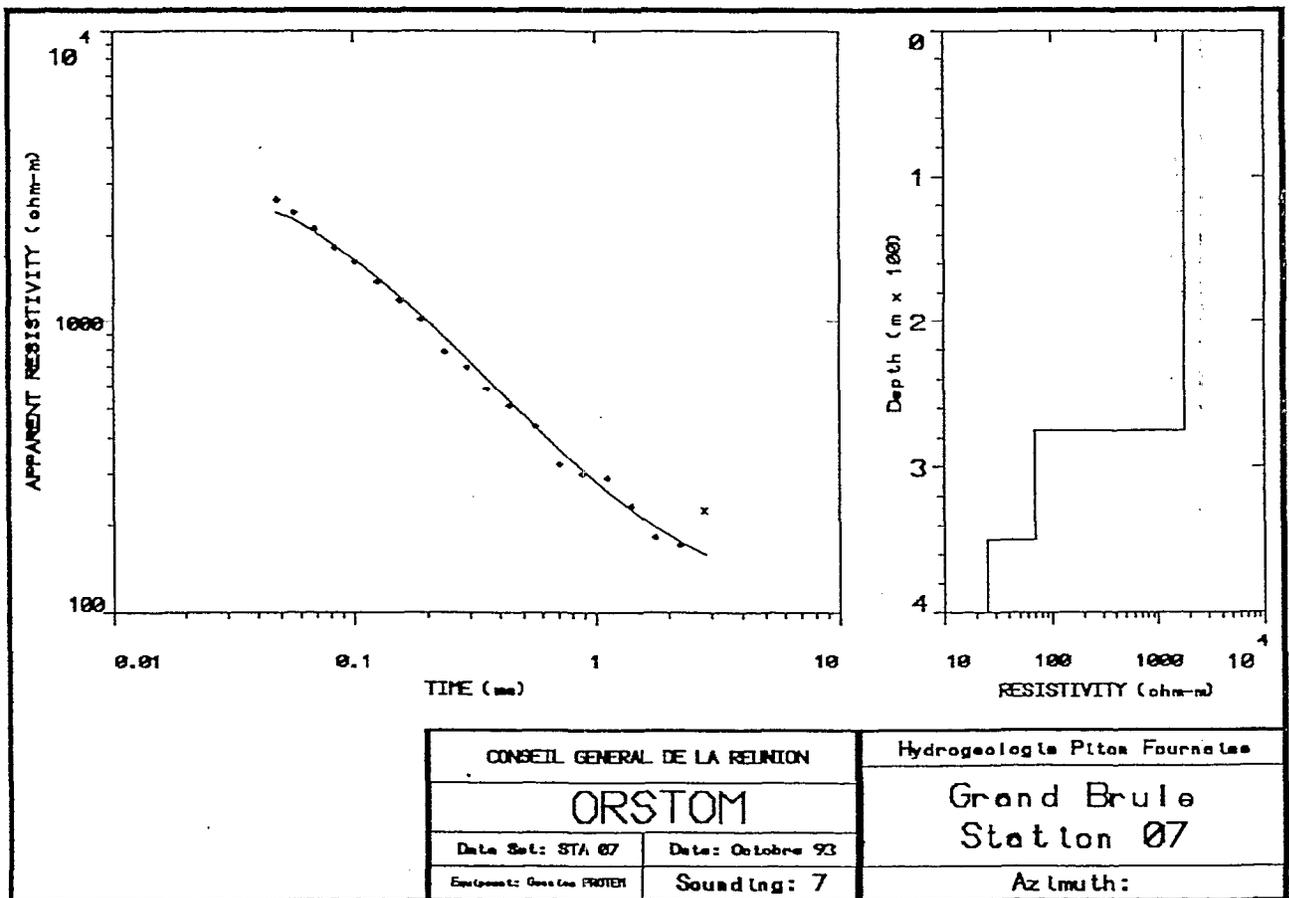
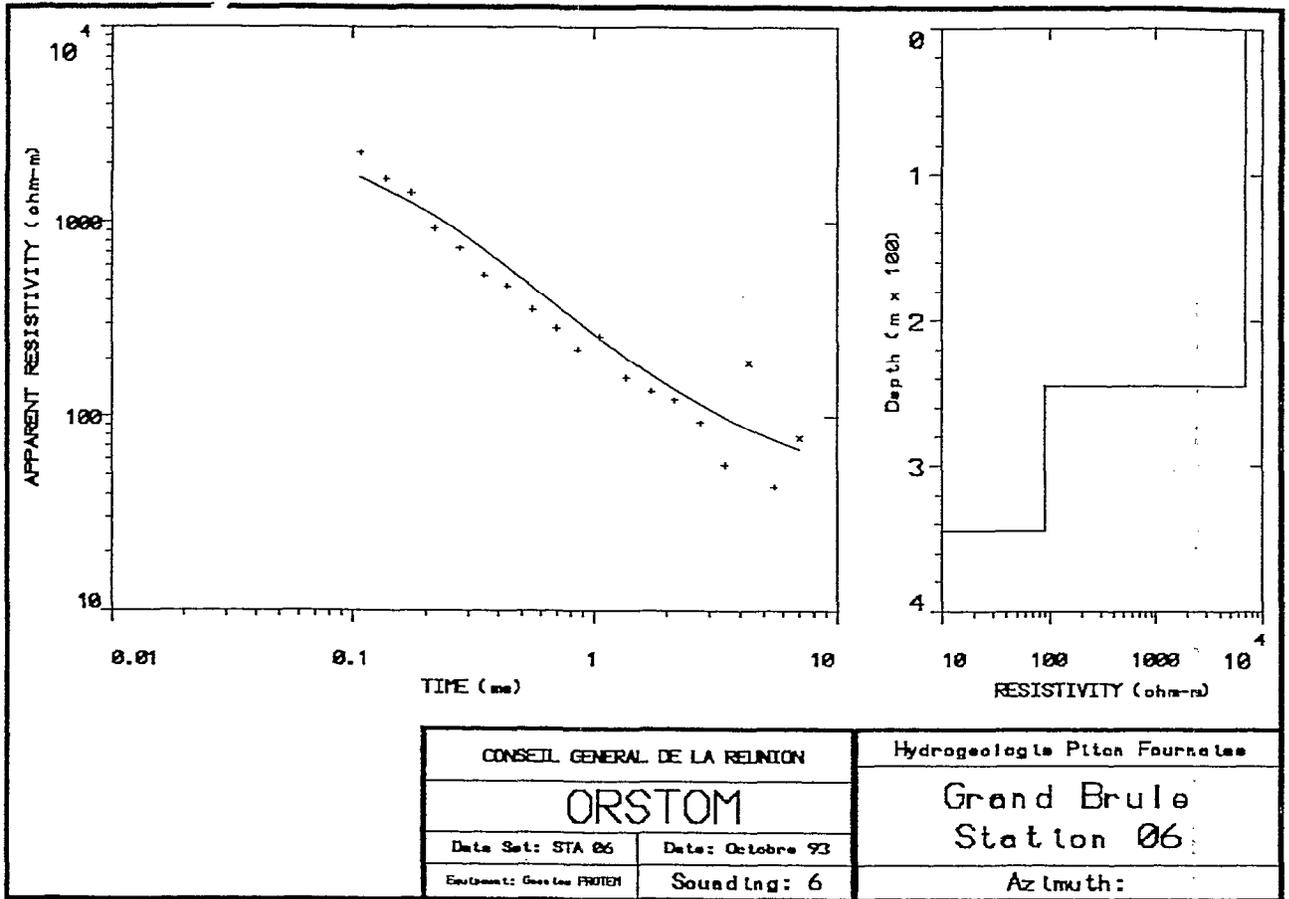
ANNEXE 2

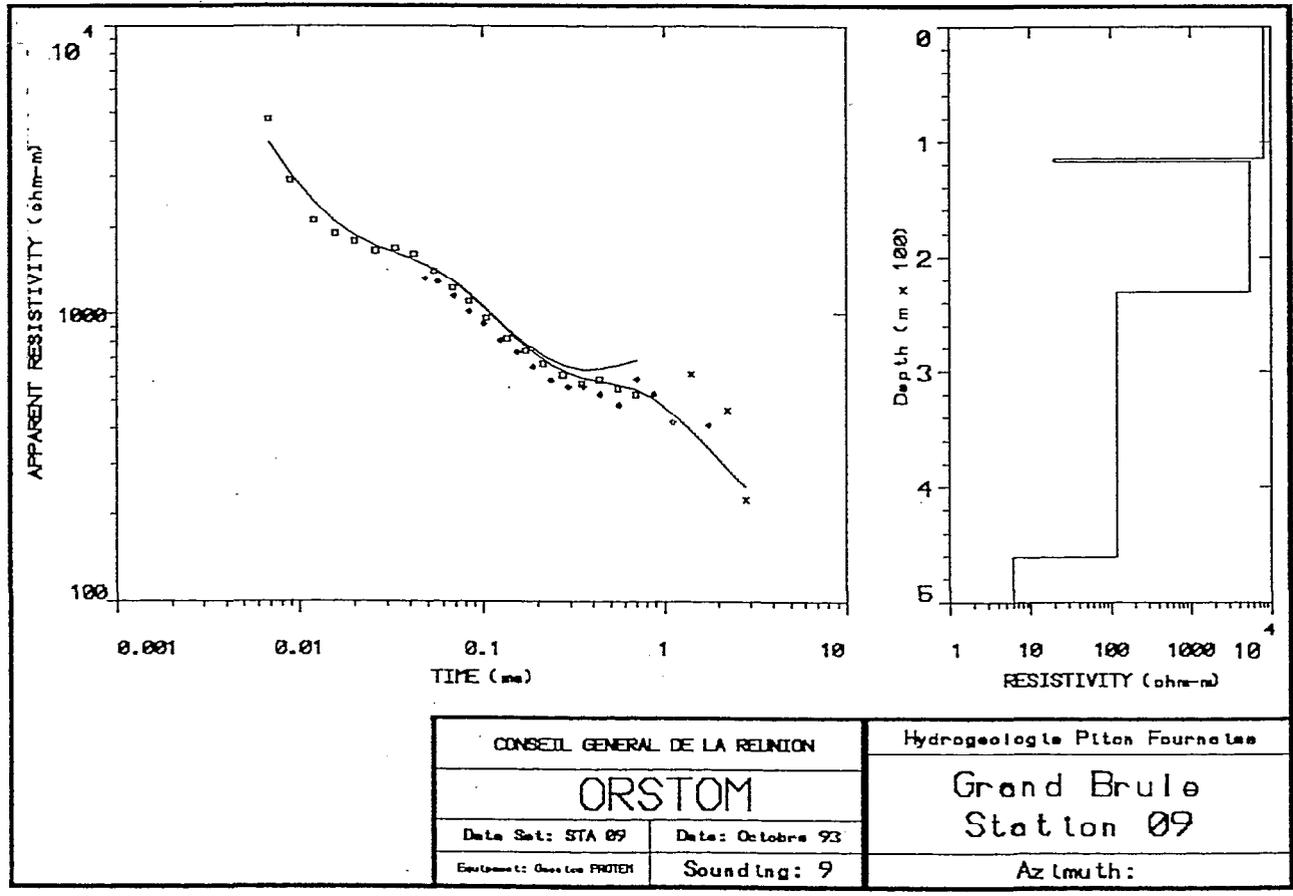
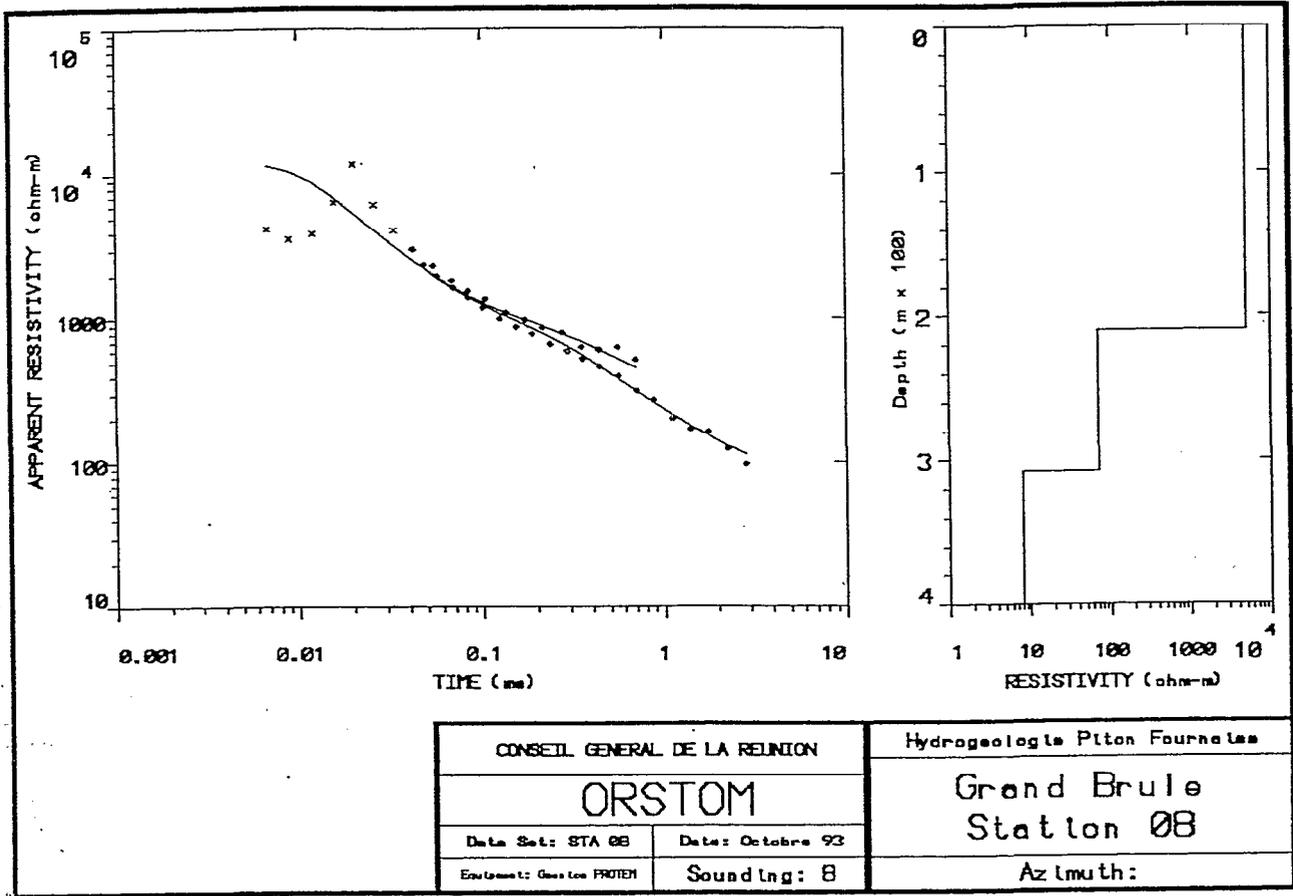
MODELES TDEM

