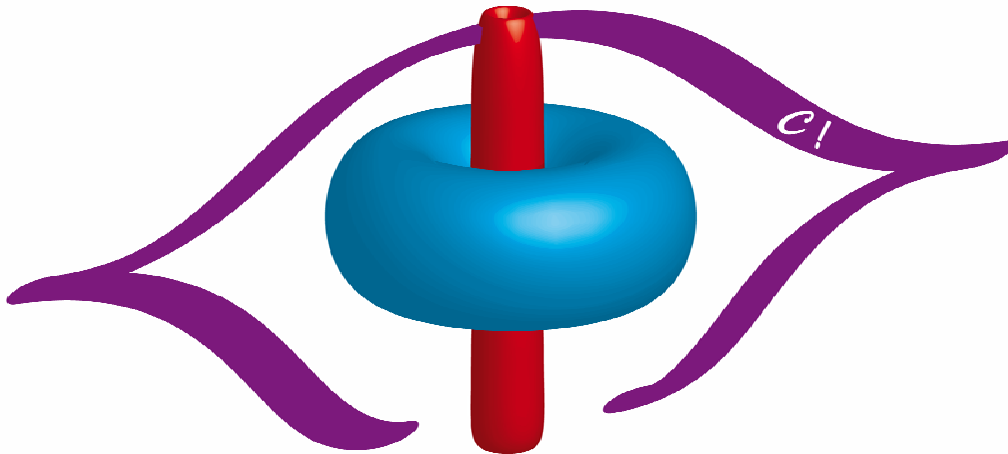


**Morphologies of conductive structures  
inside and around  
the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands**



Thèse présentée à la Faculté des Sciences  
Institut de Géologie et d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, Suisse

pour l'obtention du titre de Docteur ès Sciences

par

**Nicolas Patrick Coppo**

Soutenue le 13 décembre 2007 et acceptée sur proposition du jury :

Prof. François Zwahlen, Neuchâtel, CH (Directeur de thèse)  
Prof. Angelika Kalt, Neuchâtel, CH (Examinatrice)  
Prof. Joan Marti, Barcelona, SP (Examineur)  
Prof. Andreas Junge, Frankfurt, DE (Examineur)  
Dr. Joachim Gottsmann, Bristol, UK (Examineur)  
Dr. Pierre-André Schnegg, Neuchâtel, CH (Codirecteur de thèse)

**Université de Neuchâtel  
2008**



## IMPRIMATUR POUR LA THESE

Morphologies of conductive structures inside  
and around the las Canadas caldera,  
Tenerife, Canary Islands

**Nicolas COPPO**

---

UNIVERSITE DE NEUCHATEL

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,  
sur le rapport des membres du jury

MM. F. Zwahlen (directeur de thèse), P.-A. Schnegg (co-directeur de thèse),  
A. Junge (Frankfurt am Main, D), J. Gottsmann (Bristol, UK),  
J. Marti Molist (Barcelone E)  
et Mme A. Kalt

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 20 décembre 2007

Le doyen :  
T. Ward

UNIVERSITE DE NEUCHATEL  
FACULTE DES SCIENCES  
Secrétariat-décanat de la faculté  
Rue Emile-Argand 11 - CP 158  
CH-2009 Neuchâtel



**Morphologies of conductive structures  
inside and around  
the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands**

Thèse présentée à la Faculté des Sciences

Institut de Géologie et d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, Suisse

pour l'obtention du titre de Docteur ès Sciences

par

**Nicolas Patrick Coppo**

Soutenue le 13 décembre 2007 et acceptée sur proposition du jury :

Prof. François Zwahlen, Neuchâtel, CH (Directeur de thèse)  
Prof. Angelika Kalt, Neuchâtel, CH (Examinatrice)  
Prof. Joan Marti, Barcelona, SP (Examineur)  
Prof. Andreas Junge, Frankfurt, DE (Examineur)  
Dr. Joachim Gottsmann, Bristol, UK (Examineur)  
Dr. Pierre-André Schnegg, Neuchâtel, CH (Codirecteur de thèse)

**Université de Neuchâtel  
2008**



## A mes Frères et Sœurs...

« ... la beauté n'est pas dans l'objet, elle réside dans le regard... »

« ... l'échelle constitue un élément de solution à tout problème... »

*Inconnu*

Illustration de titre : Logo personnel synthétisant l'ensemble de ce travail



## REMERCIEMENTS

Aboutissement de 4 années de travail, la rédaction des remerciements n'est jamais une tâche évidente tant les invités au repas sont nombreux. De près ou de loin, nous existons par les autres, le pour étant d'une réalisation moins aisée...

En tout premier lieu, je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à Pierre-André Schnegg, qui m'a accordé le privilège de pouvoir travailler pendant 4 ans sur ce projet volcanique. En effet, grâce à lui, la complexité de l'électromagnétisme s'est quelque peu estompée, la découverte de magnifiques îles volcaniques est devenue réalité et mes connaissances informatiques améliorées. Toujours présent et disponible, je crois sincèrement qu'il m'aurait été difficile de trouver plus agréable directeur de thèse. Un immense Merci à toi Pierre.

Afin d'échapper à l'énumération d'une série hiérarchisée de qualificatifs envoûtants et brumeux, je souhaite adresser mes plus chaleureux et sincères remerciements à toutes les personnes suivantes :

A toi, Martin Burkhard, tragiquement emporté dans ta quête géologique, pour ton enthousiasme inégalé.

A François Zwahlen, pour son soutien et sa confiance accordée pendant ces 4 années.

Aux professeurs Angelika Kalt, Andreas Junge, Joan Marti, et François Zwahlen ainsi qu'au Dr. Joachim Gottsmann qui ont accepté d'être membres du jury.

Au Groupe de Géomagnétisme et ses invités ponctuels, Roberto Costa, Wiebke Heise, Pierik Falco et Mathieu Beck, pour les discussions géophysiques, les campagnes de terrain pendant lesquelles nous trouvions la motivation de chaque jour reprendre 25 kilos sur le dos grâce aux bouteilles d'Orujo quotidiennement asséchées, les rires et j'en passe... et plus récemment la kashasa...

A Marina Défago, pour m'avoir supporté et accompagné de nombreux week-ends sur le terrain au début de ce travail et ouvert les yeux sur moi.

A Yves Nardini, pour sa disponibilité de dernière minute lors de l'ultime campagne de terrain de 2007. Bien qu'imprécisément, nous avons pu mettre en évidence une recharge souvent négligée sur l'ensemble de Tenerife.

A Joan Marti et Joachim Gottsmann pour les discussions passionnantes sur Tenerife, les facilités de terrain, mon intégration sur les projets Nisyros et Monserrat et au sein de la communauté « caldera ».

A tous les amis, collègues et étudiants de l'Institut de Géologie et d'Hydrogéologie qui ont partagé de près ou de loin mon quotidien personnel et/ou professionnel, avec un clin d'œil particulier au bureau E210 et à Séverine qui me supporte. De l'eau au cafés, des cafés aux apéros, des apéros aux digeots... sans parler pitance... Au

corps indispensable, Elisabeth Kuster, Sabine Erb, Gianfranca Cerrito, Corinne Carraux-Drey et Carine Erard Brayek pour leurs conseils et leur efficacité.

A Ellen Milnes, pour la découverte hydrogéologique de Chypre et les multiples souvenirs collectionnés depuis 8 ans, notamment avec Stephan Bucher.

A ma famille, Jacqueline, Victor, Florence, Pierre et parents qui n'ont cessé de me faire remarquer la chance qu'il m'était accordé de pouvoir passer la majeure partie de mon temps à visiter les paradis terrestres avec des préoccupations somme toute très abstraites.

A mes Frères et mes Sœurs qui arpentent, seuls ou désormais comblés de leur heureuse progéniture, le chemin de la Vie. Audrey, Fred et Thomas, Sandra, Dom, Léonard et Vincent, Isa, Selim, Manon et Eliot, Claire, Olivier et Tiago, Corinne et Paolo, Brendusa et François, Sandrine, Christine et Marc, Théa, Valérian. Un bonheur pour moi que vous existiez, un réconfort de savoir que quelque part des amis préparent un lit, la joie de quitter les pièces parfois exiguës de la science.

Que mes chers séminaristes Yves et Laurent puisent dans cette modeste phrase la chaleur de l'amitié qui nous lie depuis plus de 15 ans. C'est une idée à 200.- !

A Murielle, Claudie et Gilbert, pèlerins de l'année 2001, mes compagnons et amis d'un chemin de 2000 km qui a gravé à jamais dans nos coeurs des symboles de liberté, de paix et d'amitié.

A Bernard Weissbrodt et l'ACME qui m'a permis de partager le rêve commun d'une Eau bien publique dans le monde et en Terre suisse.

A Jean Sésiano, « entièrement responsable » de mon parcours géologique débuté voici environ 15 ans et Jean Charollais, dont l'amitié perdure depuis mes études en géologie.

Enfin à Cécile, mon enchantement quotidien depuis 18 mois, pour le bonheur que nous vivons, que nous construisons chaque jour et que nous emportons pour quelques temps en Angleterre.

# TABLE DES MATIERES

<b>REMERCIEMENTS</b>	i
<b>TABLE DES MATIÈRES</b>	iii
<b>RÉSUMÉ</b>	vii
<b>ABSTRACT</b>	ix
<b>LISTE DES FIGURES</b>	xi
<b>I. Introduction générale</b>	<b>1</b>
I.1. Introduction	3
I.2. Organisation du présent travail	7
I.2. La méthode magnétotellurique - Généralités	9
I.4. Contexte géographique et géologique général	12
I.4.1. Situation géographique des îles Canaries	12
I.4.2. Cadre géodynamique des îles Canaries	13
I.4.3. Origine des îles Canaries	16
I.4.3.1. Les modèles tectoniques	16
I.4.3.2. Les modèles de point chaud ou plume mantellique	18
I.4.3.3. Le modèle unificateur	19
I.4.4. Contexte géologique général de Tenerife	21
I.4.4.1. Phase de bouclier basaltique	21
I.4.4.2. Phase de volcanisme central	24
I.4.4.3. Processus érosif	25
I.4.5. Stratigraphie et chronologie des secteurs traités dans ce travail	27
I.4.5.1. L'Edifice Cañadas	28
I.4.5.2. Le Complexe Teide – Pico Viejo	31
I.4.5.3. La Dorsale NE	32
I.5. Principaux apports des études géophysiques antérieures	37
I.6. Les processus d'altération hydrothermale	52
I.6.1. Généralités	52
I.6.2. L'altération hydrothermale – définitions	53
I.6.3. Réactions chimiques typiques	55
I.6.4. Types d'altération	56
I.6.5. Les auréoles d'altération	60
I.6.6. Les dépôts épithermaux	61
I.6.7. L'altération hydrothermale dans la caldera de Las Cañadas	62
I.7. Les structures conductrices en milieu volcanique	64
I.7.1. Généralités	64
I.7.2. Des structures similaires de résistivité	66
I.7.3. Systèmes géothermaux et hydrothermaux	67
I.7.4. Structures géologiques et tectoniques conductrices	69
I.7.5. Intrusions marines et aquifères	71

<b>II.</b>	<b>ARTICLE N°1 : Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands</b>	<b>73</b>
	Abstract	74
	1. Introduction	75
	2. Audiomagnetotelluric (AMT) method and specifications	78
	3. Geological and geophysical setting	79
	3.1. Geological setting	79
	3.2. Previous geophysical studies	80
	4. Results	81
	4.1. Dimensionality and modelling	81
	4.2. Static shift effect	84
	4.3. Strike distribution in a near 1-D environment	84
	4.4. Resistivity distribution	86
	4.5. Morphology of the top-most conductive layer	90
	5. Discussion and interpretations	92
	5.1. Strike distribution and structural pattern of the LCC	92
	5.2. Hydrothermal alteration and resistivity prints	93
	5.3. Interpretation of Diego Hernandez caldera	93
	5.4. Interpretation of Guajara caldera	95
	5.5. The Roques de Garcia	96
	5.6. Areas and volumes of depressions	97
	5.7. Lateral vs. vertical collapse	99
	6. Summary and Conclusions	100
	Acknowledgments	102
<b>III.</b>	<b>ARTICLE N°2 : Tsunamigenic risk for North Atlantic shorelines</b>	<b>103</b>
	Abstract	104
	1. Introduction	105
	2. Framework	107
	3. The audio-magnetotelluric method	109
	4. Results & discussion	111
	5. Conclusions	114
<b>IV.</b>	<b>ARTICLE N°3 : Conductive structures around the Las Cañadas caldera, Tenerife</b>	<b>115</b>
	Abstract	116
	1. Introduction	117
	2. The Audio-Magnetotelluric method	120
	3. Geological setting	121
	3.1. General	121
	3.2. The Orotava valley	121
	3.3. The Fasnia – Siete Fuentes area	122
	3.4. The Guimar valley	123
	3.5. The Pedro Gil caldera	123
	4. Results	125
	4.1. Dimensionality and data processing	125
	4.2. Static shift	127

4.3. AMT profiles	129
5. Interpretations - discussion	134
5.1. One conductive layer but two possible origins	134
5.2. What can be inferred from the morphology ?	136
5.3. A major fault ?	139
5.4. Is the Pedro Gil caldera tectonically controlled ?	139
6. Conclusions	141
Acknowledgments	142
<b>IV. ARTICLE N°4 : Structural pattern of the western Las Cañadas caldera, Tenerife</b>	<b>143</b>
Abstract	144
1. Introduction	145
2. Frameworks & Methods	147
3. Results	148
4. Interpretation	151
5. Conclusions	154
<b>VI. Discussion hydrogéologique</b>	<b>155</b>
VI.1. Le contexte hydrogéologique de Tenerife	156
VI.2. Caractéristiques géochimiques générales	160
VI.3. Interprétations	162
VI.3.1. De la nature du conducteur	162
VI.3.2. De sa perméabilité	163
VI.3.3. Aires et volumes	164
VI.3.4. Modèle hydrogéologique conceptuel et schématique, et conclusions	166
<b>VII. Conclusions et perspectives</b>	<b>169</b>
VII.1. Conclusions	170
VII.2. Conclusion générale	174
VII.3. Perspectives	175
<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>177</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>203</b>
A La résistivité électrique	203
A.1. Définition de la résistivité électrique	203
A.2. Résistivité des roches et minéraux	206
A.3. Propriété physiques des matériaux	208
B La méthode magnétotellurique	215
B.1. L'induction électromagnétique dans la Terre	215
B.2. Les équations de Maxwell	217
B.3. Le tenseur d'impédance	219
B.4. Résistivité apparente et phase	221
B.5. Les fonctions de transfert géomagnétique	222
B.6. Analyse de la dimensionalité et décomposition du tenseur	223
B.7. Modélisation 2-D et 3-D	226
B.8. Modélisation 1-D	228

C	Méthode de minimalisation	229
D	Quelques tenseurs d'impédance	231
D.1.	Site AMT 105	232
D.2.	Site AMT 176	236
D.3.	Site AMT 193	237
D.4.	Site AMT 214	238
E	Spécificité de l'équipement AMT	239
F	Liste des communications	245

## RÉSUMÉ

*Mots-clés : Audio-Magnéto-Tellurique (AMT), caldera, altération hydrothermale, couche conductrice, effondrements latéraux, effondrements verticaux, glissement, Tenerife.*

Les roches constituant les édifices volcaniques présentent des propriétés de résistivité électrique extrêmement variables dues notamment à l'hétérogénéité des dépôts volcaniques. Cette propriété physique est directement liée aux minéraux constituant ces roches, à la conductivité électrique de fluides susceptibles de les imbiber (eau, fluides géothermaux) ou encore à leur porosité. De la distribution spatiale de cette propriété électrique, il est alors possible de déduire les structures internes d'un édifice afin d'en comprendre l'évolution temporelle. De surcroît, ces mêmes caractéristiques, validée par des mesures hydrogéologiques, permettent d'appréhender l'organisation très complexe des écoulements souterrains dans ce type de milieu.

La caldera de Las Cañadas de Tenerife (Iles Canaries, Espagne) est une gigantesque dépression (16 x 9 km) remplie de dépôts pyroclastiques et de coulées de lave issus du complexe volcanique Teide – Pico Viejo (TPVC). Son origine est fortement controversée. Deux théories s'affrontent sur des bases géologiques, volcanologiques, pétrologiques, stratigraphiques, géochimiques et géophysiques. La première, renforcée par des évidences morphologiques de Tenerife, soutient une formation par effondrements latéraux successifs alors que la seconde propose des effondrements verticaux successifs, n'excluant pas les effondrements latéraux. Dans le but d'éclaircir l'ambiguïté liée à la formation de cette caldera, ce travail de thèse se propose d'investiguer et de révéler sa structure interne par des méthodes géophysiques.

Grâce à plus de 250 sondages audio-magnétotelluriques (bande de période : 0.3 - 0.001 s.) réalisés dans le périmètre de la caldera de Las Cañadas et dans ses

environs entre 2004 et 2006, cette étude apporte de solides arguments géophysiques en faveur de la seconde hypothèse.

A l'intérieur de la caldera, les modélisations 1-D mettent en évidence la présence d'un horizon conducteur (10-150  $\Omega\text{m}$ ) entre 30 et 1200 m de profondeur sur l'ensemble du territoire prospecté, soulignant l'empilement électriquement résistant constitué par les laves récentes du complexe volcanique actif Teide – Pico Viejo. Son origine est attribuée à d'intenses processus d'altération hydrothermale, très certainement associés aux événements catastrophiques (effondrements verticaux) ayant affecté la partie centrale de l'île. Cette cartographie haute résolution des propriétés électriques de la caldera de Las Cañadas permet de proposer l'emplacement d'édifices volcaniques majeurs, semblables aux actuels Teide et Pico Viejo, ayant participé à la formation de la caldera de Las Cañadas. En outre, la cartographie de l'horizon conducteur présente une succession de dépressions étayant la théorie des effondrements successifs, également en accord avec la distribution des débits d'eau souterraine exploitée dans l'édifice volcanique. D'autre part, l'étude des strikes révèle une influence majeure du complexe Teide – Pico Viejo sur toute la caldera.

Au-delà de ses murs, la présence d'un horizon conducteur, de résistivité généralement plus homogène suggère une origine liée aux processus de friction durant les effondrements de flanc, couplée ou non, aux processus d'altération hydrothermale. La géométrie actuelle de ce conducteur permet une estimation des volumes colossaux de roches (plusieurs centaines de  $\text{km}^3$ ) mis en mouvement lors de pareilles catastrophes.

## ABSTRACT

*Keywords : AudioMagnetoTellurics (AMT), caldera, hydrothermal alteration, conductive layer, vertical collapse, lateral collapse, landslide, Tenerife.*

Being an extremely heterogeneous medium, electric resistivity of volcanic rocks extends over a large range. This physical property is strongly related to the minerals that form these rocks, to the electrical conductivity of fluids that may soak through the rocks, or to the bulk porosity. The spatial distribution of this property allows to infer internal structures of a volcanic edifice and to appreciate its temporal evolution. Moreover, these characteristics, correlated with hydrogeological data, enable an understanding of the complex organisation of groundwater flows in such a medium.

The Las Cañadas caldera (LCC) of Tenerife (Canary Islands, Spain) is a well exposed caldera depression filled with pyroclastic deposits and lava flows from the active Teide – Pico Viejo complex (TPVC). The caldera's origin is controversial as both the formation by huge lateral flank collapse(s) and multiple vertical collapses have been proposed (based on geological, volcanological, petrological, stratigraphical, geochemical and geophysical data). Although vertical collapses may have facilitated lateral slope failures and thus jointly contribute to the exposed morphology, their joint contribution has not been clearly demonstrated. Thus, the main objective of this thesis aims at tighten its origin with geophysical methods.

Using more than 250 audio-magnetotelluric soundings (0.3 – 0.001 s.) carried out inside and around the Las Cañadas caldera between 2004 and 2006, this study provides consistent geophysical constraints in favour of multiple vertical caldera collapse.

Inside the caldera, one-dimensional modelling reveals a conductive layer (10-150  $\Omega\text{m}$ ) at shallow depth (30-1200m), presumably resulting from hydrothermal alteration and weathering, underlying the infilling resistive top layer. We present the resistivity distribution of both layers (resistivity images), the topography of the conductive layer

across the LCC, as well as a cross-section in order to highlight the caldera's evolution, including the distribution of earlier volcanic edifices. The morphology of the conductive layer shows multiple depressions in good agreement with the distribution of groundwater flow rates around the LCC. The AMT phase anisotropy reveals the structural and radial characteristics of the LCC.

Being more homogenous around the Las Cañadas caldera, the resistivity of the conductive layer suggests an origin related to the formation of the lateral landslides, coupled or not, with hydrothermal alteration processes. The morphology of this layer, with respect to the current topography of the islands, enables an assessment of the giant volumes (hundreds of cubic km) removed during flank collapses.

## LISTE DES FIGURES

### Chapitre I et VI

- Figure 1 :** A) Iles Canaries sur la Terre, B) Localisation de Tenerife dans l'archipel canarien, C) Tenerife, D) Partie centrale de Tenerife montrant la caldera de Las Cañadas et le complexe volcanique Teide – Pico Viejo. (Images GoogleEarth)
- Figure 2 :** Esquisse des plaques tectoniques en relation avec la dorsale médio-atlantique.
- Figure 3 :** Province volcanique du NW de l'Afrique montrant les îles volcaniques (noir), les monts sous-marins (gris), la prolongation des failles transformantes liées à la dorsale médio-atlantique (pointillé), les isochrones des anomalies magnétiques (M0, M4, M16, M21, M25) liées à l'extension des fonds océaniques d'après Verhoef et al. (1991) (traitillé) et l'anomalie magnétique S1 interprétée comme une anomalie de rupture continentale (Roeser, 1982). Tirée de Ye et al. (1999).
- Figure 4 :** Cartes paléogéographiques présentant le contexte tectonique avant (A) et durant (B) la formation des îles Canaries (Source : USGS)
- Figure 5 :** Esquisse du modèle de propagation de fractures illustrant les périodes distensives (A) et compressives (B), selon Anguita and Hernán (1975). Tiré de Galindo (2005)
- Figure 6 :** Esquisse du modèle de soulèvement de blocs à l'origine du volcanisme canarien, d'après Araña et Ortiz (1986). Tirée de Galindo (2005).
- Figure 7 :** Carte des îles Canaries présentant l'âge des îles augmentant progressivement d'E en O (Guillou et al., 2004). Tirée de Galindo (2005).
- Figure 8 :** Schéma simplifié du modèle de panache mantellique intermittente pour expliquer l'origine du volcanisme canarien, selon Hoernle et Schmincke (1993). EH: El Hierro; LP: La Palma; LG: La Gomera; TF: Tenerife; GC: Gran Canaria; FV: Fuerteventura; LZ: Lanzarote. Tirée de Galindo (2005).
- Figure 9 :** Schéma simplifié du modèle unificateur expliquant l'origine des îles Canaries, selon Anguita et Hernán (2000). Tirée de Galindo (2005).
- Figure 10 :** Schéma synthétique des périodes de construction de Tenerife
- Figure 11 :** Carte géologique schématique des unités principales présentées en figure 10. Intervalles de contour : 200 m, coordonnées UTM. TM : Massif de Téno ; AM : Massif d'Anaga ; RCM : Massif Roque del Conde ; T : le volcan Teide ; LCC : la caldera de las Cañadas.
- Figure 12 :** Contexte chronostratigraphique de Tenerife, d'après Galindo (2005).
- Figure 13 :** Schéma simplifié de la stratigraphie du mur de la caldera de Las Cañadas. D'après (Marti et al., 1994)
- Figure 14 :** Contexte chronostratigraphique de l'édifice Cañadas
- Figure 15 :** Carte géologique présentant les unités lithostratigraphiques et deux coupes géologiques simplifiées de la Dorsale NE. Encadré: localisation de la zone présentée. Tirée de Galindo (2005).

- Figure 16 :** Contexte chronostratigraphique de la Dorsale NE comparé à celui du Groupe Supérieur de l'édifice Cañadas et du complexe Teide – Pico Viejo. U.L. : unités lithostratigraphiques ; U.L.D. : unités limitées par des discordances (« sintema ») ; U.I. : unités informelles. D'après Galindo (2005).
- Figure 17 :** Carte géologique de la Dorsale NE présentant les unités géologiques discordantes de la Dorsale NE. Encadré: localisation de la zone présentée. Tirée de Galindo (2005).
- Figure 18 :** Carte de l'anomalie de Bouguer sur l'île de Tenerife. Redessinée d'après MacFarlane et Ridley (1968).
- Figure 19 :** Anomalies résiduelles de gravité dans la caldera de Las Cañadas. Valeurs de iso-anomalies en milligals. D'après Viera et al. (1986).
- Figure 20 :** Section horizontale (1000 m.a.s.l.) du modèle de contrastes de densité en  $\text{gr/cm}^3$ , selon Camacho et al. (1991). Pour plus de détails, se référer à l'article.
- Figure 21 :** Section horizontale (altitude 500 m.a.s.l.) du modèle de contrastes de densité de Camacho et al. (1996).
- Figure 22 :** Carte PS de la Montaña Blanca et son interprétation structurale. (1) : Courbes de niveau. (2) : Courbes équipotentielles PS en millivolts. (3) : Axe F2a de l'anomalie négative, interprétée comme étant une fissure de décollement. (4) : Fissure de décollement F1a et fissure émissive F3a. D'après Aubert et Kieffer (1996).
- Figure 23 :** Meilleur modèle de vitesse d'un profil sismique réalisé autour de Tenerife. Les lignes noires correspondent aux réflecteurs identifiés, la ligne noire épaisse est interprétée comme le Moho, les vitesses sont indiquées par des petits nombres. Schéma légèrement simplifié d'après Watts et al. (1997).
- Figure 24 :** Résultat de PS dans la caldera de Las Cañadas. Lignes noires : courbes de niveau. Lignes traitillées grises : profils de mesures PS et altitude en mètres de la surface SPS calculée. P2 et P4 : profils topographiques et surface SPS représentés en encadrés. Modifiée d'après Aubert et Kieffer (1998).
- Figure 25 :** Coupe W-E au travers du modèle de densité de Tenerife, passant par le volcan Boca Tauce. Simplifié d'après Ablay et Kearey (2000).
- Figure 26 :** Sections horizontales (d'altitude Z=1000 m. (A) et 0 m. (B).) du modèle 3D des anomalies de densité de Tenerife réalisé par Araña et al. (2000).
- Figure 27 :** Distribution de la magnétisation peu profonde sur Tenerife obtenue sur la base de la carte des anomalies magnétiques en supposant une corrélation minimum entre les sources d'intérêt et les caractéristiques topographiques.
- Figure 28 :** Profil de résistivité obtenu par mesures AMT et MT entre la Montaña Blanca et le mur de la caldera Las Cañadas, plus ou moins radial au volcan Teide. D'après Pous et al. (2002).
- Figure 29 :** Pluviométrie et recharge moyennes annuelles sur l'île de Tenerife. (Source : [www.aguastenerife.org](http://www.aguastenerife.org)).
- Figure 30 :** Distribution classée indicative, non exhaustive, des débits prélevés dans les galeries. Source des données brutes : ITER.
- Figure 31 :** Distribution des conductivités électriques des eaux souterraines dans la partie centrale de Tenerife. LCC : caldera de Las Cañadas. Les isocontours 1000  $\mu\text{S/cm}$  sont en gras. Intervalles entre les isocontours de conductivité sont de 200  $\mu\text{S/cm}$ . (Source: [www.aguastenerife.org](http://www.aguastenerife.org))

- Figure 32 :** Répartition géographique des différents secteurs utilisés pour la détermination des volumes potentiellement aquifères. La limite A1-A2 est placée arbitrairement sur le Roques de Garcia puisqu'il constitue une limite structurale importante délimitant la partie W de la partie E de la caldera (Pous et al., 2002). La limite A2-A3 a été placée selon nos résultats et représente la jonction entre les caldera de Guajara et Diego Hernandez. A1 représente approximativement la caldera de Ucanca. A4 et A5 déterminent les secteurs localisés à une altitude supérieure à 2500 m., pris en compte pour les calculs.
- Figure 33 :** Modèle hydrogéologique schématique et conceptuel de la partie centrale de Tenerife, basée sur l'interprétation de l'horizon conducteur.

## Chapitre II

- Figure 1 :** Simplified geological map of Tenerife (Canary island). The three old basaltic series are: Anaga Massif (AM), Teno Massif (TM) and Roque del Conde Massif (RCM). Rotated central rectangle (Fig. 3) shows the study area, the Las Cañadas caldera (LCC) with the Teide volcano (T).
- Figure 2 :** A) "Fresh" lava and pyroclastic flows – resistive layer. B) Hydrothermalized clay-rich lava – conductive layer.
- Figure 3 :** Swift skew (185 AMT soundings) distribution inside the Las Cañadas caldera. Location of 4 AMT sites (small white circles) presented on Fig. 4. Location of the three calderas thought to have built the current LCC (dotted white ellipses). RdG: Roques de Garcia. B1: borehole B1 (Ablay and Marti, 2000). EP: El Portillo.
- Figure 4 :** Four AMT soundings (30, 47, 80, 11). (a) Apparent resistivity, phase for both Zxy and Zyx versus period in strike direction given by the maximum phase anisotropy. b) 1-D invariant modelling. c) Coherency functions and skewness. The three first sites are typical 1-D, the 4<sup>th</sup> is slightly affected by 2D effect.
- Figure 5 :** Strike distribution from maximum phase anisotropy. Ambiguity of 90° is indicated by the smallest branch. The largest is proportional to the phase anisotropy; min = 0.9° and maximum = 16.6°.
- Figure 6 :** Spatial distribution of the RMS between AMT site position and their strike azimuth modulo 180°. Here, the centre of TPVC (smallest RMS) appears to be the only body responsible for the observed strike distribution.
- Figure 7 :** Resistivity distribution of the first resistive layer. Isolines 650 and 1000  $\Omega\text{m}$  are drawn in white. Black points are AMT sites. RPRW-Gua and RPRE-Gua: Western and Eastern Resistivity Prints of the Resistive layer (Guajara). RPRW-DH and RPRE-DH: Western and Eastern Resistivity Prints of the Resistive layer (Diego Hernandez).
- Figure 8 :** Resistivity distribution of the conductive layer. Isoline 50  $\Omega\text{m}$  are drawn in white. Black points are AMT sites. RPCW-Gua and RPCE-Gua: Western and Eastern Resistivity Prints of the Conductive layer (Guajara). RPCW-DH and RPCE-DH: Western and Eastern Resistivity Prints of the Conductive layer (Diego Hernandez). Plain grey lines: Postulated structural trends of the Diego Hernandez conductive print.
- Figure 9 :** Interpolated altitude of the top conductive layer as revealed by the 185 AMT soundings. Isolines 1600 and 1800 m.a.s.l. are drawn in black. Black points are AMT sites. Inferred locations of the three calderas (dotted white ellipses) at the origin of the current LCC.
- Figure 10 :** SW\_NE schematic cross-section through the LCC. Inset: cross-section and sub-caldera location. L1 = resistive lava from the TPVC, darker is the grey, higher is the resistivity

(Fig. 7) . L2 = conductive and altered rocks at depth. Both layers are limited by the top conductive layer (black line).  $A_x$  = planar areas of the three sub-calderas.  $V_x$  = volumes of resistive rocks computed for the 3 sub-calderas between the topography and a simplified flat floor (vertical and horizontal dashed lines).  $V_{G2} = V_{G1} + 14 \text{ km}^3$ . See text for explanation regarding the additional volume (14 km<sup>3</sup>) below Guajara caldera. B1 = 510 metres deep borehole.

## Chapitre III

**Figure 1 :** Location of the studied area. Inset A, Location of Tenerife. Inset B, Geological sketch of Tenerife. AM = Anaga Massif, TM = Teno Massif, RCM = Roque del Conde Massif, Gv = Guimar valley, Ov = Orotava valley, T = Teide, Iv = Icod Valley, tig = Tigaïga massif, PSM VZ = Post-Shield Mafic Volcanic Zones, PT-PV C = Pico Teide – Pico Viejo Complex, LCE = Las Cañadas Edifice (Upper and Lower groups, OBS = Old Basaltic Series (shield massifs). The shaded relief map of a part of the Las Cañadas caldera shows location, length and direction of two AMT profiles crossing the Icod Valley.

**Figure 2 :** 1-D invariant modelling of 4 typical AMT soundings. Apparent resistivity above and phase below. Black lines are the model responses.

**Figure 3 :** Resistivity pseudosections and 1-D models for profiles P1 and P2. a, c, Resistivity pseudosection of P1 and P2 profile with the 500  $\Omega\text{m}$  iso-contour highlighted. AMT soundings are indicated above. b, d, True resistivity cross-section plotted from 1-D model. Black line shows topography and dashed line is the interface between the resistor (above) and the conductor (below). True resistivity values are shown vertically. e, Inset: shaded relief map showing the cross section A-B and the traces of the potential landslides H1 (low hypothesis) and H2 (high hypothesis). Dotted line shows the top conductive layer of profile P2 (d).

**Figure 4 :** Strike distribution computed from the phase anisotropy. Spatial distribution of RMS values computed on this area in order to minimize the differences between AMT site position and strikes azimuth (modulo 180°).

## Chapitre IV

**Figure 1 :** Geological sketch of Tenerife. Inset: Location of Tenerife. Black rectangle: Map of figure 2. The dashed lines show the trace of three valleys initiated by lateral collapse. TM: Teno Massif; AM: Anaga Massif; RCM: Roque del Conde Massif; LCC: Las Cañadas Caldera. TPVC: Teide – Pico Viejo Complex.

**Figure 2 :** Shaded relief map of the prospected area. Location of 6 profiles (PA to PF) and the Pedro Gil caldera (PG). White symbols indicate AMT soundings belonging to different profiles. Names of soundings are indicated for the first and last site of each profile. AMT sites with a black dot and name show typical 1D sites presented on Fig. 3. The three valleys resulting from lateral landslides are indicated in italic. Diego Hernandez (DH) caldera is circumscribed by a white dashed ellipse. The eastern dashed white line corresponds to the fracture thought to be responsible for the Fasnía, Siete Fuentes and Arafo eruptions (Valentin et al., 1990). The four black elliptic zones located on PA, PC and PG profiles correspond to historical eruptions, respectively Siete Fuentes (1704), Fasnía (1705) (SFFV) and Arafo (1705) volcano (AV).

- Figure 3 :** Typical 1D AMT soundings. 1<sup>st</sup> column: Apparent resistivity, phase for both  $Z_{xy}$  and  $Z_{yx}$  tensor elements vs. period in direction of the maximum phase anisotropy. 2<sup>nd</sup> column: 1D modelling of the invariant of the impedance tensor ( $Z = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$ ). The black line is the model response). 3<sup>rd</sup> column: Coherency and skewness after Swift (1967).
- Figure 4 :** Two AMT sites (192 and 193) of profile PA (Fig. 2) with matrices rotated 1. (left) in the direction of the profile ( $\theta = 126$ ) and 2. (right) to an angle of  $\theta + 45^\circ$ . The small variation of  $\rho_{app}$  indicates a negligible static shift effect.
- Figure 5 :** Example of a near 1-D behaviour (profile PA Siete Fuentes – Fasnía area). A: Profile without site 194. Apparent resistivity and phase pseudosections for both polarizations. B: Profile with site 194 (surrounded by an ellipse). Apparent resistivity and phase pseudosections for both polarizations. C: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer.
- Figure 6 :** Profiles PB, PC, PD and PE (Siete Fuentes – Fasnía area and Orotava valley, Fig. 2). For each profile: A) Resistivity pseudosection based on the invariant of the impedance tensor. B: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer. The sites with enhanced names (top of pseudosections) are shown on Fig. 2.
- Figure 7 :** Profile PF (Guímar valley, Fig. 2). A: Resistivity pseudosection based on the invariant of the impedance tensor. B: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer. The sites with enhanced names (top of pseudosection) is presented on Fig. 2.
- Figure 8 :** Interpolated results of 1-D modelling of the invariant of impedance tensors measured in the Pedro Gil caldera (PG area, Fig. 2). Inset in C: Shaded relief map of the Pedro Gil caldera with the rim emphasized by a black line and the Arafo volcano by a cross (AV). A) Resistivity of first resistive layer with isoline 500  $\Omega m$ . Short black lines indicate the strike direction from the phase anisotropy (mod 180°). B) Resistivity of the second conductive layer with isoline 80  $\Omega m$  and AMT sites. The site with enhanced name (top) is presented on Fig. 2. C) Thickness of the first resistive layer with isoline 0.55 km. D) Elevation of the top conductive layer with isoline 1000 m.a.s.l.
- Figure 9 :** Extension of the lateral collapses. Thick black dashed lines show the extension Orotava valleys as inferred from the results (Icod from Coppo et al., 2007a). Thin black dashed line shows the uppermost part of the Orotava valley as inferred by Marti et al. (1997) and Hürlimann et al. (2004). Thick white dashed line shows the trace of the upper part of the Guímar valley with a headwall constrained by the SW-NE fault (thin white dashed line). White circle indicates the Pedro Gil caldera (PGc). Small black ellipses are the historic eruptions (Siete Fuentes – Fasnía (SFFV) and Arafo volcanoes (AV)). AMT sites and profiles are similar to Fig. 2. LFW: La Fortaleza wall; LCCW: Las Cañadas caldera wall.
- Figure 10 :** Simplified structural sketch of the eastern part of the Las Cañadas caldera. Upper right corner: Shaded relief map of Tenerife showing the 3D bloc illustrated below (with A, B, C corners). Black dashed line: trace of the Guímar landslide. Black line: SW-NE fault connecting historical eruptions. Small white circle: Pedro Gil caldera. 3D bloc showing: SW-NE fault plane (transparent light grey); the three volcanoes related to historical eruptions; 3 schematized profiles PA, PC and PF; the dike complex of the Dorsal ridge; the Guímar landslide in a pseudo 3D view (question marks indicate the absence of data in the medium and lower parts); top of the conductive layer is shown by a thin dashed line; Orotava valley headwall corresponds to the upper limit of the valley as shown in Fig. 9 (thick dashed line); the upper Orotava valley indicates the zone between the two proposed extensions (see text and Fig. 2). Upper left: zoom on the Pedro Gil caldera showing its incomplete ring fault open to the SW and its extension between the dike complex of the Dorsal ridge and the major fault plane.

## Chapitre V

- Figure 1 :** *Shaded relief map of the Las Cañadas Caldera. Inset: Location of Tenerife in the Canary Islands with a very simplified geological sketch. LCC = Las Cañadas Caldera, LCE = Las Cañadas Edifice, PTPVC = Pico Teide – Pico Viejo Complex, OBS = Old Basaltic Series, PSMVZ = Post-Shield Mafic Volcanic Zone. The black square indicates the investigated area. The 3 dashed white circles are Ucanca (Uc), Guajara (Gua) and Diego Hernandez (DH) calderas. White small circles are the new AMT soundings, black squares are 3 AMT soundings from Pous et al. (2002). Circles with cross are the AMT sites presented here. The black triangles are 3 boreholes (Ablay and Marti, 2000). PA constitutes the main profile NW orientated. PU is a part of a previous profile in which we add 3 AMT sites. BT is Boca Tauce and RdG, the Roques de Garcia.*
- Figure 2 :** *1-D resistivity model of profile PA constructed from 1D invariant modelling. Above are the AMT sites. Topography, altitude surface of the conductive layer and resistivity are indicated on the plot.*
- Figure 3 :** *Invariant (thin black line with error bars) and 1-D model (thick black line) of 4 AMT sites (420, 128, 140 and 72, see Fig. 1 for location). The plots shows the apparent resistivity (above) and phase curves (below).*
- Figure 4 :** *Structural sketch of the western part of the LCC. The white dashed line shows the proposed extension of Ucanca caldera and its main ring fault. Light grey and dark circle indicate the location of felsic and mafic vents of PTPVC, after Marti et al. (1998). The black dashed lines show the normal fault responsible for the Icod landslide and the El Cedro sector. The grey ellipse shows the historical eruption of the Narices del Teide (NdT) (Chahorra, 1798). RdG is the Roques de Garcia. The arcuate middle-grey area shows the extension of hydrothermalized rocks at the foot of the LCC wall, after Hernandez et al. (2003).*

## Annexes

- Figure A.1 :** *Mesure de la résistivité en laboratoire.*
- Figure A.2 :** *Gamme de résistivité des principaux matériaux terrestres, d'après Palacky (1987).*
- Figure A.3 :** *Résistivité électrique d'un électrolyte en fonction de la température et de la salinité (tirée de De Stadelhofen, 1991).*
- Figure B.1 :** *Approximation schématique des fréquences et les origines du champ électromagnétique naturel. Tiré de Nabighian (1991).*
- Figure B.2 :** *Une densité spectrale observée entre 1 Hz et 30 kHz, d'après Labson et al. (1985).*
- Figure D.1 :** *Répartition globale des sites AMT réalisés dans la partie centrale de Tenerife. + 4 figures présentant 4 sites AMT.*
- Figure E.1 :** *Schéma du dispositif AMT utilisé.*
- Figure E.2 :** *Schéma-bloc de l'amplification.*
- Figure E.3 :** *Schéma électronique du canal tellurique.*
- Figure E.4 :** *Schéma électronique du canal magnétique.*

**Figure E.5 :** *Images des différents constituants de l'équipement AMT. En haut : capteur magnétique ; à droite : électrode non polarisable; au centre et à gauche : amplificateur.*

**Figure E.6 :** *Dispositif AMT installé sur le terrain.*



## **I. Introduction générale**

A la fin des années 80, l'Assemblée Générale des Nations Unies (UN) déclara la décennie 90 « International Decade for Natural Disaster Reduction, IDNDR). Son objectif principal visait la réduction des pertes de vies humaines, des destructions de propriétés et des perturbations sociales et économiques engendrées par les désastres naturels tels que les tremblements de terre, les tsunamis, les crues, les glissements de terrain, les éruptions volcaniques, les sécheresses, les invasions massives de criquets et tout autre désastre d'origine naturelle.

En 1990, le complexe volcanique actif Teide – Pico Viejo, situé sur l'île de Tenerife (Iles Canaries), est intégré, avec d'autres systèmes volcaniques actifs, dans ce vaste programme des Nations Unies. En 1992, ce volcan, au même titre que le Piton de la Fournaise de l'île de la Réunion, comptent parmi les laboratoires de recherche européens en volcanologie (European Laboratory Volcanoes). Alors que le Teide – Pico Viejo n'était que sporadiquement étudié auparavant, le regain d'intérêt scientifique suscité par ces programmes de recherche a largement contribué à sa connaissance générale actuelle.

En 1994, dans le cadre de ces projets européens, le groupe de géomagnétisme de l'Université de Neuchâtel (Suisse) participe à des investigations électriques de la structure interne de la Plaine des Sables, une ancienne caldera du Piton de la Fournaise. La méthode électromagnétique audio-magnétotellurique (AMT) est utilisée pour déterminer la résistivité électrique des roches constituant cette caldera (Schneegg, 1997). Cette étude souligna notamment une étroite relation entre l'intensité de l'altération hydrothermale et l'âge des roches. La qualité des résultats obtenus démontra, parallèlement à d'autres études, l'efficacité de cette méthode géophysique à identifier des horizons très conducteurs hydrothermalisés ou altérés (dominance de minéraux argileux) à plusieurs centaines de mètres de profondeur, permettant ainsi une cartographie précise de la couverture récente sus-jacente de dépôts volcaniques (électriquement très résistante). En outre, deux

études AMT effectuées parallèlement sur cet édifice volcanique mirent en évidence la possibilité de déterminer l'organisation des écoulements souterrains basée sur l'identification d'un conducteur en profondeur interprété comme aquiclude (Courteaud et al., 1997; Descloitres et al., 1997).

Egalement employée avec succès à des fins hydrogéologiques (Krivochieva and Chouteau, 2003), tectoniques (Pous et al., 2004) et géothermales (Benderitter and Gérard, 1984; Ballestracci et al., 1985), l'AMT a démontré son efficacité, tant par sa mise en œuvre relativement rapide que par son coût raisonnable en comparaison d'autres techniques plus onéreuses, à investiguer les structures de la Terre jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 2000 m.

Fort de l'expérience acquise lors de l'étude de la Plaine des Sables et renforcée d'une seconde campagne d'AMT à Tenerife en 2000 (Pous et al., 2002), le groupe de Géomagnétisme de l'Université de Neuchâtel a donc élaboré plus précisément le présent projet de recherche qui s'inscrit, plus généralement, dans les investigations AMT en environnement volcanique.

## **I.1. Introduction**

La caldera de Las Cañadas de Tenerife (dimension : 16 x 9 km) est une des calderas les plus impressionnantes du monde (Fig. 1). Le principal débat très controversé, et non des moindres, débuta il y a une quarantaine d'années et s'articule autour de l'origine de cette gigantesque dépression (Bravo, 1962; Araña, 1971; Coello and Bravo, 1989). Les théories opposent une origine par effondrements latéraux à une origine par succession d'effondrements verticaux associés n'excluant pas les précédents.

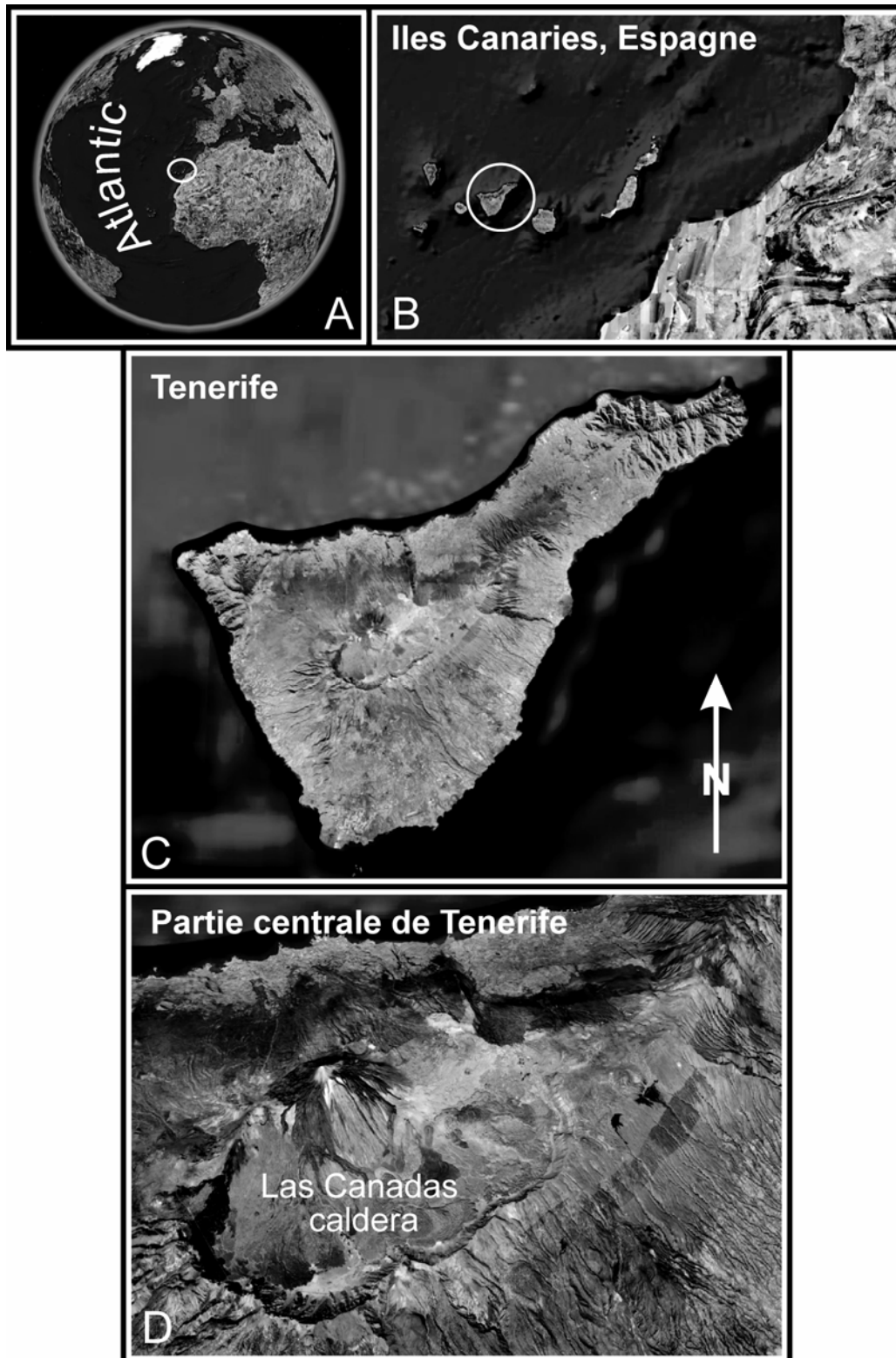
Les partisans de l'hypothèse fondée sur les effondrements de flanc postulent que la falaise constituant l'actuel mur sud de la caldera (Fig. 1.D) résulte d'un ou plusieurs glissement de flanc colossaux du volcan dirigés vers le nord. (Bravo, 1962; Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1990; Carracedo, 1994; Watts and Masson, 1995; Ancochea et al., 1998; Watts and Masson, 1998; Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999; Arnaud et al., 2001; Watts and Masson, 2001; Masson et al., 2002). En revanche, ses opposants proposent une hypothèse alternative, expliquant la formation de la caldera de Las Cañadas par une succession d'effondrements verticaux. Ces derniers auraient été engendrés par la rupture du toit de la chambre magmatique, consécutivement à de cataclysmiques éruptions terminant ainsi des épisodes volcaniques distincts d'environ 300 Ka (Fúster et al., 1968; Araña, 1971; Marti et al., 1994; Marti et al., 1996; Marti et al., 1997; Bryan et al., 1998; Marti, 1998; Marti and Gudmundsson, 2000). Cette proposition peut être qualifiée d'unificatrice en ce sens qu'elle n'exclut pas les effondrements de flanc, mais qu'elle propose de les associer, temporellement et selon les cas, aux effondrements verticaux (Marti et al., 1997).

Bien que de nombreuses informations géologiques tendent vers cette seconde hypothèse (Marti and Gudmundsson, 2000), il n'existe aucune donnée de nature géophysique ou géologique détaillée sur l'ensemble de la caldera qui puisse résoudre cette énigme, ou tout au moins orienter définitivement ce débat. Malgré les nombreuses études géophysiques entreprises dans la partie centrale de Tenerife, la

caldera de Las Cañadas (ne sont mentionnées ci-dessous que les travaux ciblés sur la structure de la caldera) (MacFarlane and Ridley, 1968; Viera et al., 1986; Camacho et al., 1991; Aubert and Kieffer, 1996; Camacho et al., 1996; Aubert and Kieffer, 1998; Ablay and Kearey, 2000; Araña et al., 2000; Canales et al., 2000), très peu d'entre elles ont révélé sa structure interne en terme de résistivité, hormis deux travaux de magnétotellurique (MT) (Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002). Malheureusement, ces derniers n'ont pu fournir qu'une esquisse globale de cette structure en raison du nombre de mesures effectuées et des conditions d'accès extrêmement difficiles.

Bien que dans une moindre mesure, la seconde question à laquelle tente de répondre ce travail est de nature hydrogéologique : dans quelle mesure la structure interne de la partie centrale de l'édifice volcanique de Tenerife conditionne-t-elle la répartition et l'organisation des écoulements souterrains autour de l'île ? Cette question, commune à la majeure partie des systèmes volcaniques, entre dans la problématique de l'approvisionnement, la disponibilité et la gestion des ressources en eau dans une optique de développement durable. Les aquifères étant sur- ou mal exploités, en raison notamment de consommation et d'un intérêt touristique sans cesse croissants, la plupart des îles volcaniques doivent faire face à cette question cruciale.

Dans cette optique, une connaissance approfondie des différents paramètres physiques, hydrogéologiques, géologique du milieu est indispensable. L'un d'entre eux étant la morphologie et la répartition des zones susceptibles d'être aquifères ou aquicludes. Cependant, si les phénomènes hydrogéologiques en milieu volcanique sont relativement bien résolus à petite échelle ( $10^0$  à  $10^2$  m.) (Caloz, 1987) et à grande échelle (plurikilométrique) (Custodio et al., 1988), cette problématique est extrêmement complexe à moyenne échelle (kilométrique), telle que celle de la caldera, en raison de l'extrême hétérogénéité du milieu (Ecker, 1976; Stieltjes et al., 1988).



**Figure 1** : A) Iles Canaries sur la Terre, B) Localisation de Tenerife dans l'archipel canarien, C) Tenerife, D) Partie centrale de Tenerife montrant la caldera de Las Cañadas et le complexe volcanique Teide – Pico Viejo. (Images GoogleEarth)

En résumé, ce travail s'attache principalement à apporter des réponses (en termes de résistivité électrique) à la question relative à la structure interne de la caldera de Las Cañadas, et par voie de conséquence au problème hydrogéologique y relatif qui ne sera abordé que dans la discussion finale. Pour ce faire nous avons utilisé la méthode géophysique audio-magnétotellurique (AMT) de manière à couvrir presque entièrement la caldera (grille d'environ 300 m.) avec plus de 180 sondages. En outre, à l'extérieur de ses murs, plus d'une centaine de sondages ont été réalisés afin d'obtenir des informations sur la morphologie des effondrements latéraux qui façonnent l'île de Tenerife.

Ce travail constitue donc une importante et cruciale contribution à la connaissance de la structure électrique interne (0-2000 m. de profondeur) de la partie centrale de Tenerife dont les points principaux, définissant par ailleurs les objectifs, sont les suivants :

- a) Quantification de la résistivité électrique des deux premières couches mises en évidence et de l'épaisseur du remplissage de la caldera de Las Cañadas
- b) Idem en dehors des murs de la caldera, notamment ciblée sur la morphologie et le niveau de décollement des effondrements latéraux
- c) une interprétation des processus hydrothermaux responsables de ces observations
- d) une interprétation structurale et des implications concernant la formation de cette caldera
- e) une interprétation de la forme du toit de l'horizon conducteur cartographié dans des termes hydrogéologiques

## **I.2. Organisation et structure du présent travail**

Afin de concentrer le présent travail sur ses résultats proprement dits, soit en termes de contributions écrites dans les revues scientifiques, et dans un souci d'alléger la partie principale du manuscrit, les chapitres relatifs à la méthode géophysique utilisée ainsi que les résultats dans leur globalité ont été transférés en annexes. Ainsi, sans rappeler l'exhaustive table des matières, ce travail de thèse s'articule de la manière suivante :

Ce premier chapitre est consacré à l'introduction générale du sujet, l'organisation et la structure du travail, suivi d'une description générale sommaire des méthodes magnétotellurique (MT) et audio-magnétotellurique (AMT), du contexte général géographique et géologique de Tenerife (Iles Canaries), orienté sur les zones investiguées, d'un rappel des études géophysiques et enfin une introduction sur les structures conductrices en milieu volcanique. Puis, se succèdent logiquement quatre chapitres présentant les articles rédigés sur la base des résultats obtenus, et caractéristiques de différents secteurs du site étudié. Pour clore ce travail, une ultime discussion apportant notamment quelques éléments non abordés au cours des articles, précède une conclusion finale.

Le premier article expose l'ensemble des résultats, interprétations et conclusions pour la partie centrale de Tenerife, soit la caldera de Las Cañadas sensu stricto. Très condensé, il comprend la majorité des sondages effectués (~ 180 sondages AMT) et constitue l'essentiel de ce travail. Il prétend apporter des éléments nouveaux et fondamentaux à la connaissance de la caldera, et répond de manière détaillée à la première question, soit l'origine de la caldera de Las Cañadas.

Le second article, présente les résultats de deux profils AMT effectués au nord de la caldera de Las Cañadas, sous le complexe volcanique Teide – Pico Viejo. Mettant en évidence le substratum conducteur de la vallée de Icod dans sa partie amont, et sa morphologie, il étaye le premier article et ajoute un argument supplémentaire à l'hypothèse d'une formation de la caldera par effondrements

caldériques successifs. Il démontre également la relation étroite existant entre la géométrie de cet horizon conducteur et la distribution des écoulements au sein de l'édifice volcanique.

Le troisième article synthétise l'ensemble des sondages AMT effectués dans la partie est de la caldera de Las Cañadas. Son objectif est de renforcer les hypothèses posées à la suite de l'article précédent sur la morphologie conductrice de la base des glissements et le conditionnement qu'elle impose à la distribution des flux souterrains. Il incorpore également une quinzaine de sondages AMT réalisés dans la caldera de Pedro Gil (dorsale Esperanza, NE) dans un désir de comparaison avec la caldera principale précitée.

Enfin, le quatrième article bascule en partie ouest de la caldera de Las Cañadas et tente de résoudre l'énigme morphologique de l'absence de son mur à l'aide d'un profil AMT. Appuyé sur des modélisations analogiques réalisées par différents auteurs, il propose, sur la base d'un profil de résistivité, une explication de l'excentricité ouest de la caldera. Celle-ci pourrait être une conséquence structurale liée à la formation caldera sous forme de marge.

Une ultime discussion présente une interprétation des données hydrogéologiques de Tenerife à la lumière du présent travail qui fera prochainement l'objet d'un article, pour l'heure en préparation, avec un scientifique de l'Institut des Technologies et Energies Renouvelables (ITER) de Tenerife (Dr. Rayco Manero). En outre, d'autres considérations, non abordées précédemment ou reléguées durant la rédaction des articles sont également exposées.

Enfin, un ultime chapitre reprend l'ensemble des conclusions de ce travail, les synthétise dans une conclusion générale, et présente les perspectives.

Le lecteur trouvera en annexe les détails physiques et mathématiques de la méthode MT et AMT, des notes générales sur la résistivité, quelques notions de la méthode de minimalisation qu'intègre le programme de modélisation employé, quelques tenseurs d'impédance, un descriptif du matériel utilisé et la liste des communications et posters présentés en conférence au cours de ce travail.

### **I.3. La méthode magnétotellurique (MT) – Généralités**

La méthode magnétotellurique (MT) a été initialement développée dans les années 50 par Tikhonov qui présenta un bref exposé des possibilités d'utilisation des champs électromagnétiques de la Terre pour l'investigation des propriétés électriques des roches (Tikhonov, 1950, reprinted 1986), suivi peu de temps après par Cagniard qui en exposa les fondements théoriques plus précisément (Cagniard, 1953). Cette méthode géophysique électromagnétique passive permet d'obtenir des informations sur la distribution des conductivités électriques des roches depuis la surface jusqu'à des profondeurs de dizaines de kilomètres par l'intermédiaire d'une impédance de surface (Simpson and Bahr, 2005). Actuellement, cette technique compte parmi les méthodes géophysiques de prospection en profondeur parmi les plus utilisées, tant sur terre qu'en mer, principalement dans le domaine pétrolier (Mitsuhata et al., 1999), mais également pour la prospection minière (Sheard et al., 2005), géothermique (Benderitter and Gérard, 1984; Monteiro Santos et al., 1996; Volpi et al., 2003; Harinarayana et al., 2005) et hydrogéologique (Courteaud et al., 1997; Krivochieva and Chouteau, 2003). Elle est également abondamment employée en milieu volcanique pour investiguer les structures internes des édifices volcaniques (Ballestracci et al., 1985; Schnegg, 1997; Pous et al., 2002; Manzella et al., 2004; Aizawa et al., 2005; Poland et al., 2006) ou les grandes structures tectoniques (Pous et al., 2004; Mekkawi et al., 2005).

Très généralement, la méthode est basée sur les rapports entre les champs électrique et magnétique terrestres dont les sources principales sont les fluctuations naturelles du champ magnétique terrestre (CMT) s'étalant sur un large spectre de fréquence. Tikhonov (1950, reprinted 1986) et Cagniard (1953) réalisèrent que si les variations temporelles des champs électrique et magnétique sont mesurées simultanément, leur rapports complexes, décrivant la pénétration des champs électromagnétiques dans la Terre, peuvent alors être connus et permettent de déterminer la structure électrique de la zone étudiée.

La variation temporelle du CMT est générée dans le guide d'onde Terre – l'ionosphère (domaine de l'AMT) ou par l'effet du vent solaire sur la magnétosphère magnétosphère (domaine MT). Elle induit des courants électriques dans les roches terrestres naturellement conductrices, appelé courants telluriques. Les variations de ces derniers vont engendrer à leur tour un autre champ magnétique, appelé champ magnétique secondaire. Il est par conséquent de première importance que le champ incident primaire fluctue suffisamment dans tout le spectre des fréquences mesurées pour obtenir de bons résultats sur une grande plage de profondeurs.

L'AMT constitue donc une partie de la MT utilisant les fréquences supérieures à 1Hz excitées par l'activité orageuse présente continuellement autour du globe. La profondeur de pénétration de ces champs électromagnétiques dans la Terre dépend de la période du sondage électromagnétique (ou de fréquence, son inverse) et des propriétés électriques des roches (plus la période et/ou la résistivité électrique des roches sont élevées, plus la profondeur d'investigation est grande). Egalement appelée profondeur de peau (skin depth), elle correspond à la profondeur à laquelle l'amplitude d'une onde EM est atténuée d'un facteur  $\frac{1}{e}$ .

Dans le cadre de cette recherche, nous utilisons un système d'enregistrement AMT développé à l'Université de Neuchâtel, très allégé, permettant d'être utilisé par deux personnes équipées de sacs à dos. Sur le terrain, les quatre composantes horizontales (deux électriques et deux magnétiques) sont mesurées dans les directions N-S et E-O dans un intervalle de période compris entre 0.001 et 0.3 seconde (3 -1000 Hz). Les deux lignes telluriques de 50 m., arrangées orthogonalement, sont connectées à des électrodes non-polarisables dont le contact avec le sol est assuré par une céramique poreuse (électrodes Ag-AgCl immergée dans une solution de KCl, initialement produites pour les études en milieu marin (Filloux, 1987)). De même, les deux bobines d'induction magnétique (ECA CM16) sont disposées orthogonalement avec les mêmes orientations au milieu du dispositif. L'échantillonnage s'effectue à une fréquence de 2 kHz durant 8 minutes, générant un fichier de données brutes de 10 Mo.

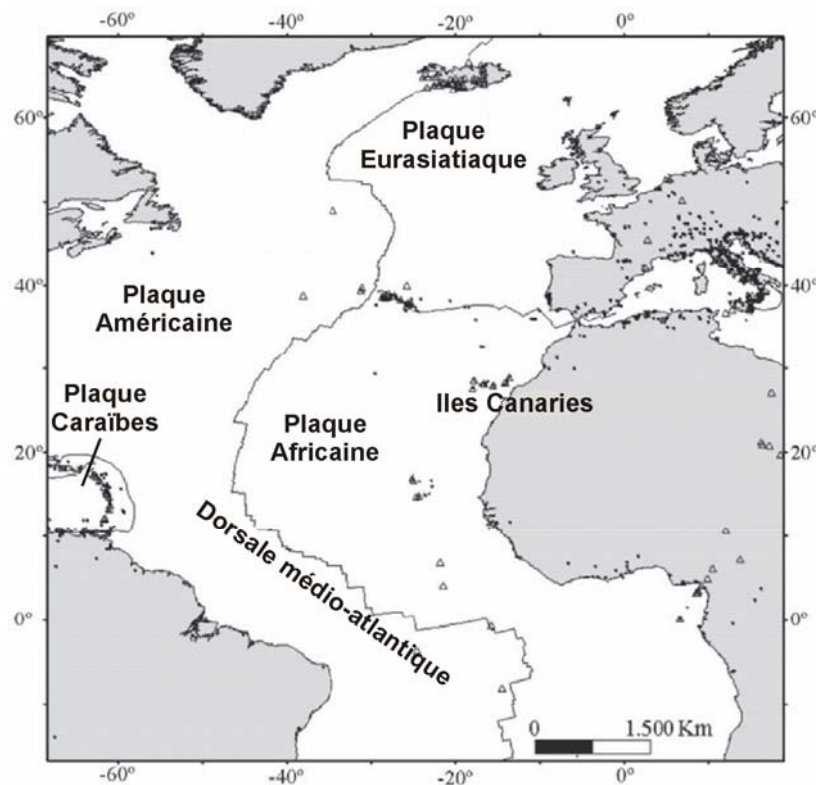
Nos campagnes de terrain se sont étalées sur les années 2004 à 2006 pendant lesquelles nous avons réalisé quelques 300 sondages AMT, auxquels nous avons rajouté les données AMT de la campagne de 2000 (Pous et al., 2002).

Afin de condenser la partie principale de ce travail, centrée les contributions scientifiques inédites, la présentation du matériel utilisé, le développement des équations ont été introduits en annexes. Le lecteur trouvera une description plus détaillée de la méthode magnétotellurique dans Vozoff (1986), Vozoff (1991) et Simpson and Bahr (2005).

## I.4. Contexte géographique et géologique général

### I.4.1. Situation géographique des îles Canaries

Les îles Canaries sont localisées dans l'océan Atlantique nord, à une centaine de kilomètres des côtes ouest africaines, au large du sud marocain et du Sahara occidental. Ainsi, cet archipel est délimité entre les longitudes 13.5 et 18°W et les latitudes de 27.5 à 29.5° N, ce qui les place approximativement 4.5° au nord du tropique du cancer (Fig. 2).

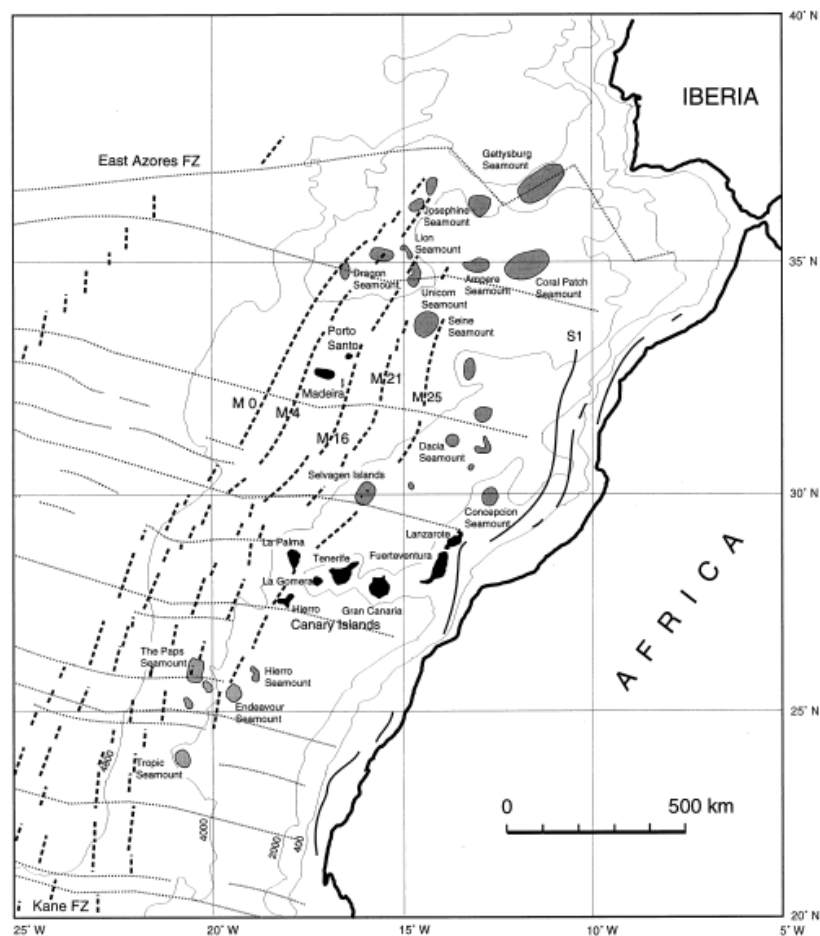


**Figure 2 :** Esquisse des plaques tectoniques en relation avec la dorsale médio-atlantique.

L'archipel canarien d'origine volcanique est composé de 7 îles principales (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, La Palma, La Gomera, El Hierro et Tenerife), quelques îlots et de nombreux monts sous-marins. Il s'étend sur environ 200 km en direction N-S et 500 km en direction E-W.

### 1.4.2. Cadre géodynamique des îles Canaries

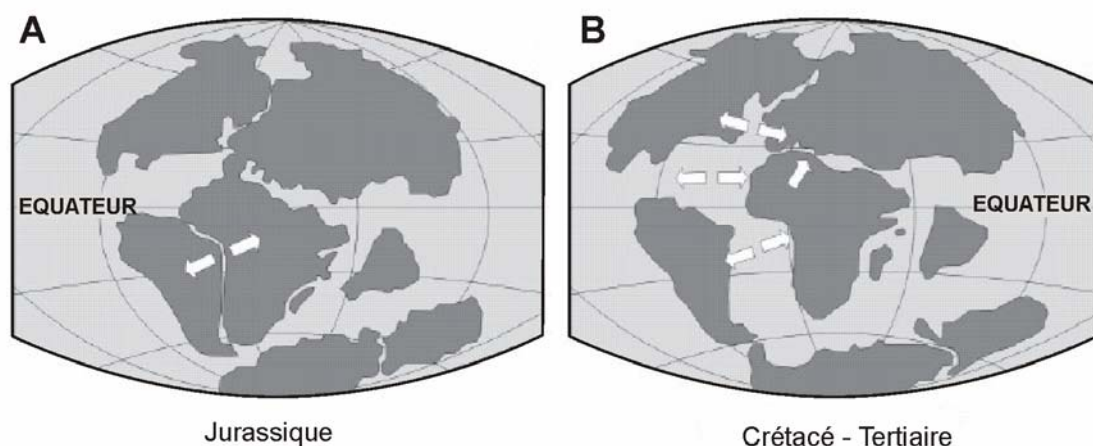
Le soubassement des îles Canaries est constitué de croûte de type océanique d'âge jurassique (Dañobeitia, 1980; Banda et al., 1981; Uchupi et al., 1981) estimé sur la base d'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques (Verhoef et al., 1991; Roest et al., 1992; Michel and Hayes, 1999).



**Figure 3** : Province volcanique du NW de l'Afrique montrant les îles volcaniques (noir), les monts sous-marins (gris), la prolongation des failles transformantes liées à la dorsale médio-atlantique (pointillé), les isochrones des anomalies magnétiques (M0, M4, M16, M21, M25) liées à l'extension des fonds océaniques d'après Verhoef et al. (1991) (traitillé) et l'anomalie magnétique S1 interprétée comme une anomalie de rupture continentale (Roeser, 1982). Tirée de Ye et al. (1999).

L'archipel Canarien se situe dans une zone de « calme » magnétique jurassique (Michel and Hayes, 1999), limité vers l'ouest par l'anomalie magnétique M25 du fond océanique et vers l'est par l'anomalie magnétique S1 (Fig. 3). Ces isochrones ont été datées respectivement de 156 et 170 Ma (Verhoef et al., 1991; Roest et al., 1992; Michel and Hayes, 1999). L'anomalie M0 représente la limite est de la zone crétacée de calme magnétique (CMQZ), datée de 115 Ma, alors que l'anomalie magnétique M16 constitue la limite Crétacé-Jurassique (142 Ma). Ces données suggèrent que la création de la croûte océanique sur laquelle reposent les îles Canaries s'est produite durant les processus d'ouverture de l'Atlantique sud au Jurassique.

Au cours du Jurassique, la plaque africaine a divergé de la plaque américaine, se déplaçant alors vers le NE (Fig. 4A) jusqu'à la fin du Crétacé, début du Tertiaire où la collision de la plaque africaine et de la plaque eurasiatique a débuté. Ce choc provoqua une rotation lévogyre de la plaque africaine qui entreprit alors un déplacement vers le NNE (Fig. 4B). Quelques études scientifiques proposent que la phase de formation sous-marine des édifices volcaniques canariens débuta juste après le début de cette collision (Robertson and Stillman, 1979; Watkins and Hoppe, 1979). Cette hypothèse s'appuie sur la reconnaissance de sédiments antérieurs au commencement du volcanisme dans un forage géothermique réalisé sur l'île de Lanzarote, qui a été daté du Paléocène moyen-supérieur (Antonio-Carpio et al., 2004).



**Figure 4 :** Cartes paléogéographiques présentant le contexte tectonique avant (A) et durant (B) la formation des îles Canaries (Source : USGS)

D'un autre côté, les données chronologiques du Complexe Basal de Fuerteventura proposent des âges de 32 et 46 Ma (Robertson and Stillman, 1979). Actuellement, la plaque africaine est considérée comme stationnaire (Burke, 1996) avec un mouvement est très lent depuis environ 30 Ma (Burke and Wilson, 1972; Briden and Gass, 1974; Steiner, 1975; Minster and Jordan, 1978), caractérisée par une vitesse de déplacement de l'ordre du centimètre par an (Duncan, 1981; Morgan, 1983; Hoernle and Schmincke, 1993; O'Connor et al., 1999). Les données géochronologiques acquises sur les îles Canaries suggèrent que l'activité subaérienne a probablement commencé entre 20 et 30 Ma (Abdel-Monem et al., 1971; Coello et al., 1992; Ibarrola et al., 1993; Balogh et al., 1999), coïncidant avec le ralentissement de la plaque africaine.

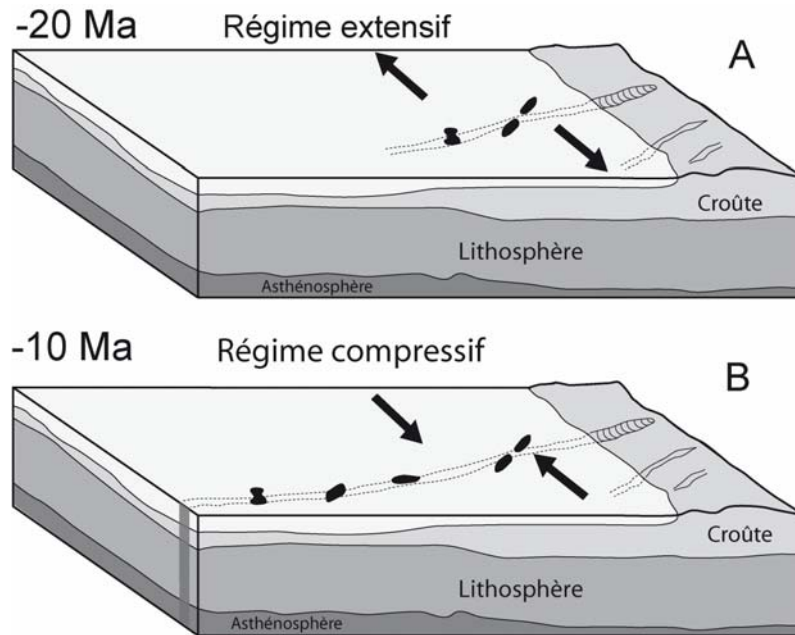
### **I.4.3. Origine des îles Canaries**

Il n'existe actuellement aucun modèle géologique unique satisfaisant l'ensemble de la communauté scientifique pour expliquer l'origine du volcanisme intraplaque des îles Canaries. Alors que certains auteurs soutiennent des causes tectoniques (Bosshard and MacFarlane, 1970; Anguita and Hernan, 1975; Robertson and Stillman, 1979; Araña and Ortiz, 1986; Dañobeitia, 1988), d'autres expliquent ce volcanisme par l'existence d'une panache mantellique (Morgan, 1971; McDougall and Schmincke, 1976; Schmincke, 1982; Féraud et al., 1985; Holik et al., 1991; Hoernle and Schmincke, 1993; Carracedo, 1994; Pérez et al., 1994). Récemment, il a été proposé un modèle présenté comme « unificateur », combinant les différents types de processus (Anguita and Hernán, 2000). L'ensemble de ces modèles a été très clairement synthétisé graphiquement par Galindo (2005).

#### **I.4.3.1. Les modèles tectoniques**

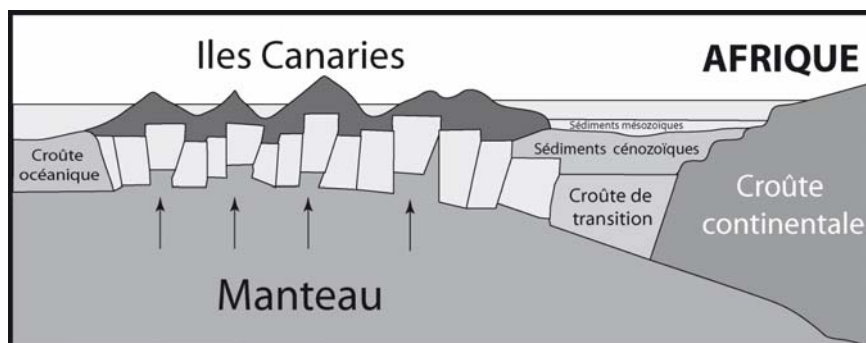
Les modèles conférant aux processus tectoniques la valeur fondamentale dans la formation des îles Canaries se basent sur la présence d'un niveau régional de fractures qui ont dû être utilisées pour l'ascension du magma vers la surface. Les principaux modèles tectoniques sont la propagation de fractures et le soulèvement de blocs.

Le modèle de propagation de fractures (Fig. 5) associe l'origine de l'île à l'existence d'une zone de fracturation transtensive liée à la formation de la cordillère atlasique (Anguita and Hernan, 1975; Robertson and Stillman, 1979). L'activité volcanique serait ainsi liée à des périodes distensives (Fig. 5A) durant lesquelles serait généré le magma grâce à des processus de fusion par décompression alors qu'en période compressive (Fig. 5B) il n'y aurait pas d'activité volcanique et qu'il pourrait se former des structures compressives.



**Figure 5 :** Esquisse du modèle de propagation de fractures illustrant les périodes distensives (A) et compressives (B), selon Anguita and Hernán (1975). Tiré de Galindo (2005)

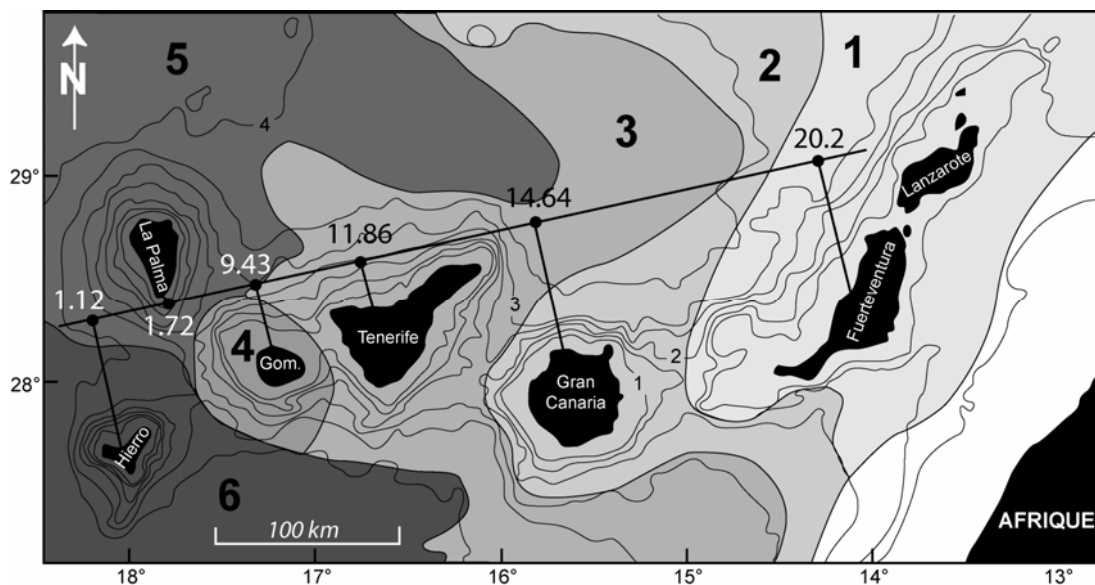
Le modèle de soulèvement de blocs (Fig. 6) suggère que la formation de îles est liée à un contexte tectonique compressif, où la croûte augmenterait d'épaisseur mais s'amincirait grâce au soulèvement de blocs lithosphériques individualisés, causant une décompression facilitant la formation de magma. L'ascension des magmas se produirait alors durant des périodes de relaxation des contraintes tectoniques (Araña and Ortiz, 1986; Araña and Ortiz, 1991) .



**Figure 6 :** Esquisse du modèle de soulèvement de blocs à l'origine du volcanisme canarien, d'après Araña et Ortiz (1986). Tirée de Galindo (2005).

### I.4.3.2. Les modèles de point chaud ou panache mantellique

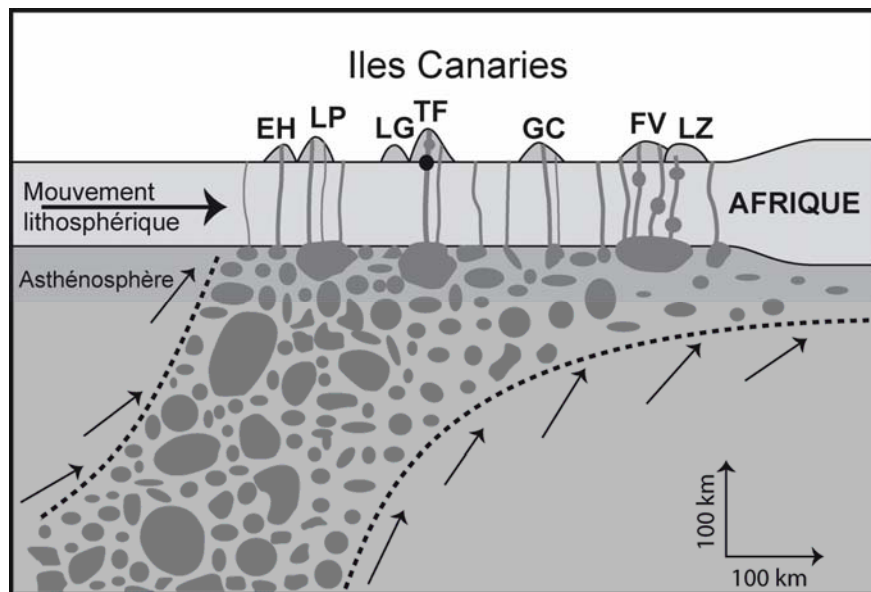
Ces modèles se basent sur un modèle de point chaud proposé par Wilson (1963) pour expliquer le volcanisme des îles Hawaii (USA) et attribue la présence du volcanisme à une anomalie thermique ou une zone de fusion dans le manteau. Deux modèles principaux se distinguent : le point chaud ou le panache mantellique et le modèle de « bulles » ou panache intermittent.