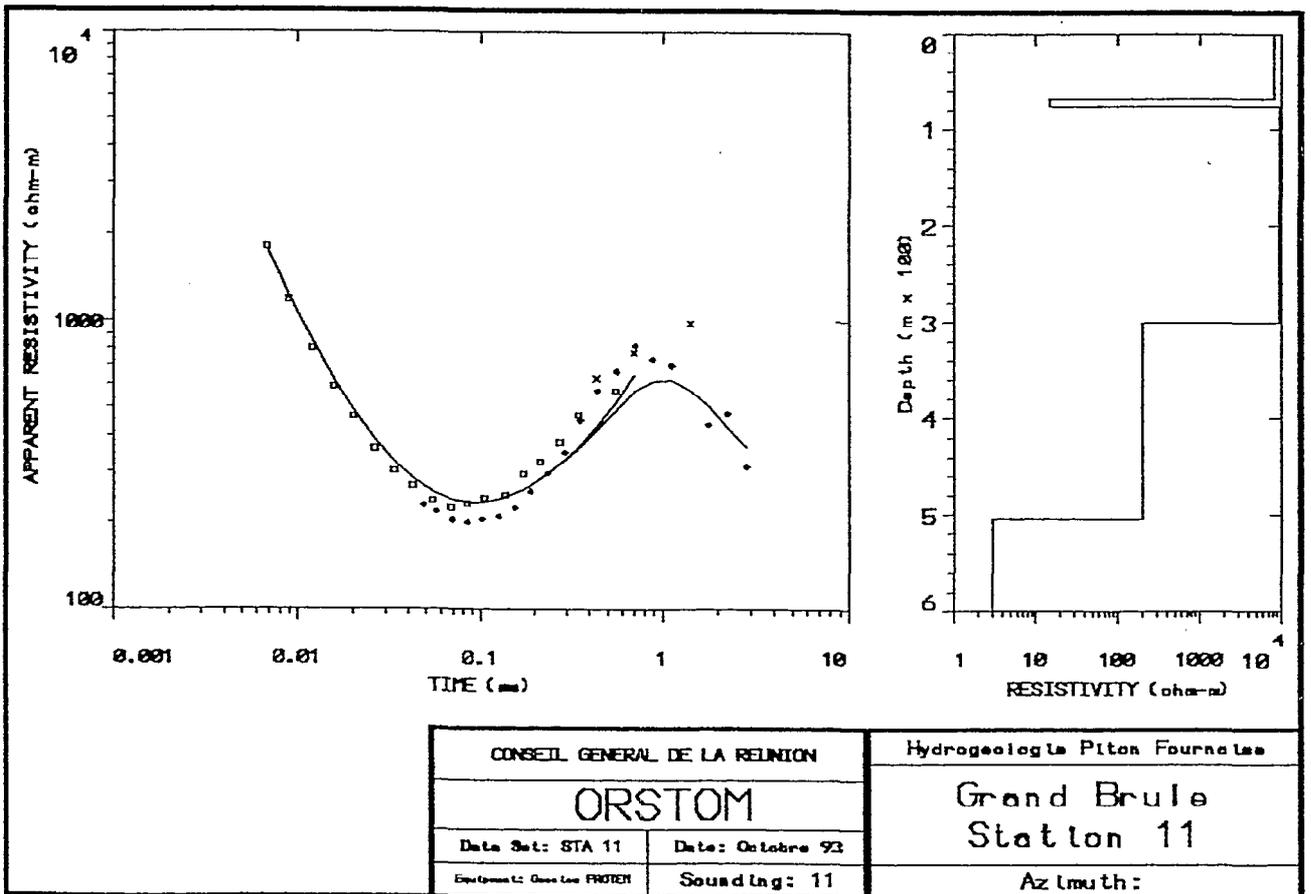
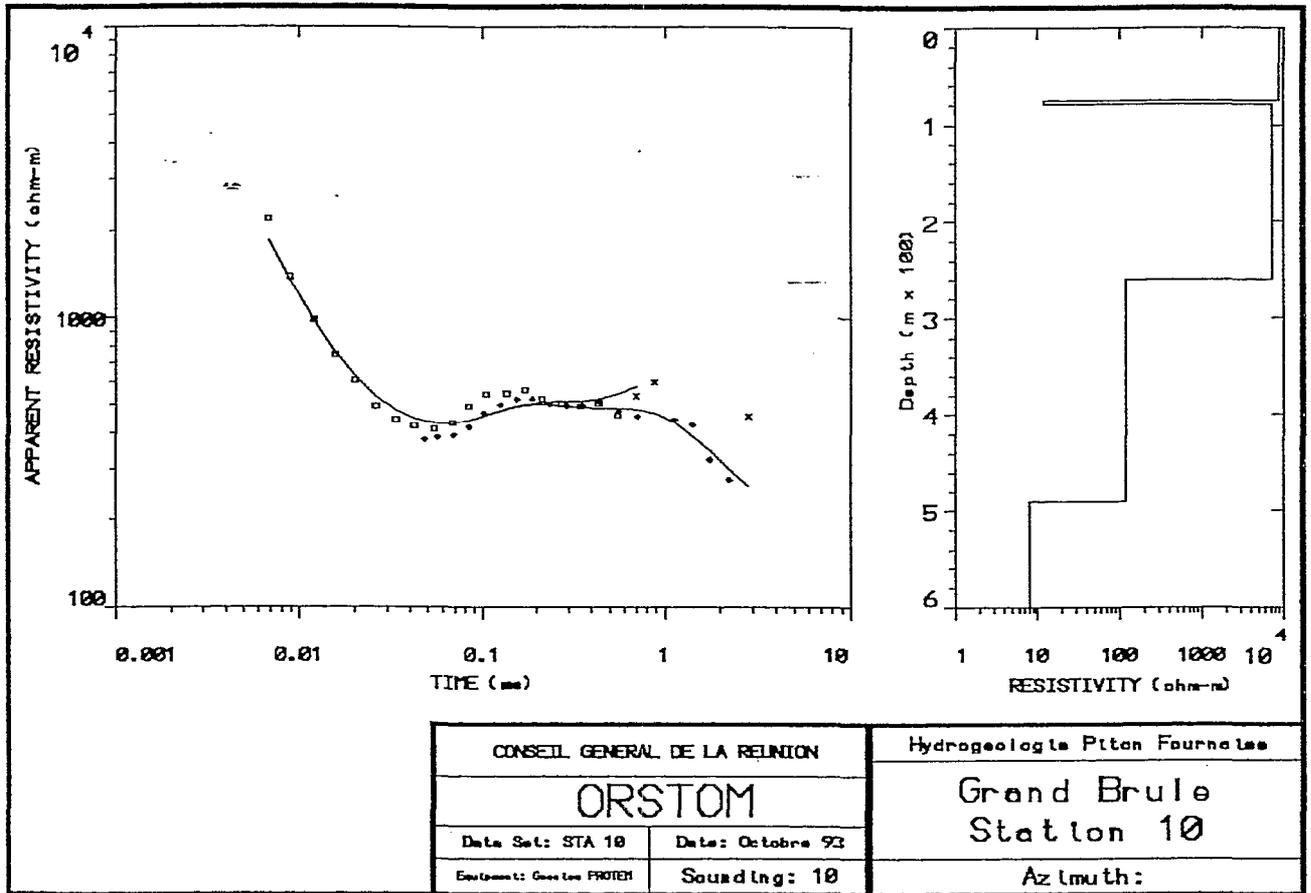


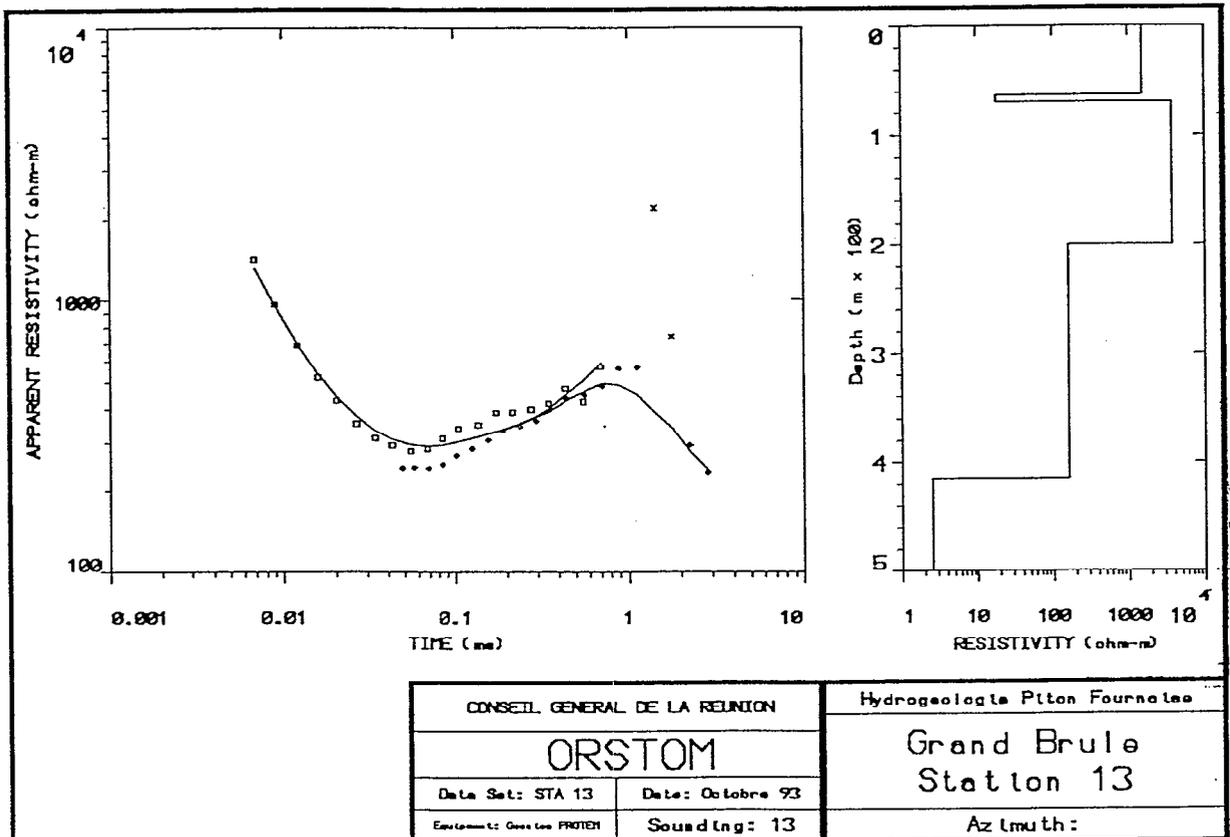
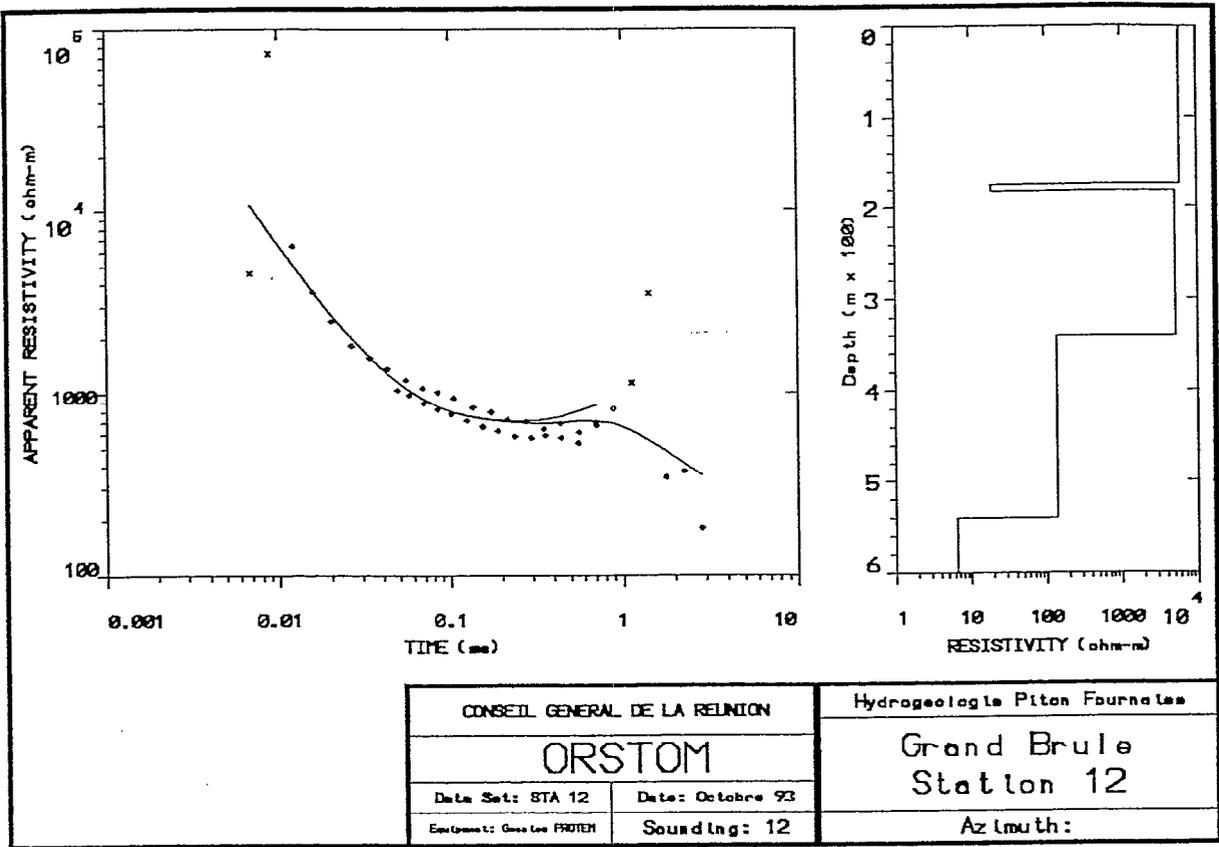


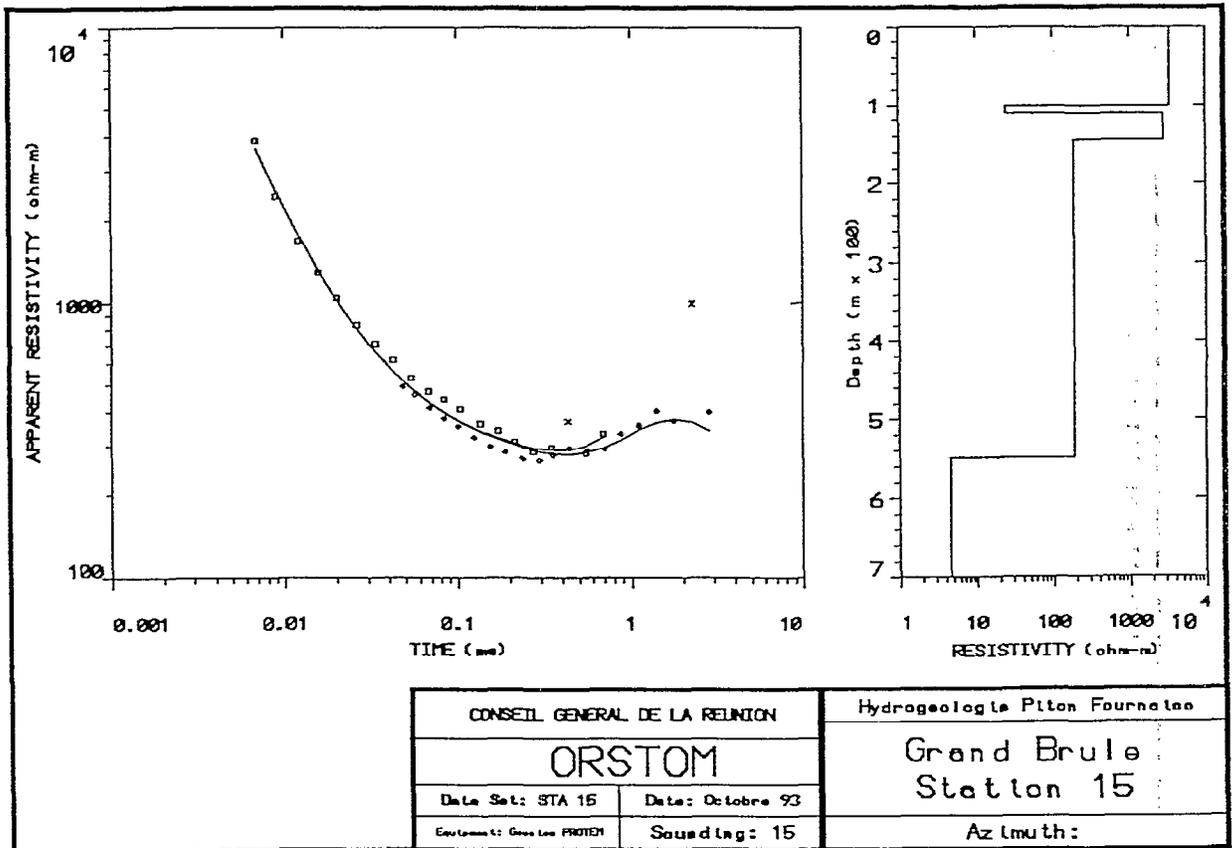
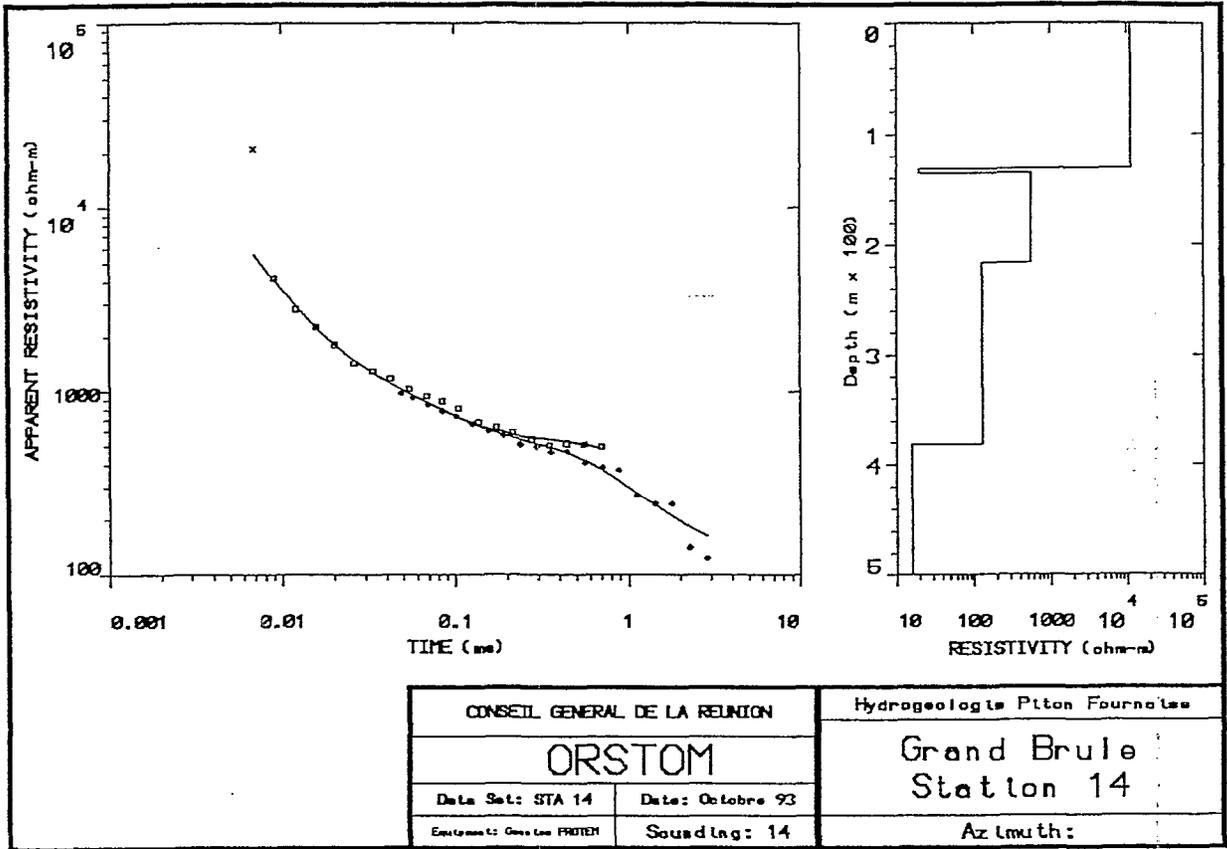


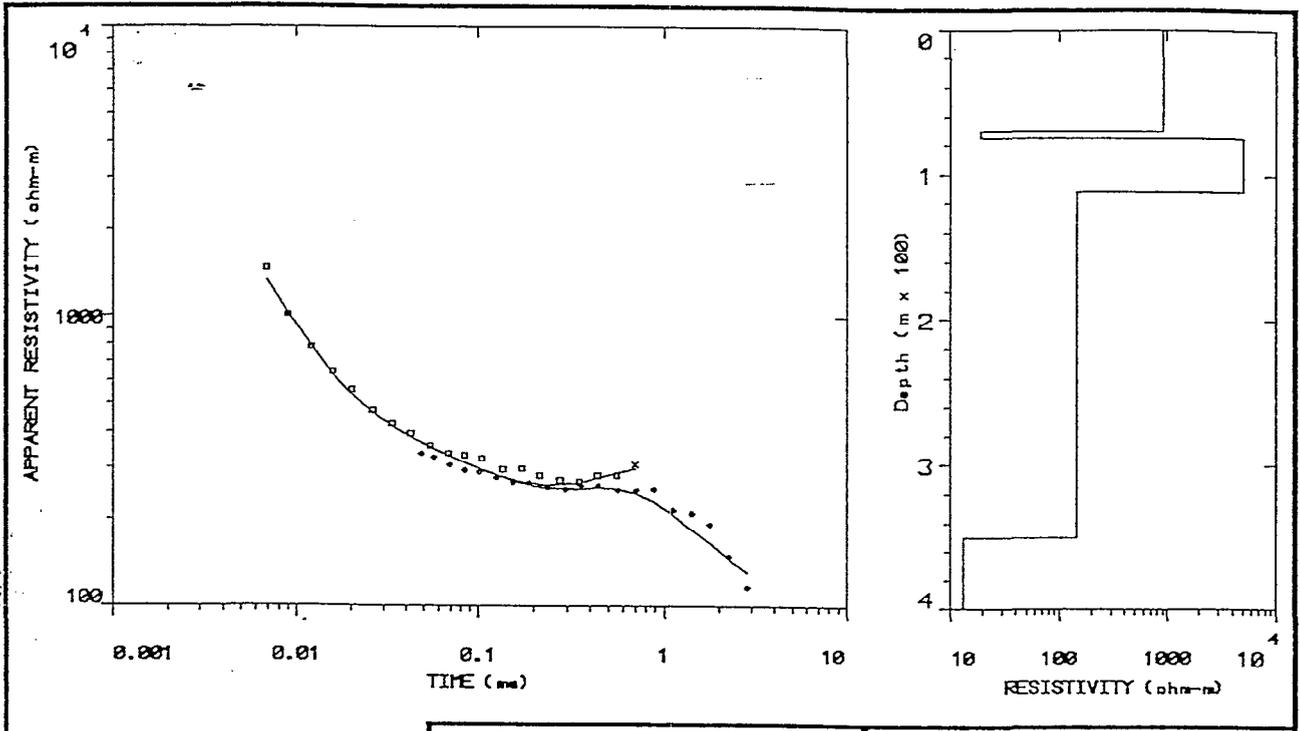






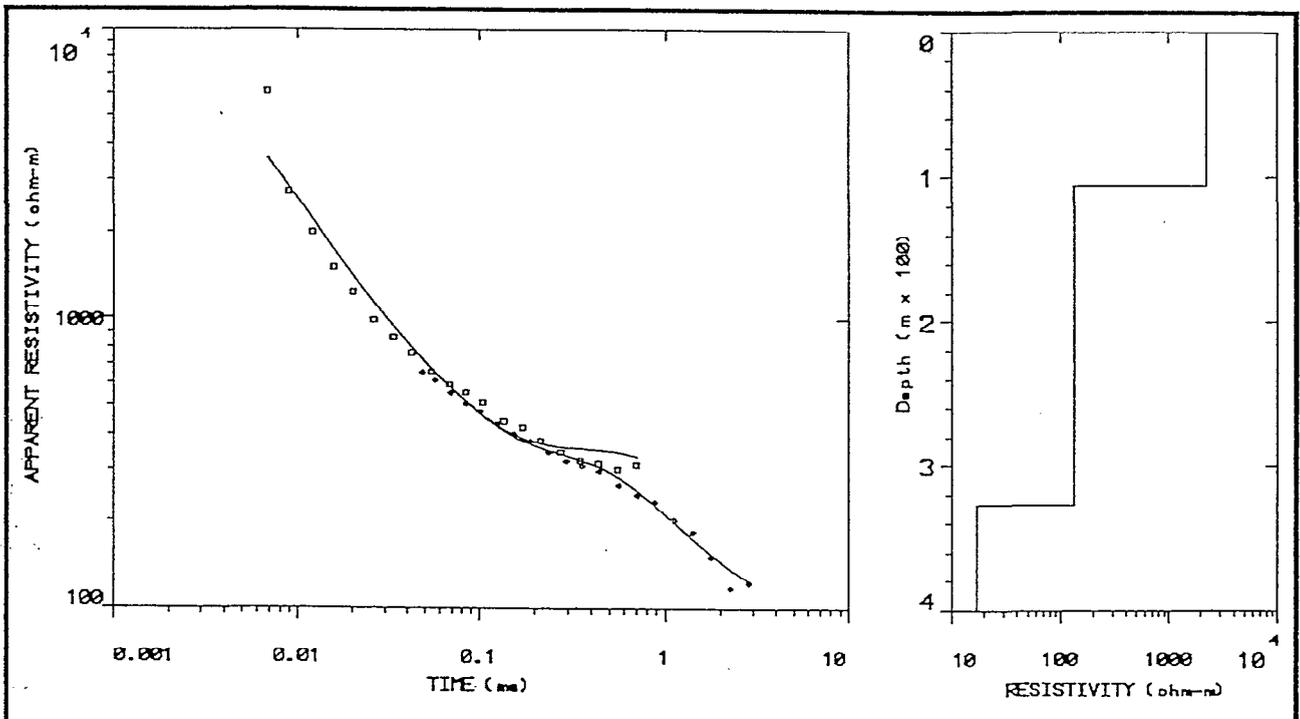






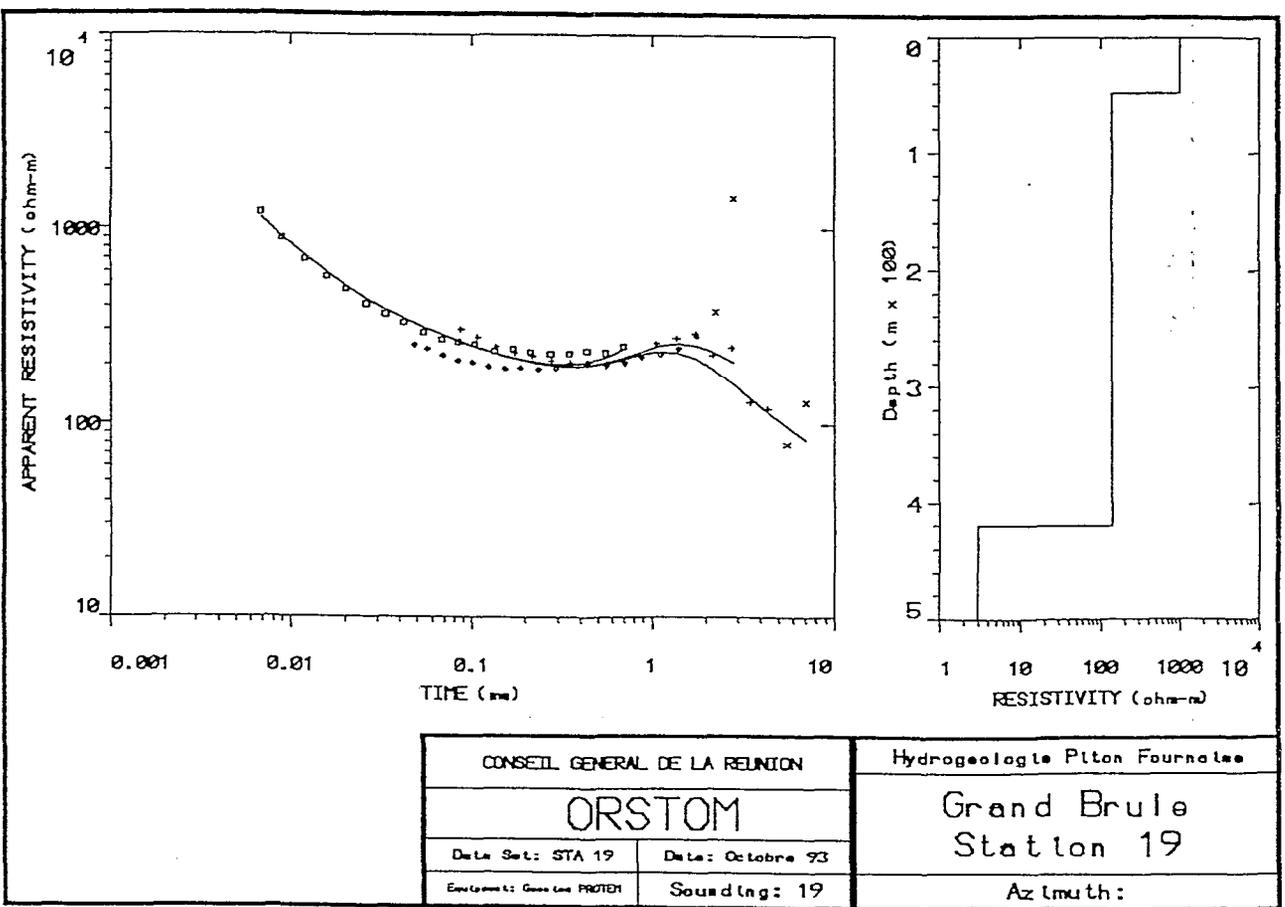
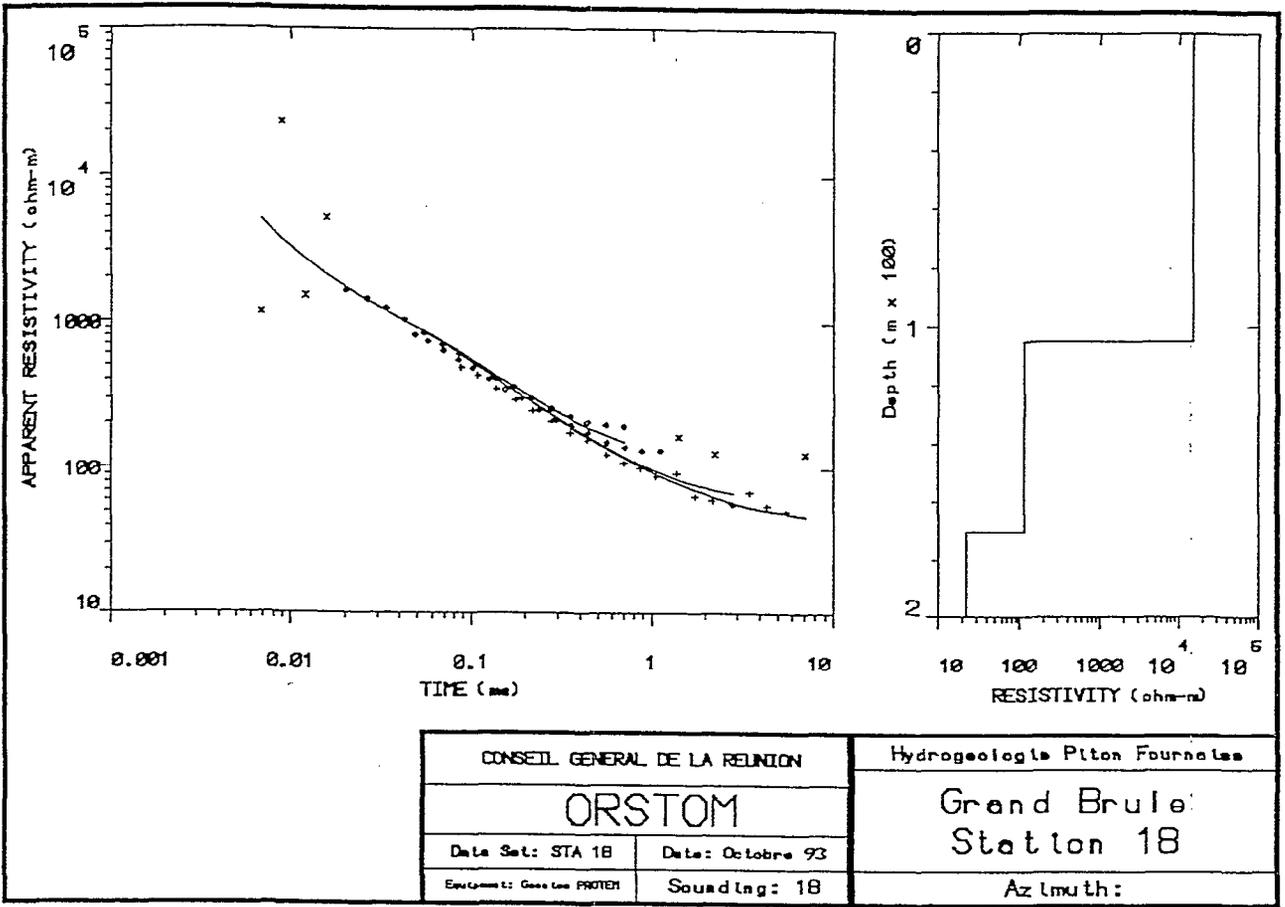
CONSEIL GENERAL DE LA REUNION	
ORSTOM	
Date Set: STA 16	Date: Octobre 93
Equipement: Geos Les PROTEN	Sounding: 16