**Figure 7 :** Carte des îles Canaries présentant l'âge des îles augmentant progressivement d'E en O (Guillou et al., 2004). Tirée de Galindo (2005).

Le modèle classique de point chaud se base sur l'existence d'une colonne de matériel en fusion en ascension depuis le manteau (Tuzo Wilson, 1963). Le mouvement de la plaque sur ce matériel en fusion engendre la formation d'îles distinctes dont l'âge augmente progressivement vers l'est (Morgan, 1971; Schmincke, 1982; Morgan, 1983; Holik et al., 1991; Carracedo, 1994; Hoernle et al., 1995; Carracedo et al., 1998; Guillou et al., 2004). Pour les îles Canaries, Guillou et al. (2004) observèrent que l'âge de l'île diminue proportionnellement à la distance entre les îles orientales et La Gomera, et qu'après la croissance de cette dernière, l'intervalle de temps augmente brusquement jusqu'à la création simultanée de La Palma et El Hierro (Fig. 7).

Le modèle de « bulles » ou de panache intermittent (Hoernle and Schmincke, 1993) se différencie du modèle précédent en ce que le matériel en fusion ne remonte pas de manière continue, mais de manière intermittente (Fig. 8). Ce modèle présuppose que le panache s'étend sur une superficie plus grande proposant une alimentation par un conduit incliné. L'ascension du magma s'organiserait sous forme de grosses bulles de magma, dont la composition pourrait fortement varier en fonction de sa provenance intérieure ou extérieure des dites bulles.

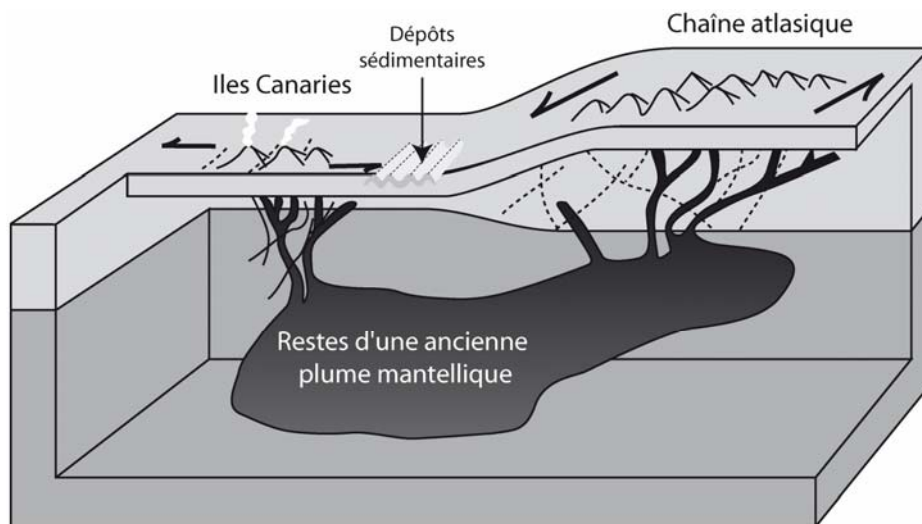


**Figure 8 :** Schéma simplifié du modèle de panache mantellique intermittent pour expliquer l'origine du volcanisme canarien, selon Hoernle et Schmincke (1993). EH: El Hierro; LP: La Palma; LG: La Gomera; TF: Tenerife; GC: Gran Canaria; FV: Fuerteventura; LZ: Lanzarote. Tirée de Galindo (2005).

#### I.4.3.3. Le modèle unificateur

Ce modèle original propose une combinaison des modèles tectoniques et de points chauds, expliquant non seulement l'origine des îles Canaries, mais également les volcans du système montagneux de l'Atlas (Fig. 9). Anguita and Hernán (2000) expliquent le magmatisme grâce à un ancien panache mantellique qui inclurait autant

les Canaries que les montagnes atlasiques et dont l'activité serait conditionnée par la tectonique de cette cordillère. Durant les périodes d'extension, les fractures peuvent servir de conduits pour la montée du magma, alors qu'en périodes compressives celles-ci causent le soulèvement de blocs insulaires formant des structures transpressives.



**Figure 9** : Schéma simplifié du modèle unificateur expliquant l'origine des îles Canaries, selon Anguita et Hernán (2000). Tirée de Galindo (2005).

### I.4.4. Contexte géologique de Tenerife

L'évolution d'une île volcanique océanique telle que Tenerife résulte d'une combinaison de multiples processus de construction (basés sur l'apport de matériel magmatique) et de destruction (érosion des roches formées, leur transport et sédimentation). Les processus de construction sont représentés tant par les produits volcaniques émis durant les éruptions que par les roches intrusives associées (dykes, pitons, etc). En général, on peut différencier 2 phases constructives sur Tenerife : une phase de bouclier basaltique (Fig. 10). et une phase de volcanisme central. Les 2 points suivants décrivent ces 2 phases et les processus érosifs que l'île a subis.

PHASE DE BOUCLIER BASALTIQUE	PHASE DE VOLCANISME CENTRAL
Système de rifts ou dorsales (>1 - Act.)	Complexe Teide - Pico Viejo (>0.18 - Act.)
	Edifice Cañadas (>3.3 - 0.196 Ma)
?	
Séries Basaltiques Anciennes (>12 - 3.9 Ma)	

**Figure 10** : Schéma synthétique des périodes de construction de Tenerife

#### I.4.4.1. Phase de bouclier basaltique

Le bouclier basaltique constitue la majeure partie de l'édifice de Tenerife, comprenant tant les roches formées durant l'évolution sous-marine de l'édifice que la plupart des formations subaériennes. Il se caractérise fondamentalement par

l'émission de laves et de dépôts pyroclastiques basaltiques durant des éruptions à prédominance fissurale. S'y incluent, les Série Basaltiques Anciennes et les systèmes de rift ou de dorsale (Fig. 10).

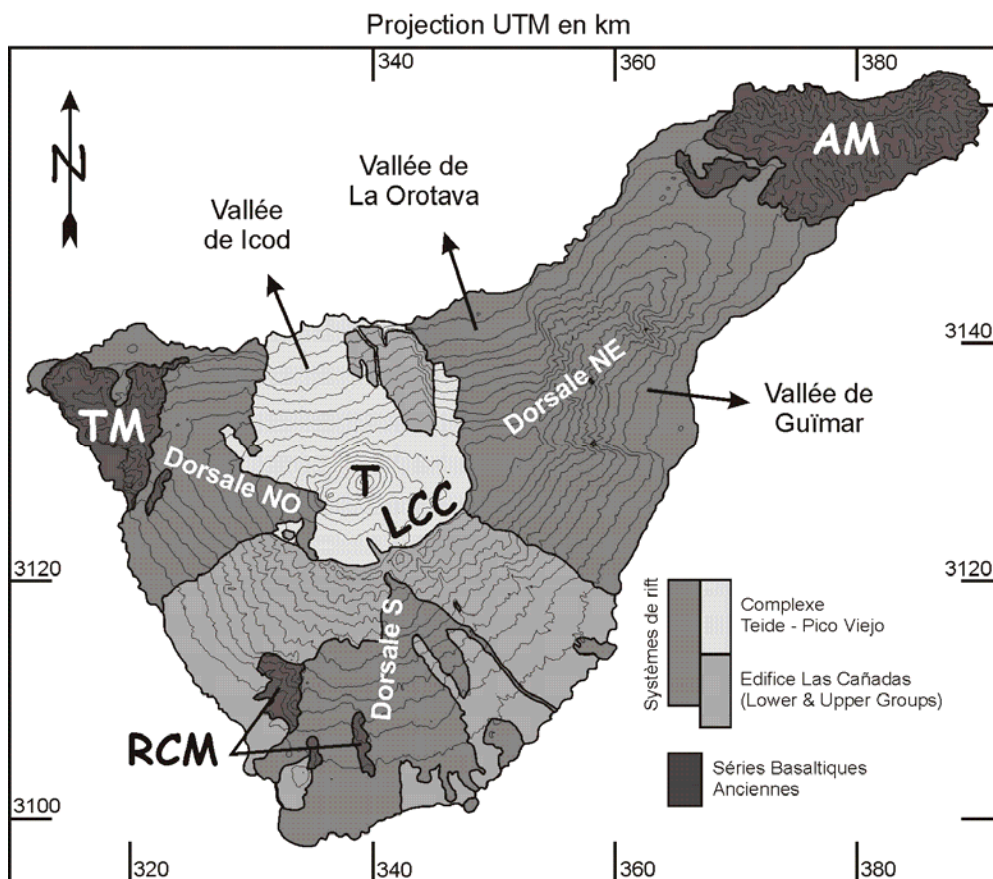
### **a) Les Séries Basaltiques Anciennes**

Elles furent définies par Fúster et al. (1968) et affleurent dans les massifs d'Anaga, Teno et Roque del Conde (Fig. 11). Ces massifs constituent la base de l'édifice insulaire et sont recouverts en discordance par les dépôts des dorsales et des complexes volcaniques centraux. Ces massifs comprennent des produits basaltiques alcalins d'éruptions fissurales effusives, des ankaramites et basanites incluant des laves, des dépôts pyroclastiques et épicyclastiques subvolcaniques (Hausen, 1956; Fúster et al., 1968; Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990). Quelques intercalations felsiques existent également dans les zones supérieures des massifs de Teno et Roque del Conde et autour du massif d'Anaga. La série est densément pénétrée de roches subvolcaniques (dykes subverticaux, inclinés, sills et pitons) de composition basaltique, trachy-basaltique, et phonolithique (García Talavera, 1976; de la Fuente Krauss, 1984; Hernández-Pacheco and Rodríguez-Losada, 1996).

Quelques études proposent que les massifs d'Anaga, Teno et Roque del Conde constituent des édifices indépendants et qu'ils se sont réunis à posteriori pour former la base centrale de l'île actuelle (Ancochea et al., 1990; Thirlwall et al., 2000). Cependant, d'autres auteurs proposent que les différentes parties soient réunies en un édifice basaltique unique (Marti et al., 1994). Les âges estimés pour les massifs de Teno et Roque del Conde sont entre 6.4 – 5.2 et 11.9 – 8.9 Ma respectivement (Thirlwall et al., 2000; Guillou et al., 2004), et suggèrent que les édifices se sont construits sur de courtes périodes de temps. Cependant, la période de construction du massif d'Anaga est plus longue, entre 15.7 et 3.9 Ma (Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990; Thirlwall et al., 2000).

## b) Les systèmes de Rift ou Dorsales

Ils constituent la partie la plus récente de la phase de bouclier basaltique et se caractérisent par la concentration de l'activité volcanique sur trois axes structuraux qui convergent dans la zone centrale de l'île. Sur Tenerife, trois zones de rift ou dorsales existent : la dorsale NE, la dorsale NW et la dorsale S (Fig. 11) qui se disposent de manière discordante sur les Séries Basaltiques Anciennes et qui alternent avec les produits du Complexe Volcanique Central. Les produits émis dans les zone de dorsale correspondent à la série alcaline, étant principalement des roches basaltiques et trachy-basaltiques.



**Figure 11 :** Carte géologique schématique des unités principales présentées en figure 10. Intervalles de contour : 200 m, coordonnées UTM. TM : Massif de Téno ; AM : Massif d'Anaga ; RCM : Massif Roque del Conde ; T : le volcan Teide ; LCC : la caldera de las Cañadas.

Les éruptions que se produisent sur ces dorsales sont de type strombolien et de caractère fissural, caractérisées par la formation de cônes pyroclastiques monogénétiques et de coulées de lave (Romero, 1990, , 1992; Carracedo, 1994). L'activité des dorsales S, NE et NW existe depuis 1.5, 1.1 et 0.2 Ma, respectivement, jusqu'à aujourd'hui.

#### **1.4.4.2. Phase de volcanisme central**

Cette phase se caractérise par la formation de chambres magmatiques sommaires qui ont permis la différenciation des magmas basaltiques issus des magmas de composition phonolithique (Araña, 1971; Ancochea et al., 1990; Marti et al., 1994; Bryan et al., 2000). Les éruptions qui se sont produites dans l'édifice central sont tant de type effusif qu'explosif. Le volcanisme central est représenté par deux complexes volcaniques : Cañadas et Teide-Pico Viejo (Fig. 10).

##### **a) L'édifice Cañadas**

L'édifice Cañadas constitue la base du Complexe Volcanique Central de Tenerife. Son activité commença il y a plus de 3.3 Ma et s'étendit jusqu'à 196 Ka (Huertas et al., 1994; Edgar et al., 2005). Les produits de l'Edifice Cañadas affleurent dans le mur de la caldera de Las Cañadas, dans le massif de Tigaiga et au milieu de l'île dans une zone dénommée « Bandas del Sur » (Fig. 11). En outre, les produits de cet édifice peuvent s'observer le long de la majeure partie de l'île, intercalés entre les dépôts précédant des zones de rift. Cet édifice volcanique se caractérise par la croissance d'un volcanisme central où les magmas basaltiques évoluent dans des chambres magmatiques intermédiaires générant un volcanisme phonolithique explosif (Wolff, 1987; Mitjavila and Villa, 1993; Marti et al., 1994; Bryan et al., 1998; Marti and Gudmundsson, 2000; Wolff et al., 2000; Edgar, 2003).

Il est décrit par des cycles variés basaltique-phonolithiques, dont chacun s'est terminé par un effondrement caldérique vertical (Marti et al., 1994; Marti and Gudmundsson, 2000). Les produits émis durant les éruptions explosives de l'édifice Cañadas ont couvert, en quelques occasions une grande part de l'île (Bryan et al., 1998; Edgar, 2003).

L'édifice Cañadas s'est achevé par la formation d'une dépression caldérique, la caldera de Las Cañadas (Fig. 1), dont l'origine a été amplement débattue ces dernières décennies. Actuellement, les hypothèses se restreignent à deux : effondrement latéral et effondrement vertical. En accord avec l'hypothèse d'effondrement latéral, l'escarpement du mur de la caldera aurait été produit par un ou plusieurs glissements provoqués par effondrement latéral de l'édifice (Bravo, 1962; Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1990; Carracedo, 1994; Watts and Masson, 1995; Ancochea et al., 1998; Watts and Masson, 1998; Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999; Arnaud et al., 2001; Watts and Masson, 2001; Masson et al., 2002).

Selon l'hypothèse de l'effondrement vertical, cet escarpement résulterait d'une succession d'effondrements verticaux due à la rupture du toit de la chambre magmatique associée à différents édifices volcaniques (Fúster et al., 1968; Araña, 1971; Booth, 1973; Marti et al., 1994; Marti et al., 1996; Marti et al., 1997; Bryan et al., 1998; Marti, 1998; Ablay and Hürlimann, 2000; Ablay and Kearey, 2000; Marti and Gudmundsson, 2000).

### **b) Le Complexe Teide – Pico Viejo**

Ce complexe volcanique constitue l'ultime cycle du volcanisme pétrologiquement évolué de l'île de Tenerife (Ablay and Marti, 2000) et est formé par deux stratovolcans, le Teide et le Pico Viejo, qui ont grandi sur le secteur NNW de la caldera de Las Cañadas (Fig. 11). Ses coulées de lave d'étendent tout le long de la caldera et également au N, remplissant la vallée de Icod et une partie de la vallée de La Orotava (Fig.11). L'édifice Teide – Pico Viejo débuta sa formation après la formation de la caldera de Las Cañadas et son activité s'étend jusqu'à présent (Ablay, 1997; Ablay and Marti, 2000).

#### **I.4.4.3. Processus érosifs**

Les processus érosifs ayant modelé l'île de Tenerife peuvent être subdivisés en 2 catégories, selon leur échelle et leur importance. A petite échelle, s'observent

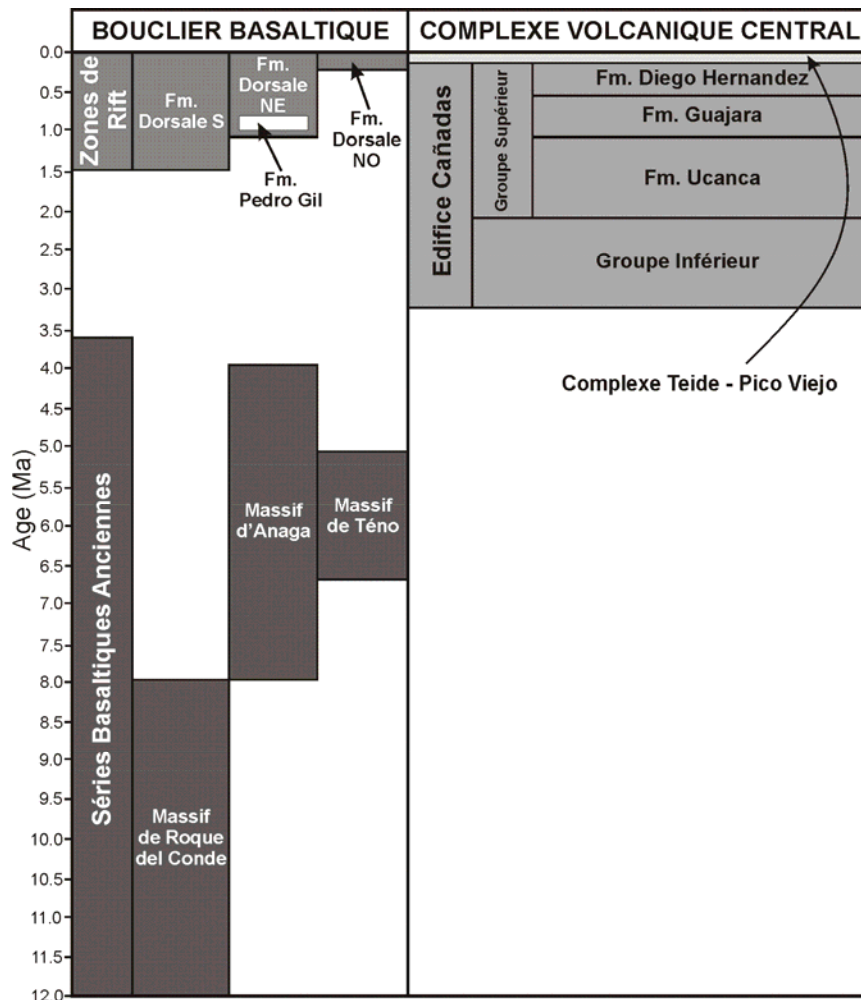
les zones profondément entaillées par l'écoulement superficiel formant des canyons, les falaises et plages issues de l'érosion marine. Ces processus érosifs agissent lentement et de manière permanente. A grande échelle et plus rarement, se produisent des évènements plus importants, rapides et de nature catastrophique tels que les effondrements verticaux et latéraux de l'édifice volcanique principal (Watts and Masson, 1995; Ancochea et al., 1999; Ablay and Hürliemann, 2000).

Les effondrements verticaux sont liés à la rupture du toit d'une chambre magmatique (Fúster et al., 1968; Araña, 1971; Booth, 1973; Marti et al., 1994; Martí et al., 1995; Marti et al., 1996; Marti et al., 1997; Bryan et al., 1998; Marti, 1998; Ablay and Hürliemann, 2000; Ablay and Kearey, 2000; Marti and Gudmundsson, 2000), généralement en relation avec le Complexe Volcanique Central.

Les effondrements latéraux sont de gigantesques glissements gravitationnels qui se sont produits au cours de l'histoire volcanique de l'île (Bravo, 1962; Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1990; Carracedo, 1994; Watts and Masson, 1995; Ancochea et al., 1998; Watts and Masson, 1998; Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999; Arnaud et al., 2001; Watts and Masson, 2001; Masson et al., 2002) ayant formé de larges vallées telles que Icod, La Orotava et Guïmar (Fig. 1 et 11).

### I.4.5. Description stratigraphique et chronologique des secteurs relatifs à ce travail

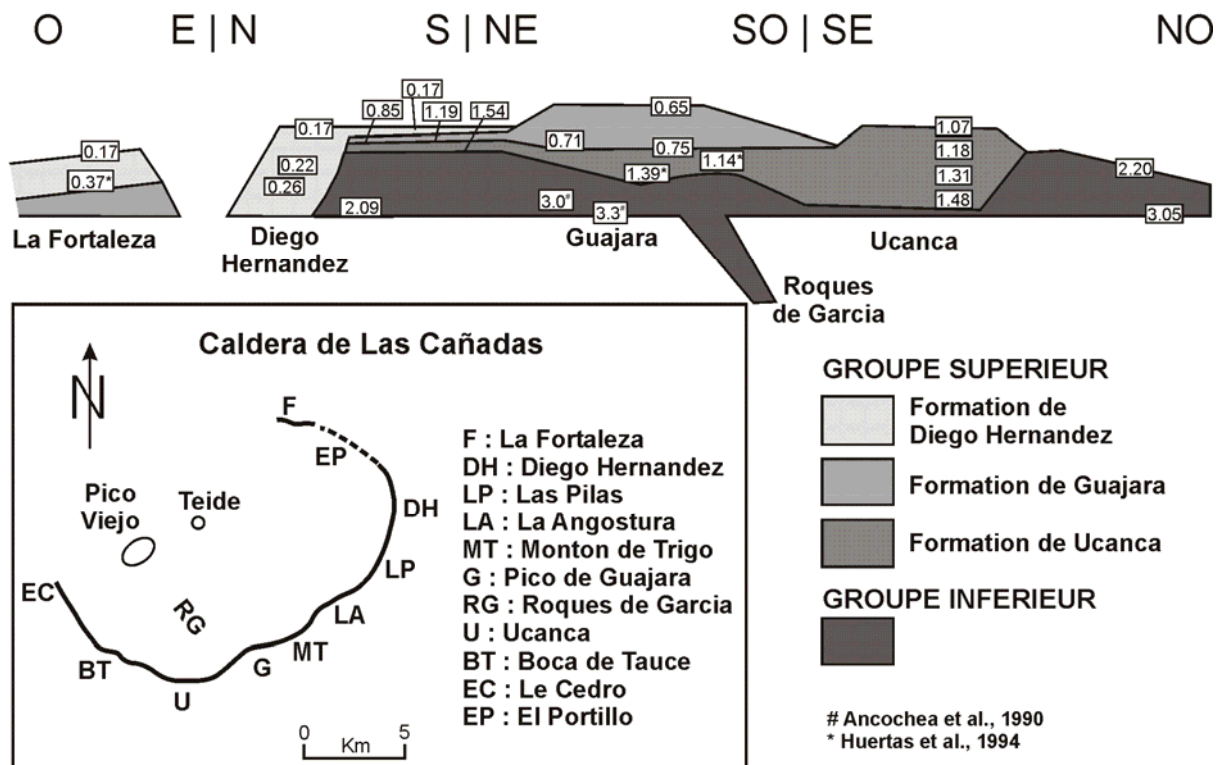
Ce chapitre présente sommairement une description stratigraphique et chronologique des secteurs géologiques de l'île directement en relation avec les zones étudiées durant ce travail, à savoir l'Edifice Cañadas, le Complexe Teide – Pico Viejo ainsi que la Dorsale NE. Les Séries Basaltiques Anciennes (Anaga, Teno et Roque del Conde) ne seront pas plus détaillées que précédemment. Ci-dessous, la figure 12 présente le cadre chronostratigraphique général de Tenerife compilé et actualisé par Galindo (2005).



**Figure 12** : Contexte chronostratigraphique de Tenerife, d'après Galindo (2005).

### I.4.5.1. L'édifice Cañadas

L'édifice Cañadas se situe dans la zone centrale de Tenerife en discordance sur les produits du bouclier basaltique (Coello, 1973; Ancochea et al., 1990). Il est partiellement recouvert par le matériel issu du Complexe Teide – Pico Viejo et ses produits s'intercalent avec les produits des dorsales de l'île. Deux divisions chronostratigraphiques existent, proposées par Marti et al. (1994) et Ancochea et al. (1995), pour l'Edifice Cañadas. Notamment après le large travail de géologie structurale de Galindo (2005), il a été choisi d'utiliser la chronostratigraphie de Marti et al. (1994) qui offre une meilleure concordance avec ce récent travail et parce que cette division chronostratigraphique est basée sur des séries stratigraphiques réalisées tout le long du mur de la caldera et corrélées entre elles.



**Figure 13** : Schéma simplifié de la stratigraphie du mur de la caldera de Las Cañadas. D'après (Marti et al., 1994)

Marti et al. (1994) divisent les dépôts de l'édifice Cañadas en un Groupe Inférieur et un Groupe Supérieur (Fig, 3.18 et 3.19). Le Groupe Inférieur affleure de

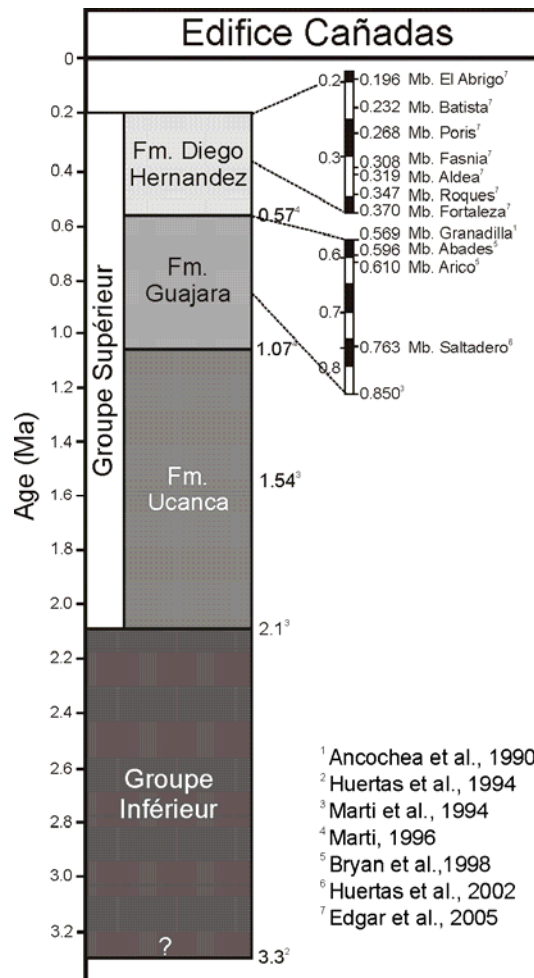
façon discontinue le long du mur de la caldera et sur les versants externes de celle-ci soit sur le flanc E et dans les profonds canyons du flanc SE. Les dépôts plus anciens du Groupe Inférieur ont été datés à 3.3 Ma (Huertas et al., 1994) et les plus récents à 2.1 Ma (Marti et al., 1994). Le Groupe Supérieur se caractérise par des cycles de volcanisme explosif et la destruction partielle de l'édifice (Marti et al., 1994) dont les dépôts affleurent dans la partie supérieure du mur de la caldera de façon discordante sur les dépôts du Groupe Inférieur. Ils ont été datés entre 1.54 Ma et 196 Ka (Marti et al., 1994; Edgar et al., 2005).

#### **a) Groupe Inférieur**

Marti et al. (1994) subdivisent les dépôts du Groupe Inférieur en six séquences sur la base de paléosols et discordances angulaires. D'ouest en est du mur de la caldera affleurent les séquences de El Cedro, Boca de Tauce, Roques de Garcia, Montón de Trigo, Las Angosturas et Las Pilas (Fig. 13). Les roches constituant le Groupe Inférieur sont principalement des laves basaltiques et phonolithiques, avec des alternances de roches pyroclastiques. La complexité stratigraphique de ce groupe est attribuée à l'existence ancienne de nombreux centres éruptifs dispersés, plutôt qu'à un seul système volcanique central (Marti et al., 1994).

#### **b) Groupe Supérieur**

A l'intérieur du Groupe Supérieur Marti et al. (1994) distinguent trois unités : la formation d'Ucanca, la formation de Guajara, la formation de Diego Hernández (Figs. 13 et 14). Ces trois formations sont constituées majoritairement par des roches phonolithiques avec quelques intercalations de coulées basaltiques et sont en relation avec trois cycles différents de volcanisme phonolithique explosif (Marti et al., 1994).



**Figure 14** : Contexte chronostratigraphique de l'édifice Cañadas

### Formation de Ucanca

Les roches de la Formation de Ucanca sont les plus anciennes du Groupe Supérieur. Elles affleurent dans le mur de la caldera avec des âges entre 1.54 et 1.07 Ma (Marti et al., 1994; Martí, 1996). Les dépôts proximaux affleurent principalement dans le secteur W du mur de la caldera et les distaux dans la partie SW, S et N de l'île (Fuster et al., 1994; Marti et al., 1994; Huertas et al., 2002; Edgar, 2003). Ils sont représentés principalement par des coulées de laves et des roches pyroclastiques soudées et non soudées dans la zone proximale (Marti et al., 1994), et par des ignimbrites non soudées et des dépôts de pente dans la zone distale (Fuster et al., 1994; 1994; Huertas et al., 2002; Edgar, 2003)

### **Formation de Guajara**

Les dépôts de la Formation de Guajara ont été datés entre 0.85 et 0.57 Ma (Marti et al., 1994; Martí, 1996). Ils s'étendent le long du secteur SE du mur de la caldera, superposés sur les roches de la Formation de Ucanca. Ils affleurent également sur le flanc SE de l'île et dans le massif de Tigaiga (Ibarrola et al., 1993; Marti et al., 1994; Bryan et al., 1998; Bryan et al., 2000; Edgar, 2003). Le type de dépôts est similaire à ceux de la Formation de Ucanca avec prédominance des dépôts soudés (Marti et al., 1994). Quatre membres ont été différenciés dans cette Formation : Mb. Saltadero, Mb. Arico, Mb. Abades et Mb. Granadilla (Fig. 14) datés respectivement 0.763, 0.61, 0.596 et 0.569 Ma (Bryan et al., 2000; Huertas et al., 2002).

### **Formation de Diego Hernández**

Les âges des dépôts de la Formation Diego Hernández s'étendent entre 370 Ka (Ancochea et al., 1990) jusqu'à 196 Ka (Edgar et al., 2005). Son affleurement dans le mur de la caldera est restreint à l'extrême E de la caldera, mais ses dépôts distaux couvrent une grande partie de Tenerife. La lithologie de cette formation consiste principalement en ignimbrites non soudées et dépôts de pente (Martí et al., 1990; Marti et al., 1994). Edgar (2003) a étudié en détails les dépôts distaux de cette formation distinguant jusqu'à 22 membres dont 7 d'entre eux ont été datés (Fig. 14) : Mb. Fortaleza de 0,37 Ma, Mb. Roque de 0,347 Ma, Mb. Aldea de 0,319 Ma, Mb. Fasnía de 0,308 Ma, Mb. Poris de 0,268 Ma, Mb. Batista de 0,232 Ma et Mb. El Abrigo de 0,196 Ma (Ancochea et al., 1990; Edgar et al., 2005).

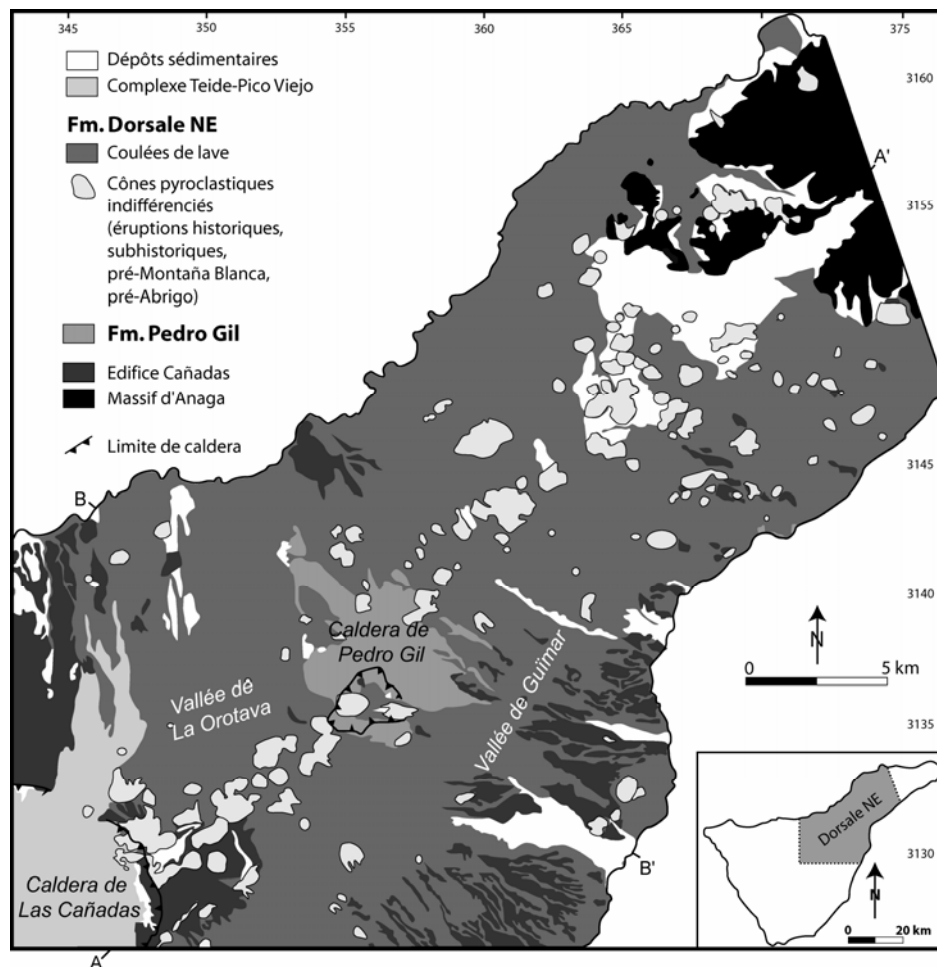
#### **I.4.5.2. Complexe Teide – Pico Viejo**

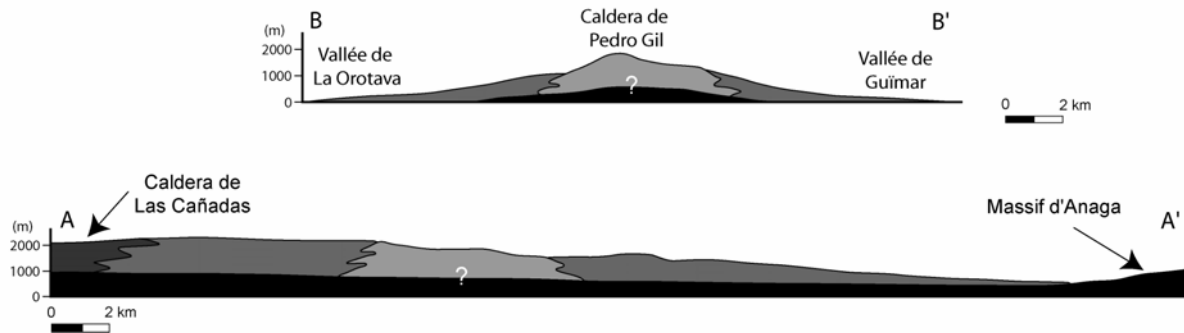
Au sein du Complexe Teide – Pico Viejo prédominent les dépôts intermédiaires, alors que dans les cônes satellites distribués le long de ses flancs prédominent les dépôts phonolithiques, qui couvrent la majeure partie de la zone centrale et E de la caldera de Las Cañadas (Ablay and Marti, 2000). La cartographie géologique la plus récente de ces dépôts, basée sur des données volcanologiques, pétrologiques et les relations de coupe observées sur le terrain, a été réalisée par

Ablay et Marti (2000). Les unités stratigraphiques définies par ces auteurs incluent une seule formation, la Formation Teide – Pico Viejo, subdivisée en plusieurs membres et sous-membres. L'âge des produits de la Formation Teide – Pico Viejo est antérieure à 180 Ka (Ablay and Marti, 2000; Carracedo et al., 2003), la dernière éruption s'étant produite en 1798 sur le flanc SW du Pico Viejo (Romero, 1990, , 1992).

### I.4.5.3. La Dorsale NE

Les produits volcaniques de la dorsale NE couvrent une superficie d'environ 600 km<sup>2</sup> (Fig. 15) et s'observent en discordance sur les dépôts du Massif de Anaga. Ils sont, en outre, interstratifiés avec les produits du Complexe Volcanique Central (Edifice Cañadas et Complexe Teide – Pico Viejo). Récemment, après révision de nombreux travaux antérieurs, Galindo (2005) a établi une nouvelle cartographie de cette dorsale à échelle 1 :25'000 (Fig. 15).

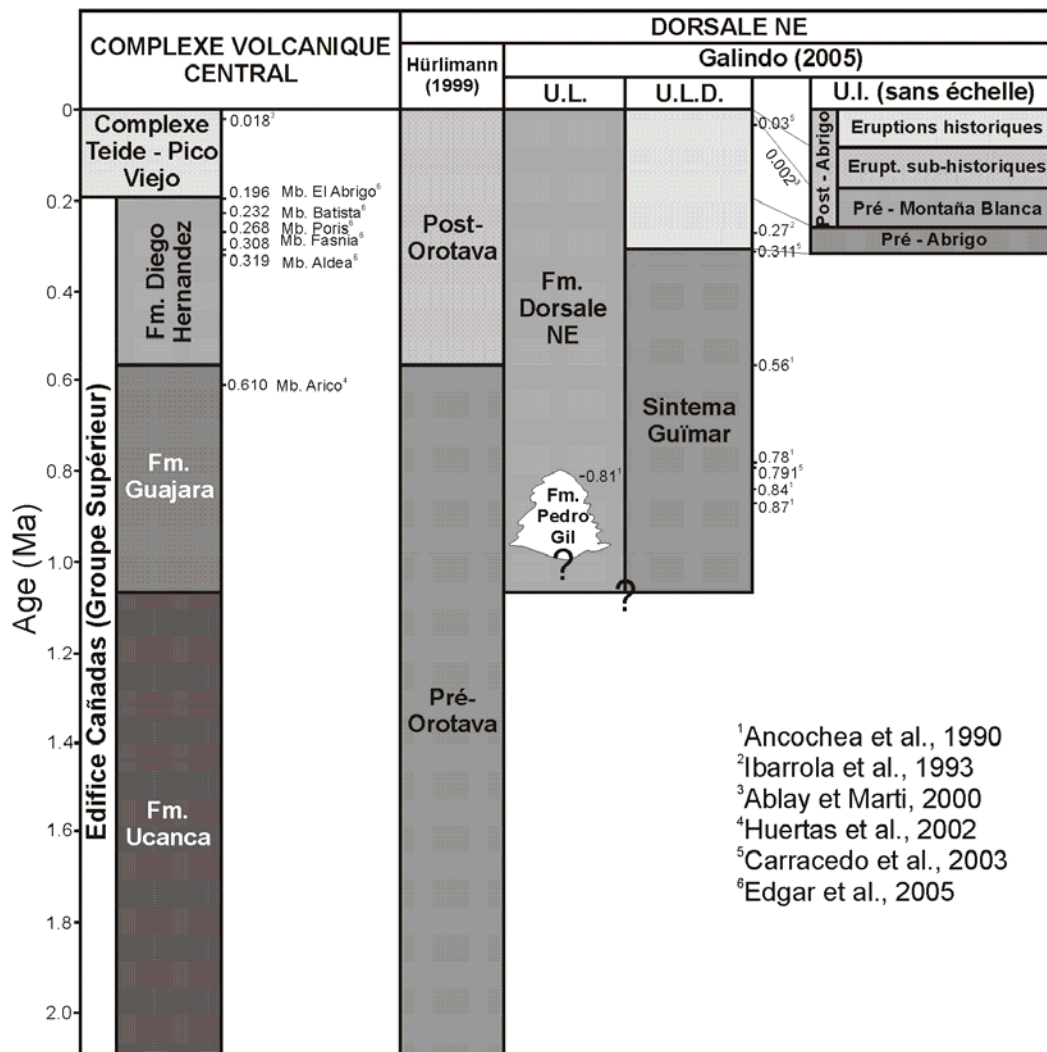




**Figure 15** : Carte géologique présentant les unités lithostratigraphiques et deux coupes géologiques simplifiées de la Dorsale NE. Encadré: localisation de la zone présentée. Tirée de Galindo (2005).

Sur la Dorsale NE, deux unités lithologiques ont été définies avec des différences lithologiques, pétrologiques et de style éruptif marqués : la Formation de la Dorsale NE et la Formation de Pedro Gil (Fig. 15). En outre, deux unités comprises entre deux discordance (« Sintema » en espagnol) se distinguent : le Sintema Guïmar et le Sintema Esperanza (Figs. 15 et 16). Celles-ci ont été déterminées sur la base de l'existence d'une grande discordance angulaire en relation avec la formation de la vallée de La Orotava (Galindo, 2005), auparavant identifiées par Hürlimann (1999) et dénommées groupes Pré-Orotava et Post-Orotava avec un âge transitionnel à 0.56 Ma.

D'autre part, les dépôts correspondant à la Formation de la Dorsale NE et qui appartiennent au Sintema Esperanza peuvent se subdiviser en plusieurs unités informelles en fonction de leur position stratigraphique (Fig. 16) et sur la base de relations stratigraphiques entre les dépôts de la Formation NE / Sintema Esperanza et le matériel phonolithique du Complexe Volcanique Central. Galindo (2005) y distingue notamment deux unités : Pré-Abrigo et Post-Abrigo (Fig. 16), qui ne seront pas abordées dans le cadre de ce travail.

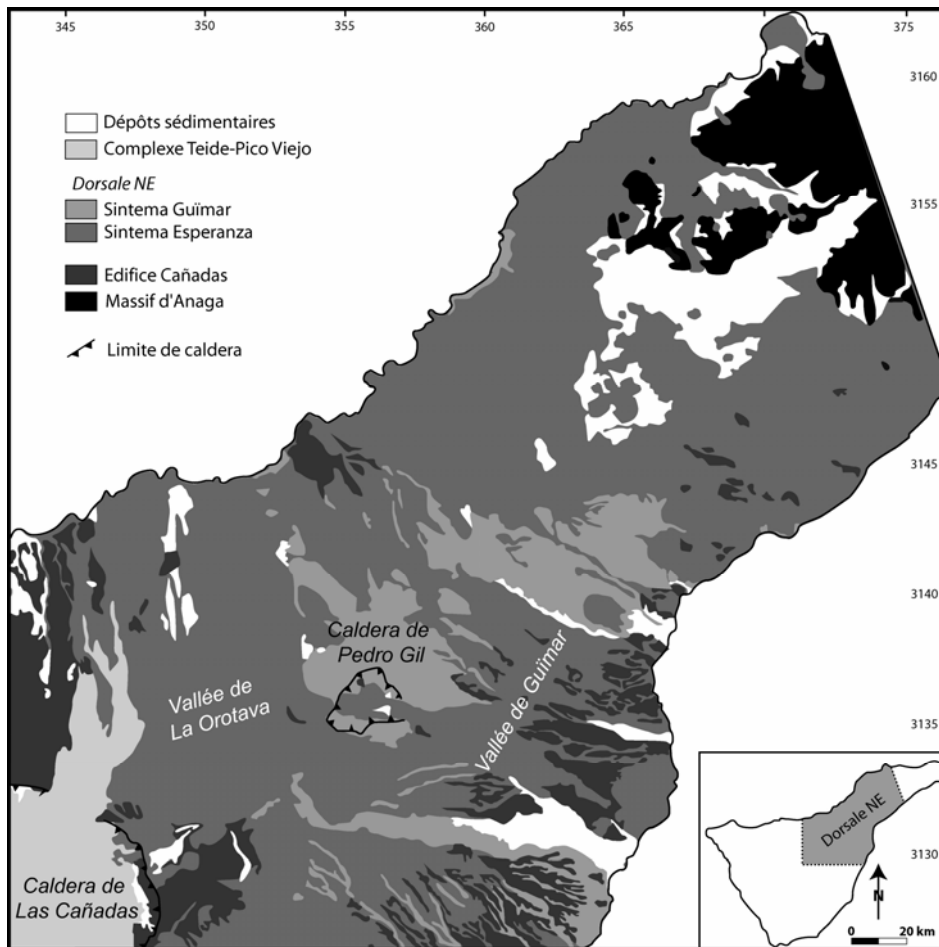


**Figure 16** : Contexte chronostratigraphique de la Dorsale NE comparé à celui du Groupe Supérieur de l'édifice Cañadas et du complexe Teide – Pico Viejo. U.L. : unités lithostratigraphiques ; U.L.D. : unités limitées par des discordances (« sintema ») ; U.I. : unités informelles. D'après Galindo (2005).

### La Formation de la Dorsal NE

La Formation de la Dorsale NE affleure le long de la majeure partie de la Dorsale, sauf dans les falaises de la caldera de Pedro Gil (Fig. 15). Elle consiste en un empilement de coulées de lave, généralement de type « aa », avec des intercalations de dépôts de pente pyroclastiques formés par des bombes volcaniques,

lapillis, cendres et des scories de diverses tailles. Ce sont des roches de composition mafique.



**Figure 17 :** Carte géologique de la Dorsale NE présentant les unités géologiques discordantes de la Dorsale NE. Encadré: localisation de la zone présentée. Tirée de Galindo (2005).

### **La formation de Pedro Gil**

Les matériaux de la Formation de Pedro Gil affleurent dans la partie centrale de l'axe de la Dorsale NE, dans le haut de la vallée de Guïmar et sur son versant E et dans une partie du haut de la vallée de La Orotava (Fig. 15). Cette formation est synchrone avec une partie de la Formation de la Dorsale NE (Fig. 16). La Formation Pedro Gil est constituée par un empilement de laves très fluides de structure cordée

qui présentent des intercalations de dépôts de pente et des brèches volcanogéniques et sédimentaires. Les laves sont de composition ankaramitique.

### ***Sintema Güimar***

Le Sintema Güimar inclut tous les matériaux antérieurs au glissement de La Orotava. Il affleure sur les versants de la vallée de Güimar, en tête de la vallée de La Orotava, au fond de quelques ravins profonds et sur quelques falaises (Fig. 17). Il est daté entre 0.87 Ma (âge des dépôts les plus anciens de la Formation de la Dorsale NE) et indirectement daté entre 319 Ka (âge de Mb. Aldea) et 308 Ka (âge de Mb. Fasnía) pour sa limite supérieure (âge des dépôts les plus récents recoupés par le glissement de La Orotava, Mb. Cabezón) (Edgar et al., 2005)

### ***Sintema Esperanza***

Le Sintema Esperanza comprend les dépôts postérieurs au glissement de La Orotava (Fig. 16). Ces dépôts s'étendent sur la majeure partie de la Dorsale et remplissent les vallées de La Orotava et Güimar. (Fig. 17). Ce Sintema est discordant sur les dépôts du Sintema Güimar et intercalé entre des dépôts de la Formation de Diego Hernández postérieur au Membre Cabezón (Fig. 16). Les dépôts les plus anciens qui remplissent la vallée de la Orotava correspondent au Membre de Fasnía, datés de 308 Ka (Edgar, 2003; Edgar et al., 2005). Par conséquent, l'âge du Sintema Esperanza s'étend depuis 308 Ka jusqu'à maintenant.

## **I.5. Principaux apports des études géophysiques antérieures**

Bien que de nombreuses études géophysiques aient été entreprises dans la partie centrale de Tenerife, seules deux se sont attachées à déterminer la structure électrique de l'édifice volcanique (Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002). Globalement, l'ensemble des travaux géophysiques peut être subdivisé en deux catégories :

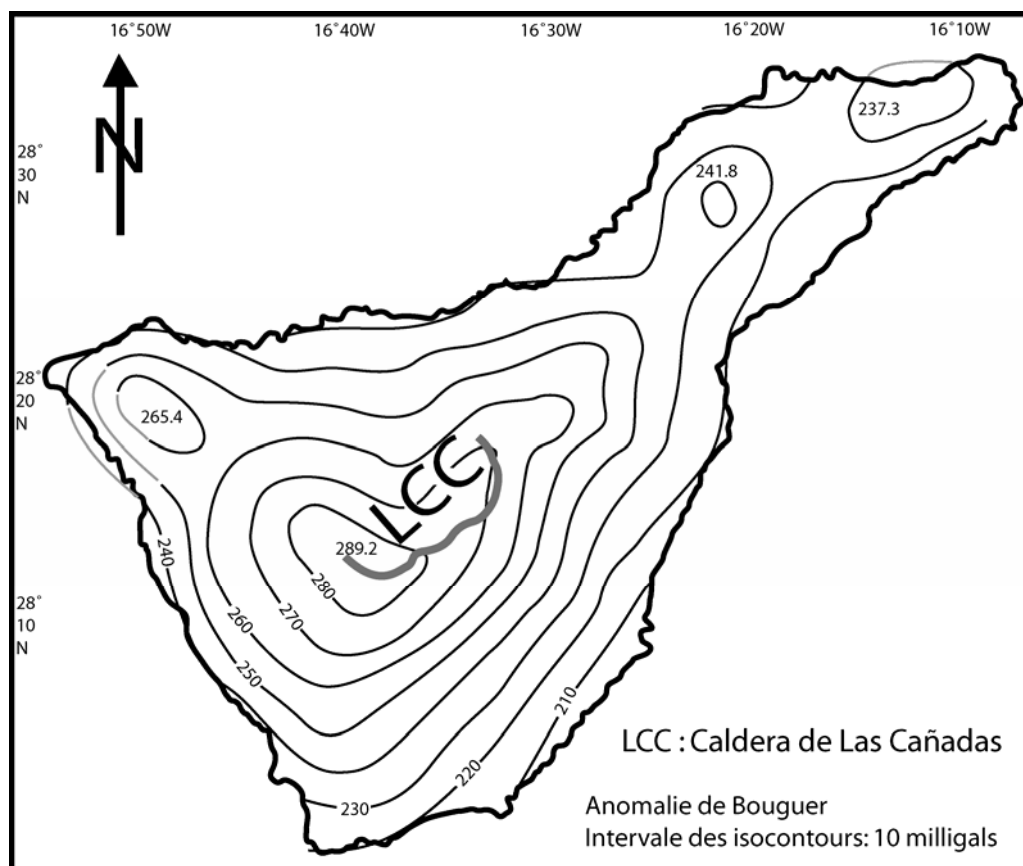
a) Les études géophysiques qui ont eu pour objectifs de révéler la structure interne de l'île (dans son intégralité ou par secteur) selon différents paramètres physiques, en utilisant la gravimétrie, le magnétisme, la sismique ou encore l'électromagnétisme (Ablay and Kearey, 2000; Araña et al., 2000; Aubert and Kieffer, 1996, 1998; Blanco, 1997; Camacho et al., 1996; Camacho et al., 1991; Canales et al., 2000; Gómez-Ortiz et al., 2005; MacFarlane and Ridley, 1968; Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002; Viera et al., 1986; Watts et al., 1997).

b) Les études géophysiques relatives au risque sismo-volcanique, au monitoring de l'activité volcanique. Ces dernières, utilisent généralement la sismique, mais également, plus récemment, la gravimétrie (Gottsmann et al., 2006). L'objectif de ces études s'attache à la compréhension et la prédiction des phénomènes sismiques, généralement profonds, relatifs aux injections de magma, au comportement des systèmes géothermaux, aux interactions de fluides profonds avec les aquifères ou encore aux interactions reliant différents événements ou paramètres tel que les précipitations. (Almendros et al., 2000; Almendros et al., 2007; Carracedo and Troll, 2006; Garcia et al., 2006; Gottsmann et al., 2006; Jiménez and García-Fernández, 2000; Jiménez and García-Fernández, 1996; Sanchez et al., 2006; Tárraga et al., 2006).

Les paragraphes suivants rappellent chronologiquement les points importants du premier groupe, illustrés d'une figure présentant sommairement les résultats en

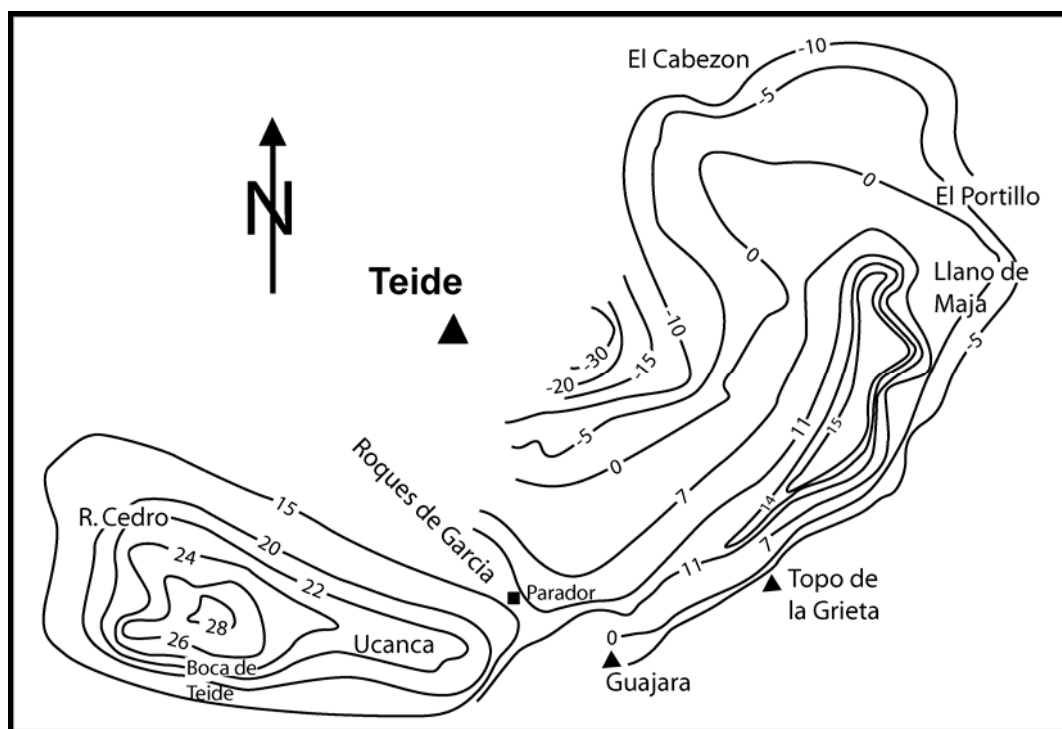
lien avec ce travail. Il n'est fait mention du second que lorsque certains résultats ou interprétations rejoignent directement la structure interne de l'édifice de Tenerife.

Sans doute, la toute première étude géophysique entreprise sur Tenerife fut gravimétrique. Avec une couverture quasi complète de l'île, MacFarlane et Ridley (1968) mettent en évidence des densités plus importantes dans la partie W de la caldera de Las Cañadas qu'ils attribuent à la présence possible d'une chambre magmatique. Grâce à la morphologie triangulaire de la distribution de l'anomalie de Bouguer (Fig. 18), ils suggèrent que la croissance de Tenerife s'est effectuée selon trois directions majeures correspondant aux actuelles zones de rift (Galindo, 2005). Par ailleurs, ils identifient le Moho à une profondeur d'environ 16 km, diminuant vers l'ouest, et en accord avec des mesures de sismique réfraction qui le situent à 14.6 km (MacFarlane and Ridley, 1968 et références).



**Figure 18** : Carte de l'anomalie de Bouguer sur l'île de Tenerife. Redessinée d'après MacFarlane et Ridley (1968).

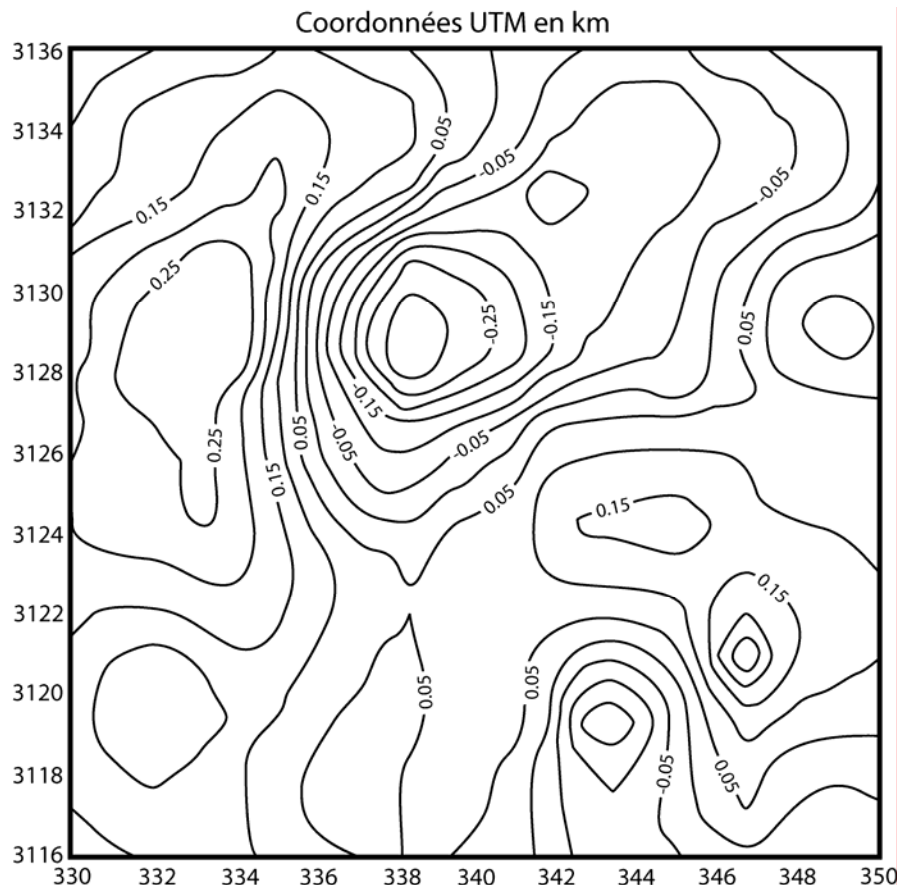
Presque 20 ans plus tard, Ortiz et al. (1986) entreprennent la première étude magnétotellurique (16 sondages MT, gamme de périodes: 1-300 s.) de la caldera de Las Cañadas, partiellement remplie de dépôts pyroclastiques et coulées de laves. Sur la base de leurs résultats, ils confirment l'existence d'une double dépression volcano-tectonique. Les auteurs expriment également une possibilité de circulation de fluides géothermaux dans la partie centrale du secteur E, à des profondeurs relativement faibles. Ils interprètent également une limite conductrice profonde détectée à 13 km sous Tenerife comme la présence du Moho. Cependant, ce résultat pourrait être relativement incertain en raison de la présence océanique. Ces deux derniers travaux démontrent l'existence du Moho à une profondeur relativement plus importante que celle connue en milieux océaniques (11.5 km). Cette flexure de la base de croûte sera établie plus tard par la sismique (Watts et al., 1997).



**Figure 19** : Anomalies résiduelles de gravité dans la caldera de Las Cañadas. Valeurs de iso-anomalies en milligals. D'après Viera et al. (1986).

A peu près simultanément, une seconde étude gravimétrique (Viera et al., 1986) reconnaît l'existence de deux anomalies (de gravité résiduelle) positives ainsi

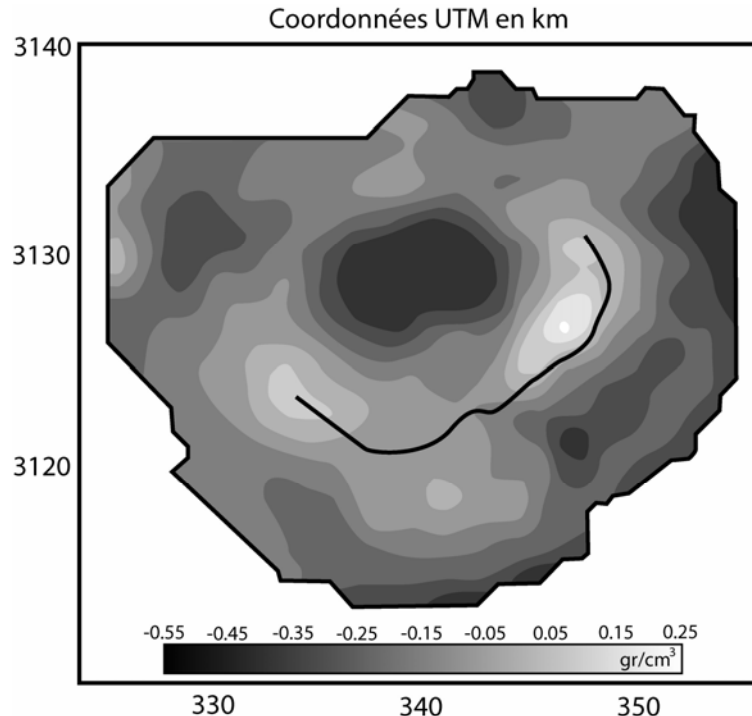
qu'une anomalie fortement négative localisée au sud-est du volcan Teide, approximativement sous la Montaña Blanca (Fig. 19). La distribution de ces anomalies étaye l'hypothèse d'un effondrement caldérique, au moins pour une part de la caldera. La première anomalie positive au sud-ouest de la caldera, déjà reconnue par MacFarlane and Ridley (1968), sera plus tard attribuée au volcan Boca Tauce (Ablay and Kearey, 2000). L'autre s'étale pratiquement sur toute la partie est de la caldera de Las Cañadas, soit l'équivalent de Guajara et Diego Hernandez de Marti et al. (1994), mais est globalement centrée et allongée à proximité du mur sud de la caldera. Bien qu'imprécisément circonscrite, les auteurs postulent que l'anomalie négative, reflétant un important déficit de masse au sud-est du volcan Teide, pourrait confirmer l'origine de la caldera par effondrement caldérique.



**Figure 20** : Section horizontale (1000 m.a.s.l.) du modèle de contrastes de densité en  $\text{gr/cm}^3$ , selon Camacho et al. (1991). Pour plus de détails, se référer à l'article.

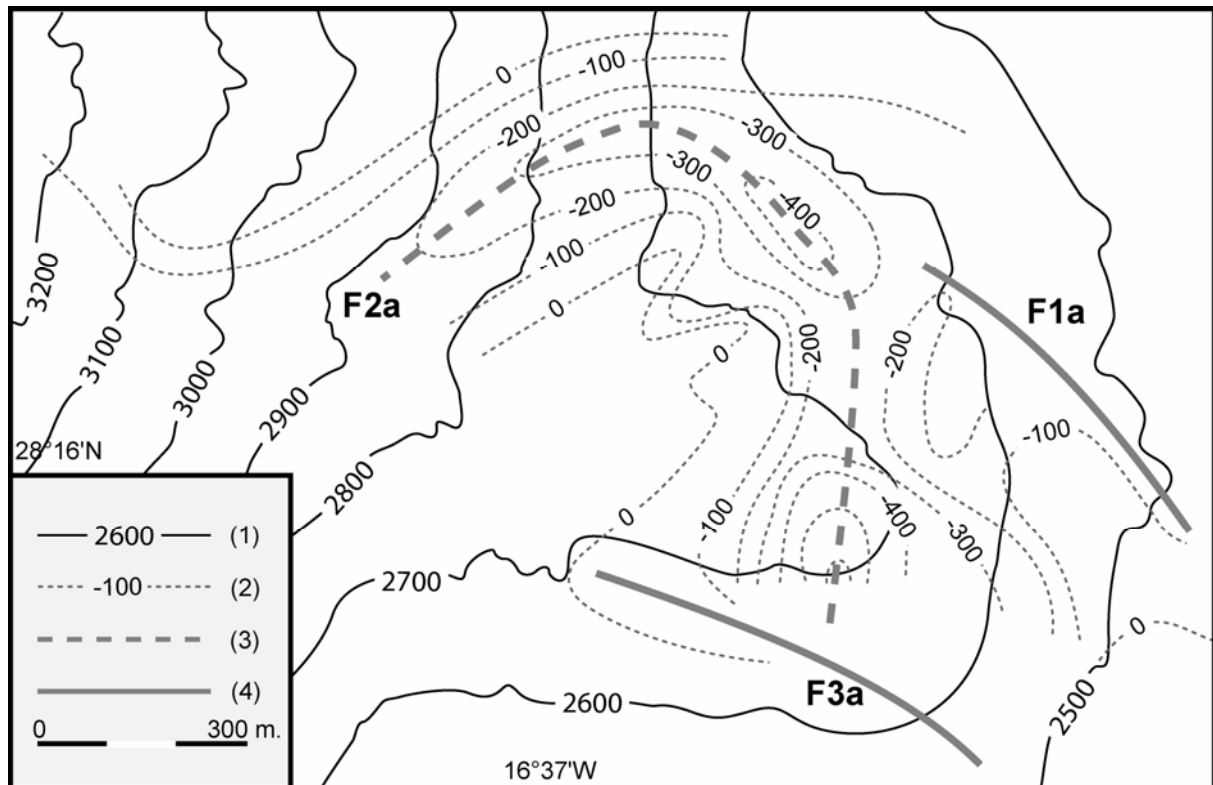
Une demie décennie plus tard, Camacho et al. (1991) retraitent les données de Viera et al. (1986) afin de construire un modèle microgravimétrique de la partie centrale de Tenerife, principalement la caldera de Las Cañadas. Ils parviennent à mettre en évidence une structure de type caldérique, pratiquement circulaire et allongée vers le NE, remplie de matériel de faible densité. Ils identifient également une prolongation de cette structure faible densité sous la Montaña Blanca et dans une moindre mesure au sud du Teide (« vallée de Ucanca »). D'autre part, ces auteurs distinguent trois zones de haute densité : la bordure ouest de la caldera ainsi que Guajara (S) et La Fortaleza (NE) (Fig. 20).

Il y environ 10 ans, ces mêmes auteurs (Camacho et al., 1996), reprennent un ensemble de données encore plus important, construisent un modèle de densité complet de la partie centrale de Tenerife et parviennent à de semblables conclusions. Notamment, pour l'altitude de 500 m.a.s.l., trois zones de plus haute densité, l'extrême ouest du mur de la caldera, le sud-est et le sud en dehors de la caldera. Une zone fortement négative centrée sur le Teide – Montaña Blanca (Fig. 21).



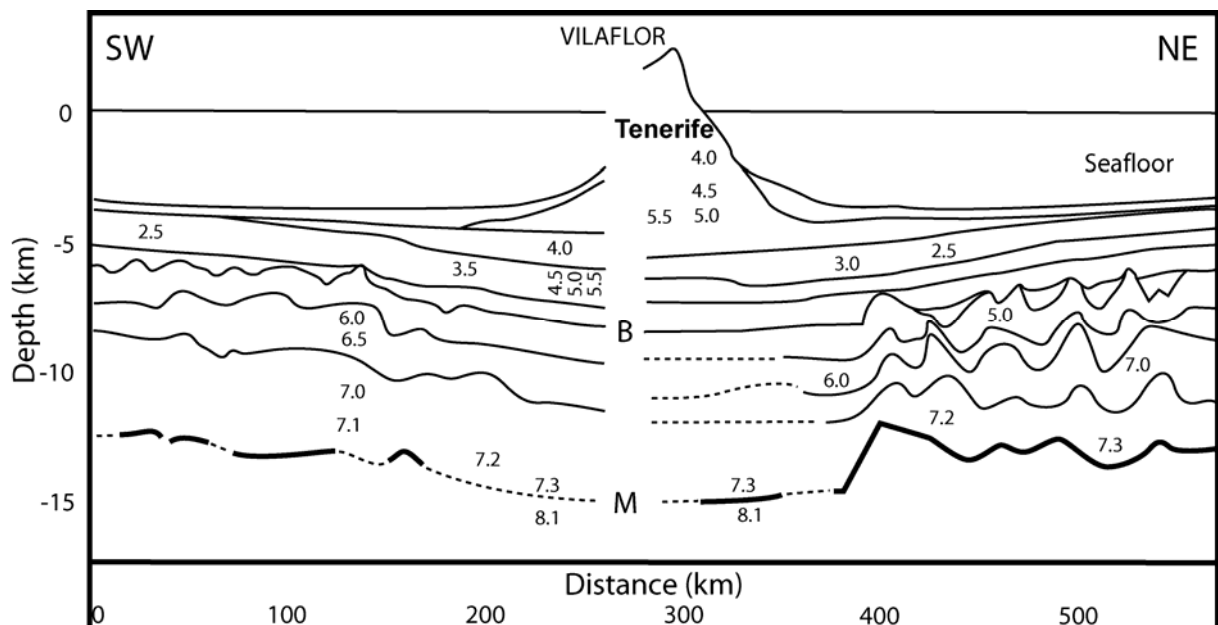
**Figure 21** : Section horizontale (altitude 500 m.a.s.l.) du modèle de contrastes de densité de Camacho et al. (1996).

Les études géophysiques, encore très lacunaires, commencèrent à s'intensifier en 1996 avec un regain d'intérêt pour la caldera de Las Cañadas. Grâce à des données de polarisation spontanée (PS) et géomorphologiques, Aubert et Kieffer (1996) proposent un schéma d'évolution structurale d'une série de dômes phonolitiques situés à la base du Teide. Ils mettent notamment en évidence une importante fissure drainante en forme de fer à cheval à la base de la Montaña Blanca, interprétée comme la trace d'un décollement gravitaire. Partant d'un principe d'absence de corrélation entre l'altitude et le potentiel mesuré, les auteurs interprètent cette structure comme la présence d'un horizon conducteur ou d'un milieu saturé relativement proche de la surface (Fig. 22).



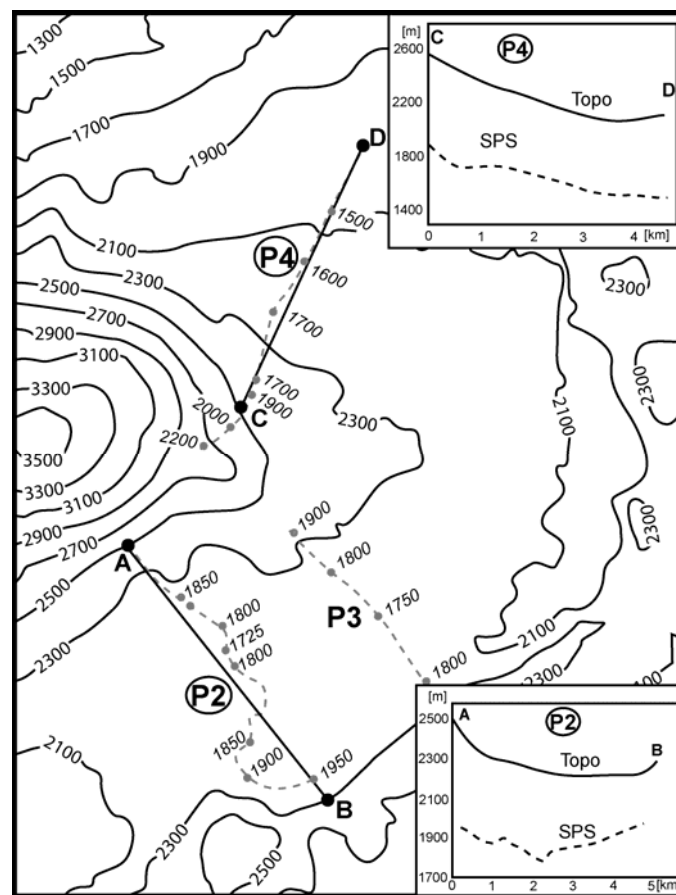
**Figure 22 :** Carte PS de la Montaña Blanca et son interprétation structurale. (1) : Courbes de niveau. (2) : Courbes équipotentielles PS en millivolts. (3) : Axe F2a de l'anomalie négative, interprétée comme étant une fissure de décollement. (4) : Fissure de décollement F1a et fissure émissive F3a. D'après Aubert et Kieffer (1996).

Attachés à déterminer la structure crustale et celle du manteau supérieur, Watts et al. (1997) mettent en évidence une flexure concave par sismique réflexion vers le haut remplie de 2 à 3 km de sédiments bien stratifiés sous Tenerife. Celle-ci est attribuée à une surcharge d'origine volcanique sur la croûte préexistante, aux sédiments de couverture ainsi qu'au remplissage de cette flexure par du matériel partiellement en provenance des îles. La sismique réfraction leur permet de définir l'épaisseur de la croûte océanique infléchie avec une épaisseur de  $6.41 \pm 0.42$  km, des vitesses d'ondes sismiques dans la croûte supérieure de 4.8 à 5.4 km/s et pour la croûte inférieure de 6.7 à 7.3 km/s (Fig. 23). Confortée par des modélisations de données gravimétriques, la flexure peut être expliquée par un modèle où Tenerife et les îles adjacentes ont surchargé une lithosphère d'une épaisseur élastique d'environ 20 km. Les données de sismique, conjointement aux données de gravimétrie suggèrent que jusqu'à  $150'000 \text{ km}^3$  ont été ajoutés à la surface de la croûte océanique infléchie, correspondant à un taux de génération de magma de l'ordre de 0.006 à 0.02  $\text{km}^3/\text{an}$ . Ce taux, bien que similaire aux autres îles océaniques africaines (par ex : Réunion, Cap Vert) est considérablement plus faible que pour les îles d'Hawaii. Les auteurs appuient le fait qu'il n'y a aucune évidence de sous-placage significatif de matériel magmatique sous la croûte océanique infléchie, à la différence d'autres îles telles que Hawaii et les îles Marquises où jusqu'à 4 km de matériel sous-plaqué a été rapporté.



**Figure 23** : Meilleur modèle de vitesse d'un profil sismique réalisé autour de Tenerife. Les lignes noires correspondent aux réflecteurs identifiés, la ligne noire épaisse est interprétée comme le Moho, les vitesses sont indiquées par des petits nombres. Schéma légèrement simplifié d'après Watts et al. (1997).

Utilisant une nouvelle fois la PS, Aubert et Kieffer (1998) s'attachent à déterminer l'épaisseur du remplissage de la caldera de Las Cañadas, en relation supposée avec sa structure interne.



**Figure 24** : Résultat de PS dans la caldera de Las Cañadas. Lignes noires : courbes de niveau. Lignes traitillées grises : profils de mesures PS et altitude en mètres de la surface SPS calculée. P2 et P4 : profils topographiques et surface SPS représentés en encadrés. Modifiée d'après Aubert et Kieffer (1998).

La mesure des potentiels PS permettant de reconnaître les variations d'épaisseur des formations situées au dessus du niveau piézométrique ou d'un substratum imperméable, ils réalisent 4 profils radiaux au complexe Teide – Pico Viejo (Fig. 24, seulement 3 représentés). Leurs résultats présentent une structure en auge dans la sub-caldera de Guajara (profil P2 et P3) et des horizons SPS plans au NE de la caldera de Diego Hernandez (Fig. 24). Ils suggèrent que la formation de la caldera de Las Cañadas s'est effectuée selon au moins deux processus : un effondrement dans la partie sud et un glissement dans la partie nord-est. Toutefois ces auteurs ne proposent pas de modèle précis de la formation de la caldera, notamment par le manque de données dans la partie est.

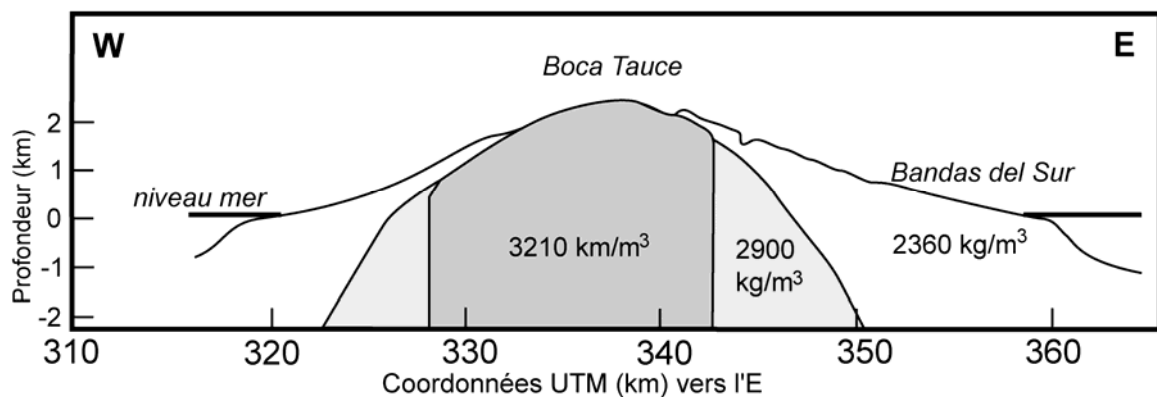
Avec l'objectif de déterminer les variations azimutales de la structure sismique de Tenerife, Canales et al. (2000) montrent que la moyenne de la vitesse des ondes P est supérieure à 6 km/s. Les résultats indiquent que la partie SW de Tenerife est caractérisée par une vitesse élevée des ondes P (7.3 km/s) coïncidant avec les hautes densités révélées par gravimétrie et associé au volcan Boca Tauce et représentant un complexe intrusif volcanique (Ablay and Kearey, 2000; Camacho et al., 1996; Camacho et al., 1991; MacFarlane and Ridley, 1968; Viera et al., 1986). Ces auteurs interprètent également la présence de volcan comme un élément fondamental ayant protégé le sud de la caldera d'effondrements latéraux majeurs.

Intensivement investiguée par gravimétrie, Tenerife est l'objet d'une vaste étude supplémenataire réalisée par Ablay and Kearey (2000). Ils en tirent les conclusions suivantes. Les anomalies gravimétriques observées résultent principalement de contrastes latéraux de densité dans les parties peu profondes de l'île soit entre les parties supérieures du noyau dense de l'île (composé principalement de laves mafiques massives et de roches plutoniques) et sa carapace extérieure de matériel de faible densité.

Ils identifient une anomalie gravimétrique majeure dans la partie SW de l'édifice Las Cañadas, représentant la large base d'un ancien volcan (de composition mafique), couvert par un grand complexe mafique plutonique. Cet édifice, dénommé le volcan Boca Tauce en raison de la localisation de ses conduits centraux, se serait développé entre 3.8 et 3.5 Ma. Par la suite, l'édifice Las Cañadas aurait développé

ses dimensions actuelles et sa forme allongée par l'addition de matériel volcanique à prédominance mafique sur le flanc NE du volcan Boca Tauce entre 3.5 et 3.0 Ma. Le volcanisme aurait ensuite migré le long d'un linéament NE-SW en utilisant soit une zone de distension associée à ce volcan, soit une zone de faiblesse structurale préexistante. Il a, depuis, évolué en un système de rift de type dorsal, intracaldérique.

Durant la période associée au Groupe Inférieur (Fig. 12) (Marti et al., 1994), l'édifice Las Cañadas a subi de volumineuses excavations de matériel depuis son flanc nord (Teide Group, 1997). Ce matériel mafique arraché à l'édifice aurait formé par la suite une partie du noyau de l'édifice et également produit la majorité des dépôts chaotiques observés en mer (Watts and Masson, 2001). Les flancs sud de l'édifice n'auraient pas subi ce même sort destructeur en raison notamment de la présence du volcan Boca Tauce, qui lui aurait servi de contrefort.



**Figure 25** : Coupe W-E au travers du modèle de densité de Tenerife, passant par le volcan Boca Tauce. Simplifié d'après Ablay et Kearey (2000).

Les résultats des modélisations effectuées par ces auteurs indiquent que la partie centrale de la caldera de Las Cañadas comprend, au sud, du matériel de haute densité, et au nord, du matériel peu dense jusqu'à des profondeurs importantes. Les matériaux de faible densité occupent une profonde dépression dans le noyau de l'édifice formée par l'effondrement vertical d'une caldera. Celle-ci comprendrait probablement les parties hautes écroulées de l'édifice Las Cañadas, auxquelles s'ajouteraient les dépôts pyroclastiques et volcanoclastiques syn- et post-

effondrement. Ainsi, l'asymétrie de l'édifice préexistant résulterait d'une caldera asymétrique dont le mur nord était plus bas et moins important qu'au sud.

Consécutivement à cet effondrement caldérique, la réactivation du système de rift intracaldérique aurait conduit à la mise en place de matériel dense dans la partie centrale de la caldera. La partie nord de la caldera a ensuite été modifiée par un effondrement latéral qui généra la vallée de Icod. La forte anomalie gravimétrique négative observée dans la caldera nord provient des dépôts de faible densité du Teide –Pico Viejo recouvrant le remplissage de faible densité de la caldera.