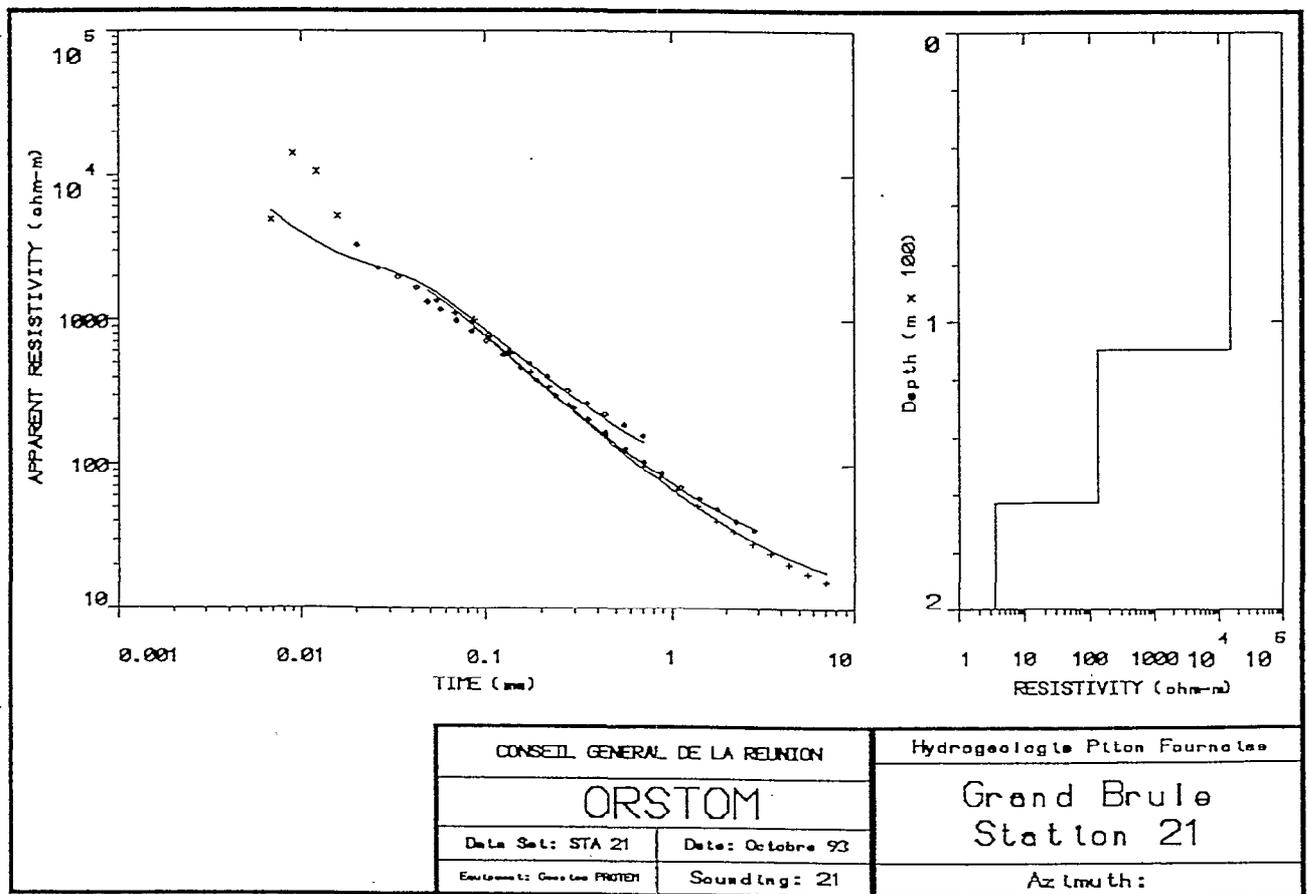
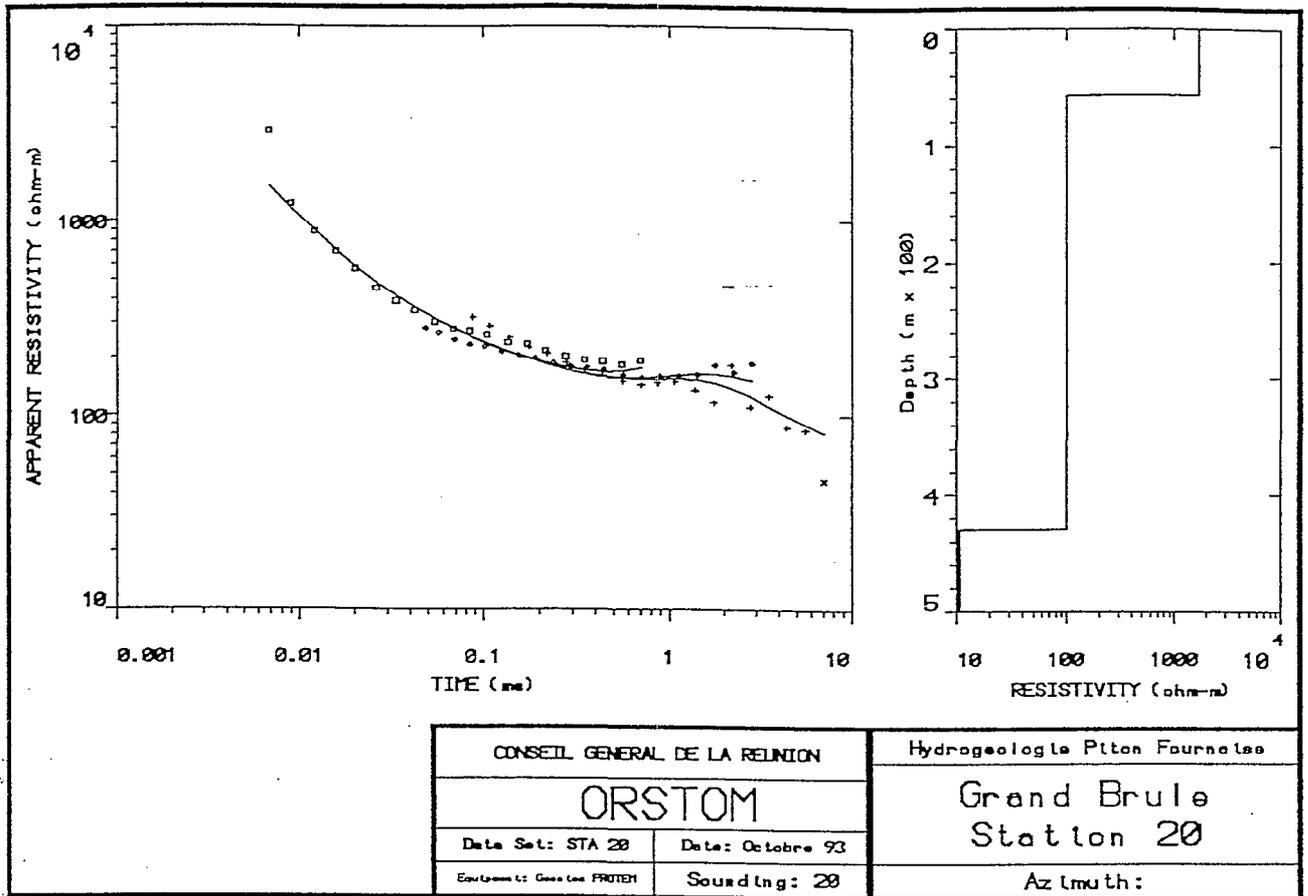
Hydrogeologue Piton Fournaise
Grand Brule Station 16
Azimuth:

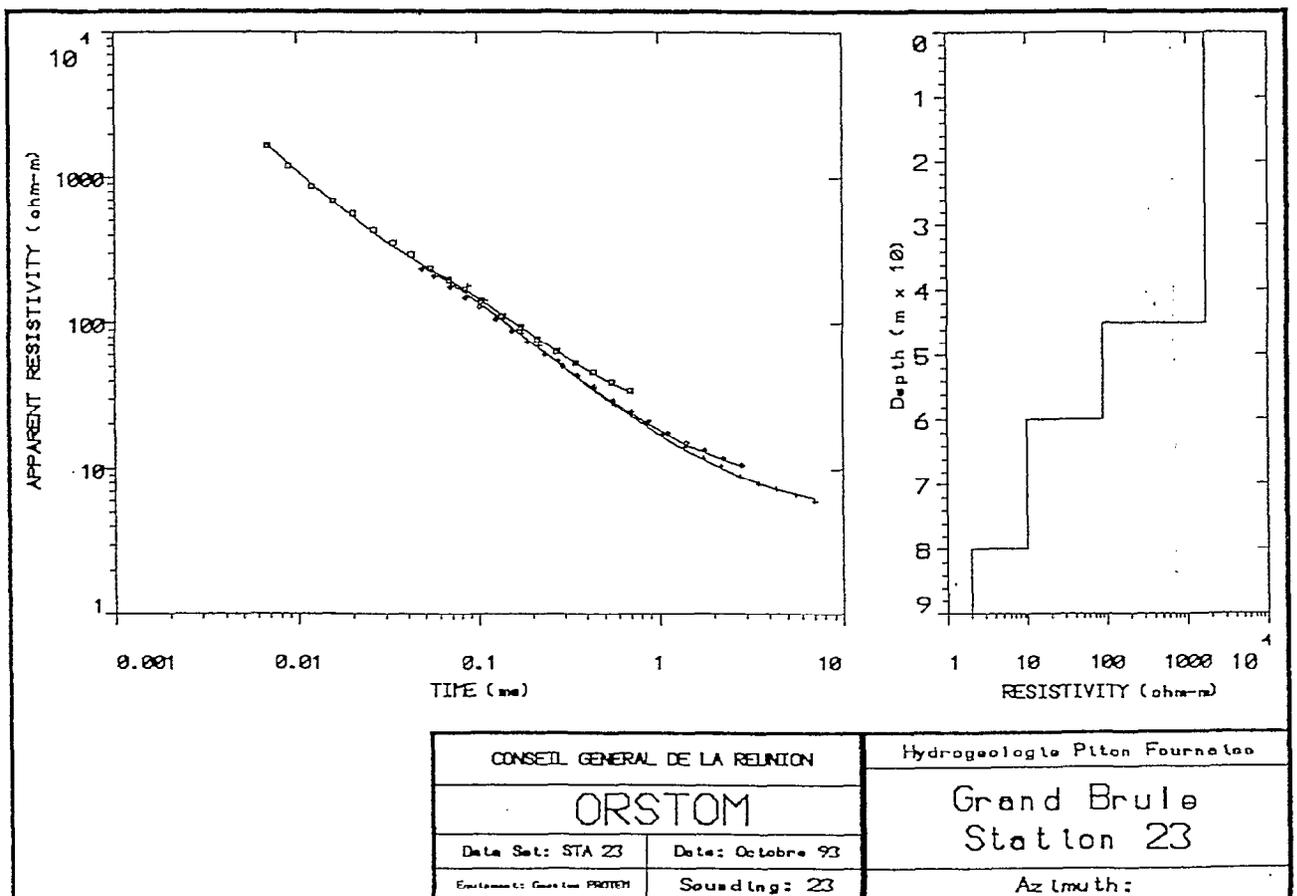
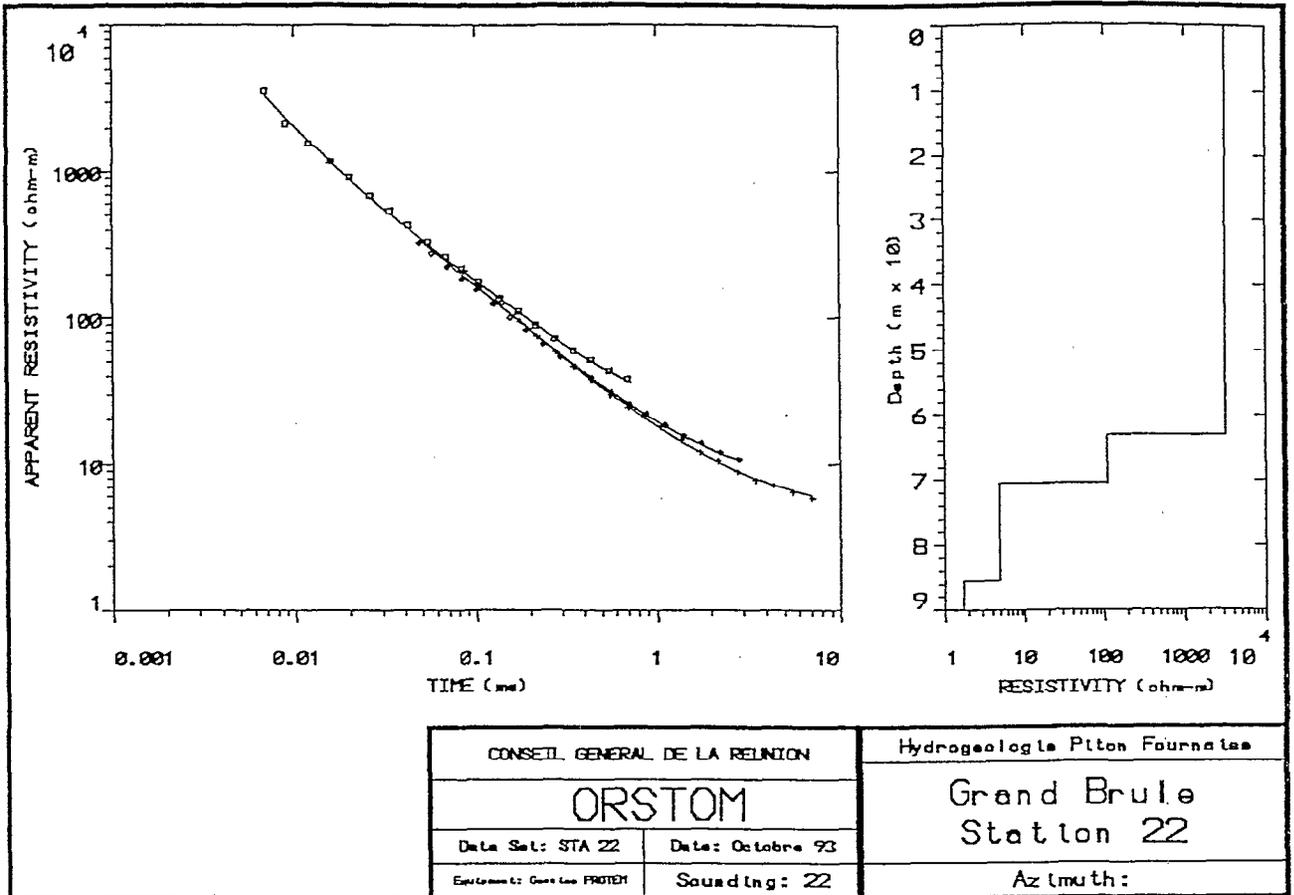