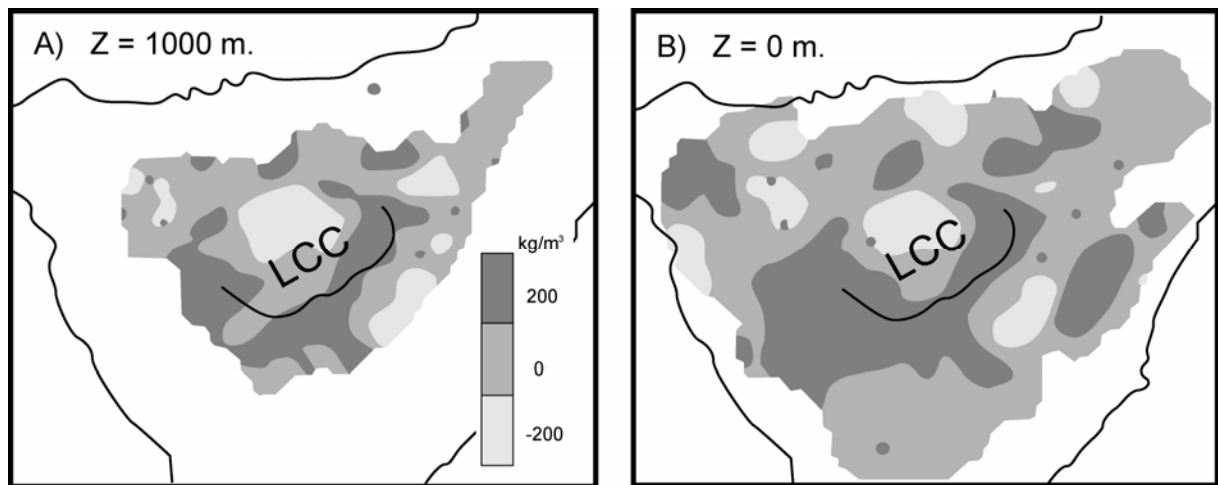
Enfin, les auteurs proposent que l'effondrement de la vallée de Icod s'initia depuis l'axe du rift intracaldérique. Selon eux, le haut de cette vallée siège dans la partie centrale de la caldera et n'est pas corrélé avec une extension des murs actuels de la caldera de Las Cañadas. Le mur de tête de la vallée de Icod a concentré les contraintes extensionnelles et contrôlé la localisation du rift actif intracaldérique et du système de conduits du Teide-Pico Viejo.

Utilisant conjointement des données gravimétriques et aéromagnétiques, Araña et al. (2000) présentent de nouvelles informations sur la structure interne de Tenerife définissant des caractéristiques tectoniques et volcaniques de l'île. Une forte anomalie de gravité produite par une large et profonde source est associée à un bloc uplifté du soubassement de la partie sud de l'île. Les sources de maxima gravimétriques dès 8 km sous le niveau de la mer peuvent être associées à différentes étapes de bouclier sous-marin, clairement contrôlées par la tectonique régionale.

Un corps intrusif hautement magnétique a été détecté sous la partie centrale de Tenerife à une profondeur comprise entre 5-6 et 13-14 km. Ce corps pourrait être produit par des cumulats de gabbros ultramafiques associés à de volumineuses injections de magma répétées qui construisirent à la fois le noyau de l'étape bouclier et l'édifice central de Tenerife.

La carte des anomalies magnétiques révèle également deux complexes de dykes verticaux fortement magnétisés de polarité normale s'étendant du sommet de

ce corps magnétique. Ces conduits ont approvisionné la construction des récents édifices basaltiques Teide – Pico Viejo et Pedro Gil sur lesquels se mesurent de fortes anomalies magnétiques. Les roches faiblement magnétisées appartenant à l'étape du bouclier basaltique, bordent les intrusions profondes et intermédiaires. Dans la partie centrale de l'île, les anomalies gravimétriques et magnétiques produites par des sources situées au-dessus de la mer, pourraient indiquer l'existence d'un système d'effondrement caldérique rempli par du matériel de faible densité et faiblement magnétique (Fig. 26).

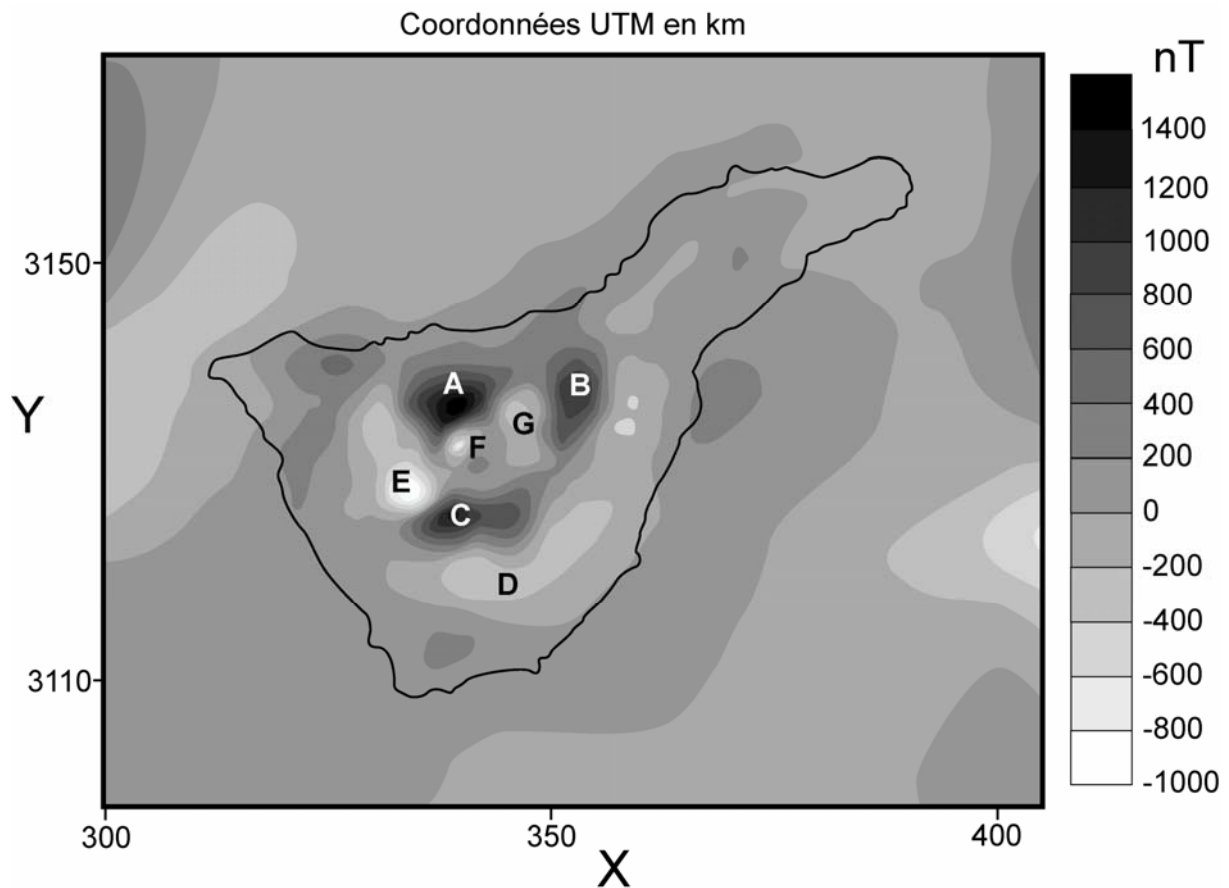


**Figure 26** : Sections horizontales (d'altitude  $Z=1000$  m. (A) et 0 m. (B).) du modèle 3D des anomalies de densité de Tenerife réalisé par Araña et al. (2000).

Dans la partie centrale de l'île, la coïncidence entre quelques minima gravimétriques et magnétiques est cohérente avec les matériaux peu denses et peu magnétiques qui remplissent le système d'effondrement caldérique. Les structures proches de la surface sont caractérisées par des régions peu denses connectées avec le volcanisme récent, en particulier le minimum sur le volcan Teide.

Leur analyse spectrale de la carte des anomalies magnétiques révèle 2 interfaces magnétiques qui ont été interprétés comme le sommet des corps intrusifs profonds ou la zone des chambres magmatiques (env.  $5.7 \text{ km} \pm 0.8$  sous le niveau de la mer) et le bas des phonolites de l'édifice Las Cañadas ( $1.4 \text{ km a.s.l.}$ ). La partie subaérienne de Tenerife présente une complexité magnétique et gravimétrique due

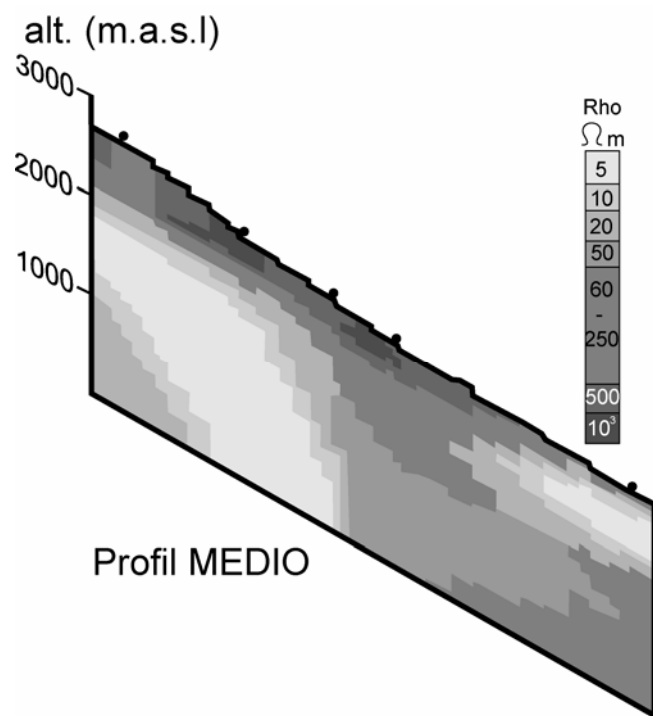
au contraste entre les maxima de densité et l'intensité magnétique des basaltes récents et la basse densité et l'intensité magnétique des phonolites de l'édifice central (Figs. 26 et 27). Les auteurs postulent que l'altération hydrothermale est postulée est la cause de la courte longueur d'onde du minimum magnétique sur le Volcan Teide.



**Figure 27 :** *Distribution de la magnétisation peu profonde sur Tenerife obtenue sur la base de la carte des anomalies magnétiques en supposant une corrélation minimum entre les sources d'intérêt et les caractéristiques topographiques.*

Seize ans après les premières investigations magnétotelluriques, Pous et al. (2002) poursuivent l'étude de la structure interne, en termes de résistivité électrique, de la caldera de Las Cañadas, de manière plus détaillée et dans une gamme de périodes plus large (0.001-200 s.). Combinant la MT (11 stations) et l'AMT (33 sondages), ils ont le double objectif d'identifier les structures peu profondes de la caldera et de mettre en évidence la chambre magmatique (but non atteint à cause de

la perturbation océanique) du présent complexe volcanique. Par une modélisation 3-D de l'île et de sa bathymétrie, ils soulignent l'influence océanique sur la distribution des champs électromagnétiques et précisent que son effet débute dès 10 s. Des résultats similaires ont récemment été obtenus pour l'île de Terceira (Azores) où les auteurs montrent que les périodes inférieures à 1 s. ne sont pratiquement pas affectées par cet effet (Monteiro Santos et al., 2006), soit une profondeur d'investigation d'environ 15 km.



**Figure 28** : Profil de résistivité obtenu par mesures AMT et MT entre la Montaña Blanca et le mur de la caldera Las Cañadas, plus ou moins radial au volcan Teide. D'après Pous et al. (2002).

Soulignant le remplissage caldérique résistant, leurs résultats montrent qu'à Tenerife, la géométrie des zones conductrices identifiées, indique que la caldera de Las Cañadas comprend deux dépressions, l'une dans la partie ouest (Ucanca) et l'autre dans la partie est (Guajara) (Fig. 28). Ils associent ces deux dépressions à deux zones aquifères principales séparées par la structure du Roques de Garcia. Leur épaisseur saturée pourrait atteindre 700 m. Bien que peu de sondages aient été réalisés dans la caldera de Diego Hernandez, les auteurs indiquent que dans ce

secteur le toit de la couche conductrice montre une inclination vers le NE (vallée de La Orotava). Sur la base du modèle conceptuel de Marti et al. (1994), ils postulent l'existence non identifiée d'une autre barrière hydrogéologique entre Guajara et Diego Hernandez. Par ailleurs, ils interprètent une anomalie conductrice étroite et marquée longeant le mur sud de la caldera comme la présence de roches fortement fracturées et hydrothermalisée. Nous démontrons dans la présente étude qu'il pouvait s'agir d'un artefact induit par la présence d'une conduite, bien que la structure conductrice existe réellement. De cette structure, ils suggèrent la limite structurale sud de la caldera. Finalement, l'ensemble de leurs données penchent pour une origine de la caldera par effondrements verticaux successifs.

## **I.6. Les processus d'altération hydrothermale**

### **I.6.1. Généralités**

« Si vous pensiez que la géologie était ennuyeuse, alors vous n'êtes pas entrés dans le monde de l'altération hydrothermale » (Curtis Williams). Bien que merveilleusement colorées, les roches altérées par hydrothermalisme ne sont pas instinctivement attractives, en raison notamment d'une minéralogie complexe et d'affleurements de piètre qualité qu'il est souvent difficile d'échantillonner. En revanche, ces minéralisations sont de première importance pour l'industrie minière qui trouve là les indices permettant de tracer et détecter la présence d'éventuels gisements métallifères. Aussi, les phénomènes d'altération hydrothermale sont-ils majoritairement la cible des recherches de ce domaine. Bien qu'il existe une abondante littérature consacrée aux phénomènes d'altération hydrothermale, sa complexité est telle que ses processus sont souvent propres à chaque site.

Les mécanismes complexes et pluridisciplinaires régissant l'altération hydrothermale la placent au cœur de nombreux domaines, d'où une variabilité extrême au sein d'un seul phénomène spécifique. Nécessitant des interactions entre la géosphère, l'hydrosphère et la biosphère, elle implique de manière égale la géologie, la biologie, la chimie et la physique.

L'objectif de ce travail n'étant pas une étude des processus d'altération hydrothermale liés à la formation de caldera, mais l'utilisation des propriétés physiques des minéraux issus de cette transformation, nous nous bornerons à définir et décrire de façon globale ses mécanismes et les différents types d'altération. Cette synthèse repose sur les sources suivantes : (Ramdohr, 1969; Craig and Vaughan, 1981; Faure, 1986; Gilbert and Park, 1986; Hoef, 1997; Brown, 1998; Hallberg, 2003)

### **I.6.2. L'altération hydrothermale - définitions**

Les minéraux peuvent être concentrés de différentes manières. Ils peuvent être précipités en tant que sels, séparés durant les processus de fractionnement liés au refroidissement d'un magma, accumulés dans la formation de placers, ou encore de diverses autres manières. L'altération d'une roche signifie simplement en changer sa minéralogie. Les anciens minéraux développés sont remplacés par de nouveaux en raison d'un changement des conditions physiques du milieu. Ces changements peuvent être de nature thermique, chimique, atmosphérique, de pression ou une combinaison d'entre eux. L'altération hydrothermale est un changement de la minéralogie résultant de l'interaction entre la roche et des fluides aqueux chauds, appelés « fluides hydrothermaux ». Les fluides transportent des métaux en solution provenant d'une source ignée voisine ou d'un lessivage de roches. L'altération hydrothermale est un phénomène commun existant au sein d'une grande variété d'environnements géologiques, incluant notamment les zones de fractures et les environnements volcaniques. Le processus hydrothermal existe lorsque des minéraux sont concentrés, déposés par une « solution aqueuse et chaude et s'écoulement à travers les fractures et les pores dans une roche crustale »(Skinner et al., 1999).

Les fluides hydrothermaux génèrent une altération hydrothermale des roches en les traversant et changeant leur composition chimique en ajoutant, prélevant ou redistribuant les éléments en présence. Leurs températures s'échelonnent de faiblement élevées à l'ébullition. La composition des fluides hydrothermaux est extrêmement variable. Ils peuvent contenir plusieurs types de gaz, de sels, d'eaux et métaux. Les métaux sont transportés en tant que complexes nécessitant généralement du soufre et du chlore.

Bien que les sources de fluides hydrothermaux soient encore mal comprises, il en existe trois principales. La première peut être les roches magmatiques elles-mêmes qui exsolvent de l'eau (appelée eau « juvénile ») durant les derniers stades de refroidissement. Dans les terrains métamorphiques, une seconde source

potentielle de fluides est le produit des réactions de déshydratation générées durant une phase de métamorphisme. Très tôt, liés à une augmentation de température durant le métamorphisme, les minéraux « basse température » contenant de l'eau recristallisent en nouveaux minéraux « haute température » anhydres. Dès lors, l'excès d'eau circulant à travers les roches environnantes peut récupérer et transporter les métaux vers des endroits où ils peuvent précipiter en tant que minerai. Près de la surface, l'eau souterraine constitue la troisième source d'eau, dénommée « eau météorique ». L'analyse de certains gîtes métallifères suggère que les eaux météoriques se mélangent avec des eaux juvéniles ou métamorphiques durant les derniers stages de minéralisation.

En contexte plutonique ou à proximité d'une intrusion ignée en profondeur, les fluides hydrothermaux circuleraient à plus grande échelle et de manière convective. Les roches poreuses et perméables (grès, par exemple) permettent plus volontiers ce type de convection. A contrario des argiles ou des schistes, très imperméables peuvent générer de véritables barrières hydrogéologiques à l'écoulement de ces fluides, et par conséquent les accumuler et concentrer une minéralisation.

D'une manière générale, les zones fracturées sont d'excellentes structures permettant la circulation de fluides hydrothermaux et la minéralisation mais la géologie du site conditionne totalement leur migration. La formation de veines est notamment fonction de l'ouverture des fractures, dans lesquelles les fluides précipitent leur minéralisation, pouvant aller jusqu'à la combler totalement.

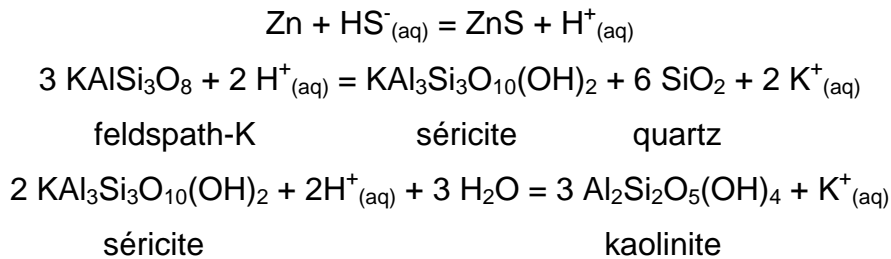
Pour résumer, les altérations hydrothermales constituent un mécanisme chimique qui résulte d'un déséquilibre entre la roche et le fluide hydrothermal. On observe deux types extrêmes :

- 1) canalisé, d'extension locale et généralement discordant, contrôlé par une porosité de fracture ;
- 2) pervasif, souvent d'extension régionale, discordant ou concordant, résultant de la perméabilité de la roche encaissante.

### I.6.3. Réactions chimiques typiques

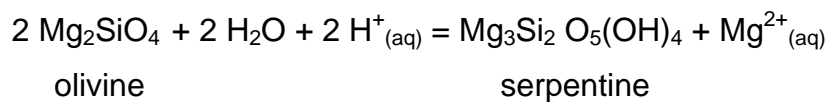
#### a) Les réactions d'hydrolyse

Elle impliquent l'ion H<sup>+</sup>, la neutralisation de fluides acides et les lessivages des alcalis.



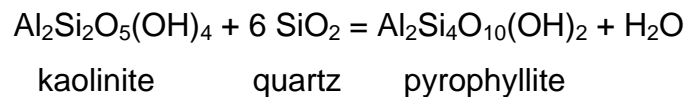
#### b) Les réactions d'hydratation

Extraction d'eau moléculaire à partir une phase fluide.



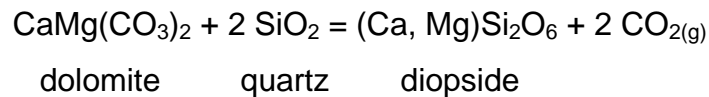
#### c) Les réactions de déshydratation

Libération d'eau moléculaire dans une phase fluide.



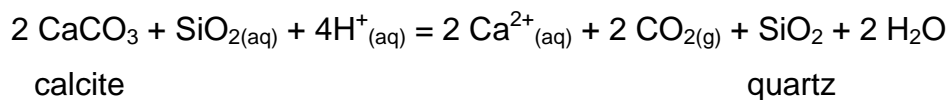
#### d) Les réactions de décarbonatation

Volatilisation de CO<sub>2</sub> à partir d'un carbonate



#### e) Les réaction de silicification

Ajout de SiO<sub>2</sub> sous forme de quartz ou ses polymorphes



#### I.6.4. Types d'altération

Il existe en réalité autant de type d'altération que de minéraux. Les altérations propylitiques à potassiques représentent une série continue d'intensité croissante communes aux roches aluminosilicatées principalement observées dans les gîtes de porphyres. Les types suivants sont les plus couramment décrits.

- **Propylitique** : L'altération propylitique rend les roches vertes en raison de la couleur des nouveaux minéraux formés. Ces minéraux incluent notamment la chlorite, l'actinolite et l'épidote. Généralement, ils résultent de la décomposition de minéraux ferro-magnésiens, tels que la biotite, l'amphibole et le pyroxène, bien qu'ils puissent également remplacer le feldspath. L'altération propylitique se produit à relativement basse température et dans un contexte distal, comparativement à d'autres types. Il n'y a pas de lessivage significatif des cations tels que Na, Ca, K, etc. H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et S peuvent être ajoutés à la roche.

- **Argilique intermédiaire** : L'altération argilique inclut une large variété de minéraux argileux dont la kaolinite, la montmorillonite, la smectite, l'illite et des argiles amorphes. La séricite peut être présente, on observe un lessivage du Ca, Na, Mg. L'altération argilique est généralement associée à des événements basse température et certains peuvent se produire dans des conditions atmosphériques. Les premiers signes de l'altération argilique sont la décoloration des feldspaths.

- **Argilique avancée** : Tous les feldspaths sont transformés en dickite, kaolinite, pyrophyllite, diaspore, alunite, ou remplacés par des phases alumineuses.

- **Séricitique** : L'altération séricitique altère la roche en séricite qui est un fin mica blanc. Elle se forme typiquement par décomposition et remplacement des feldspaths. Sur le terrain, sa présence dans une roche peut être détectée par la douceur de la roche facilement rayable et une texture plutôt grasse. Sa couleur est blanche, jaunâtre, brun-or ou verdâtre. L'altération séricitique implique des conditions de pH acides. L'altération consistant en séricite + quartz est appelée

l'altération « phyllique ». Cette dernière associée avec des porphyres cuprifères peut contenir d'appréciables quantités de fins grains, disséminés de pyrite, directement associés avec l'évènement d'altération.

- **Potassique** : L'altération potassique est une altération de relativement haute température résultant d'un enrichissement en potassium formant principalement de la biotite et du K-feldspath. Ce type d'altération peut se former avant la cristallisation complète d'un magma, comme en attestent les motifs typiquement sinueux et plutôt discontinus des veines. L'altération potassique peut se produire dans des environnements plutoniques plus profonds, où l'orthoclase sera formé, où à plus faible profondeur, dans des environnements volcaniques où l'adulaire est formé.

- **Albitique** : L'altération albitique forme de l'albite ou plagioclase sodique. Sa présence est généralement une indication d'un enrichissement en sodium. Ce type d'altération est aussi une altération de relativement haute température. Le mica blanc paragonite (riche en Na) est aussi formé parfois.

- **Silicification** : La silicification est une addition de silice secondaire ( $\text{SiO}_2$ ) dans la roche altérée. La silicification est un des types d'altération les plus communs, et se produit de différentes manières. Un des styles les plus communs est appelé « silica flooding » et résulte du remplacement de la roche par du quartz microcristallin (calcédoine). Une plus grande porosité de la roche facilite ce processus. Un autre style commun de silicification opère dans les réseaux de fractures rapprochées « stockworks », les remplissant de quartz. Le silica flooding et/ou stockworks sont souvent présents dans l'encaissant le long des marges des veines de quartz. La silicification peut se produire dans une large gamme de températures.

- **Silication** : La silication est un terme général désignant l'addition de silice engendrée par la formation de n'importe quel type de minéral silicaté. Les exemples incluent la formation de biotite, grenat ou tourmaline. La silication peut se produire dans une large gamme de températures.

- **Skarn** : Le skarn est une forme de silication. Il s'agit d'une altération hydrothermale liée au métamorphisme de contact, bien développée surtout dans les carbonates. Elle est caractérisée par le développement de minéraux calco-silicatés tels qu diopside, hédénbergite, wollastonite, grenat (grossulaire, andradite), actinote.
- **Greisenisation** : La greisenisation est une sous-classe de la silication. Il s'agit d'une altération argilique avancée dominée par le quartz, muscovite et topaze et d'autres minéraux accessoires (fluorine, tourmaline, rutile, cassitérite, wolframite et la magnétite). C'est une altération caractéristique des gîtes d'étain-tungstène associés à des roches granitiques riches en éléments halogènes.
- **Lessivage** : Le lessivage est un nom général qualifiant toute décoloration, blanchissement de la roche causée par l'altération hydrothermale.
- **Carbonatisation** : La carbonatisation est un terme général désignant l'addition de n'importe quel type de minéral carbonaté. Les plus communs sont la calcite, l'ankérite et la dolomite. La carbonatisation est aussi généralement associée à l'addition d'autres minéraux tels que talc, chlorite, séricite et albite.
- **Alunitique** : L'altération alunitique est fortement liée avec les environnements de sources chaudes. L'alunite est un minéral sulfaté contenant du potassium et de l'aluminium. La présence d'alunite suggère la présence passée de gaz fortement enrichis en  $\text{SO}_4$  résultant de l'oxydation de minéraux sulfurés.
- **Zéolitique (Minéraux du groupe des zéolites)** : L'altération zéolitique est souvent associées aux environnements volcaniques, mais peut se produire à des distances importantes de ceux-ci. Dans ces environnements, les zéolites remplacent la matrice de verre. Les minéraux du groupe des zéolites sont des minéraux de basse température et sont généralement formés durant des cycles d'activité volcanique de faible intensité, dans des environnements proches de la surface.
- **Serpentinisation et altération en talc** : La serpentinisation forme de la serpentine, reconnaissable à son toucher doux, soyeux, cireux, d'apparence

verdâtre et souvent en habitus massif. Ce type d'altération est seulement commun lorsque les roches mères sont de composition mafique ou ultramafique. Ces roches présentent des teneurs élevées en fer et magnésium (péridotite, olivine). La serpentine est un minéral de relativement basse température. Le talc est très similaire à la serpentine, mais son aspect est légèrement différent, de pâle à blanc. L'altération en talc indique qu'une forte concentration en magnésium était disponible durant la cristallisation.

- **Oxydation** : L'oxydation est simplement la formation de n'importe quel oxyde. Les plus communs sont l'hématite et la limonite (oxydes de fer), mais de nombreux autres peuvent se former en fonction des métaux en présence. Les sulfures s'altèrent souvent facilement parce qu'ils sont susceptibles à l'oxydation et au remplacement par des oxydes. Ces derniers se forment dans des environnements de surface ou proche de celle-ci où l'oxygène de l'atmosphère est disponible. La gamme de température provoquant l'oxydation est très variable. L'oxydation peut se produire à la surface (conditions atmosphériques) ou au contact de fluides de températures modérées.

### **I.6.5. Les auréoles d'altération**

Bien que les auréoles d'altération ne soient pas extraordinairement développées autour des dépôts de minerai, elles ne sont pas toujours présentes ou évidentes. Ces auréoles d'altération (ou zonations) peuvent être causées par des changements de température, de chimie des fluides ou du contenu en gaz. De même, un changement temporel de ces paramètres, telle qu'une baisse de température des fluides peut générer une surimpression des minéraux basse température sur des minéraux haute température. D'autre part, les déformations structurales, liées aux événements sismiques ou au mouvement de systèmes de fractures peuvent complexifier grandement cet effet de zonation.

Les auréoles d'altération peuvent apparaître sous différentes formes : coquille concentrique, linéaire, irrégulière ou complexe. Les porphyres cuprifères sont caractérisés par des zones d'altération concentriques en forme de coquille pouvant parfois se chevaucher. Le noyau contient une altération potassique sous la forme de feldspaths et biotite. Puis vers l'extérieur se trouve une zone d'altération phyllique consistant en un assemblage de quartz-sericite-pyrite. La zone externe, appelée propylitique, est caractérisée par un assemblage minéral de quartz-chlorite-carbonate, contenant localement de l'épidote, albite ou adulaire. Les dépôts épithermaux associés à des structures majeures (fractures régionales) présentent des zonations linéaires parallèles à la structure. Tant la minéralogie que la géométrie peuvent être extrêmement variables.

Au même titre que les unités géologiques, l'altération peut être cartographiée, notamment pour la prédiction de minéralisation. Les caractéristiques essentielles à prendre en compte sont la minéralogie de l'altération, son style (disséminé, massif ou intermédiaire, « veinlet-controlled ») et son intensité (qualité de son développement : de naissant à pervasif).

### **I.6.6. Les dépôts épithermaux**

Les dépôts épithermaux sont ceux se formant à relativement basse température typiquement entre 100 et 300 °C, à faible profondeur ou même en surface. Ils sont très connus pour la présence d'or et d'argent, mais peuvent également avoir de fortes teneurs en mercure, plomb, zinc, cuivre, antimoine, uranium et vanadium. La majeure partie de ces dépôts sont connus pour être associés au Tertiaire ou à des roches volcaniques récentes, bien que quelques uns soient causés par la chaleur de plutons profonds.

Ils sont généralement localisés près de centres volcaniques, tels que les calderas, les stratovolcans, les necks, les brèches de cheminée et les intrusions peu profondes. Ils tendent également à être associés à du soulèvement régional. Les dépôts épithermaux peuvent se former dans les roches volcaniques elles-mêmes ou en relation avec leur système de mise en place (dikes, sills, pipes). Ils existent dans une large gamme de géométries, de veines tabulaires à cheminées ou en forme d'entonnoir.

Les minerais incluent l'or natif, l'argent, les tellures et les sulfosels contenant en teneur variable de l'or, de l'argent, plomb et de l'antimoine. Les minéralisations formant le minerai se forment dans une gangue de quartz, calcédoine, minéraux carbonatés, fluorite, barytine, séricite, adulaire et des minéraux argileux. L'union du minerai et des minéraux de gangue est commune. Il y a une altération des roches très étendue autour de ces dépôts, spécialement en minéraux tels que la chlorite, séricite, quartz, pyrite et localement carbonates et feldspaths.

Un motif commun de zonation en métaux, vu dans de nombreux exemples, présente un enrichissement en métaux de base dans les parties basses des veines et un enrichissement en métaux précieux dans les parties supérieures. La température des fluides hydrothermaux, diminuant en s'éloignant des sources de chaleur (type intrusion ignée), conditionne fortement la précipitation des métaux.

### **I.6.7. L'altération hydrothermale dans la caldera de Las Cañadas.**

A notre connaissance, les roches hydrothermalisées de la caldera de Las Cañadas de Tenerife n'ont pratiquement pas été investiguées. Mentionnés au cours d'études géochimiques de gaz issus de l'activité fumerollienne du volcan Teide ou de leur distribution dans les sols de la caldera (Albert-Beltrán et al., 1990; Valentin et al., 1990; Hernández et al., 2000; Hernández et al., 2003; Hernández et al., 2004; Galindo et al., 2005), les systèmes hydrothermaux et géothermaux anciens et actuels sont en fait mal définis. Pourtant, les affleurements de ces roches hydrothermalisées sont nombreux, variés et s'étendent du Roques de Garcia au Boca Tauce (Hernández et al., 2003).

Récemment, une étude structurale dans le secteur du Roques de Garcia, mit en évidence une structure de graben (le graben Los Azulejos) dans la partie ouest de la caldera. Les relations structurales entre les diverses unités permirent de définir de deux types d'altération hydrothermale (Galindo et al., 2005).

Le premier, antérieur à la formation du graben de Los Azulejos, est intense. Il serait daté 1.5 à 1.2 Ma, avec une extension plus récente incertaine. Ce type d'altération est localisé entre la dépression d'Ucanca et Los Azulejos et affecte la séquence du Roques de Garcia et la partie inférieure de la Formation de Ucanca. Cette altération hydrothermale, plutôt distinctive, présente des couleurs bleuâtres, verdâtres et jaunâtres. Les altérations bleuâtres à verdâtres comprennent de l'analcime et des minéraux argileux des groupes de la smectite et de l'illite. Elles évoluent vers une altération jaunâtre présentant des structures fumerolliennes, des sulfates, des oxydes de fer et manganèse comme minéraux principaux. En raison de sa présence intense dans le secteur de Los Azulejos, ce type d'altération hydrothermal a été dénommé altération hydrothermale type « Los Azulejos ». Il s'est produit avant les intrusions de la plupart des dykes subverticaux et en feuillet (Galindo et al., 2005).

En dehors de cette zone, l'altération consiste en zones bleuâtres à verdâtres s'étendant sur quelques 4 km le long de la caldera d'Ucanca, parallèle au mur et affectant la partie inférieure du mur de la caldera. Là, la plupart des dykes phonolitiques verticaux et inclinés ne montrent pas d'altération du type Los Azulejos, bien que certains d'entre eux soient altérés. La plupart des zones de failles dans le graben, en particulier les majeures, présentent une altération hydrothermale caractérisée par des couleurs brunâtres à verdâtres et l'existence de veines d'oxydes de fer. Cette altération est généralement restreinte aux zones de failles et est moins intense que l'hydrothermalisme type Los Azulejos. C'est le type « hydrothermalisme de fractures », d'un âge 0.7 – 0.55 Ma (Galindo et al., 2005).

## **I.7. Les structures conductrices en milieu volcanique**

### **I.7.1. Généralités**

Sans entrer dans la description des structures conductrices profondes de la croûte moyenne et inférieure – généralement interprétées comme la présence de graphite ou de saumures extrêmement minéralisées (Jödicke, 1992), de corps conducteurs ou de magma selon les environnements – nous détaillerons ici les structures conductrices principales rencontrées dans les édifices volcaniques, localisées à des profondeurs allant jusqu'à quelques kilomètres. D'une manière générale, celles-ci, à l'exception de la présence de magma sensu stricto, peuvent se subdiviser en quatre catégories :

- 1) Les aquifères au sens large, comprenant un fluide de conductivité variable dans un massif rocheux de résistivité également variable ;
- 2) Les roches non saturées ayant subi une altération hydrothermale d'intensité variable ;
- 3) Les dépôts volcaniques fins (type cendres) et les paléosols souvent oxydés, localement nommés « almagres » (Caloz, 1987).
- 4) Les intrusions marines. Cette dernière catégorie, qui pourrait être incluse dans la première, se distingue par son fluide totalement marin.

D'une manière générale, dans un contexte géographique éloigné des côtes on peut exclure la catégorie 4. De même, en fonction de la taille des structures conductrices identifiées, la catégorie 3 peut être écartée. En définitive, la problématique principale se résout à discriminer la première ou la seconde catégorie. Pour ce faire, les indices de surface (activité hydrothermale) ainsi que les connaissances géologiques et hydrogéologiques du site étudié sont capitaux.

Toutefois malgré ces informations, cette discrimination n'est pas toujours évidente en raison de l'hétérogénéité de l'environnement volcanique. A Tenerife, par

exemple, plus de 1500 galeries de captage d'eau ont été forées sub-horizontalement dans l'édifice afin de drainer l'aquifère régional de l'île tel que représenté dans le modèle numérique de l'île de Custodio (1988). Certaines d'entre-elles atteignent quelques 5 km (Navarro Latorre, 1996). Les données hydrogéologiques y sont rares, spécialement dans la caldera de Las Cañadas où seuls 3 forages fournissent un niveau piézométrique présentant des gradients extrêmement élevés, reflet de cette hétérogénéité (Aubert and Kieffer, 1998). D'autre part, les relevés géologiques effectués dans les galeries attestent de cette caractéristique du milieu volcanique admirablement détaillée et expliquée par Ecker (1976), en termes de cellules saturées et non saturées.

Enfin, conscient de cette complexité du milieu et en tenant compte que la présence de fluides influence prioritairement, sur les variations lithologiques, la résistivité (Manzella et al., 2004), l'interprétation de données de résistivité peut s'avérer très délicate.

## **I.7.2. Des structures similaires de résistivité**

La majeure partie des études de résistivité effectuées en environnement volcanique ou caldérique révèlent une première couche très résistante ( $> 500 \Omega\text{m}$ ), superposant un horizon conducteur aux valeurs de résistivité variables ( $10 - 500 \Omega\text{m}$ ). Puis, selon les travaux et les méthodes d'investigation employées, un troisième horizon plus profond présente soit des résistivités encore plus faibles, soit intermédiaires entre les deux premières (Ingham, 1992; Courteaud et al., 1997; Descloitres et al., 1997; Schnegg, 1997; Boubekraoui et al., 1998; Fuji-ta et al., 1999; Lénat et al., 2000; Savin et al., 2001; Pous et al., 2002; Manzella et al., 2004; Aizawa et al., 2005).

Le premier horizon résistant est généralement interprété, sans équivoque, comme des laves « fraîches » de composition variable mais non altérées et non saturées. En revanche, le second niveau de résistivité, conducteur, est sujet à des interprétations multiples, selon les sites et les auteurs. C'est donc précisément à cette couche conductrice que se consacrent les points suivants. On note principalement des interprétations liées à des systèmes géothermaux et hydrothermaux, des interprétations liées à des structures géologiques ou tectoniques altérées ou enfin des zones d'intrusion marine ou des aquifères. D'autres études, moins courantes, révèlent des structures de résistivité différentes, interprétées notamment en termes hydrogéologiques. Les sous-chapitres suivants, non-exhaustifs, relatent différentes études et interprétations que nous avons tentées de séparer en trois groupes : les interprétations liées à des systèmes géothermaux ou hydrothermaux (I.7.4.3.), les interprétations en termes lithologiques ou structuraux (I.7.4.4.) et les interprétations hydrogéologiques (intrusions marines et aquifères, I.7.4.5.).

### **I.7.3. Systèmes géothermaux et hydrothermaux**

Les systèmes géothermaux sont généralement constitués d'aquifères, localisés à des profondeurs variables, en contact plus ou moins direct avec des sources de chaleur profondes. Ces sources sont principalement liées à des processus magmatiques proches d'origine volcanique, plutonique ou de ride océanique. La présence de fluides permet de véhiculer l'énergie thermique fournie en profondeur dans des parties supérieures du massif rocheux. Selon la géologie du site, des systèmes de circulation variés peuvent se mettre en place, dont le système convectif représente une idée générale.

Ces circulations, généralement appelées circulations hydrothermales génèrent alors des systèmes hydrothermaux dont les manifestations en surface peuvent être de diverses natures (fumerolles, mofettes, solfatares, geysers, sources chaudes, etc...).

Ainsi le volcan Teide, par son activité fumerolienne localisée uniquement à son sommet met en évidence l'existence d'un système hydrothermal, interprété comme l'interaction entre des gaz remontant de profondeur à la faveur de conduits perméables, interagissant avec l'aquifère régional de l'île (Albert-Beltrán et al., 1990; Valentin et al., 1990). De nombreux affleurements de roches altérées par hydrothermalisme s'étendent du Roque de Garcia en direction de Boca Tauce (à la base du mur de la caldera de Las Cañadas) et témoignent de l'activité de systèmes hydrothermaux par le passé (Galindo, 2005).

Utilisant la SP et la MT, Aizawa et al., (2005) mettent en évidence le système hydrothermal du Mt. Fuji (Japon) à une profondeur d'environ 1 km, caractérisé par des résistivités inférieures à 1  $\Omega\text{m}$ .

Lors d'investigations CSAMT du volcan Karthala (Grandes Comores), Savin et al. (2001) soulignent un horizon conducteur (< 2  $\Omega\text{m}$ ) à environ 1 km de profondeur

interprété comme un système hydrothermal actif. Il serait apparemment bordé par les limites structurales de la caldera.

Ingham (1992) interprète des résistivités inférieures à 0.1  $\Omega\text{m}$  comme la présence d'un système hydrothermal sur le volcan de l'île White (nord de la Nouvelle-Zélande), localisé à une profondeur d'environ 100 m.

Sous la caldera du Mt. Somma-Vésuve (Italie), Manzella et al. (Manzella et al., 2004) relatent une structure conductrice à 250-500 m de profondeur interprétée comme une zone de circulations hydrothermales plus importantes.

Nurhasan et al. (2006) mettent en évidence la présence d'une zone de fluides géothermaux ( $\approx 1 \Omega\text{m}$ ) dans le volcan de Kusatsu-Shirane (Japon) à une profondeur supérieure à 1500 m. (voir ci après section I.7.4.3.).

Sur l'île de Terceira (Açores), des faibles résistivités (10-30  $\Omega\text{m}$ ) sont interprétées comme des circulations hydrothermales (Monteiro Santos et al., 2006).