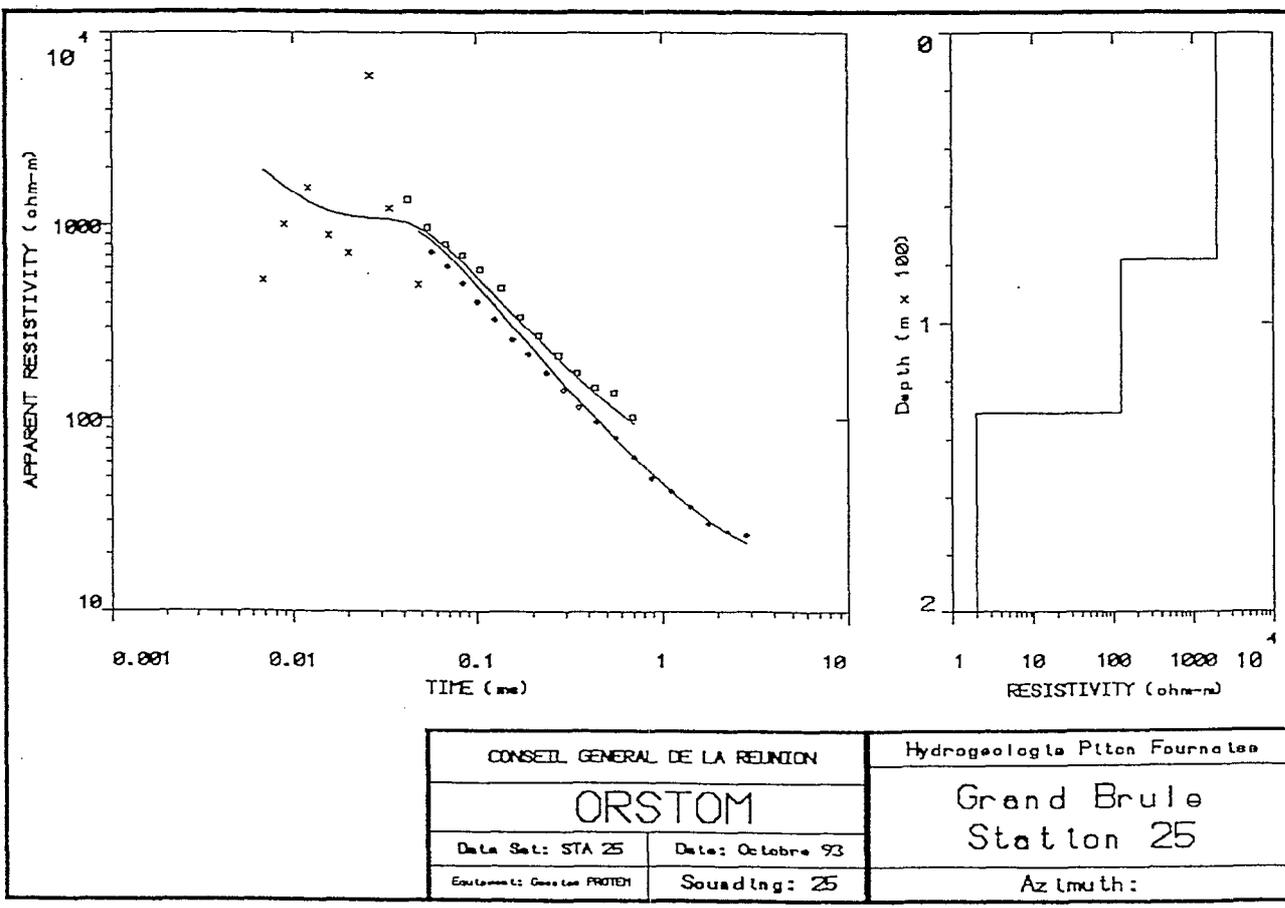
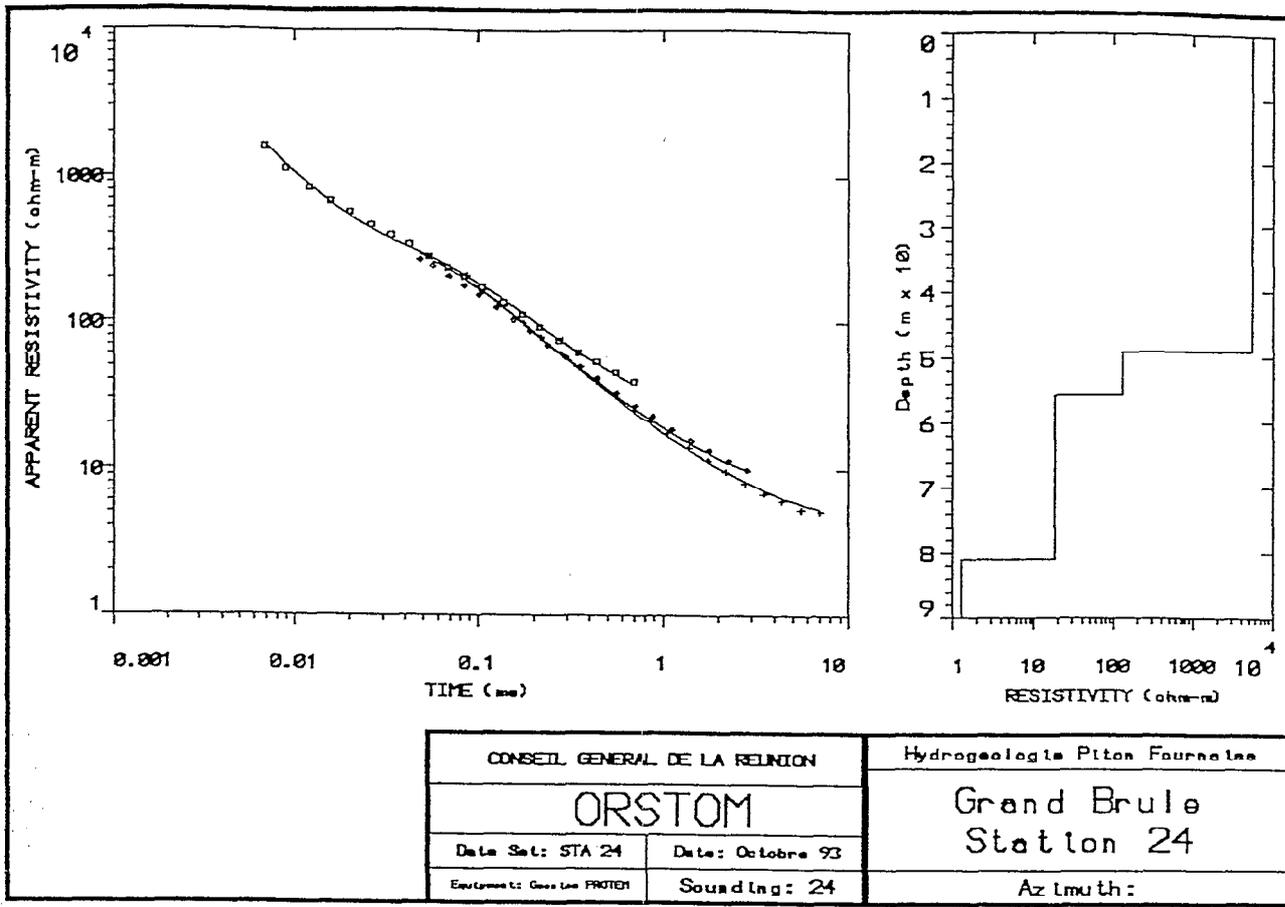
CONSEIL GENERAL DE LA REUNION	
ORSTOM	
Date Set: STA 17	Date: Octobre 93
Equipement: Geos Les PROTEN	Sounding: 17

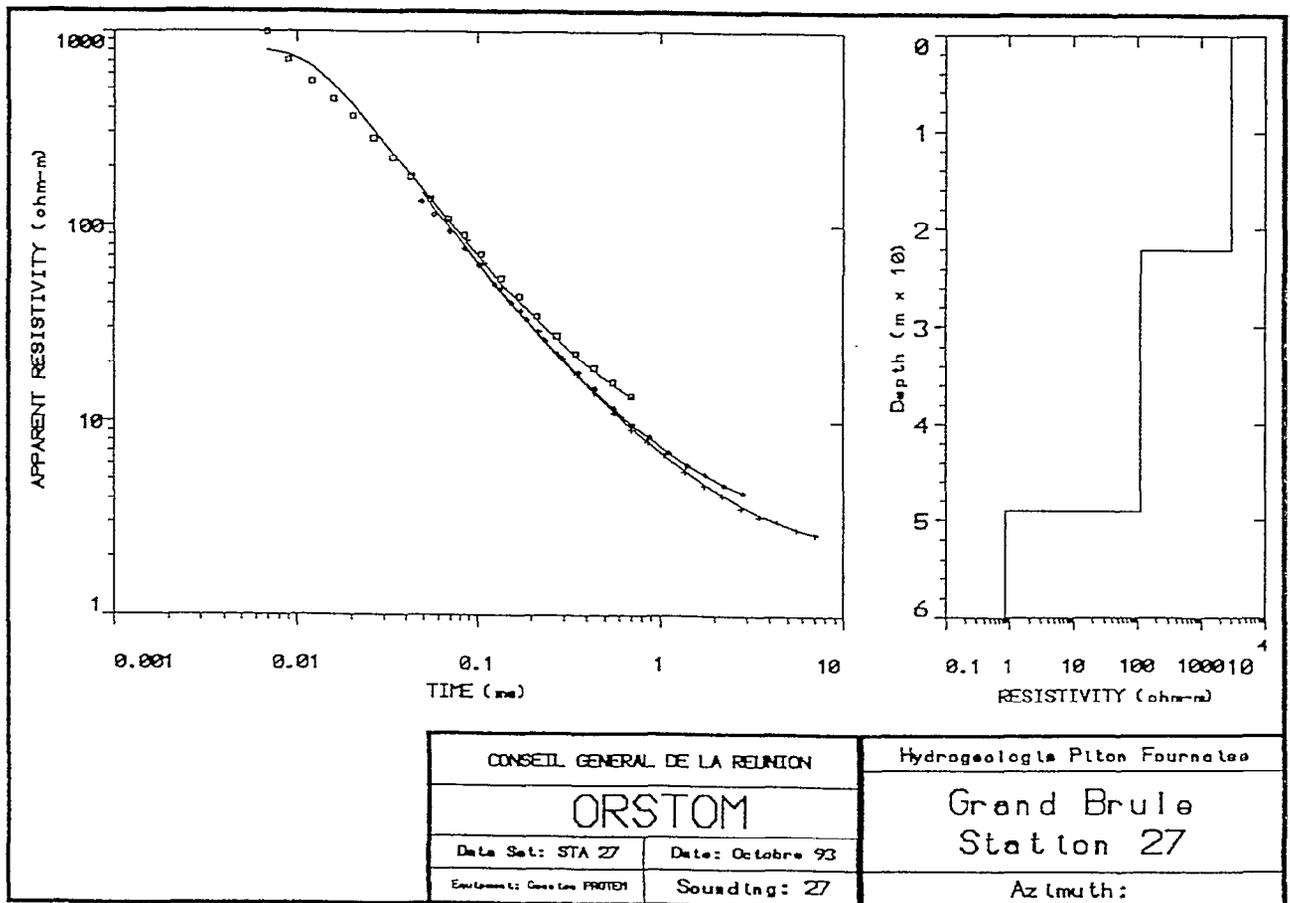
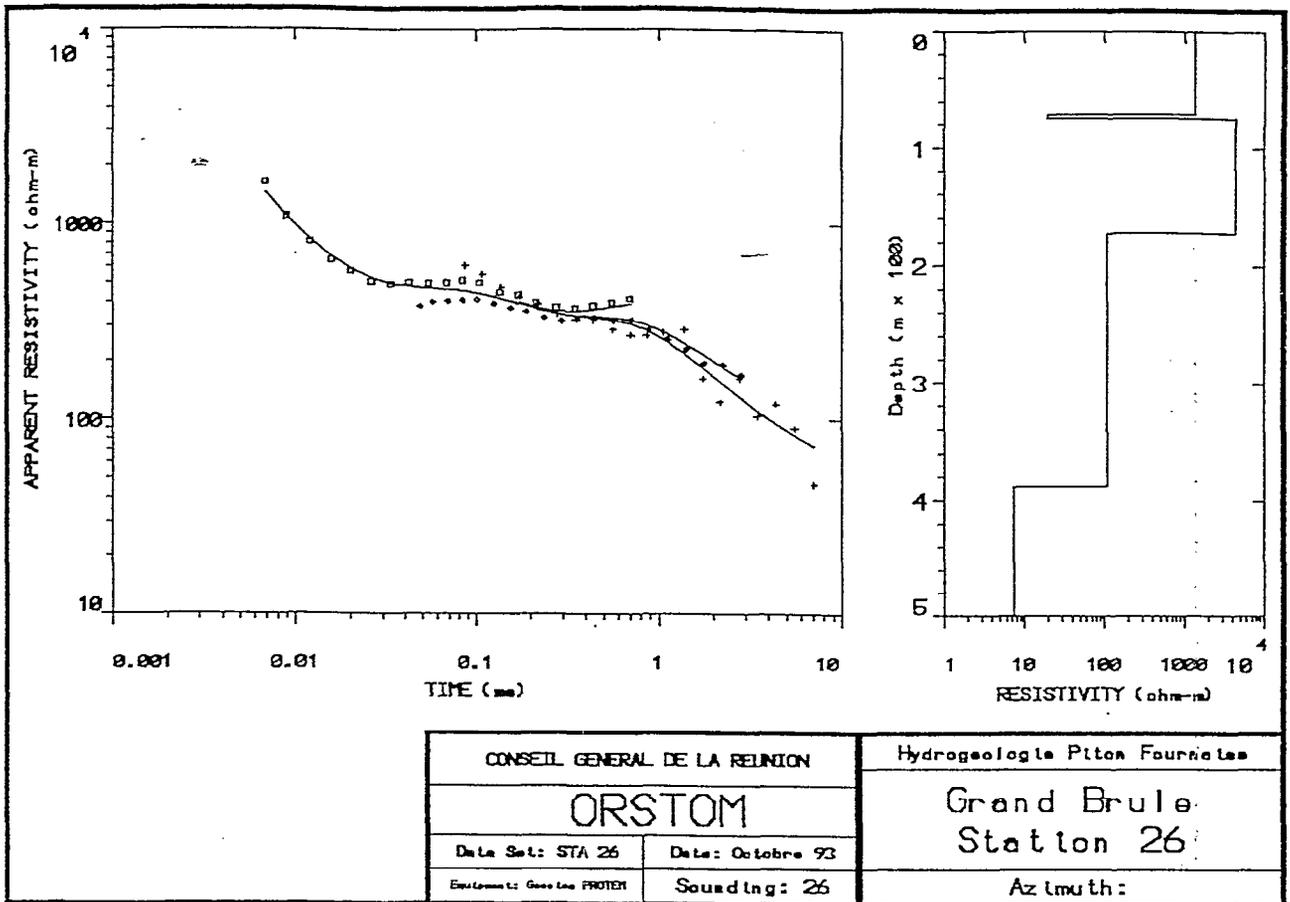
Hydrogeologue Piton Fournaise
Grand Brule Station 17
Azimuth:

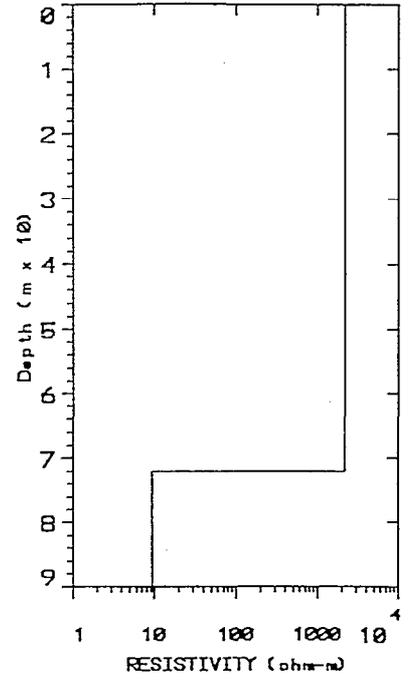
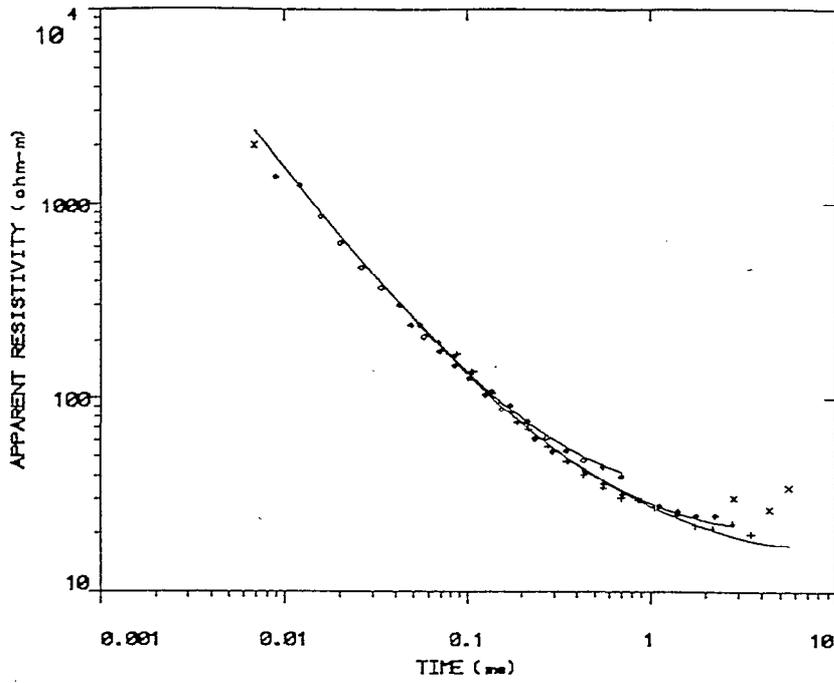