#### **I.7.4. Structures géologiques et tectoniques conductrices**

Les structures conductrices définies ci-dessous découlent de deux principaux processus. Le premier, majeur rassemble l'ensemble des processus d'altération hydrothermale (chapitre I.6.) liés à l'activité volcanique, thermique d'un édifice volcanique. Il se produit autant en profondeur qu'en surface. Le second est superficiel et englobe les facteurs d'altération superficielle des roches, la formation de sols, la dégradation des roches, l'exposition permanente aux conditions climatiques.

Dans une vaste étude de prospection géothermale sur l'île de la Réunion, Benderitter et Gérard (1984) démontrent l'existence d'un horizon conducteur omniprésent localisé entre la surface et quelques centaines de mètres de profondeur. En surface, il est caractérisé par des dépôts hydrothermaux zéolitiques. Par ailleurs, ce dernier, largement corrélé avec la topographie, illustre un phénomène régional d'altération d'intensité croissante avec la profondeur. En profondeur, ce conducteur, assimilé peu perméable jouerait un rôle de couverture sur le système géothermal, expliquant par là le manque de manifestation de ce système.

Benderitter et al. (1987), combinant gravimétrie et AMT dans une étude prospectrice de la montagne Pelée (Martinique), met en évidence une corrélation entre des zones fortement conductrices et également plus denses. Il attribue ces zones à des zones de fractures hydrothermalisées le long desquelles circulent des fluides. Ces données sont reprises plus tard par Traineau et al. (1989) pour créer un modèle du potentiel géothermal de la montagne Pelée.

Dans une étude AMT de la caldera de la plaine de Sable (île de la Réunion), Schnegg (1997) identifie un horizon conducteur ( $\approx 1 \Omega\text{m}$ ) entre 250 et 500 m. de profondeur, interprété comme une couche argileuse générée par altération hydrothermale. Sa morphologie refléterait la topographie post-effondrement caldérique.

Au Piton de la Fournaise (Réunion) également, Courteaud et al. (1997) interprètent un horizon conducteur ( $\approx 10 \Omega\text{m}$ ) localisé à quelques 800 m. de profondeur à la fois comme une brèche altérée qui résulterait d'un effondrement caldérique et comme la base d'un glissement latéral avec des résistivité légèrement plus faibles. Selon ces auteurs, de part leur nature argileuse, ces structures conditionneraient largement l'organisation des écoulements souterrains.

Sur le même secteur Descloîtres et al. (1997) parviennent à des résultats similaires. Ils postulent que l'horizon conducteur souligné ( $\approx 5 \Omega\text{m}$ ) constitue un corps argileux, peu perméable et vraisemblablement saturé d'eau saline proche de la côte.

Dans une étude de la structure du volcan Usu (Japon), Ogawa et al. (1998) interprète un large corps conducteur ( $1-10 \Omega\text{m}$ ) présent au-delà de 250 m. de profondeur comme des roches altérés par l'activité géothermale.

Fuji-ta (1999) détecte un horizon conducteur ( $\approx 10 \Omega\text{m}$ ) à une profondeur constante d'environ 250 m. dans le volcan de Norikura (Japon), et d'une épaisseur constante de 100 m. Ils interprètent cette couche comme le résultat d'une altération argilique couplée à un effet thermique.

Une récente étude, qui présente l'avantage de corrélérer des mesures de résistivité avec des données de forages (sur 1500), offre une interprétation intéressante et détaillée de la structure du volcan Kusatsu-Shirane (Japon) (Nurhasan et al., 2006). Ces auteurs mettent en évidence deux zones fortement conductrices asymétriques au sein de l'édifice . La première ( $< 5 \Omega\text{m}$ ) est attribuée à une épaisse couche (entre 300 et 1000 m de profondeur) argileuse de montmorillonite servant d'imperméable tant aux circulations d'eau supérieures qu'aux circulations hydrothermales inférieures. La seconde plus profonde et plus conductrice est interprété comme la présence d'une zone de fluides géothermaux où les gaz d'origine magmatique se condensent.

### **I.7.5. Intrusions marines et aquifères**

Problème hydrogéologique majeur affectant l'ensemble des zones côtières mondiales, les phénomènes d'intrusion marine sont actuellement l'objet d'intenses recherches visant à les modéliser en vue d'une exploitation durable des aquifères côtiers (Milnes, 2005).

Les îles volcaniques n'échappent pas à ces invasions d'eau marine dans leur édifice. Des résistivités généralement inférieures à 10  $\Omega\text{m}$  peuvent ainsi caractériser des interfaces eau douce – eau de mer en milieu côtier (Courteaud et al., 1996; Boubekraoui et al., 1998; Monteiro Santos et al., 2006).

Sur l'île de Mayotte (Grandes Comores), Ballestracci et al. (1985) soulignent la présence d'un horizon très conducteur à une profondeur de 100 à 200 m. Bien qu'ils ne mentionnent pas la présence d'un éventuel système hydrothermal, ils interprètent cette zone comme une zone battement de nappe.

Sur l'île de la Réunion et basé sur des mesures AMT, Courteau et al. (1996) interprètent un horizon conducteur ( $< 10 \Omega\text{m}$ ) comme la présence du biseau salé.

Boubekraoui et al. (1998) combinent plusieurs techniques (AMT, VLF, SP) au Piton de la Fournaise (île de la Réunion) afin de mettre en évidence des horizons contrôlant les écoulements souterrains. Ils relatent trois horizons de résistivité décroissante à l'interprétation succincte. Selon nous, leur horizon conducteur ( $\approx 10 \Omega\text{m}$ ) pourrait être interprété comme la présence d'une intrusion marine, ou tout au moins d'une zone de mélange.

Enfin, Pous et al. (2002) interprètent les zones conductrices observées dans la caldera de Las Cañadas (Tenerife, îles Canaries) en tant que corps discontinus d'eau souterraine correspondant aux différentes structures de la caldera.



## **II. Article N°1**

### **Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands**

Article soumis et accepté à Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Paper submitted and accepted to Journal of Volcanology and Geothermal Research.

## MULTIPLE CALDERA COLLAPSES INFERRED FROM THE SHALLOW ELECTRICAL RESISTIVITY SIGNATURE OF THE LAS CAÑADAS CALDERA, TENERIFE, CANARY ISLANDS

Nicolas Coppo <sup>a</sup>, Pierre-André Schnegg <sup>a</sup>, Wiebke Heise <sup>b</sup>, Pierik Falco <sup>a</sup> and Roberto Costa <sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Geomagnetism Group, Department of Geology, University of Neuchâtel, 11 rue Emile-Argand, CP 158, 2009 Neuchâtel, Switzerland (nicolas.coppo@unine.ch, pierre.schnegg@unine.ch, roberto.costa@unine.ch, pierik.falco@net2000.ch)*

<sup>b</sup> *Institute of Geological and Nuclear Sciences, Gracefield research centre, P.O. Box 30368, Lower Hutt, 6315 Wellington, New Zealand (w.Heise@gns.cri.nz)*

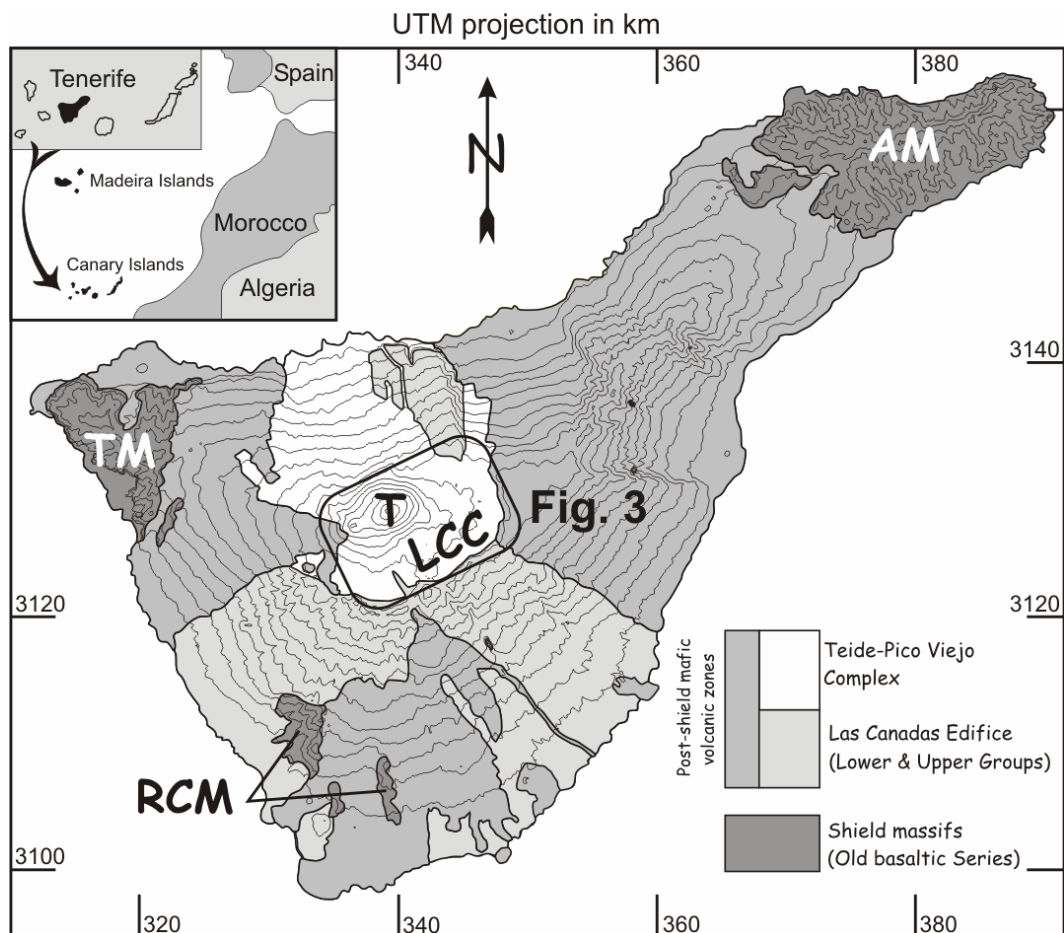
### ABSTRACT

The Las Cañadas caldera of Tenerife (LCC) is a well exposed caldera depression filled with pyroclastic deposits and lava flows from the active Teide-Pico Viejo complex (TPVC). The caldera's origin is controversial as both the formation by huge lateral flank collapse(s) and multiple vertical collapses have been proposed. Although vertical collapses may have facilitated lateral slope failures and thus jointly contribute to the exposed morphology, their joint contribution has not been clearly demonstrated. Using results from 185 audiomagnetotelluric (AMT) soundings carried out between 2004 and 2006 inside the LCC, our study provides consistent geophysical constraints in favour of multiple vertical caldera collapse. One-dimensional modelling reveals a conductive layer at shallow depth (30-1000m), presumably resulting from hydrothermal alteration and weathering, underlying the infilling resistive top layer. We present the resistivity distribution of both layers (resistivity images), the topography of the conductive layer across the LCC, as well as a cross-section in order to highlight the caldera's evolution, including the distribution of earlier volcanic edifices. The AMT phase anisotropy reveals the structural and radial characteristics of the LCC.

**KEYWORDS:** AMT, caldera, hydrothermal alteration, conductive layer, Tenerife

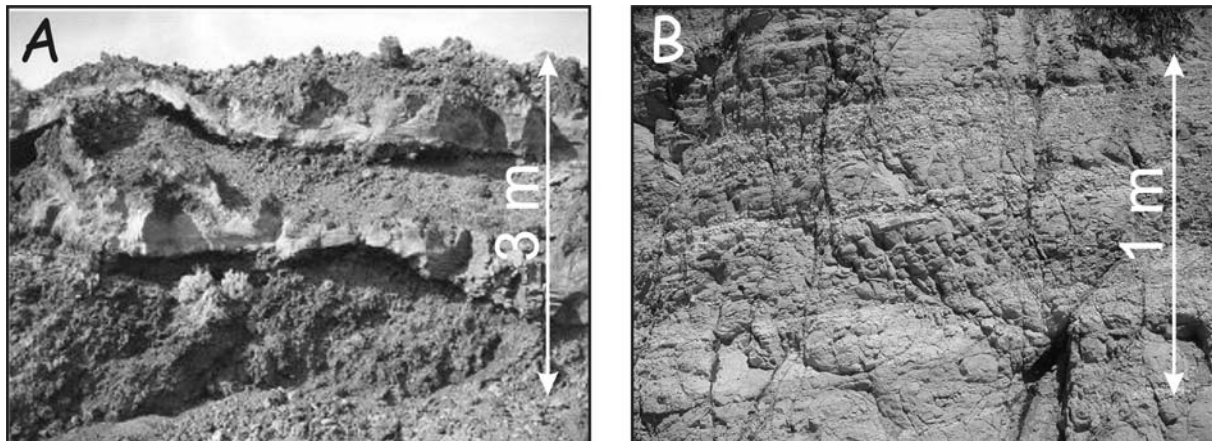
## 1. INTRODUCTION

The Las Cañadas caldera (LCC) (Fig. 1) is one of the best exposed calderas in the world (size: 16 x 9 km) and part of the central volcanic complex (CVC) on Tenerife. However, its origin is controversial and the debate is centred around whether the depression resulted from lateral or vertical collapses. Numerous studies argue that the present caldera wall scarp was produced by one or several lateral flank collapses directed towards the north. (Bravo, 1962; Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1990; Carracedo, 1994; Watts and Masson, 1995; Ancochea et al., 1998; Watts and Masson, 1998; Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999; Arnaud et al., 2001; Watts and Masson, 2001; Masson et al., 2002). Another line of arguments relates to the LCC's formation as a result from repeated vertical collapses produced by roof collapse during major caldera-forming volcanic eruptions. (Fúster et al., 1968; Araña, 1971; Marti et al., 1994a; Marti et al., 1996; Marti et al., 1997; Bryan et al., 1998; Marti, 1998; Marti and Gudmundsson, 2000).



**Figure 1:** *Simplified geological map of Tenerife (Canary island). The three old basaltic series are: Anaga Massif (AM), Teno Massif (TM) and Roque del Conde Massif (RCM). Rotated central rectangle (Fig. 3) shows the study area, the Las Cañadas caldera (LCC) with the Teide volcano (T).*

Although a growing number of combined geological and structural information point towards a vertical collapse origin (Marti et al., 1994a; Marti and Gudmundsson, 2000), there is no detailed subsurface geophysical data of the entire caldera that unambiguously support this hypothesis. Only two MT studies have so far been performed to investigate the electrical properties of the caldera fill (Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002). At shallow depth, a resistive layer (unaltered or “fresh” lava) overlies a conductive layer (hydrothermalised lava), both of which also crop out at the surface (Fig. 2).



**Figure 2:** *A) “Fresh” lava and pyroclastic flows – resistive layer. B) Hydrothermalized clay-rich lava – conductive layer.*

In order to shed light on the caldera’s origin, a dense high resolution audiomagnetotelluric (AMT) survey has been carried out. Here we report on results from 185 soundings performed inside the area bounded by the LCC scarp wall. We present results on the internal shallow structure of the LCC (depths between 0-2000 m below the surface) in an effort to extend our knowledge on the interior architecture of the CVC. We provide i) electrical resistivity maps and constrain the thicknesses

and topography of two major lithological layers, ii) an interpretation of hydrothermal processes occurring at the LCC and iii) a structural interpretation of our results and their implications for the formation of the LCC.

## 2. AUDIOMAGNETOTELLURIC (AMT) METHOD AND SPECIFICATIONS

The magnetotelluric (MT) method is a passive surface geophysical technique, which uses the Earth's natural EM fields to investigate the electrical resistivity distribution at depth, from tens of meters to tens of kilometres depth (Vozoff, 1991). The AMT technique uses higher frequencies (above 1 Hz) generated by thunderstorm activity around the world. Currently, MT and AMT methods are widely used in many domains of pure and applied geophysics such as mineral and geothermal reservoir exploration as well as for the investigation of the internal structure of volcanoes (Benderitter and Gérard, 1984; Ballestracci and Nishida, 1987; Benderitter, 1987; Courteaud et al., 1997; Schnegg, 1997; Fuji-ta et al., 1999; Matsushima et al., 2001; Savin et al., 2001; Pous et al., 2002; Volpi et al., 2003; Manzella et al., 2004). The MT theory was well presented in the pioneering paper of Cagniard (1953) or related papers and further details are given in Simpson and Bahr (2005).

We used an AMT recording system developed at the University of Neuchâtel (Switzerland), light enough to be carried by a crew of two. The four horizontal components were sampled at 2 kHz during 8 minutes in the NS and EW direction and in the period range 0.001 to 0.3 s. Two 50 m long telluric lines were arranged orthogonally and connected to non-polarizing electrodes made of acrylic tubes covered either end by porous ceramic. Inside the tube a non-polarizing Ag-AgCl slat designed for ocean studies (Filloux, 1987) was immersed in a saturated KCl solution leaking through the ceramic. Two horizontal magnetic induction coils (ECA CM16) were installed orthogonally to each other within the area marked by the telluric lines.

Field campaigns were carried out between 2004 and 2006 (164 AMT soundings). 21 of the 33 AMT soundings presented in Pous et al. (2002) were also employed in our study (Fig. 3).

### 3. GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL SETTING

#### 3.1. Geological setting

Tenerife, the largest island of the Canarian archipelago, lies a few hundred kilometres off the African coast (Fig. 1). It is home to the second largest oceanic island volcanic complex in the world after Mauna Loa and Mauna Kea in Hawaii. The sub aerial portion of the island known as the Old Basaltic Series (Fúster et al., 1968), is a composite mafic alkaline formation constructed by fissure eruptions of ankaramites, basanites and alkali basalts between 12 and 3.5 Ma (Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990) and now preserved at the three corners of the islands: the Anaga peninsula (NE), the Teno massif (NW), and the Roque del Conde (S) (Fig. 1). Toward the end of this period, volcanic activity concentrated in the central part of Tenerife, where shallow phonolitic magma chambers developed to form a central volcanic complex, the Las Cañadas edifice (LCE). Of basaltic to phonolitic composition, it was constructed and modified by several volcanic cycles (Araña, 1971; Ancochea et al., 1990; Marti et al., 1994a; Ancochea et al., 1998; Ancochea et al., 1999).

Following Marti et al. (1994a), the LCE includes a complex and poorly studied Lower Group (3.5-2 Ma), and an Upper Group (1.6-0.17 Ma). The Lower Group includes up to 7 units mainly cropping out in the lower parts of the caldera wall, and is composed of phonolitic, basaltic lava and minor pyroclastic rocks, including phonolitic welded tuff. Amongst the units described by Marti et al. (1994a) is the Roques de Garcia Sequence which defines an isolated spur from the caldera wall towards the TPVC, composed of primary and reworked volcanic rocks, mainly lithic-rich ignimbrites, breccias and megabreccias, and minor phonolitic lava. The Upper Group consists of three formations: Ucanca (1.54-1.07 Ma), Guajara (0.85-0.57 Ma) and Diego Hernandez (0.38-0.18 Ma), each of which ended by caldera collapse (Marti et al., 1994a; Marti et al., 1997) (Fig. 3). This overlapping collapse process is attributed to the eastward migration of a shallow magma chamber (Marti and Gudmundsson, 2000). The Ucanca Formation is mainly composed of phonolitic lava and pyroclastic rocks, many of them welded tuffs, but also basaltic lava. The Guajara Formation consists of welded tuffs, non-welded pyroclastic rocks, and some basaltic

lava. The Diego Hernandez Formation is formed by non-welded pyroclastic rocks, mainly ignimbrites, and basaltic lava. The rocks of both the Lower and the Upper Groups are intruded by inclined sheets dipping towards the centre of the caldera depression, subvertical dykes, and plug intrusions of phonolitic composition.

### **3.2. Previous geophysical studies**

Although the LCC has been the target of several geophysical studies at different scales over the past 30 years (MacFarlane and Ridley, 1968; Viera et al., 1986; Camacho et al., 1991; Aubert and Kieffer, 1996; Camacho et al., 1996; Aubert and Kieffer, 1998; Ablay and Kearey, 2000; Araña et al., 2000), only two MT surveys have so far investigated its electrical structure.

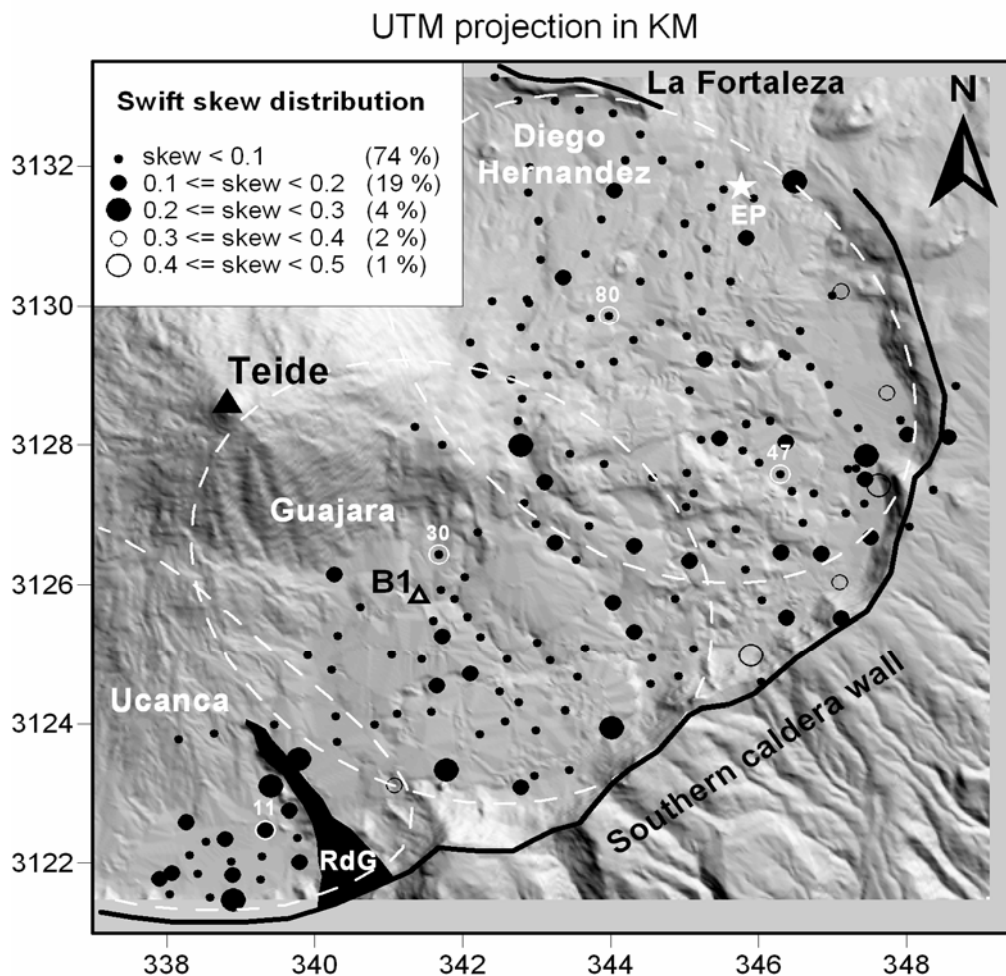
The first MT survey confirmed the existence of a double tectono-volcanic depression inside the LCC partly filled by coarse material and lava and expressed the possibility that geothermal fluids may circulate under the central area of the eastern sector at relatively shallow depths (Ortiz et al., 1986). In addition, they interpreted a deep conductive horizon detected at 13 km beneath the LCC as the Moho discontinuity.

The second MT and AMT study identified two closed depressions in the western (Ucanca) and central (Guajara) sectors, and a gentle inclination of the top of the main conductive zone towards the northeast (La Orotava Valley) in the eastern sector (Diego Hernandez) of the LCC (Pous et al., 2002). They highlighted the presence of a narrow and marked conductive anomaly running parallel to the present caldera wall, suggesting the presence of the structural border of the caldera. Based on resistivity data, they postulated two main aquifer zones separated by the Roques de Garcia and proposed the presence of another buried structural feature separating the eastern (Diego Hernandez) and central part (Guajara) of the LCC, in accordance to the postulated overlapping collapse origin proposed by Marti and Gudmundsson (2000).

## 4. RESULTS

### 4.1. Dimensionality and modelling

The locations of the AMT sites collected in the eastern sector of the LCC are shown in figure 3 and following. Except for a few soundings affected by cultural EM disturbances, the overall data quality is very good and allows accurate estimation of the transfer functions. Most of the data show a uniform, close to 1-D behaviour and display similar results in the whole area, in good agreement with Pous et al. (2002). The shape of the apparent resistivity and phase curves reveals a resistive layer overlying a conductive layer (Fig. 4). At times a third layer appears at depth, enabling an estimation of the thickness of the conductive layer. However, we focus on the thickness of the first layer and the resistivity of the two first layers.

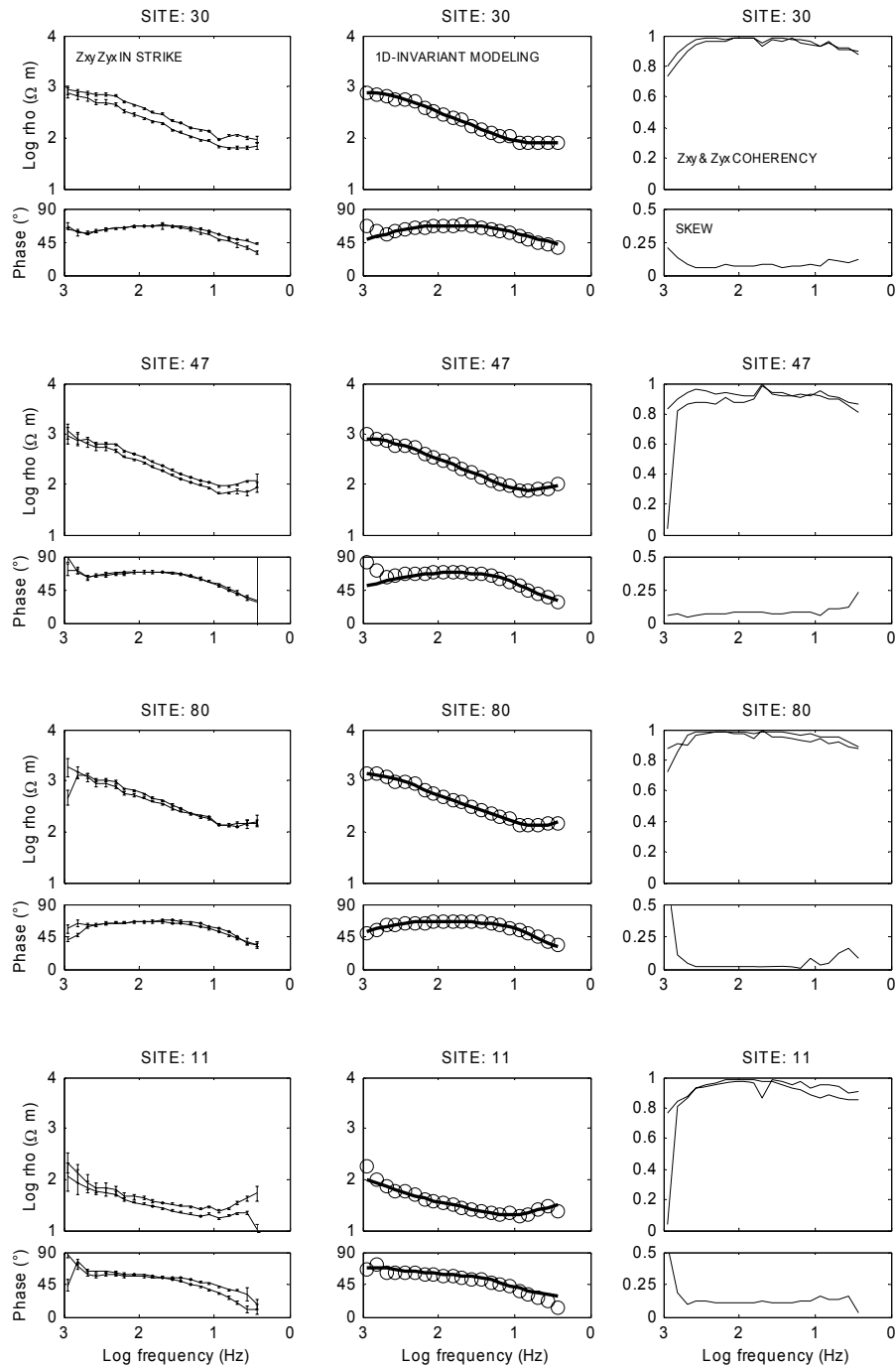


**Figure 3:** *Swift skew (185 AMT soundings) distribution inside the Las Cañadas caldera. Location of 4 AMT sites (small white circles) presented on Fig. 4. Location of the three calderas thought to have built the current LCC (dotted white ellipses). RdG: Roques de Garcia. B1: borehole B1 (Ablay and Marti, 2000). EP: El Portillo.*

Only a few soundings display curve splitting at higher and lower frequencies due to shallow heterogeneities and due to signal weakness (Fig. 4, 4<sup>th</sup> site). In order to validate the 1-D modelling approach for all sites, including those located close to the caldera wall, we performed a forward modelling. Results and field observations are in good agreement and validate the use of the simplified 1-D approach to track the shallow internal architecture of the LCC. Likewise, 2-D inversions computed on profiles radial to the Teide volcano confirm this approach. Recently, 3-D model results indicated that ocean effect significantly influences the signal at about 4-6 s for the phase and 20 s for the apparent resistivity in the LCC (Pous et al., 2002). Similar results have recently been reported by Monteiro Santos et al. (2006).

The Swift skew (Swift, 1967) is the ratio between the magnitudes of the diagonal and off-diagonal components of the MT impedance tensor, which provides an ad hoc measure of the MT impedance tensor's proximity to an ideal 2-D impedance tensor, for which the diagonal components are expected to vanish (Simpson and Bahr, 2005). Our results show that 74% of the sites display a mean Swift skew below 0.1, 19% between 0.1 and 0.2, 4% between 0.2 and 0.3, 2% between 0.3 and 0.4 and 1% above 0.5 (Fig. 3). Most of the sites with Swift skew values above 0.2 are found along the southern caldera wall. This suggests a more complex 2-D to 3-D structure related to the rise of the conductive layer along the wall. However, there are also many soundings with Swift skew lower than 0.2. From a number of Very-Low Frequency EM (VLF-EM) profiles carried out during this study in the LCC, it became apparent that a metallic pipe or cable is buried close to the caldera wall along the track from Las Angosturas to El Portillo. Another visible pipe collecting groundwater from Montaña Guajara crosses the caldera floor close to the Parador Hotel. These pipes or cables generate EM disturbances along the caldera wall. These artifacts may explain both the higher Swift skews observed along the caldera wall and the bad

quality of some AMT and MT data collected in this area by Pous et al. (2002) and by the authors during the first campaign in 2004.



**Figure 4:** Four AMT soundings (30, 47, 80, 11). (a) Apparent resistivity, phase for both  $Z_{xy}$  and  $Z_{yx}$  versus period in strike direction given by the

*maximum phase anisotropy. b) 1-D invariant modelling. c) Coherency functions and skewness. The three first sites are typical 1-D, the 4<sup>th</sup> is slightly affected by 2D effect.*

Finally, invariants of all AMT soundings have been modelled separately (Fig. 4) using a 1-D modelling scheme (Fischer and Le Quang, 1981; Schnegg, 1993). Then, subtracting the thickness of the first resistive layer from the altitude, new elevations were interpolated to visualise the topography of the conductive layer (Fig. 9). Likewise, resistivity values were interpolated to obtain the resistivity distribution of the first and second layers (Figs. 7 and 8).

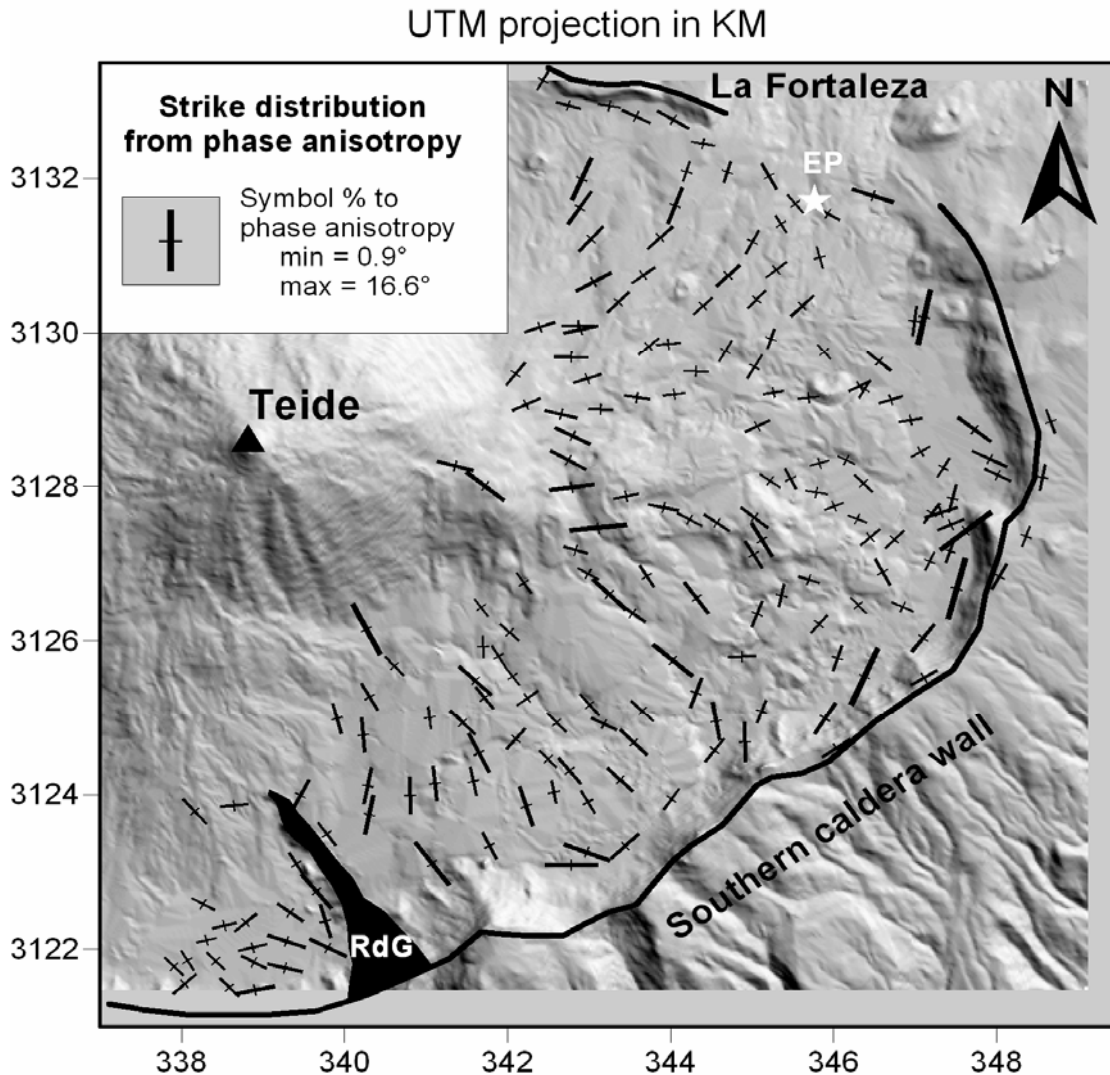
#### **4.2. Static shift effect**

The magnetotelluric (MT) static shift is a galvanic distortion effect that affects locally apparent resistivity sounding curves by shifting them by a scaling factor independent of the frequency, keeping the phases unchanged (Simpson and Bahr, 2005). This effect is due to charge accumulation at boundaries of shallow conductive heterogeneities, locally disturbing locally the regional electric field. The rotation of our impedance tensors reveals that several soundings display a static shift effect, generally small but sometimes reaching up to 1 decade. To remove this effect we applied a geostatistical method based on co-kriging. This technique uses the spatial distribution of the measured apparent resistivity and phases at a few selected frequencies, and their known intrinsic correlation, to compute a static shift-free estimate of the apparent resistivity (Tournerie et al., 2007). Further details on the method and its applications on this data set are reported in Tournerie et al. (2007).

#### **4.3. Strike distribution in a near 1-D environment**

In spite of a general 1-D behaviour, our data exhibit some 2-D anisotropy. Since the apparent resistivity can be affected by static shift in an unknown fashion, we used only the phase for our analyses. Rotating the impedance tensor and looking for the maximum phase anisotropy (mean value over the 15 central periods  $2.7 \times 10^{-03}$  to  $1.5 \times 10^{-01}$  s), we obtained consistent results for the strike distribution of the anisotropy (Fig. 5). The period interval has been chosen to discard erroneous values

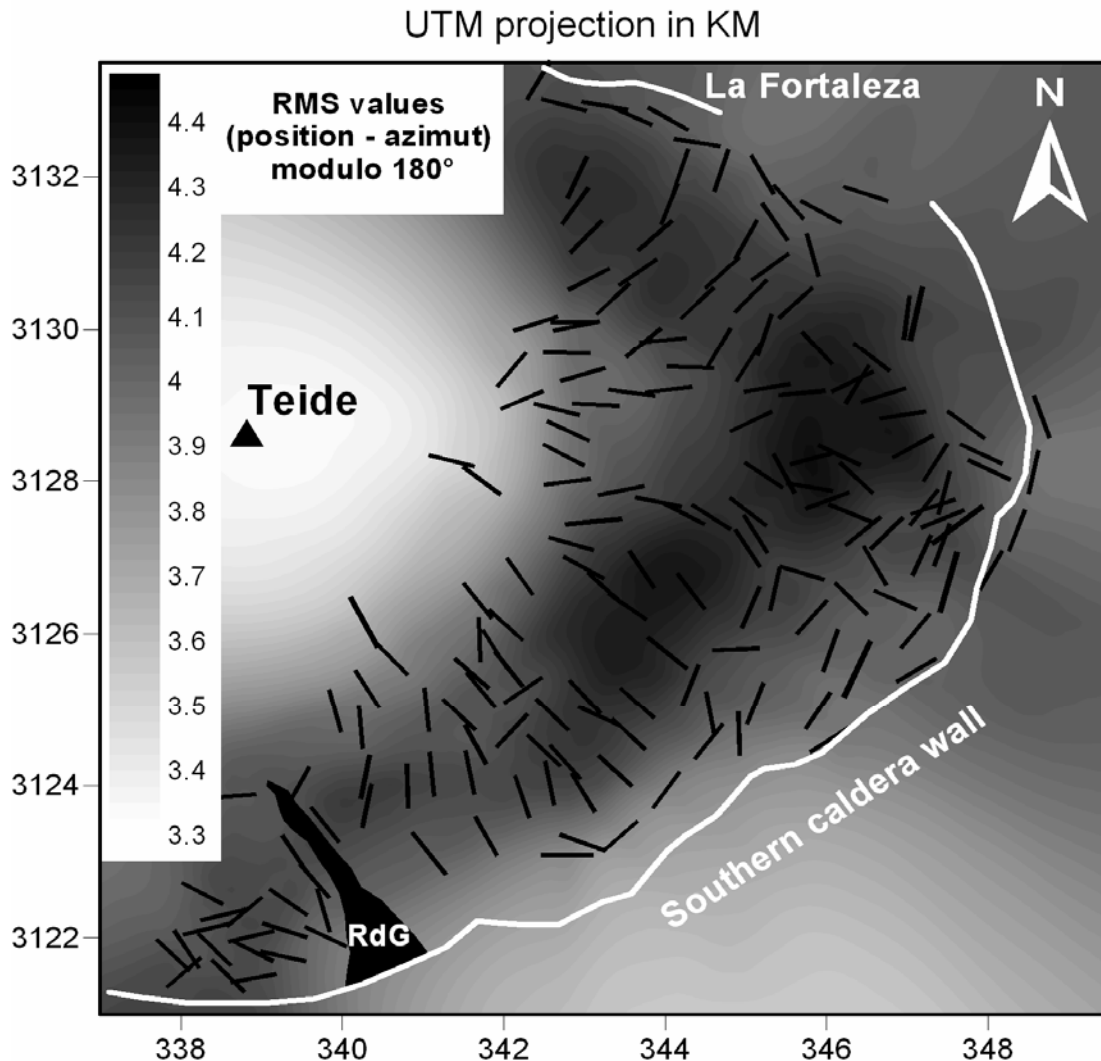
observed at some stations and generated by noisy EM signals. From these results, it can be observed that strikes, except for the western part (Ucanca caldera), are radially distributed around the TPVC, or parallel to the southern caldera wall.



**Figure 5:** Strike distribution from maximum phase anisotropy. Ambiguity of  $90^\circ$  is indicated by the smallest branch. The largest is proportional to the phase anisotropy; min =  $0.9^\circ$  and maximum =  $16.6^\circ$ .

We compute the RMS angular difference between the direction of each sounding and the azimuth of the MT tensor modulo  $90^\circ$  and  $180^\circ$  azimuths given by the phase anisotropy at each grid point (spacing 50 m) covering the LCC floor in order to identify potential geological causes for the observed anisotropy. Figure 6 shows the spatial distribution of the RMS. Minima indicate locations potentially

responsible for the observed strike. The absolute minimum appears on the 180° map and is identified as the centre of the TPVC.

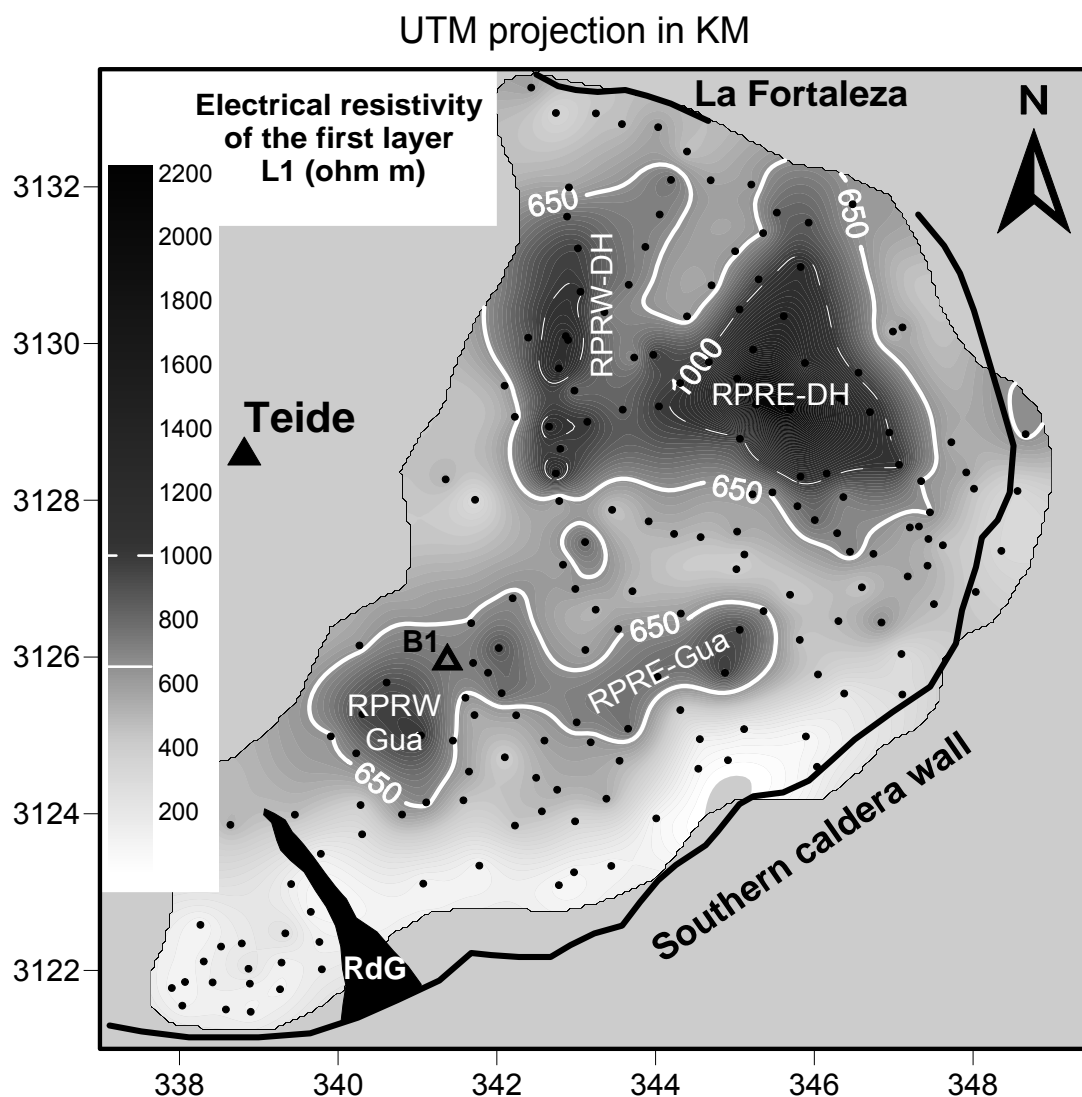


**Figure 6** : Spatial distribution of the RMS between AMT site position and their strike azimuth modulo 180°. Here, the centre of TPVC (smallest RMS) appears to be the only body responsible for the observed strike distribution.

#### 4.4. Resistivity distribution

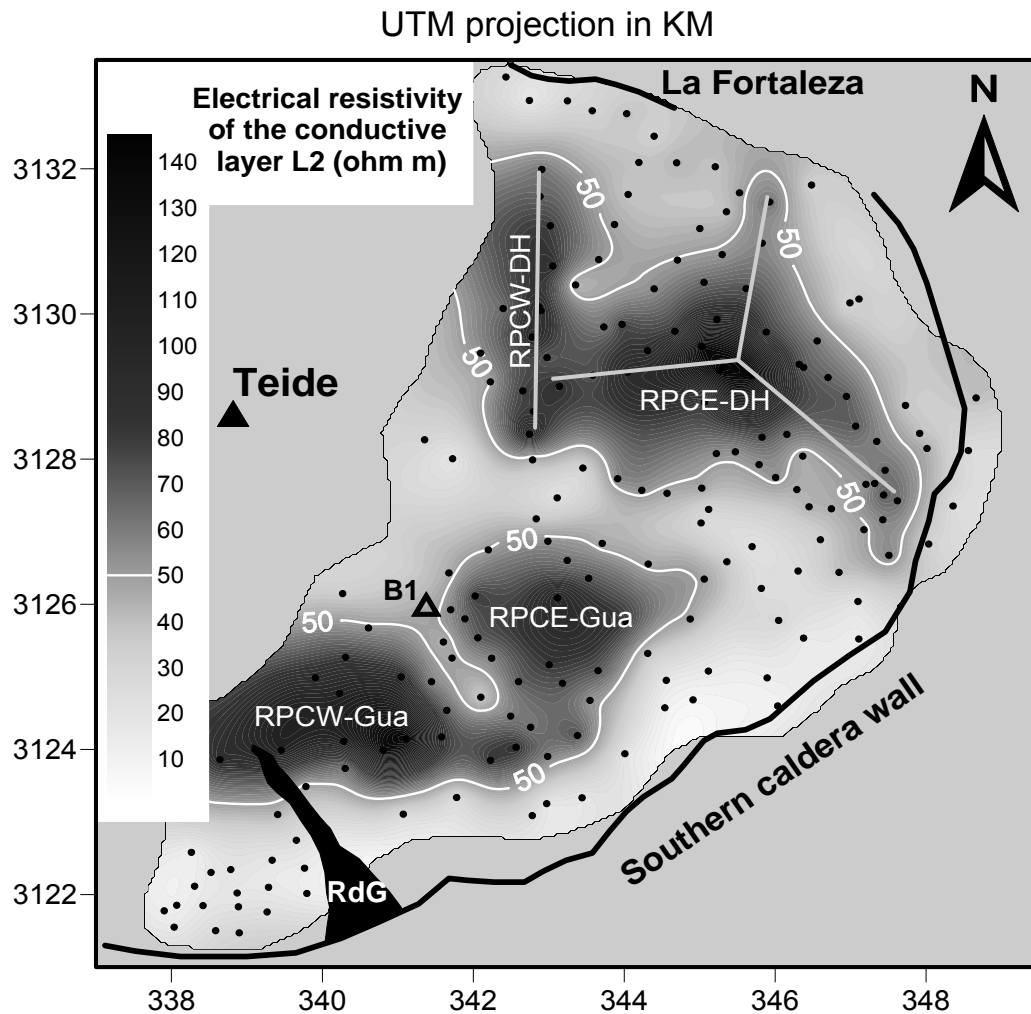
Figure 7 shows the spatial distribution of the electrical resistivity of the caldera fill (first layer). Products of the TPVC (Ablay and Marti, 2000) form the majority of the in-fill lithologies that today cover all three caldera depressions forming the LCC (Marti et al., 1994a). Electrical resistivity values range from 10  $\Omega\text{m}$  to 2100  $\Omega\text{m}$  all over the

LCC. The most conductive zone runs parallel to the southern caldera wall where the underlying conductive layer appears to be very close to the surface. Two main areas with resistivities in excess of 650  $\Omega\text{m}$  may be distinguished. They are referred to in the following as “resistivity prints of the resistive layer” (RPR) of both the Guajara (Gua) and the Diego Hernandez (DH) calderas, respectively. RPR-Gua is exactly located in the Guajara sector of the LCC. The second maxima coincides with the Diego Hernandez sector of the LCC believed to have formed by the latest vertical caldera collapse (Marti et al., 1994a). They are separated by some hundred meters of more conductive rocks aligned in the direction of the Santiago del Teide ridge (NW-SE). We note that borehole B1, located in the middle of RPR-Gua (Fig. 7, black triangle) only encountered PT-PV lithologies over its entire 510 m depth, without penetrating pre-caldera rocks (Ablay and Marti, 2000).



**Figure 7** : Resistivity distribution of the first resistive layer. Isolines 650 and 1000  $\Omega\text{m}$  are drawn in white. Black points are AMT sites. RPRW-Gua and RPRE-Gua: Western and Eastern Resistivity Prints of the Resistive layer (Guajara). RPRW-DH and RPRE-DH: Western and Eastern Resistivity Prints of the Resistive layer (Diego Hernandez).

The resistivity distribution of the conductive layer is more homogeneous than that of the resistive layer (Fig. 8). Resistivities range from 10 to 150  $\Omega\text{m}$  and highlight two main electrical prints (50  $\Omega\text{m}$  isolines), located in the Guajara and Diego Hernandez calderas. They are referred to in the following as “resistivity prints of the conductive layer” (RPC) of both the Guajara (Gua) and the Diego Hernandez (DH) calderas, respectively. Although locations are similar to those of the resistive layer, their morphologies are quite different, especially for the case of Guajara. The southern print is located in the Guajara caldera. It can be divided into 2 smaller areas separated by a narrow, higher-conductivity feature: A western sector (here referred to as RPCW-Gua), and an eastern one (RPCE-Gua). The northern print is located in the Diego Hernandez (RPC-DH) sector. The RPC-DH and RPR-DH may be divided into an eastern triangular shape (RPCE-DH and RPRE-DH) and a more elongated western sector (RPCW-DH and RPRW-DH).



**Figure 8** : Resistivity distribution of the conductive layer. Isoline 50  $\Omega\text{m}$  are drawn in white. Black points are AMT sites. RPCW-Gua and RPCE-Gua: Western and Eastern Resistivity Prints of the Conductive layer (Guajara). RPCW-DH and RPCE-DH: Western and Eastern Resistivity Prints of the Conductive layer (Diego Hernandez). Plain grey lines: Postulated structural trends of the Diego Hernandez conductive print.

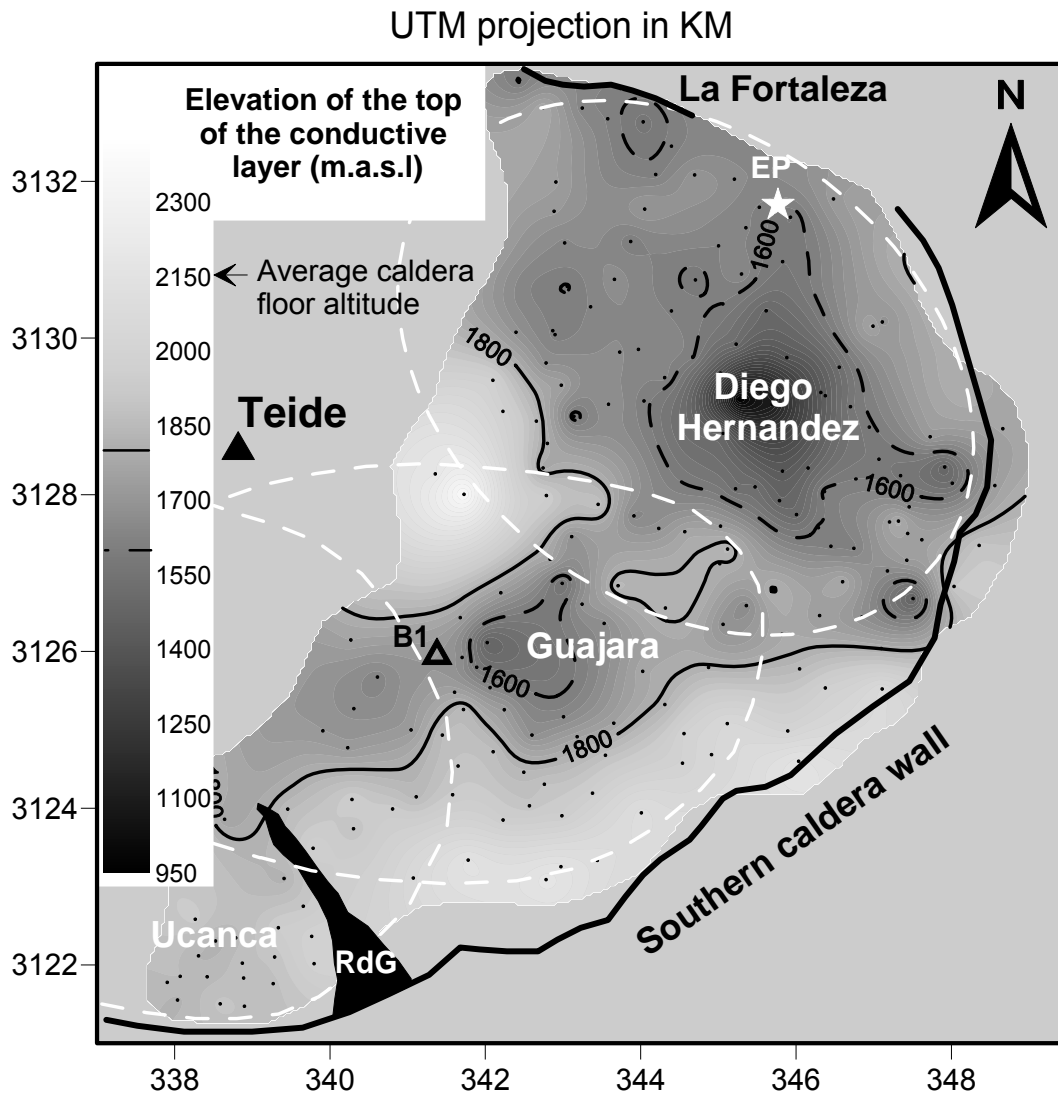
#### 4.5. Morphology of the top-most conductive layer

Knowledge of the shape and depth of the interface between resistive and conductive rocks is of great importance not only due to its hydrogeological implications but also for structural constraints on the origin of the LCC. After removing the thickness of the first resistive layer from the elevation of each AMT site, we interpolate a new datum of altitudes shown in Figure 9. The enhanced

conductivity of the second layer is assumed to originate from hydrothermal alteration. As this process requires time, the top-most conductive layer can be considered an interface between older and younger rocks. Tracing its topography we note that its surface is inclined towards the NE. Two funnel-shaped structures are found between more conductive borders marked to the south by the caldera wall and to the north by the current TPVC. We note a steeper slope of the conductive layer in the northern part of the LCC, which is believed to be a consequence of the hydrothermal activity of the recent TPVC. The southern conductive zone runs parallel to the LCC wall from Ucanca to El Portillo (Fig. 9). Its extension is much wider than previously estimated by Pous et al. (2002) and shows a clear reduction in width along the southern and eastern sides of Diego Hernandez wall.

The easternmost elliptical depression, presumably related to the Diego Hernandez caldera (here abbreviates DH-D (Fig. 9) for Diego Hernandez depression), has its main axis orientated NNW-SSE. Its northern part is flatter than the southern one. Its lowest altitude is 1150 m.a.s.l. and is more or less centrally located above the Dorsal rift extension. The limit of this depression is quite well constrained, except in a small area in the NW part.

The more circular central depression, assigned to the Guajara caldera, has a minimum altitude of 1550 m.a.s.l. and is referred to as the eastern Guajara depression (EG-D, Fig. 9). In its western part, it could include a second depression with a minimum altitude of 1650 m.a.s.l., here referred to as the western Guajara depression WG-D. The limit between DH-D and EG-D is well marked. It runs parallel to the SE extension of the Santiago del Teide ridge. This boundary marks an elongated structure with a maximum altitude of 1800 m.a.s.l. A borehole B1 (Fig. 9) is located at the boundary between WG-D and EG-D, where the top-most conductive layer reaches 1700 m.a.s.l.



**Figure 9** : Interpolated altitude of the top conductive layer as revealed by the 185 AMT soundings. Isolines 1600 and 1800 m.a.s.l. are drawn in black. Black points are AMT sites. Inferred locations of the three calderas (dotted white ellipses) at the origin of the current LCC.

In the western-most Ucanca sector of the LCC , the conductive layer appears to be at very shallow depth (~100 m.), in good agreement with previous studies and borehole data (Ablay and Marti, 2000; Pous et al., 2002)

## 5. DISCUSSION AND INTERPRETATIONS

### 5.1 Strike distribution and structural pattern of the LCC

The radial strike distribution (Figs. 5 and 6) results from geological structures related to the growth of the TPVC. Two points are noteworthy:

First, the radial pattern of lava and pyroclastics infilling the LCC around PV-PT to a depth of 510 m (Ablay and Marti, 2000). The gentle cone-like structure over which they flowed induces small 2-D effects observed in the phase. Field observations indicate that soils and vegetation of the LCC develop more easily where volcanoclastic material is finer (pumices, ashes) than in the middle of lava flows. Once these soils are covered with lava flows, they constitute small conductive zones, generally oxidised, locally known as "almagres" or paleosoils (Caloz, 1987). Outwards dipping away from the TVPC and radial to it, they may induce the small 2-D effects observed.

Secondly, intruding dikes related to the TPVC together with local extensional and circumferential stress-fields (Ablay and Marti, 2000) may also cause radial anisotropy. Radial vent alignment exposed in the Guajara sector serves as an example. Recent laboratory experiments show that radial faults and/or dike injection, can form both during inflation or deflation and collapse of a magma chamber (Gudmundsson, 1988; Marti et al., 1994b; Walter and Troll, 2001). During its evolution, the TPVC may have experienced multiple inflation and deflation cycles which may generate such structural patterns.

The second main structural feature influencing some soundings (Figs. 5 and 6) runs parallel to the caldera wall. It results from the presence of the conductor at shallow depth and its inward (away from the wall) dipping slope. The origin of the conductor from caldera ring is attributed to faults marking a large fracture network that favoured rock hydrothermalisation.

Strikes of soundings located close to the La Fortaleza wall clearly indicate the presence of a structure parallel to the LCC wall. A similar orientation can also be

observed towards El Portillo suggesting the buried continuation of this geological feature at the head of the Orotava Valley. Our results support the association of the La Fortaleza scarp with the LCC wall and it should hence be seen as the continuation of the eastern caldera wall formed during the Diego Hernandez caldera collapse (Marti et al., 1994a). At La Fortaleza, the top-most conductive layer extends to about 400 m below the surface, in good agreement with data from borehole B2 which penetrated 360 m of recent lava without reaching pre-caldera rocks (Ablay and Marti, 2000).

## 5.2. Hydrothermal alteration and resistivity prints

Shallow conductive zones in volcanic areas are interpreted to result from hydrothermal alteration, geothermal systems (saline groundwater) (Benderitter and Gérard, 1984; Ballestracci et al., 1985; Matsushima et al., 2001; Savin et al., 2001; Pous et al., 2002; Zlotnicki et al., 2003; Manzella et al., 2004; Revil et al., 2004; Aizawa et al., 2005; Monteiro Santos et al., 2006). Of low permeability (Courteaud et al., 1997; Descloitres et al., 1997), these conductive bodies are also seen as cap rocks, aquicludes or seawater intrusions (Müller and Haak, 2004). The conductive zones highlighted in this study are most likely a result from hydrothermal alteration along ring faults and a complex pattern of conjugate faults (Galindo et al., 2005). Coloured, clay-rich and compact rocks outcropping in the Los Azulejos graben in the LCC depict hydrothermally altered rocks expected to be found at depth (Fig. 2).

We propose that the resistivity distribution of the top-most two layers (Figs. 7 and 8) points towards the existence of 2 buried volcanic structures in the LCC. We use the term "resistivity print" to describe the homogeneous and consistent effects of hydrothermal alteration over large areas through time. Resistivity prints have to be seen as isolines of hydrothermal alteration and therefore as a state of a specific alteration intensity at a point in time.

## 5.3. Interpretation of Diego Hernandez caldera

Rift zones on Tenerife and have often been reported to form two- or three-armed rifts (Carracedo, 1994; Walter and Schmincke, 2002) with significant dyke intrusion and

faulting along them (Marinoni and Gudmundsson, 2000). In Tenerife, three rift axes have been identified (Carracedo, 1994; Walter and Troll, 2003). The most prominent rift displays a NE-SW trend (the Dorsal ridge) and connects the Anaga massif to the LCC (Fig 1). The second one has a NW-SE trend (the Santiago del Teide ridge) and connects the Teno massif to the LCC. Below, we interpret the morphologies of the RPR-DH and RPC-DH as a consequence of the orientation of these rift zones (Figs. 7 and 8). Although controversial, we show that the third SSW-NNE trend would have been effective during Diego Hernandez volcanic cycle.

Both RPR-DH and RPC-DH show an elongated feature orientated NNE-SSW in the east and a triangular morphology in the west (Figs. 7 and 8). The triangular morphology suggests the existence of an old volcanic edifice while the elongated structure supports the existence of a lineament feeding volcanic eruptions. This volcanic double structure points to the presence of multiple magma chambers from which two major phonolitic eruptions were fed throughout the eruptive history of the Diego Hernandez formation (Edgar et al., 2005). The three dominant orientations (Fig. 8) of the triangular features are NNE-SSW, SE-NW and WSW-ENE and thus appear to be slightly rotated off the axes of the current three rifts.

The SE-NW trending conductive structure that separates RPRW-DH and RPRE-DH (Fig. 7) or RPCW-DH and RPCE-DH close to La Fortaleza wall sheds light on the formation of the Diego Hernandez depression. The low resistivity signature, comparable to that found along the caldera, suggests that this structure is part of a ring fault activated during the caldera forming eruption related to the Diego Hernandez collapse. This would imply that the formation of the eastern-most sector of the LCC (Diego Hernandez sector) was to some extent controlled by the main structural feature of the SW-NE trending Dorsal ridge. The Diego Hernandez conductive structure is comparable to the conductive spur separating the RPC-Gua into the RPCW-Gua and RPCE-Gua sectors.

Another conductive zone is located below the La Fortaleza wall and although the wall scarp is lower than the southern LCC wall, it appears to be related to the vertical collapse of the northern part of the Diego Hernandez caldera.

The top-most conductive layer is characterised by a funnel-like depression (below 1600-1650 m.a.s.l. (Fig. 9)) with an opening towards the north, in agreement with (Aubert and Kieffer, 1998; Pous et al., 2002). The depression almost reaches the missing wall segment at El Portillo. From both the resistivity prints and the morphology of the conductive layer, we suggest that the vertical collapse initiated in the SE part of the Diego Hernandez caldera below the main LC edifice. The main collapse however was controlled by the major SW-NE trending tectonic lineament. Propagating northwards, we postulate that the collapse subsequently triggered the giant Icod landslide at the north of the LC edifice (Marti et al., 1997; Hürlimann et al., 2000). This hypothesis is also supported by results of an AMT profile along the northern flank of the TPVC (Coppo et al., 2007, submitted) that shows a 1 km deep buried incision in this area, orientated NNW seawards.

In comparison to the Guajara sector, the thinner conductive zone bordering the Diego Hernandez caldera (Figs. 7 et 8) is explained by its younger age, resulting in a less effective hydromineralisation over time. This provides additional geophysical evidence for the hypothesis of separate vertical collapse events as the origin of the LCC (Marti et al., 1994a; Marti and Gudmundsson, 2000).

#### **5.4. Interpretation of Guajara caldera**

While RPR-DH and RPC-DH enable an interpretation of the structural features (see above) implied during Diego Hernandez volcanic cycle, the morphology of RPR-Gua and RPC-Gua does not enable an accurate determination of the original Guajara structural trends. Thus, we only point out the clear SW-NE trend (Figs 7 and 8).

The conductive spur (Fig. 8) between RPCW-Gua and RPCE-Gua is thought to be the limit of an old composite volcano formed by two closely-spaced volcanic edifices comparable to the present TPVC. It may also be the result of a strong hydrothermal alteration related to the southern felsic Teide vent alignment in Guajara caldera. The two hypotheses do not exclude one another. It is relevant to note that this spur is radial to the TPVC as is the conductive boundary between Guajara and Diego Hernandez calderas. The intersection between both lineaments is located

somewhere below Pico Teide providing strong evidence for a structurally or tectonically controlled location of the volcano.

In a similar way, the morphology of the top-most conductive layer defines two separate, circular depressions (EG-D and WG-D) with a SW-NE orientation (Fig. 9). Both are exactly located between the southern LCC wall and the TPVC alignment. Both features provide evidence in favour of a vertical collapse origin for the Guajara sector. They suggest that the northern Guajara caldera wall is located below the Pico Teide and Montaña Blanca complex as postulated by Ablay and Marti (2000). Other than only by centripetal erosion, that contributed in shaping the present caldera wall (Aubert and Kieffer, 1998), the southern significant conductive barrier was never disturbed by landslides, in stark contrast to the northern part of Tenerife. It is thus conceivable that the Guajara ring fault is located further towards the interior of the present-day depression inside the LCC, buried and hidden under scree deposits.

To the west of Guajara caldera, a long and large conductive zone delimits Guajara with Diego Hernandez calderas. It constitutes the overlapping structural junction of both calderas as previously suggested (Aubert and Kieffer, 1998; Pous et al., 2002). Its orientation NW-SE, parallel to the Santiago del Teide ridge, provides a strong evidence for a structural or tectonic control on the caldera ring fault location. Its southeastern-most part was characterized by a high residual gravity anomaly, already interpreted as the contact of two sub-calderas (Viera et al., 1986).

### **5.5. The Roques de Garcia**

The Roques de Garcia formation was interpreted by Marti et al. (1994b) to represent the structural boundary between the Ucanca and Guajara calderas or at least between the western and eastern depressions of the LCC (Pous et al., 2002). Marti and Gudmundsson (2000) postulated that the Ucanca caldera may in fact extend further to the east, than previously believed, beyond the Roques de Garcia. As stated above, the print of RPC-Gua (Fig. 8) suggests that the Guajara volcanic edifice was probably divided into two volcanic systems similar to the present TPVC. The centre of the western part of this complex, inferred from RPCW-Gua (Fig. 8), was located somewhere above the current alignment of the Pico Teide vents towards

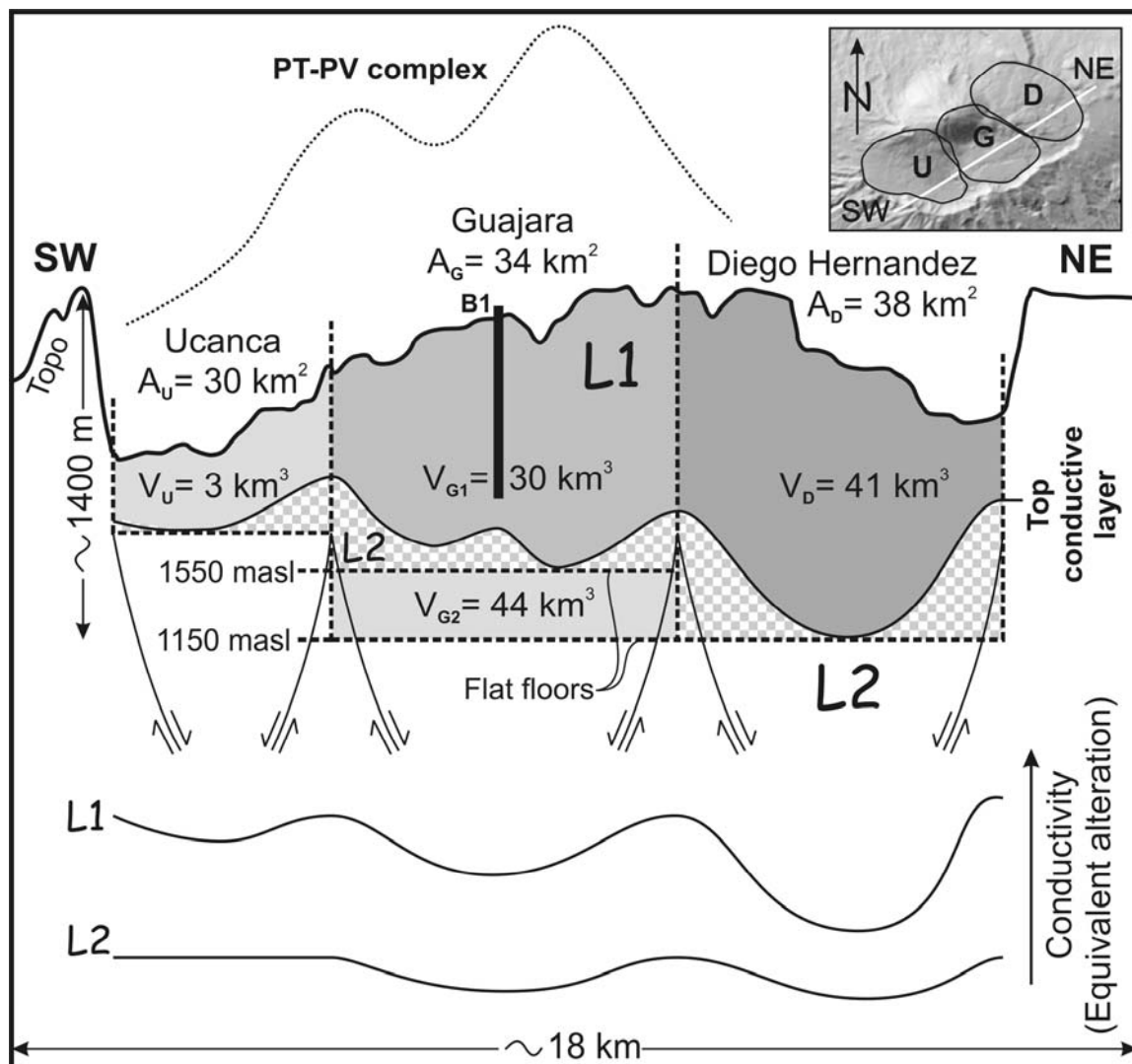
the south to Guajara Peak. Our observations are in agreement with a caldera wall located to the east beyond the topographical limit of the deeply-rooted Roques de Garcia (Pous et al., 2002). We propose that rising magmas reactivated this structure to feed both the western edifice Guajara and later also the Teide vent systems. This re-use of structural weaknesses explains the structural control of vent alignment and the preferential pathways for fluid migration along fault systems (Galindo et al., 2005).

### 5.6. Areas and volumes of depressions

Figure 10 summarizes the main results of this study including the estimated volume change associated with the formation of the caldera depressions. The LCC has first been divided into 3 areas (Fig. 10, inset) that include parts of the TPVC, approximately corresponding to the Ucanca (30 km<sup>2</sup>), Guajara (34 km<sup>2</sup>) and Diego Hernandez (38 km<sup>2</sup>) depressions. The Roques de Garcia spur is chosen to represent the structural limit between the Ucanca and Guajara calderas although the real limit may lie further to the east. Then, we computed the volume of the resistive layer between the topography and the top of conductive layer in these three sectors. We obtained 3, 30 or 44 (see below) and 41 km<sup>3</sup> of resistive rocks for Ucanca, Guajara and Diego Hernandez depressions, respectively. The similar area (34 and 38 km<sup>2</sup>) of the two latter depressions suggests that they have reached a final state related to the volcanic edifice size. Regarding the current TPVC, an identical area of ~36 km<sup>2</sup> is circumscribed by the 2400 m.a.s.l. isohypse, i.e. the base of the TPVC. The volume of the twin-cones over 2400 m.a.s.l. is 14.3 km<sup>3</sup>. This elevation being similar to the mean altitude of the eastern LCC caldera wall, indicates that the TPVC might be in its final stage and ready to collapse during future major eruption.

The minimum altitude of the top-most conductive layer was used to compute the volume of resistive rocks above a flat floor (Ablay and Marti, 2000). The two volumes obtained for Guajara (Fig. 10,  $V_{G1}$  and  $V_{G2}$ ) highlight the uncertainty related to the bottom of Guajara caldera. While the minimum altitude of 1150 m.a.s.l. is assumed to be the bottom of Diego Hernandez caldera, the minimum altitude of Guajara (1550 m.a.s.l., Fig. 10) might be only a paleosurface contemporary to Diego Hernandez caldera collapse. The first few hundred metres of conductive rocks below

Guajara may therefore be related to deposits from the Diego Hernandez collapse, implying that the top-most conductive layer marks the last vertical collapse event. This idea assumes that such an event is strongly correlated with a hydrothermal alteration peak occurring at a large scale. The real basement of Guajara caldera may in fact be at greater depth, similar to the Diego Hernandez basement, i.e. 1150 m.a.s.l. (Fig. 10). With this in mind, similar and comparable volumes of 44 km<sup>3</sup> and 41 km<sup>3</sup> are obtained for Guajara and Diego Hernandez calderas, respectively. Those volumes include the resistive rocks from the TPVC plus a non-negligible part of conductive rocks, probably resulting from erosion of the flanks of each caldera. These results increase the minimum amount of subsidence, at least for Diego Hernandez caldera, from 1100 m (Marti et al., 1997) to 1600 m.



**Figure 10** : SW\_NE schematic cross-section through the LCC. Inset: cross-section and sub-caldera location. L1 = resistive lava from the TPVC, darker is the grey, higher is the resistivity (Fig. 7) . L2 = conductive and altered rocks at depth. Both layers are limited by the top conductive layer (black line).  $A_x$  = planar areas of the three sub-calderas.  $V_x$  = volumes of resistive rocks computed for the 3 sub-calderas between the topography and a simplified flat floor (vertical and horizontal dashed lines).  $V_{G2} = V_{G1} + 14 \text{ km}^3$ . See text for explanation regarding the additional volume ( $14 \text{ km}^3$ ) below Guajara caldera. B1 = 510 metres deep borehole.

### 5.7. Lateral vs. vertical collapse

The following arguments summarize our findings, which support the hypothesis of a vertical multiple collapse origin of the LCC rather than a lateral collapse origin (Ancochea et al., 1990; Marti et al., 1994a).

The morphologies of the resistivity prints have a circular shape and not, as one might expect to be the case for lateral collapses, a radial shape. This indicates that their origin is related to independent older geological formations. They are interpreted as prints of old volcanic edifices as well as indicators for caldera ring-fault structures. Deviations from a perfectly circular shape are due to hydrothermal alteration from a deeper source through preferential structural paths (Hernández et al., 2003; Galindo et al., 2005), such as caldera ring faults and conjugated faults. The resistivity prints match the locations of the Guajara and Diego Hernandez caldera depressions (Marti et al., 1994a), and are interpreted as the results of two main vertical caldera collapses. Presumably, each of them results from complex collapse processes. A giant listric fracture along which a lateral flank collapse occurred would not produce a funnel-like morphology for the top-most conductive layer and the observed resistivity distribution. This constitutes the strongest supportive argument of a vertical collapse origin of the LCC.

## 6. SUMMARY AND CONCLUSIONS

This study shows that in volcanic areas free of EM cultural noise, high-resolution AMT surveys provide accurate and consistent maps of the resistivity distribution in a caldera depression. Although the presence of prominent topographic structures such as the LCC wall, could affect AMT data quality and dimensionality, the results show a uniform close to 1-D behaviour. The main conclusions are summarized as follows:

1) The top-most conductive layer plunges towards the NE beneath the LCC infill, with clear evidence of three funnel-like morphologies.

2) The resistivity distributions of the first resistive and second conductive layers and the morphology of the top-most conductive layer are in agreement with the hypothesis of the destruction by three older edifices by vertical caldera collapse, discarding a lateral landslide origin for the LCC. The centres of the old volcanic edifices (Guajara and Diego Hernandez) have resistive cores, whereas the borders are more conductive. This difference in electrical properties enables their accurate location.

3) The conductivity distributions are related to the structural layout before and after the collapse of two volcanic edifices indicated by preferential pathways for hydrothermal fluid alteration. The eastwards increase in resistivity is assigned to different stages of hydrothermal alteration indicating different timescales associated with the alteration. The easternmost sector of the LCC appears to be least affected by alteration processes and therefore points towards a younger age of the eastern LCC with respect to the central and western sectors.

4) The caldera strikes computed from the phase anisotropy reveal the sizeable effect of the TPVC on the electric structure of the entire caldera by a general radial pattern of anisotropy around the central complex. Other strikes, parallel to the southern and eastern caldera wall are dominated by the ring faults that generated the LCC.

5) To conclude, the geophysical arguments presented in this study demonstrate that the Las Cañadas caldera of Tenerife has been formed after the vertical collapse of distinct volcanic edifices over the last million years.

**ACKNOWLEDGMENTS**

*This project has been financed through grants from the Swiss National Science Foundation (SNSF), project N°200020-111758/1. We gratefully acknowledge the help of Dr Joan Martí (CSIC) for field facilities, Drs François-David Vuataz, Geoffrey Ruiz and François Negro (University of Neuchâtel) for their constructive advice during the editing, Dr. Ellen Milnes for manuscript corrections and anonymous reviewers for helpful comments and improvement of the manuscript.*

### **III. Article N°2:**

## **Tsunamigenic risk for North Atlantic shorelines**

Article soumis à Earth and Planetary Science Letters

Paper submitted to Earth and Planetary Science Letters

## TSUNAMIGENIC RISK FOR NORTH ATLANTIC SHORELINES

**Nicolas Coppo, Pierre-André Schnegg, Pierik Falco and Roberto Costa**

*Geomagnetism Group, Institute of Geology and Hydrogeology, University of Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CP 158, 2009 Neuchâtel, Switzerland (nicolas.coppo@unine.ch, pierre.schnegg@unine.ch, roberto.costa@unine.ch, pierik.falco@net2000.ch)*

### ABSTRACT

Among the high-intensity on-Earth tsunami generating events, seismicity, submarine landslides, and volcano lateral collapses are the most important (Holcomb and Searle, 1991; Tinti et al., 2000; Ward, 2001; MacGuire, 2003; Ward and Day, 2003). Offshore bathymetry studies highlighted huge accumulations of large mass-waste flows (up to thousands cubic kilometres) inherited from past lateral collapses or submarine landslides (Moore et al., 1989; Lénat et al., 1990; Le Friant et al., 2003) which spread over more than 100 km off the northern Tenerife (Canary Islands) coastline (Watts and Masson, 1995). Although mechanics and dynamics triggering such catastrophic events follow from combined complex processes and interactions (Hürlimann et al., 2000; Reid et al., 2001; Masson et al., 2002), potential movable volume is an unavoidable parameter to quantify and constrain tsunamigenic hazard. Numerical modelling of a tsunami generated by the potential La Palma landslide concluded that high amplitude waves threaten North Atlantic shorelines (Ward and Day, 2001). New audiomagnetotelluric results provide for the first time a good estimation of the Icod Valley (Tenerife, Canary Islands) volume, a potential giant landslide threatening the same shorelines. Two profiles image its electrically conductive roots with a characteristic of a U-shaped cross-section thought to be the consequence of previous landslides. By this study, we show that North Atlantic Ocean shorelines might be exposed to a destructive tsunami generated by a subaerial lateral collapse of at least 100 km<sup>3</sup> during the next strong felsic eruptive activity of the Teide-Pico Viejo complex.

## 1. INTRODUCTION

Since the spectacular landslide that triggered the climactic eruption of Mount St-Helens during May 1980 (Lipman and Mullineaux, 1981), scientific attention has been focussed on the instability of volcanic edifices and their tendency to experience lateral collapses. Within this scope, both the geological frameworks (rock rheology (Day et al., 1999b; Hürlimann et al., 2001; Merle and Lénat, 2003), pre-existing morphology (Hürlimann et al., 2001; Hürlimann et al., 2004)) and the complex activator processes (seismicity (Elsworth and Voight, 1995), rainfall (Elsworth et al., 2004), fluid pressurization (Elsworth and Voight, 1995; Reid, 2004), dyke intrusion (Iverson, 1995), sealevel variations (Carracedo et al., 1999)) are considered often using specific numerical models. Such gravitational behaviour is now recognized as an ubiquitous phenomenon occurring both on-and offshore on volcanic islands (Holcomb and Searle, 1991; Elsworth and Day, 1999; MacGuire, 2003) and seem to be a common feature of the development of the entire Canaries archipelago (Carracedo et al., 1999). In its western part, giant landslide scars and deposits are readily observed both on-and offshore (Watts and Masson, 1995). Specifically, the three largest and deep incisions (Guimar, Orotava and Icod Valleys) affecting the northern and southern flanks of Tenerife (Fig. 1) constitute the origin area of the huge off-shore mass accumulations (Watts and Masson, 1995). Such depressions often concentrate the volcanic production following a landslide event, thus burying previous detachment surface and focussing subsequent landslide potential in this area (Masson et al., 2002).