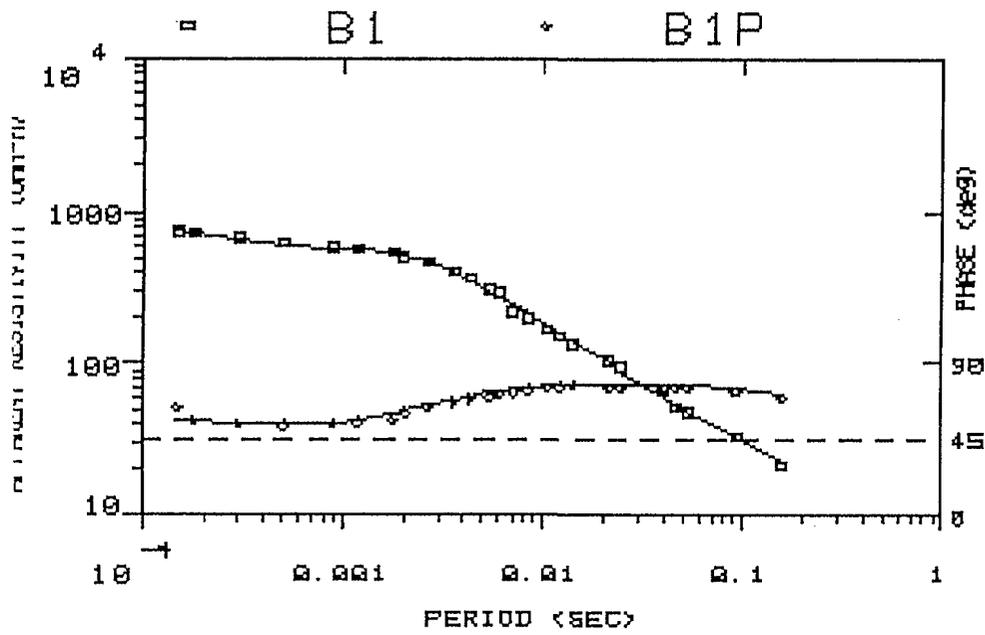




CONSEIL GENERAL DE LA REUNION		Hydrogeologie Piton Fournelles	
ORSTOM		Grand Brule Station 28	
Data Set: STA 28	Date: Octobre 93	Azimuth:	
Equipment: Geos Lee PROTEN	Sounding: 28		

ANNEXE 3

MODELES AMT

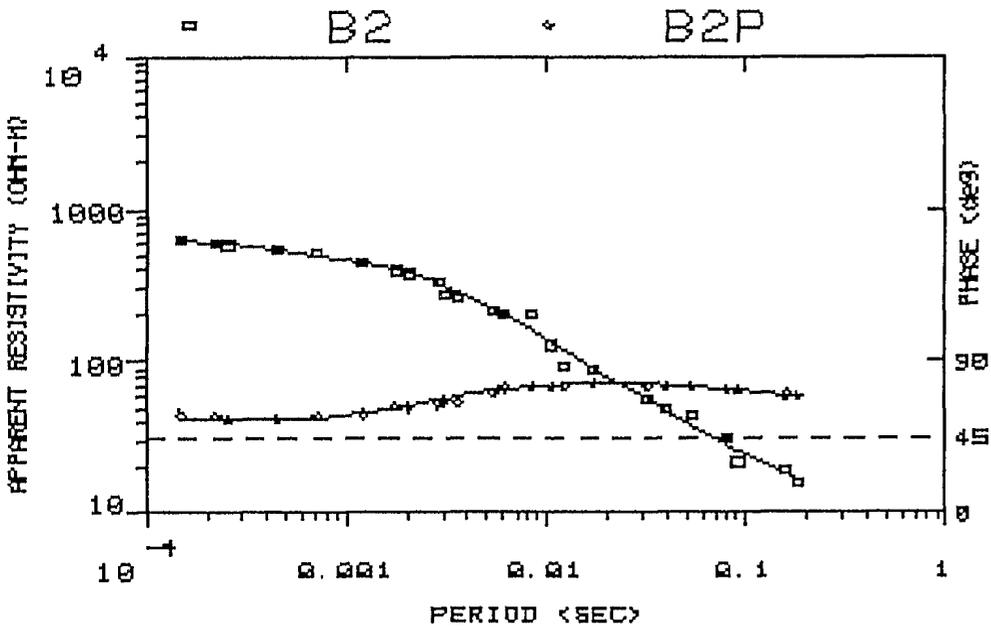


MODEL:

8833 □-H-H	76.2 H
17.0 □-H-H	3.20 H
7 □-H-H	98 H
240 □-H-H	251 H
2.00 □-H-H	

SAGAX-MAROC

% ERROR: 4.23

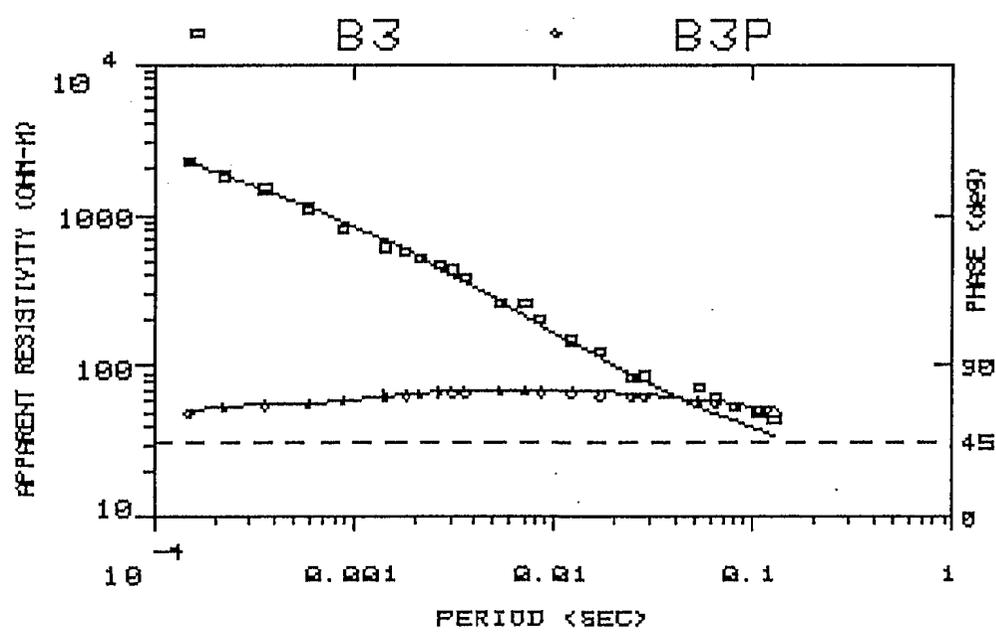


MODEL:

7062. □-H-H	62.4 M
26.2 □-H-H	5.21 M
1740. □-H-H	135 H
128 □-H-H	211. H
3.71 □-H-H	

SAGAX-MAROC

% ERRDR. 7.48



MODEL:

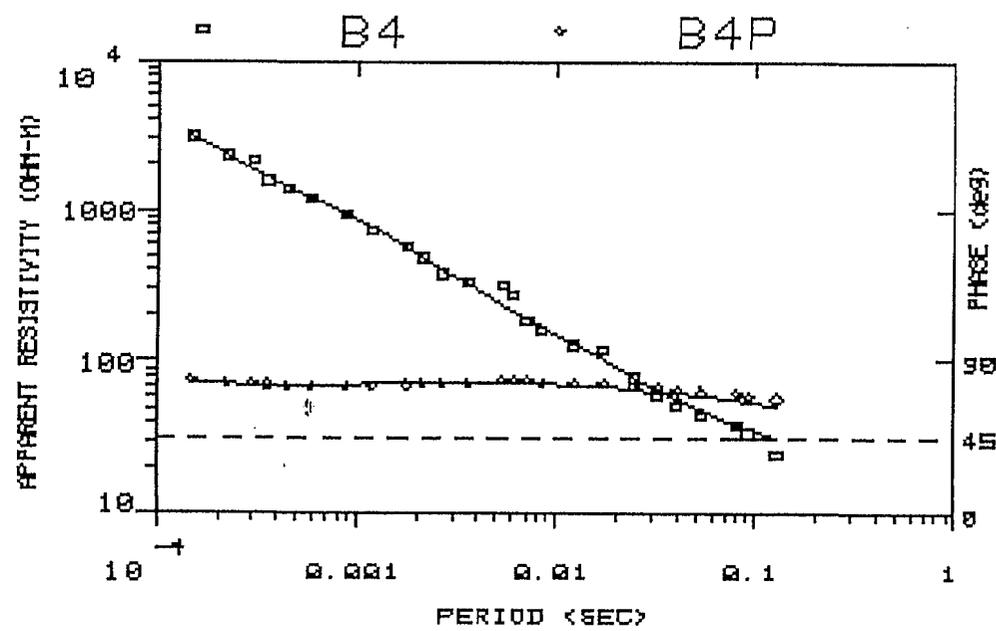
2769	200 M
OHM-M	

169	184 M
OHM-M	

12	
OHM-M	

% ERROR. 9.79

SAGAX-MAROC



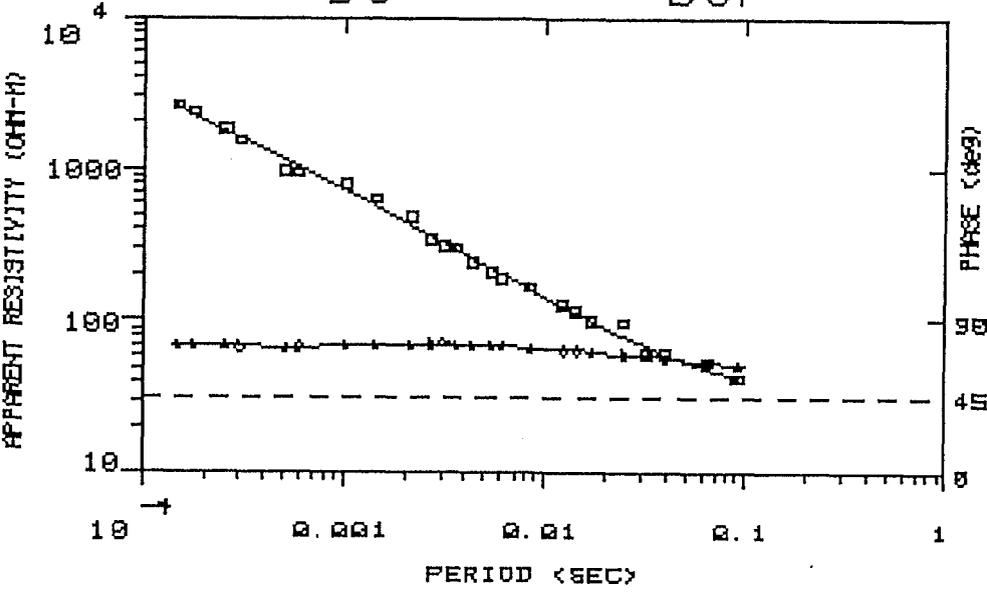
MODEL:

13002. OHM-M	213. M
132. OHM-M	150. M
11 OHM-M	

% ERROR, 8.02

SAGAX-MAROC

B5 B5P

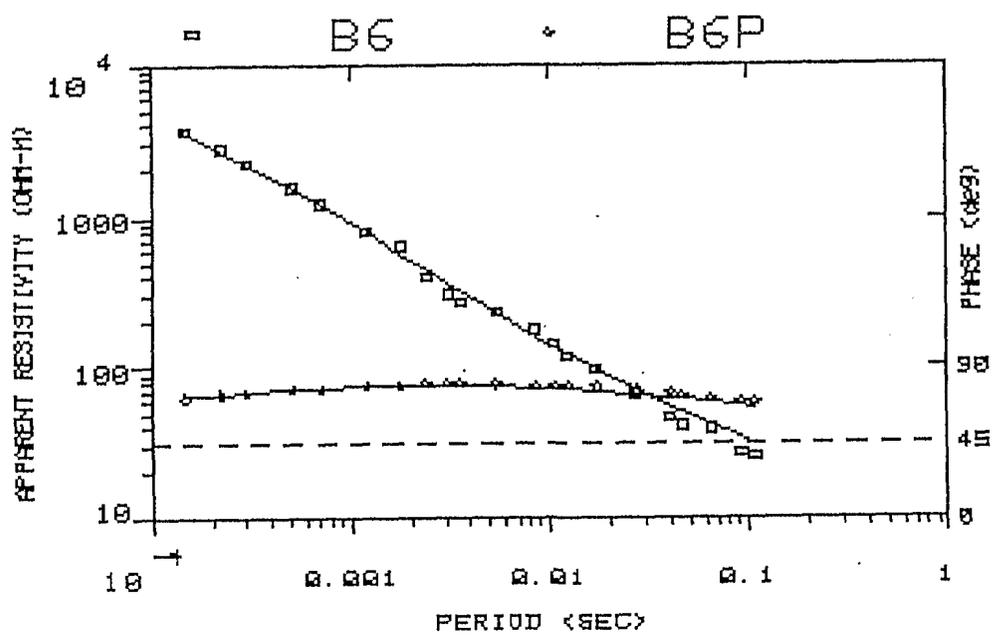


MODEL:

9717 OHM-M	198 M
133 OHM-M	148 M
15 OHM-M	

% ERROR, 5.85

SAGAX-MAROC



MODEL:

7212 OHM-M	245 M
---------------	-------

115 OHM-M	111 M
--------------	-------

10 OHM-M	
-------------	--

% ERROR, 8.98

SAGAX-MAROC

B7

B7P

MODEL:

4779.
OHM-M

270 M

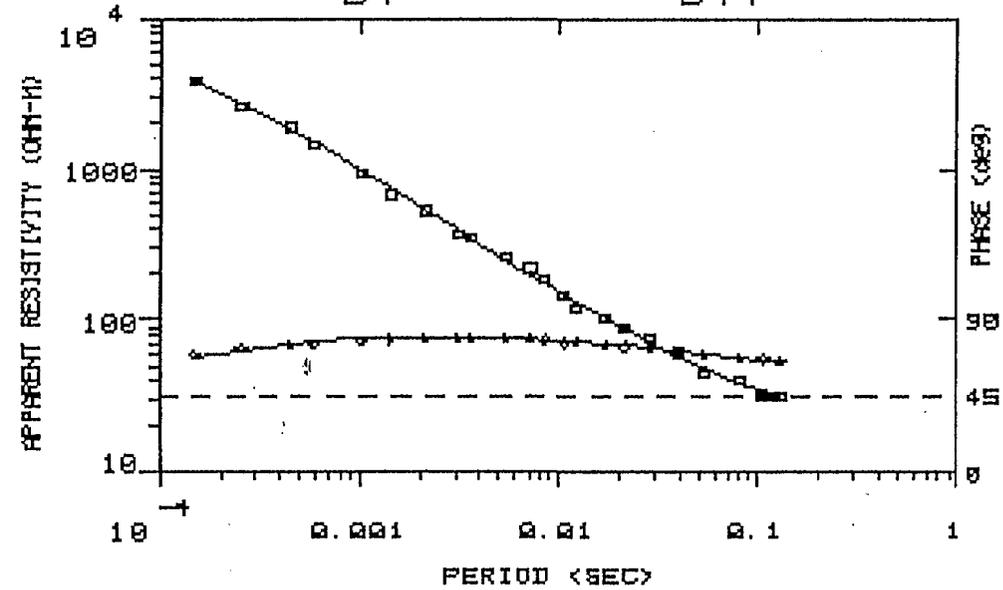
110
OHM-M

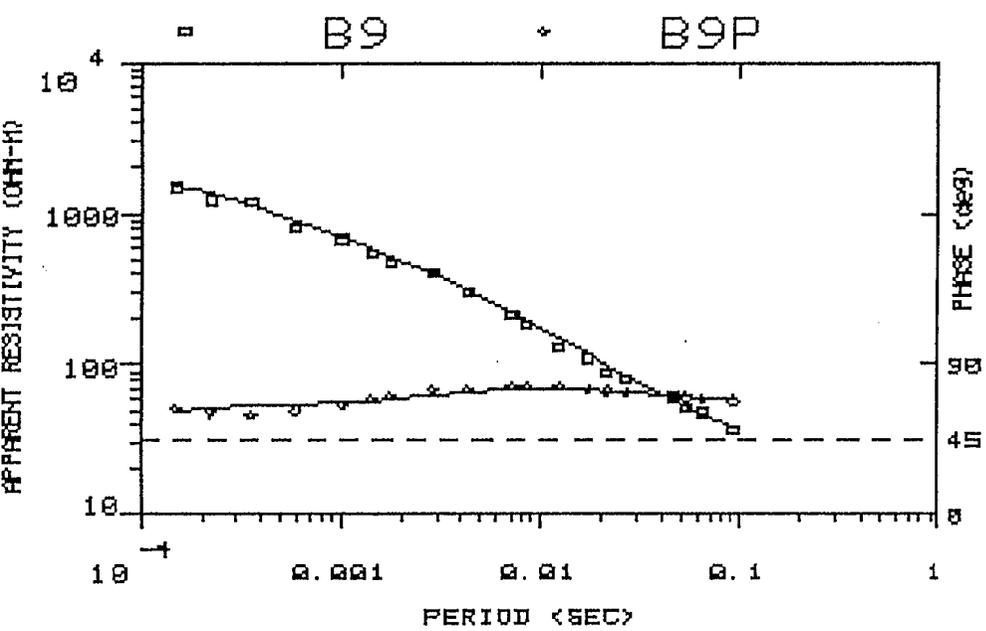
92.2 M

10.8
OHM-M

% ERROR. 4.40

SAGAX-MAROC



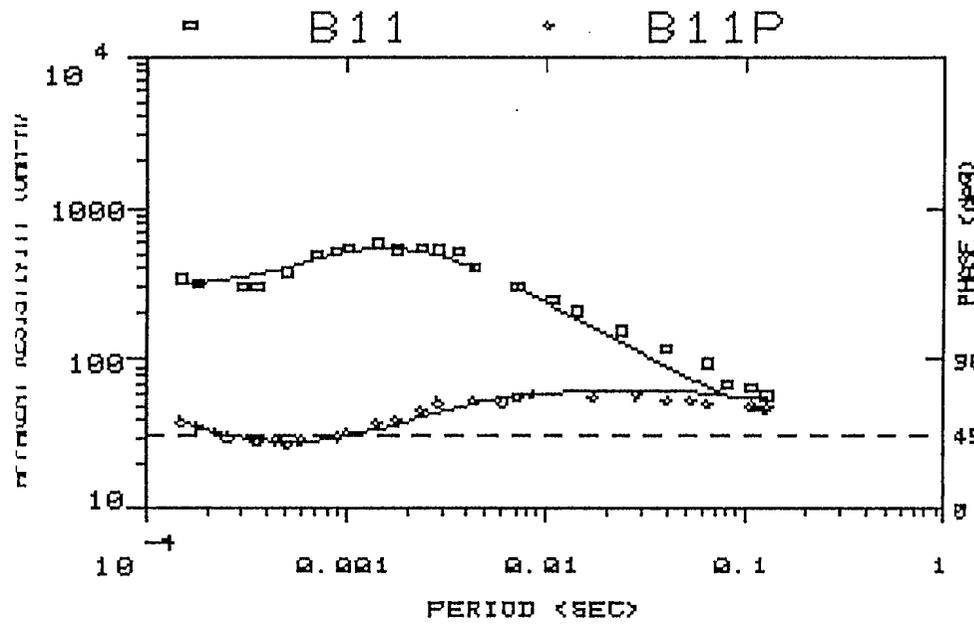


MODEL:

1000 H-H-H	189 H
10 H-H-H	2.58 H
1000 H-H-H	120 H
100 H-H-H	156 H
1 H-H-H	

SAGAX-MAROC

% ERRDR. 5.64

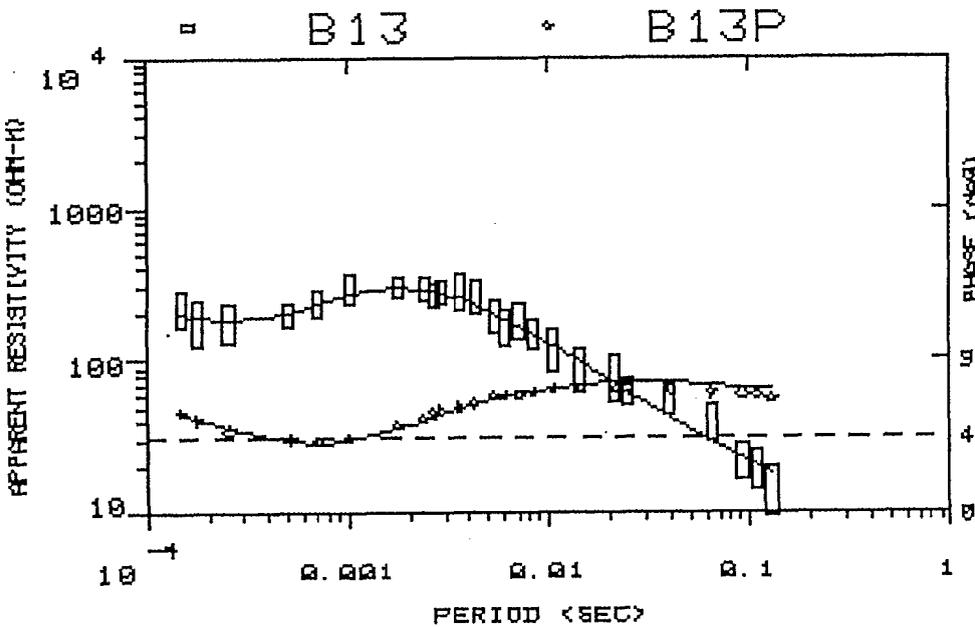


MODEL:

B492 □-H-H	55 N
5.80 □-H-H	2.20 H
7013 □-H-H	240 H
200 □-H-H	210 H
12 □-H-H	

SAGAX-MAROC

% ERRDR. 12.1

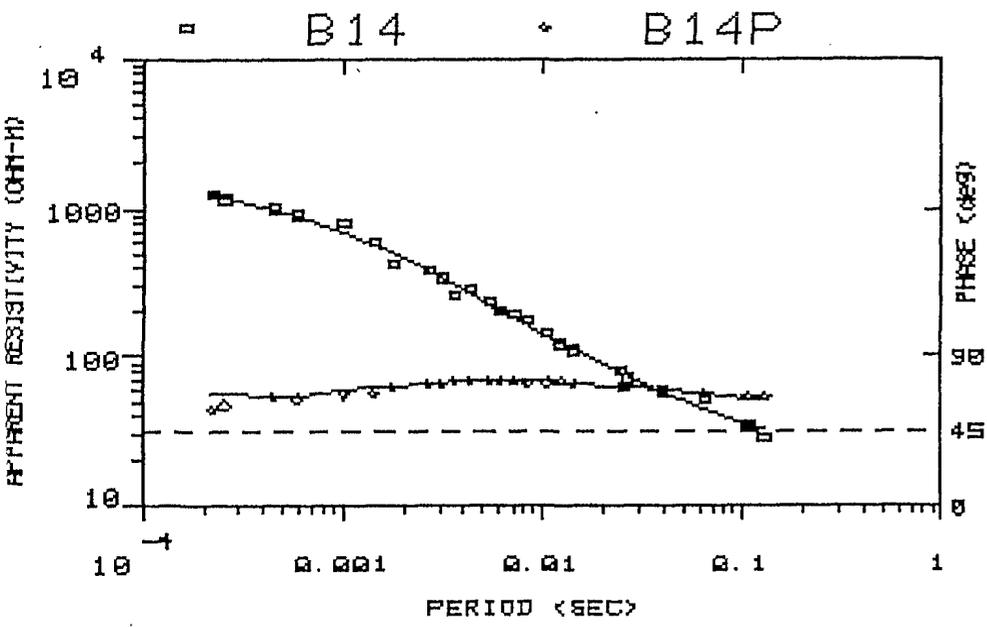


MODEL:

1586 □-H-H	48.4 M
14.2 □-H-H	8 M
158 □-H-H	15+ H
173 □-H-H	173 H
2.88 □-H-H	

SAGAX-MAROC

% ERROR: 8.78



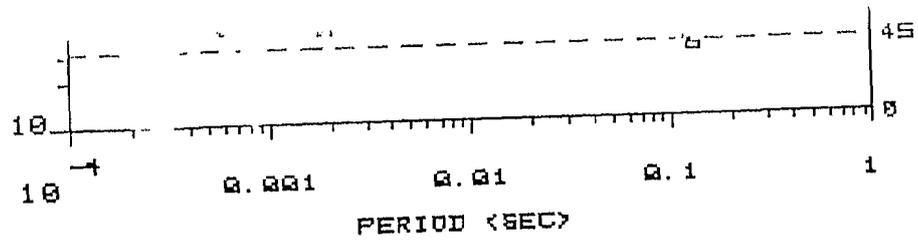
MODEL:

10000 OHM-M	132 H
20.0 OHM-M	3.48 H
700 OHM-M	0.3 H
100 OHM-M	135 H
12.2 OHM-M	

SAGAX-MAROC

% ERROR: 6.33

APPK.

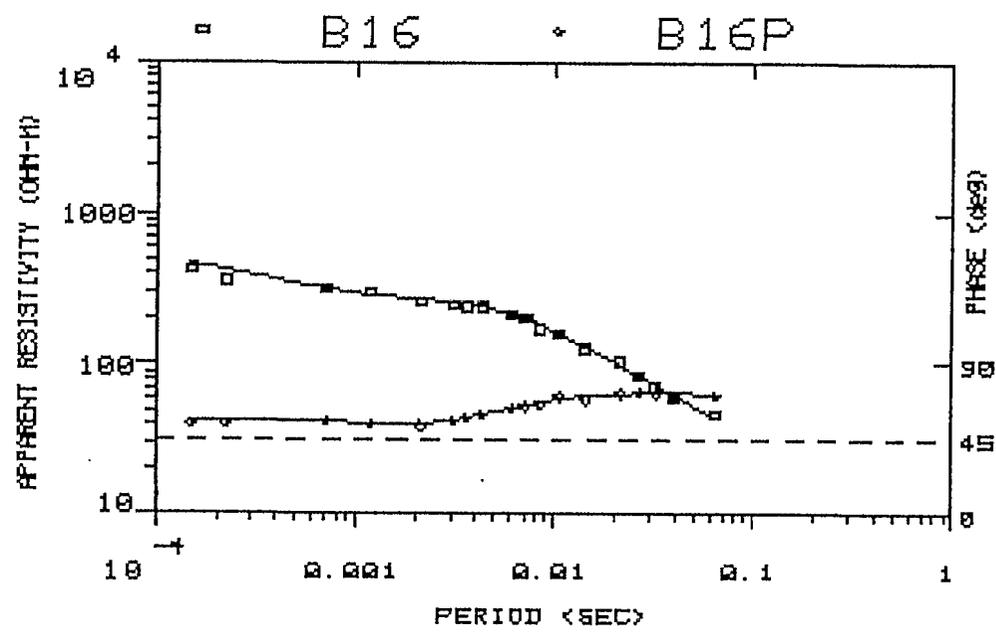


+ 7B
D-N-H

% ERROR, 6.02

SAGA

00-0000

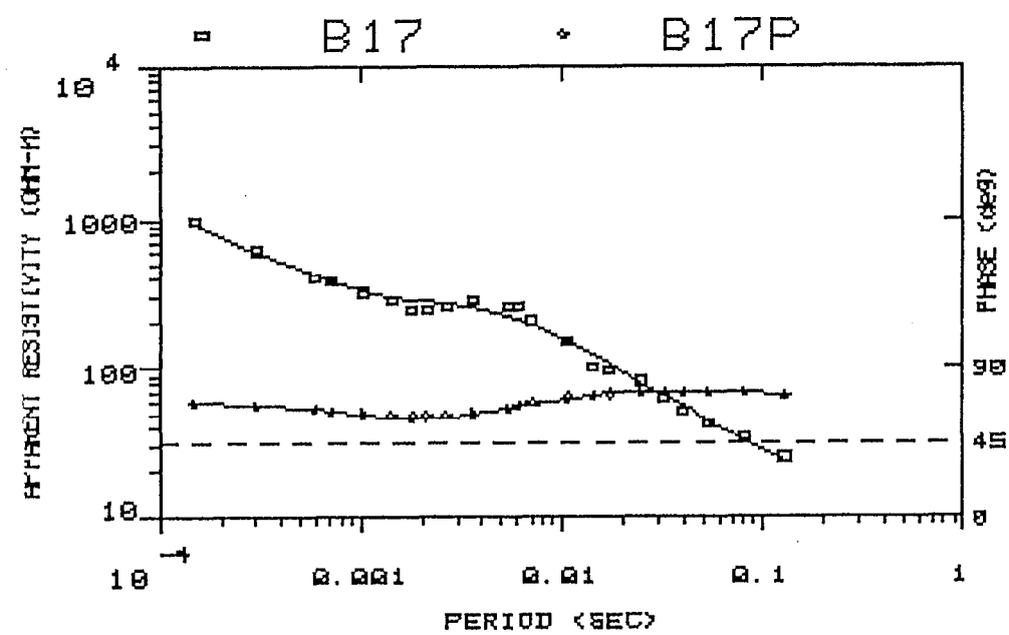


MODEL:

1480 D-N-H	36 H
15.4 D-N-H	3.61 H
1002. D-N-H	56 H
142. D-N-H	345. H
5.56 D-N-H	

SAGAX-MAROC

% ERRDR. 4.33

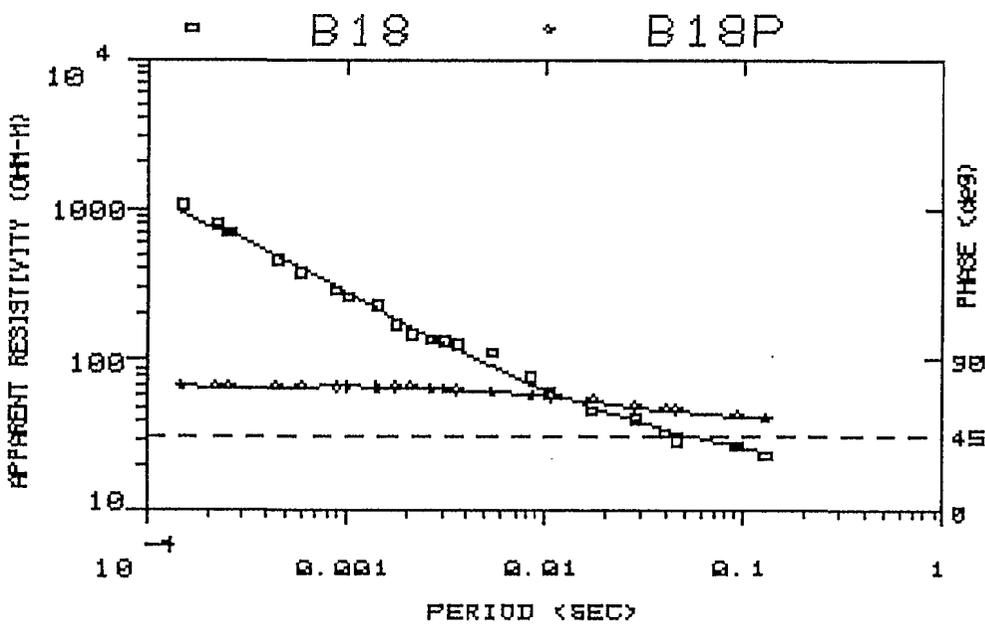


MODEL:

2540 OHM-M	103 M
121 OHM-M	356 M
40 OHM-M	

% ERROR: 6.87

SAGAX-MAROC

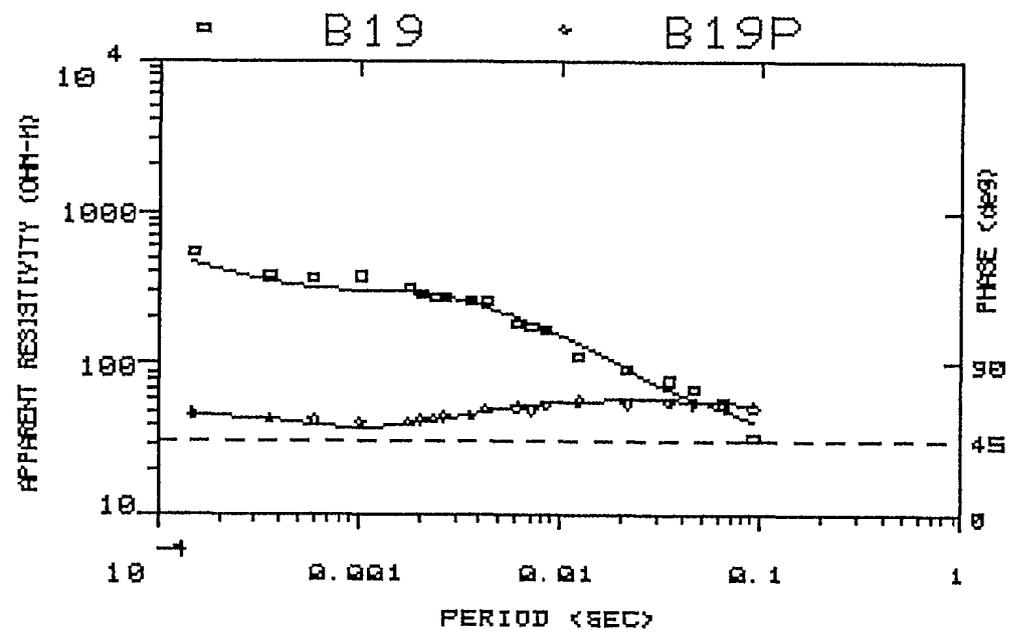


MODEL:

19000 OHM-M	90 M
100 OHM-M	85 M
15 OHM-M	

% ERROR, 6.16

SAGAX-MAROC



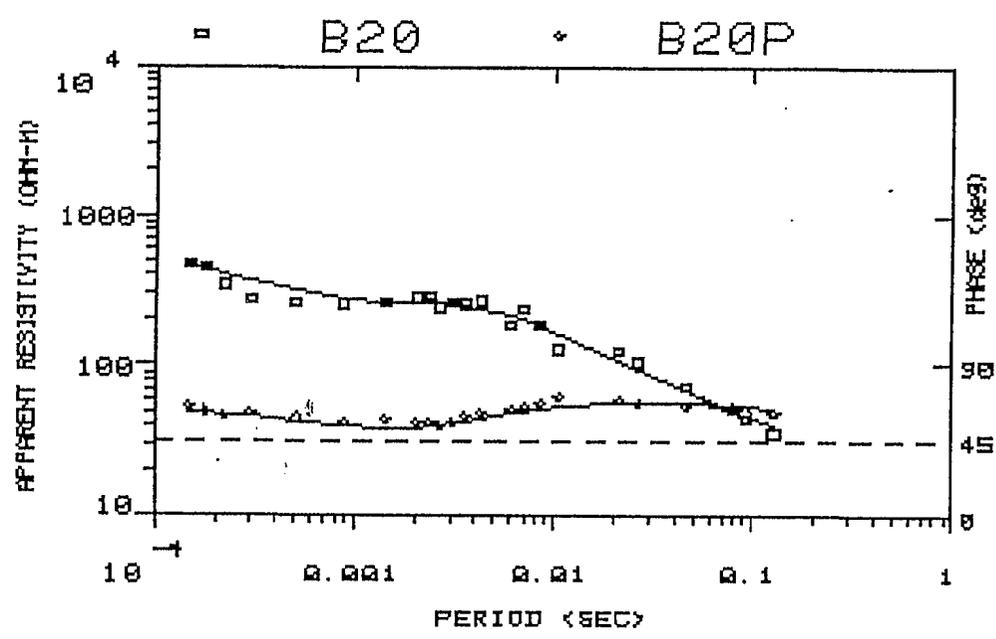
MODEL:

1500 OHM-M	50 M
189 OHM-M	354 M
12.2 OHM-M	

% ERROR. 8.88

SAGAX-MAROC

11122 1700

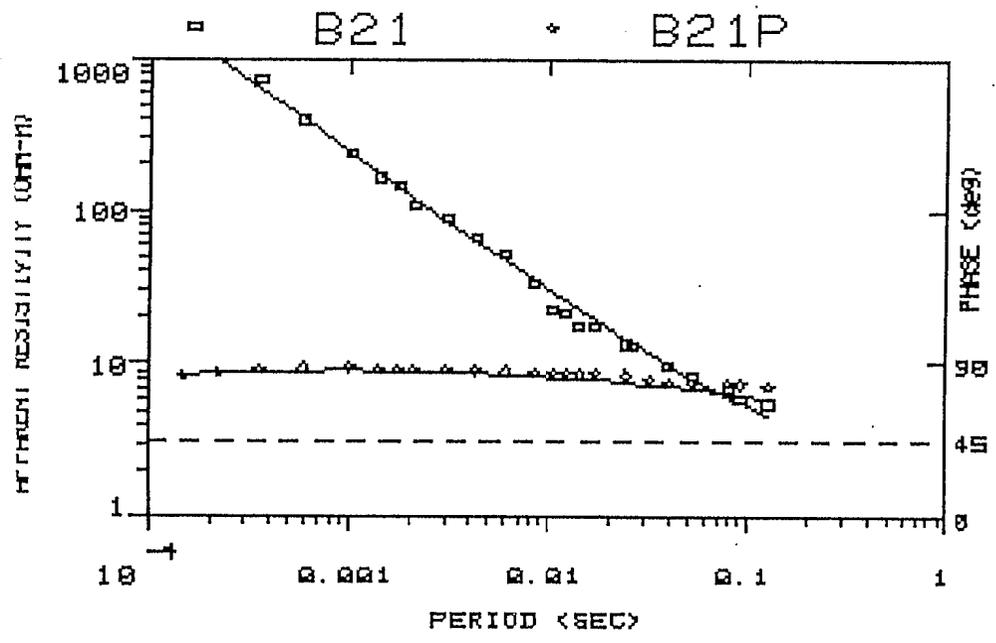


MODEL:

1400 OHM-M	54 M
170. OHM-M	399. M
12.5 OHM-M	

% ERROR, 9.85

SAGAX-MAROC



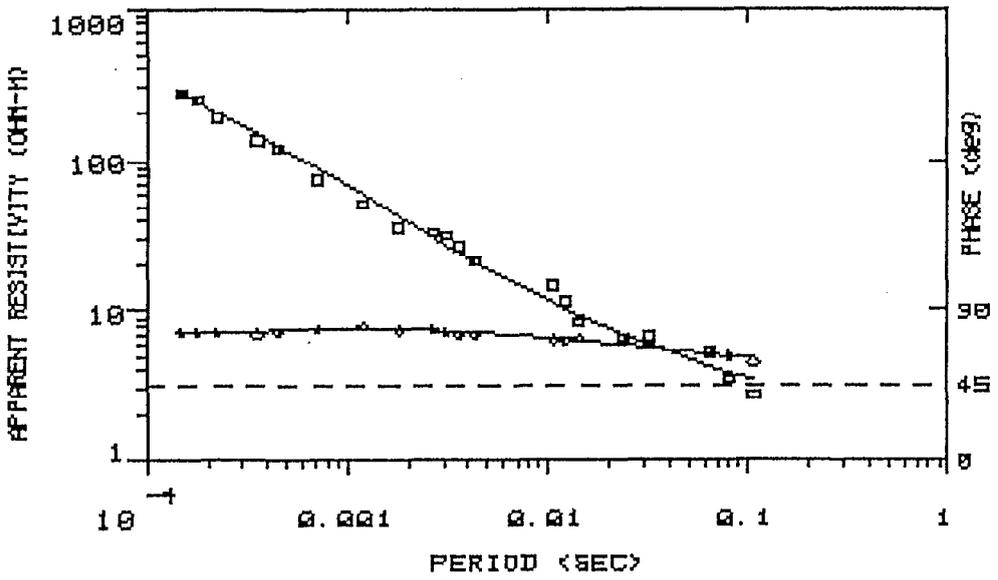
MODEL:

19000 OHM-M	119 M
150 OHM-M	50 M
1 OHM-M	

% ERROR. 8.92

SAGAX-MAROC

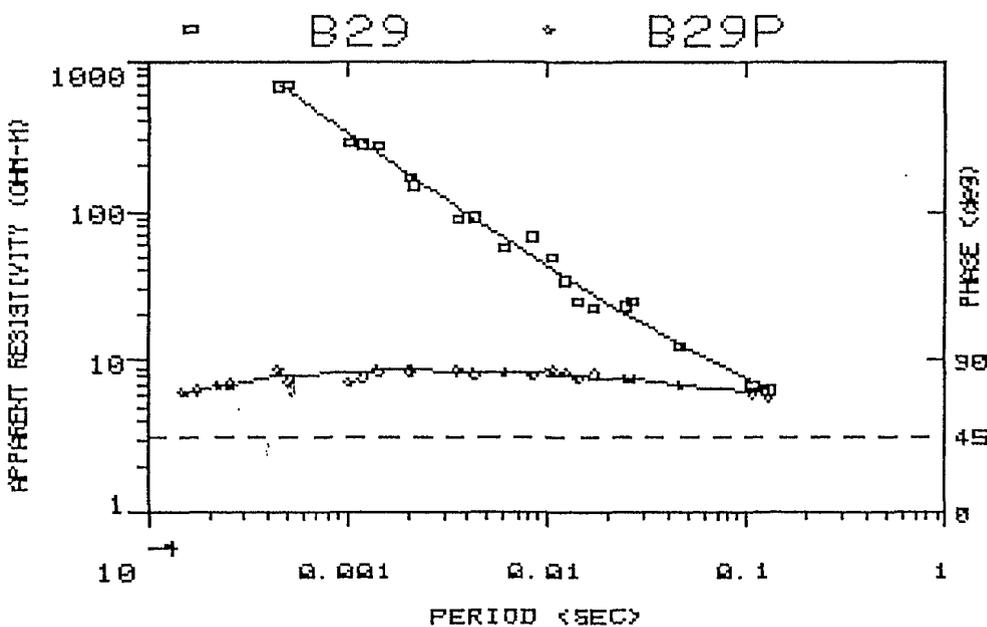
□ B24 • B24P



MODEL:

5000 OHM-M	51 M
120 OHM-M	7 M
18 OHM-M	32 M
1.50 OHM-M	
% ERROR. 10.2	

SAGAX-MAROC

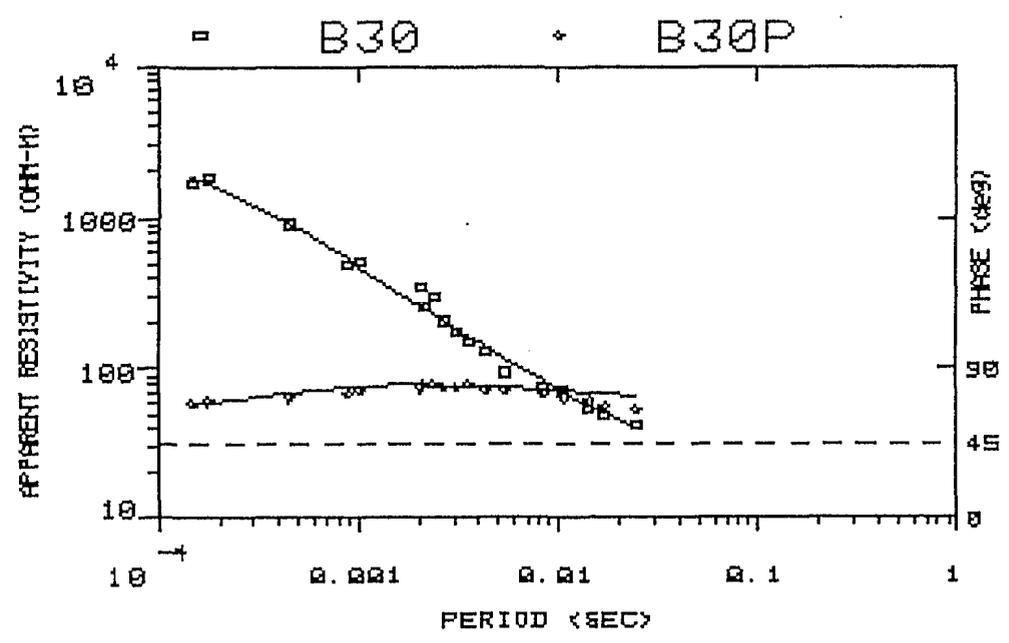


MODEL:

2344. OHM-M	149. M
197. OHM-M	53.4 M
1.45 OHM-M	

% ERROR. 11.1

SAGAX-MAROC



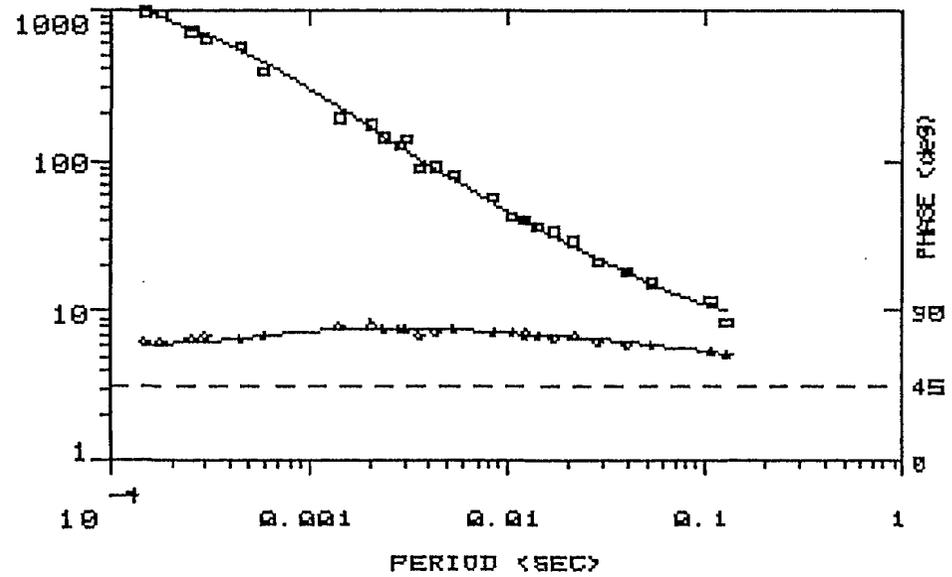
MODEL:

3238. OHM-M	150 M
188. OHM-M	89.8 M
5.49 OHM-M	

% ERROR. 9.58

SAGAX-MAROC

B31 B31P



MODEL:

2210 OHM-M	110 M
100 OHM-M	84 M
3.70 OHM-M	

% ERROR. 6.28

SAGAX-MAROC