If earthquakes generate most tsunamis, the past decade has witnessed growing evidence of tsunamis parented by submarine landslides (Ward, 2001). Strong onshore tsunami risk adds to the local potential disaster generated by subaerial flank collapses (MacGuire, 2003). During the 1888 Ritter's island (between New Guinea and New Britain) historical event, a huge 5 km<sup>3</sup> volume of the volcano suddenly collapsed seawards (Ward and Day, 2003). This event, the largest lateral collapse of an island volcano recorded in historical time, flung devastating tsunamis tens of meters high onto adjacent shores (Ward and Day, 2003). This example illustrates the uppermost importance to garner an understanding of landslide tsunami

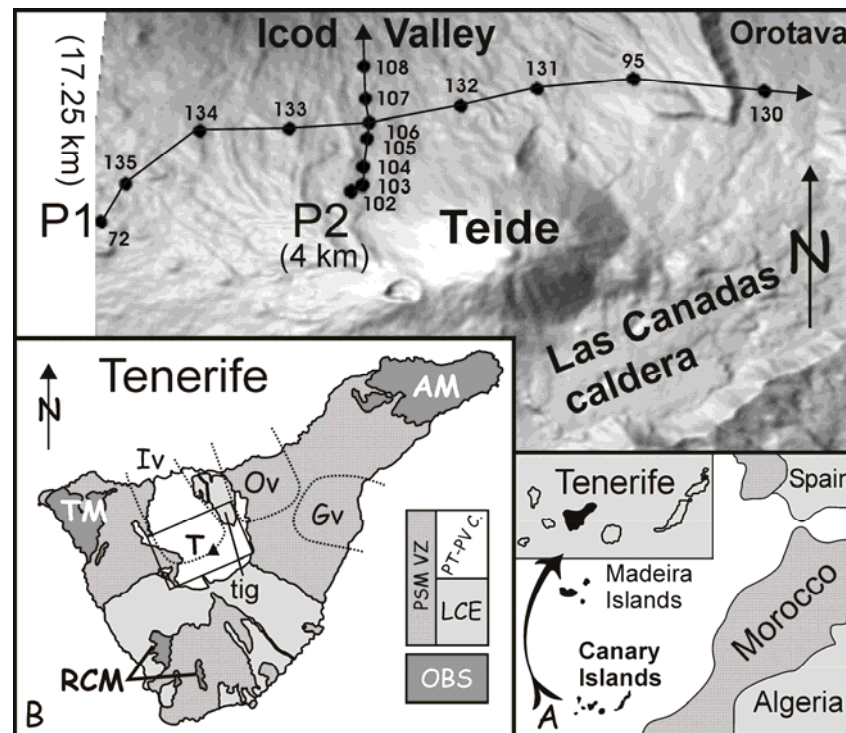
generation similar to what is done about generation by earthquakes in order to make realistic hazard assessments (Ward, 2001).

Although the subaerial landslide morphology can be constrained by morphological and geological aspects (Day et al., 1999b) such as deep erosive canyons, high coastal cliffs, widespread residual soils and structural axes (Hürlimann et al., 2001; Hürlimann et al., 2004), little is known about onshore landslide basement morphologies and other potential areas liable to dramatically collapse. Adding to their often restrictive slope and difficult access, ignorance of volcano flank structures prevents geophysical surveys. To improve hazard assessment quality, it is necessary to compare field data with numerical models. Such models of lateral collapse (Tinti et al., 2000; Ward and Day, 2001) as well as triggering mechanism (Elsworth and Voight, 1995; Iverson, 1995; Reid, 2004) are commonly based on geological data but they also require independent constraint by geophysical data. The results presented in this study show that the AMT method is particularly well suited for this purpose, especially in volcanic areas that are generally free of strong EM cultural disturbances (Pous et al., 2002).

## 2. FRAMEWORK

Stratigraphical, structural, geophysical and geochronological evidences indicate that the Las Cañadas caldera (LCC) of Tenerife (Fig. 1) has developed over multiple constructional and destructional episodes, during the last 1.5 million years (Marti et al., 1997; Marti and Gudmundsson, 2000). In addition to this well-exposed geological depression located in the middle of the island, Tenerife exhibits three deep scars on its flanks related with failures of subaerial flanks (Fig. 1B). The Orotava and Icod Valleys (northern flank) are thought to be contemporary with the end of the two volcanic cycles which ended by vertical collapse, Guajara (570 kA) and Diego Hernandez (180 ky) (Marti et al., 1997). Both the Icod and Orotava slab-like geometries were controlled by weak layers, deep drainage channels and flank truncation by marine erosion (Ablay and Hürlimann, 2000).

Previous geological investigations in galleries used for water supply highlighted an impermeable plastic breccia within a clayish matrix (locally known as “El Mortalón”), buried below 600-900 m of fresh lavas from the PT-PV complex (Coello and Bravo, 1989; Navarro Latorre, 1996). Interpreted as either the result (Navarro and Coello, 1989) or the décollement surface (Bravo, 1962) for the proposed landslides, it forms the base of the Icod Valley and constitutes the target of these measurements. Although it has never been pierced owing to its plastic behaviour, its thickness was estimated of few hundreds metres (Navarro Latorre, 1996). From its geological description and its high clay content (Navarro Latorre, 1996), this layer was supposed to be of low resistivity compared to fresh lavas from the PT-PV complex infilling the Icod Valley. Slightly different from the described altered rocks outcropping close to the Roques de Garcia, it nevertheless belongs to the general conductive mass (few tens of  $\Omega\text{m}$ ) highlighted at few hundred metres in most volcanic islands and generated by hydrothermal alteration (Benderitter and Gérard, 1984). Moreover it is currently recognized as evidence that weakening of edifice rocks by such physico-chemical phenomenon promotes flank collapse (Reid et al., 2001).

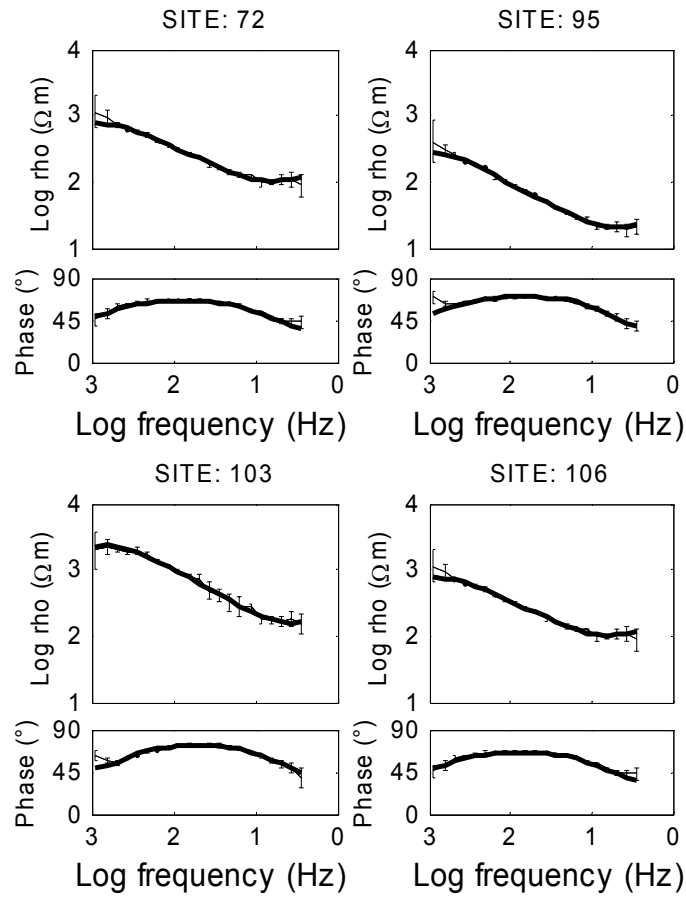


**Figure 1** : Location of the studied area. Inset A, Location of Tenerife. Inset B, Geological sketch of Tenerife. AM = Anaga Massif, TM = Teno Massif, RCM = Roque del Conde Massif, Gv = Guïmar valley, Ov = Orotava valley, T = Teide, Iv = Icod Valley, tig = Tigaïga massif, PSM VZ = Post-Shield Mafic Volcanic Zones, PT-PV C = Pico Teide – Pico Viejo Complex, LCE = Las Cañadas Edifice (Upper and Lower groups, OBS = Old Basaltic Series (shield massifs). The shaded relief map of a part of the Las Cañadas caldera shows location, length and direction of two AMT profiles crossing the Icod Valley.

### 3. THE AUDIO-MAGNETOTELLURIC METHOD (AMT)

The AMT method is that part of the magnetotellurics that uses higher frequencies above 1 Hz generated by worldwide thunderstorm activity to investigate the electrical resistivity structure of the subsurface from tens of meters to depth of tens of kilometres (Vozoff, 1991). Such natural electromagnetic signals penetrate into the Earth at various depths depending on the Earth conductivity and the frequency of the signals. Assuming that electromagnetic energy penetrates vertically into the Earth as a plane wave, surface measurements of the electric and magnetic fields as a function of frequency determine the variation of resistivity with depth. Discussion of the MT theory may be found in the basic paper of Cagniard (Cagniard, 1953) and further details in Simpson and Bahr (Simpson and Bahr, 2005). The four horizontal components were measured in the N-S and E-W direction in the period range from 0.001 to 0.3 s. at a sampling rate of 2 kHz during 8 minutes. Fifty meters-long telluric lines were arranged orthogonally and connected to non-polarizable Ag-AgCl electrodes made of acrylic tubes ended with porous ceramic. Magnetic induction coils (two ECA CM16) were disposed orthogonally in the middle of the device.

During 2004-2006, high resolution AMT investigations (> 250 sites) have been carried out in and around the Las Cañadas caldera in order to highlight its internal electrical structure. Most of the 15 AMT soundings (Fig. 1), recorded on the northern flank of the Teide volcano in the 0.001-0.3 s. period range display a close to one-D behaviour. This paper presents the results of the profiles limited to these soundings (Fig. 1).



**Figure 2** : 1-D invariant modelling of 4 typical AMT soundings. Apparent resistivity above and phase below. Black lines are the model responses.

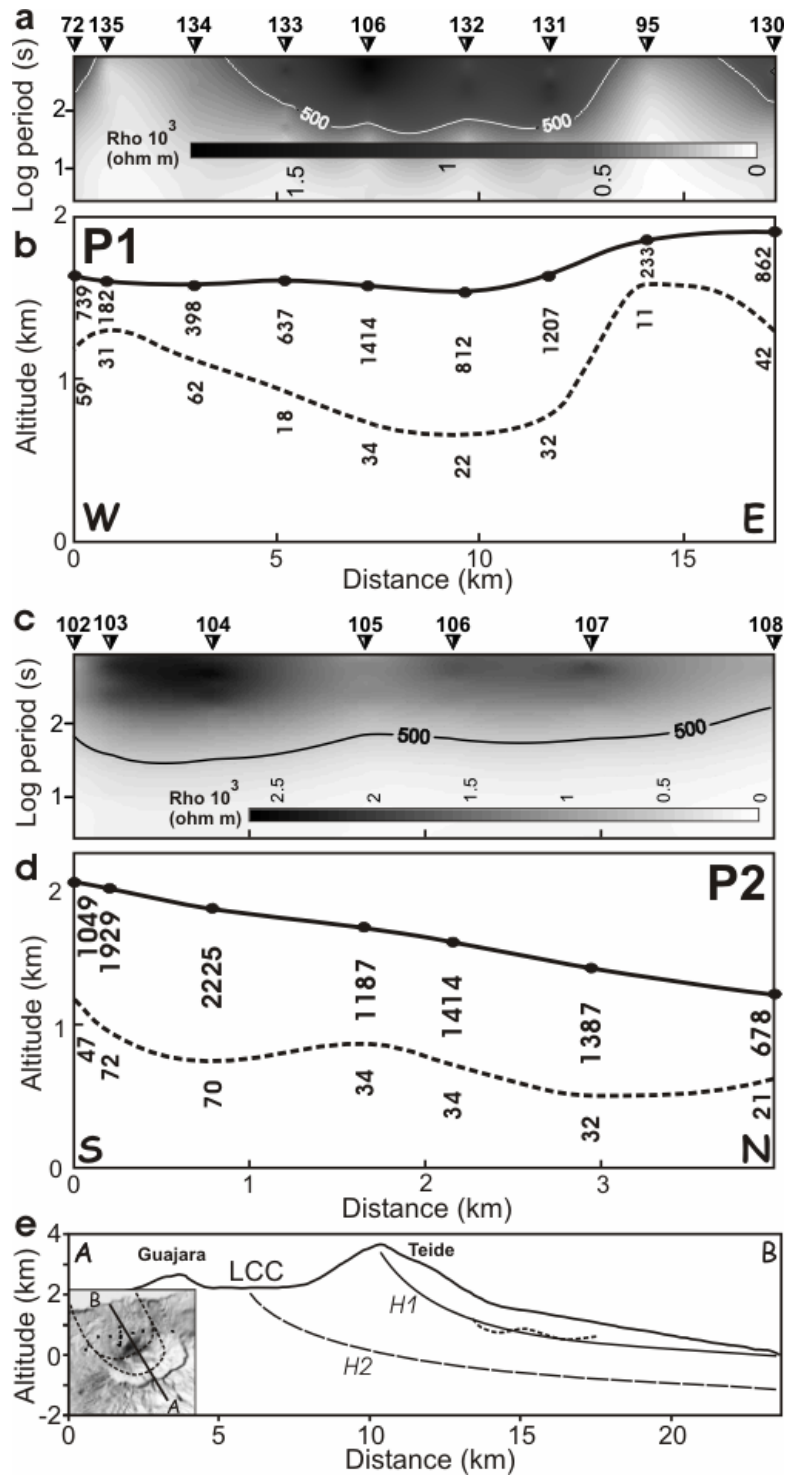
#### 4. RESULTS & DISCUSSION

The main profile crosses perpendicularly the Icod Valley while the second one runs parallel to it (Fig. 1). Although field conditions and access were extremely difficult, AMT data shows a surprising simple, static shift-free 1-D behaviour, permitting straightforward 1-D modelling of the invariant ( $\rho$  determinant) of the MT tensor (Fig. 2) (Fischer and Le Quang, 1981). Results indicate the presence of a resistive layer ( $>200 \Omega\text{m}$ ) overlying a conductive one ( $10\text{-}70 \Omega\text{m}$ ). P1 profile highlights a huge conductive body below the Tigaïga massif (east), a large central ( $\sim 900$  m. depth) depression and a gentle westwards ascent of the top conductive layer. Both bumps are thought to delimit the width of a potential Icod Valley slide. P2 shows small undulations of the top conductive layer with an apparent 2 km wavelength. According to Coello and Bravo (1989), the maximum thickness of the resistive layer reaches up to 1000 m. and shows a general dip of 12 % over 4 km significantly lower than the topography (19%) (Fig. 3).

Because of the small remnant static shift or possible 2D effects, we studied the 2-D anisotropy of the phase. The apparently heterogeneous strike pattern (Fig. 4) is computed after rotating the impedance tensor and looking for the maximum anisotropy (average over the 15 central periods). The period interval was selected to discard erroneous values observed at stations with too weak EM signals. Over a grid of points covering a large area including the LCC, we computed the RMS deviation of the difference between the direction to a sounding and the azimuth of the phase tensor. Final results show a spatial distribution of the RMS (Fig. 4). The minimum indicates locations responsible for the strike. As expected, the main minimum highlights the PT-PV complex as origin for the observed strike distribution.

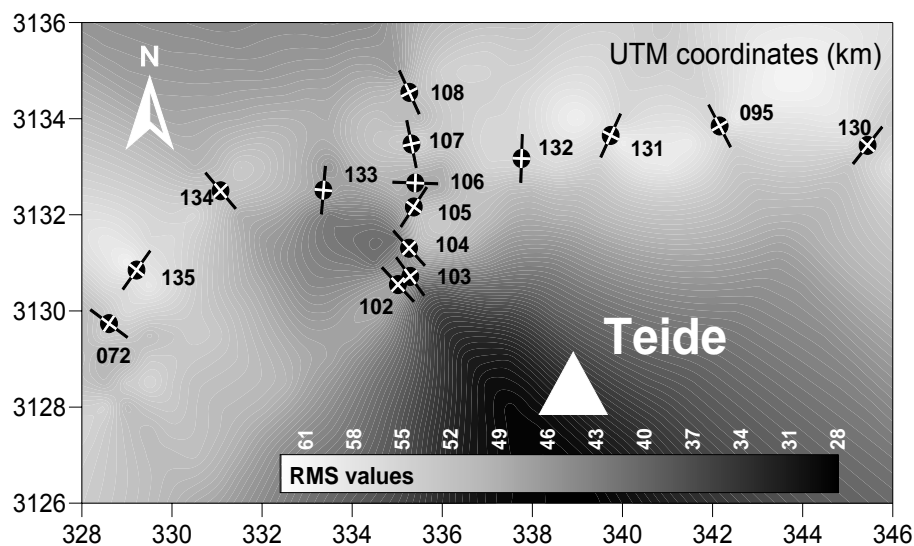
In order to assess the infilling volume of the Icod Valley we computed the subaerial volume of resistive rocks laterally delimited by the eastern and western highs of the conductor. Thus, using profile P1, a section of  $\sim 9 \text{ km}^2$  seawards thinning is computed. An extrapolation of profile P2 over 13 km length between the PT-PV complex and the coast characterizes the size of the potential Icod Valley slide (Fig. 3, e, H1). Taking into account the 12% dip of the top conductive layer (profile P2), we

obtain a approximate total volume of 100 km<sup>3</sup> (low hypothesis, Fig. 3, e) which constitutes a part of the erupted lavas from the PT-PC complex since the beginning of its cycle (~180 kA). Our geophysical investigations indicate that sliding surfaces are more complex than a flat basement and may play significant role in the landslide dynamics.



**Figure 3** : Resistivity pseudosections and 1-D models for profiles P1 and P2. a, c, Resistivity pseudosection of P1 and P2 profile with the 500  $\Omega$ m iso-contour highlighted. AMT soundings are indicated above. b, d, True resistivity cross-section plotted from 1-D model. Black line shows topography and dashed line is the interface between the resistor (above) and the conductor (below). True resistivity values are shown vertically. e, Inset: shaded relief map showing the cross section A-B and the traces of the potential landslides H1 (low hypothesis) and H2 (high hypothesis). Dotted line shows the top conductive layer of profile P2 (d).

Because the triggering of flank instability on steep volcanoes generally requires additional destabilizing influences (Hürlimann et al., 2000) such as dike emplacement, suprahydrostatic pore pressures (Elsworth and Voight, 1995; Day et al., 1999a; Elsworth and Day, 1999; Masson et al., 2002; Reid, 2004), strong rainfall events (Elsworth et al., 2004), seismicity (Masson et al., 2002), caldera collapse (Marti et al., 1997; Hürlimann et al., 1999; Hürlimann et al., 2000) see level changes (Carracedo et al., 1999; MacGuire, 2003), its occurrence on the northern flank of Tenerife without considering a renewing activity at the PT-PV complex is improbable.



**Figure 4** : Strike distribution computed from the phase anisotropy. Spatial distribution of RMS values computed on this area in order to minimize the differences between AMT site position and strikes azimuth (modulo  $180^\circ$ ).

## 5. CONCLUSIONS

Most investigations tend to demonstrate the close relationship existing between strong volcanic activity, volcano collapse, and large landslides (Lipman and Mullineaux, 1981; Marti et al., 1997; MacGuire, 2003; Ward and Day, 2003). Thus, whatever the processes triggering the potential lateral collapse of the Icod Valley, the resulting 1 km deep scar at the base of the PT-PV complex will surely affect its stability. Inversely a collapse of the whole complex will trigger a giant northward landslide. Then, keeping the 12% dip (in the distal part) at an unknown depth, we computed a second slide volume (Fig. 3, e, H2) that includes the collapse of the entire PT-PV complex and a part of the LCC. Taking into account the rock volume below sea level, the total volume reaches 300 km<sup>3</sup>, ie. three times greater than the low hypothesis (H1). Although those volumes match perfectly the estimates (150-500 km<sup>3</sup>) of the numerical simulation of the La Palma potential landslide (Ward and Day, 2001), we put forward that sliding surfaces should be incorporated in numerical simulation in order to reduce their uncertainty and improve hazard assessment

## **IV. Article N°3:**

### **Conductive structures around the Las Cañadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): a structural control**

Article soumis à *Geologica Acta*. Sera accepté après corrections modérées.

Paper submitted to *Geologica Acta*. Will be accepted after moderate corrections.

## CONDUCTIVE STRUCTURES AROUND THE LAS CAÑADAS CALDERA, TENERIFE (CANARY ISLANDS, SPAIN): A STRUCTURAL CONTROL

Nicolas Coppo, Pierre-André Schnegg, Pierik Falco and Roberto Costa

*Geomagnetism Group, Institutet of Geology and Hydrogeology, University of Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CP 158, 2009 Neuchâtel, Switzerland*  
([nicolas.coppo@unine.ch](mailto:nicolas.coppo@unine.ch), [pierre.schnegg@unine.ch](mailto:pierre.schnegg@unine.ch), [pierik.falco@net2000.ch](mailto:pierik.falco@net2000.ch), [roberto.costa@unine.ch](mailto:roberto.costa@unine.ch))

### ABSTRACT

External eastern areas of the Las Cañadas caldera (LCC) of Tenerife (Canary Islands, Spain) have been investigated using the audiomagnetotelluric (AMT) method with the aim to characterize the physical rock properties at shallow depth and the thickness of a first resistive layer. Using the results of 50 AMT tensors carried out in the period range of 0.001 s to 0.3 s, this study provides six unpublished AMT profiles distributed in the upper Orotava valley and data from the Pedro Gil caldera (Dorsal Ridge). Showing obvious 1-D behaviour, soundings have been processed through 1-D modeling and gathered to form profiles. Underlying a resistive cover (150-2000  $\Omega\text{m}$ ), a conductive layer at shallow depth (18-140  $\Omega\text{m}$ , 250-1100 b.g.l.) which is characterized by a “wavy-like” structure, often parallel to the topography, appears in all profiles. This paper points out the ubiquitous existence in Tenerife of such a conductive layer, which is the consequence of two different processes: a) According to geological data, the enhanced conductivity of the flanks is interpreted as a plastic breccia within a clayish matrix generated during huge lateral collapse; b) Along main tectonic structures and inside calderas, this layer is formed by hydrothermal alteration processes. In both areas, the conductive layer is thought to be related with major structural volcanic events (flank or caldera collapse) and can be seen as a temporal marker of the island evolution. Moreover, its slope suggests possible headwall locations of the giant landslides that affected the flanks of Tenerife.

### KEYWORDS

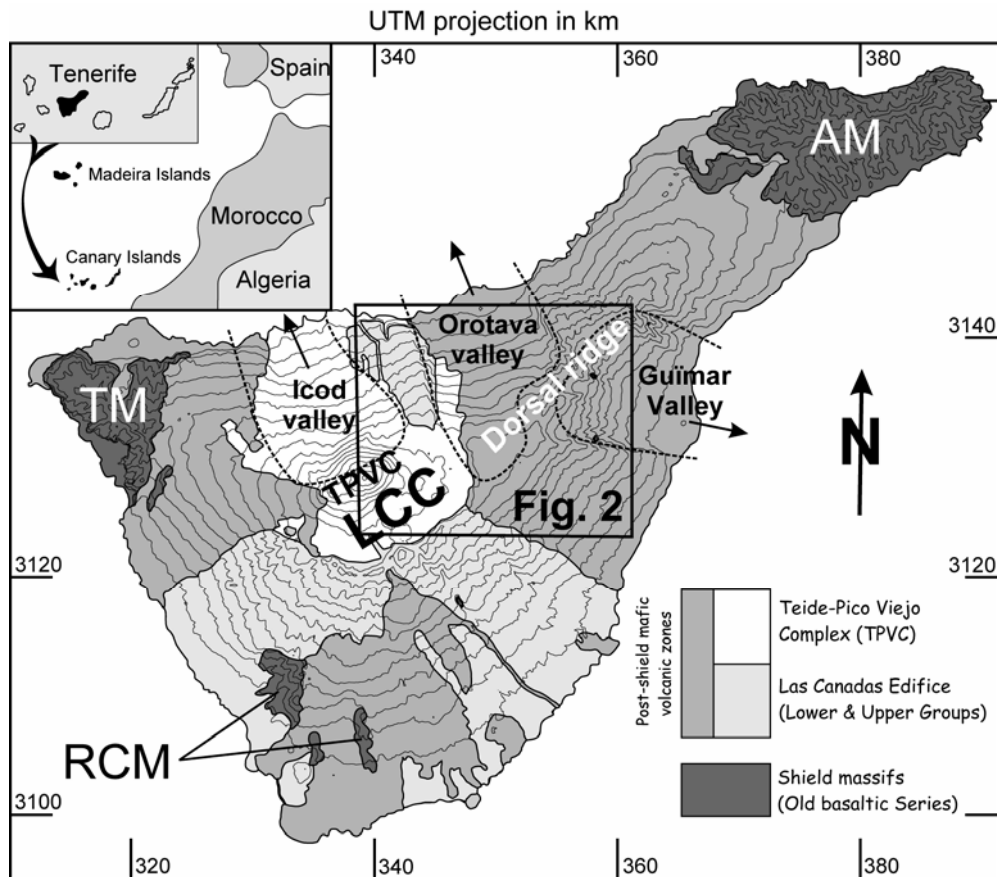
Magnetotelluric method, caldera, hydrothermal alteration, lateral collapse, Tenerife

## 1. INTRODUCTION

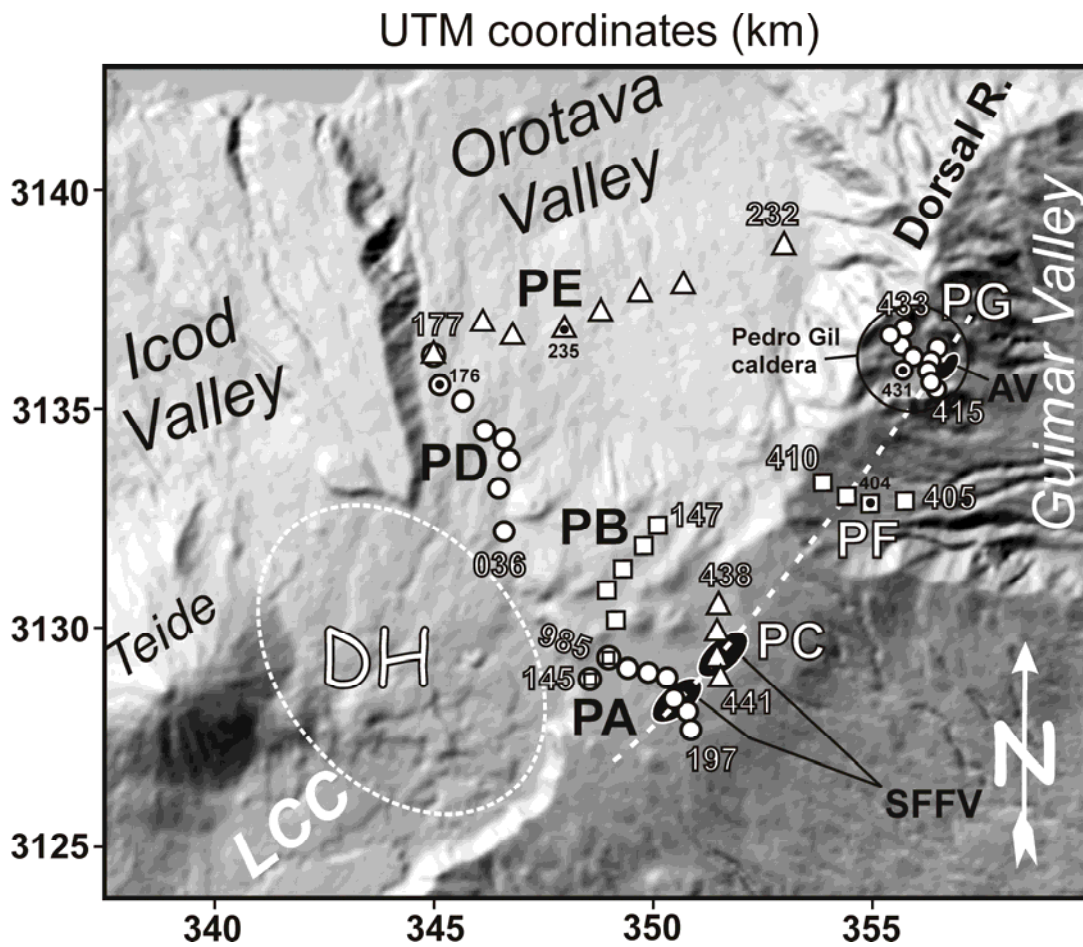
The knowledge of volcanic structures is an essential prerequisite to understand eruption types and dynamics (Aizawa et al., 2005). Resistivity surveys are one way to highlight this invisible part of a volcano. Being often free of EM cultural noise, many volcanic areas are investigated with EM methods and most of these studies reveal conductive layers. For example, in the Reunion Island, these layers are interpreted as poorly permeable clayey material that controls the groundwater (Courteaud et al., 1997; Descloitres et al., 1997; Boubekraoui et al., 1998), or as horizons belonging to ancient phases of the volcanoes (Schneegg, 1997). At Merapi volcano (Müller and Haak, 2004), at Kusatsu-Shirane volcano (Nurhasan et al., 2006) and in Terceira Island (Monteiro Santos et al., 2006), shallow conductive zones were interpreted as due to geothermal fluids. At Mt Fuji volcano, a central conductive body is interpreted as an active hydrothermal system (Aizawa et al., 2005), as for the Somma-Vesuvius volcano (Manzella et al., 2004). At Usu volcano (Ogawa et al., 1998), conductive bodies are related to altered rocks and a major dyke. On Izu-Oshima Island, Ogawa et Takakura (1990), using data from nearby wells, interpreted their deep conductive layer as thermal water. In the LCC, conductive bodies have been interpreted as altered rocks or groundwater bodies (Pous et al., 2002). These examples highlight the wide range of existing conductive layers or bodies in volcanic areas, and often the difficulty to interpret their nature in absence of constraining geological or borehole data.

In Tenerife, two previous magnetotelluric (MT) works (Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002) investigated the Las Cañadas caldera (LCC) and the Teide – Pico Viejo Complex (TPVC, Fig. 1) in an attempt to reveal both the deep and shallow structures of the central part of Tenerife. Recently, we carried out a detailed AMT survey of the LCC (Coppo et al., 2007b) and the Icod valley (Coppo et al., 2007a) to map the top conductive layer discovered beforehand by Pous et al. (2002). Our results lead us to carry on with the outer part of the LCC where fifty new AMT soundings have been measured in four different areas (respectively Orotava valley, Fasnia – Siete Fuentes, Guímar valley and Pedro Gil caldera, Fig. 2). This study aims at determining: i) the thickness and resistivity of the first layer; ii) the resistivity of the second, generally

conductive layer; and compare the results obtained in different geological provinces with previous data. With similar objectives, the Pedro Gil caldera has also been investigated (Fig. 2). There, a recent detailed structural study of this caldera proposes geological cross-sections and interpretations that geophysics may help to constrain.



**Figure 1** : Geological sketch of Tenerife. Inset: Location of Tenerife. Black rectangle: Map of figure 2. The dashed lines show the trace of three valleys initiated by lateral collapse. TM: Teno Massif; AM: Anaga Massif; RCM: Roque del Conde Massif; LCC: Las Cañadas Caldera. TPVC: Teide – Pico Viejo Complex.



**Figure 2** : Shaded relief map of the prospected area. Location of 6 profiles (PA to PF) and the Pedro Gil caldera (PG). White symbols indicate AMT soundings belonging to different profiles. Names of soundings are indicated for the first and last site of each profile. AMT sites with a black dot and name show typical 1D sites presented on Fig. 3. The three valleys resulting from lateral landslides are indicated in *italic*. Diego Hernandez (DH) caldera is circumscribed by a white dashed ellipse. The eastern dashed white line corresponds to the fracture thought to be responsible for the Fasnía, Siete Fuentes and Arafo eruptions (Valentin et al., 1990). The four black elliptic zones located on PA, PC and PG profiles correspond to historical eruptions, respectively Siete Fuentes (1704), Fasnía (1705) (SFFV) and Arafo (1705) volcano (AV).

## 2. THE AUDIOMAGNETOTELLURIC METHOD

The MT method is a passive surface geophysical technique that uses the earth's natural EM fields to investigate the electrical resistivity structure of the subsurface from depth of tens of meters to tens of km (Vozoff, 1991). The AMT is a part of MT that uses high frequency, above 1 Hz, generated by the worldwide thunderstorm activity. EM signals penetrate into the earth at various depths depending on the earth's conductivity and the signal frequency. Assuming that EM energy penetrates vertically into the earth as a plane wave, one can determine the variation of resistivity with depth by surface measurements of the electric and magnetic fields as a function of frequency. The depth of penetration of EM waves is controlled by the skin effect. The MT theory may be found in the basic paper of Cagniard (1953) and further details in Simpson and Bahr (2005). MT and AMT methods are currently used in many domains of applied and research geophysics such as mineral exploration, geothermal reservoir and internal structures of volcanoes (e.g., Benderitter and Gérard (1984), Ballestracci and Nishida (1987), Courteaud et al. (1997), Schnegg (1997), Ogawa et al. (1998), Fuji-ta et al. (1999), Matsushima et al. (2001), Manzella et al. (2004), Nurhasan et al. (2006)).

We used an AMT recording system developed at the University of Neuchâtel, light enough to be carried by two walking persons. The four horizontal components of the field were measured in the N-S and E-W directions in the period range from 0.001 to 0.3 s at a sampling rate of 2 kHz. Fifty meters-long telluric lines were arranged orthogonally and connected to non-polarizable electrodes made of acrylic tubes ended with a porous ceramic. Inside the tube a non-polarizable Ag-AgCl electrode designed for ocean studies (Filloux, 1987) was immersed in a saturated KCl solution. Magnetic induction coils (two ECA CM16) were set up orthogonally in the middle of the station.

### 3. GEOLOGICAL SETTING

#### 3.1. General

Tenerife, the largest island of the Canarian archipelago, lies at few hundred kilometers off the African coast (Fig. 1). It is home to the second largest oceanic island volcanic complex in the world after Mauna Loa and Mauna Kea in Hawaii. The subaerial portion of the island known as the Old Basaltic Series (Fúster et al., 1968) is a composite mafic alkaline formation constructed by fissure eruptions of ankaramites, basanites and alkali basalts between 12 and 3.5 Ma (Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990) and now preserved at the three corners of the island: the Anaga peninsula (NE), the Teno massif (NW), and the Roque del Conde (S) (Fig. 1). Toward the end of this period, volcanic activity concentrated in the central part of Tenerife, where shallow phonolitic magma chambers developed to form a central volcanic complex, the Las Cañadas edifice (LCE). Of basaltic to phonolitic composition, it was constructed and modified by several volcanic cycles (Araña, 1971; Ancochea et al., 1990; Marti et al., 1994; Ancochea et al., 1999).

Following Marti et al. (1994), the LCE includes a complex and poorly studied Lower Group (3.5-2 Ma), and an Upper Group (1.6-0.17 Ma). The Lower group includes up to 7 units mainly outcropping in the lower part of the caldera wall, and is composed of phonolitic, basaltic lava and minor pyroclastic rocks, including phonolitic welded tuff (Marti et al., 1994). The Upper Group consists of three formations: Ucanca (1.54-1.07 Ma), Guajara (0.85-0.57 Ma) and Diego Hernandez (0.38-0.18 Ma), each of which ended by caldera collapse (Marti et al., 1994; Marti et al., 1997; Coppo et al., 2007b). This overlapping collapse process is attributed to the eastward migration of a shallow magma chamber (Marti and Gudmundsson, 2000).

#### 3.2. The Orotava valley

The Orotava valley (Figs. 1 & 2) is a large and deep scar affecting the northern flank of Tenerife. It results from a lateral landslide (Teide Group, 1997) and is infilled by a significant amount of post-slide volcanic deposits from the volcanic centers along the Dorsal rift zone (Figs. 1 & 2), and by mafic to intermediate lava flows from

eruptive vents inside the LCC. A simplified geology of the area shows two main rock sequences: the pre-slide ( $> 0.56$  Ma) and the post-slide deposits ( $< 0.56$  Ma) (Hürlimann et al., 2004; Galindo, 2005). At the western border of the valley, the Tigaiga massif is composed of intermediate to phonolitic lavas and phonolitic pyroclastics belonging to Las Cañadas edifice. It represents a remnant between the Orotava and the Icod valleys, unaffected by the landslide events (Ibarrola et al., 1993; Marti, 1998). At the eastern part of the amphitheatre, the pre-slide deposits are characterized by mafic lava flows from eruptive vents located along the Dorsal ridge (Fig. 2). Post-slide deposits almost cover the entire valley floor, with thickness in excess of 500 m in some locations (Servicio de Planificación Hidráulica, 1991). These deposits consist mainly in valley-filling breccia. They were identified in the water tunnel drilled in the Orotava valley (Coello, 1973). Chronostratigraphic data suggest that the formation of the valley coincided with the episode of vertical collapse, interpreted as the end of the Guajara cycle (Marti et al., 1997).

### 3.3. The Fasnía - Siete Fuentes area

Disregarding the central system eruptions (TPVC), eight historic eruptions occurred in Tenerife. Two of them, the Siete Fuentes (1704 ad.) and Fasnía (1705 ad.) basaltic fissural eruptions occurred outside the eastern part of the LCC (Fig. 2). These igneous centres are aligned on the NE-SW major fracture, parallel to one of the predominant tectonic lines of the island (Valentin et al., 1990). The fracture can be followed until the Pedro Gil caldera (Fig. 2) in which the historical eruption of Arafo volcano occurred simultaneously (1705 ad.). Abnormal temperatures (up to  $45^{\circ}\text{C}$ ), high concentration of heat flow indicators ( $\text{SiO}_2$ , B,  $\text{NH}_4^+$ ), gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) and very high content of  $\text{CO}_3\text{H}^+$  and  $\text{SO}_4^{+2}$  related to the recent volcanism are found to the south of the Siete Fuentes and southeast of Fasnía volcanoes (Valentin et al., 1990; Navarro Latorre, 1996).

Although geothermal activity is not manifest in these areas, Rn anomalies prove the existence of upwelling geothermal fluids through several fractures located beneath the Fasnía and Siete Fuentes volcanoes, indicating higher temperatures at depth (Hernández et al., 2003). Geothermometry techniques applied to the central

system of Teide have shown that the temperature of the residual magma body of Fasnía – Siete Fuentes was  $270 \pm 50^\circ\text{C}$  (Valentin et al., 1990).

### 3.4. The Guïmar valley

The Guïmar valley is located on the SE part of Tenerife (Figs. 1 & 2). From on- and off-shore surveys (Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002) it was interpreted as the result of a catastrophic flank failure. The subaerial Guïmar valley is approximately 10 km wide with a relatively well-defined flat base and flanking scarps from 300 up to 600 m high. In its upper part, the Guïmar valley forms two diverging sub-valleys separated by a low ridge. Both sub-valleys extend onto the narrow Dorsal ridge that separates the Orotava and Guïmar valleys (Masson et al., 2002). The Guïmar valley has no obvious relationships with any caldera-forming episode. However, based on its morphology and presence of deposits of Guajara age, it is older than the Orotava valley (Marti et al., 1997). No mention was found neither regarding the thickness of the deposits, nor the presence of breccia at its base.

### 3.5. The Pedro Gil caldera

The Pedro Gil caldera is roughly located on the NE Dorsal Ridge of Tenerife (Fig. 2). Its size is approximately 3 km in diameter and 540 m deep. However, assuming vertical collapse, its true diameter could be only 1.5 km and its depth 700 m (Galindo, 2005). A paleomorphologic analysis suggests that it formed about 0.81 Ma ago (Ancochea et al., 1990) by the vertical collapse of the Pedro Gil edifice (Galindo, 2005). The development of this edifice is summarized by Galindo (2005) as follows: a) A magma intrusion causes up doming of the surface, b) The magmatic overpressure leads the magma injection through tilted sheets and radial dykes causing effusive eruption, c) The subsidence of the magmatic column leaves a cavity at the top of the column and d) The roof of the cavity collapses, creating the caldera.

Geologically, the Pedro Gil formation makes the caldera walls. Lava flows of unknown thickness and pyroclastic deposits of historical eruptions filled in the bottom of the caldera (Galindo, 2005). Recently, this author suggested that the formation of the Guïmar valley could be associated with the Pedro Gil volcano collapse and the

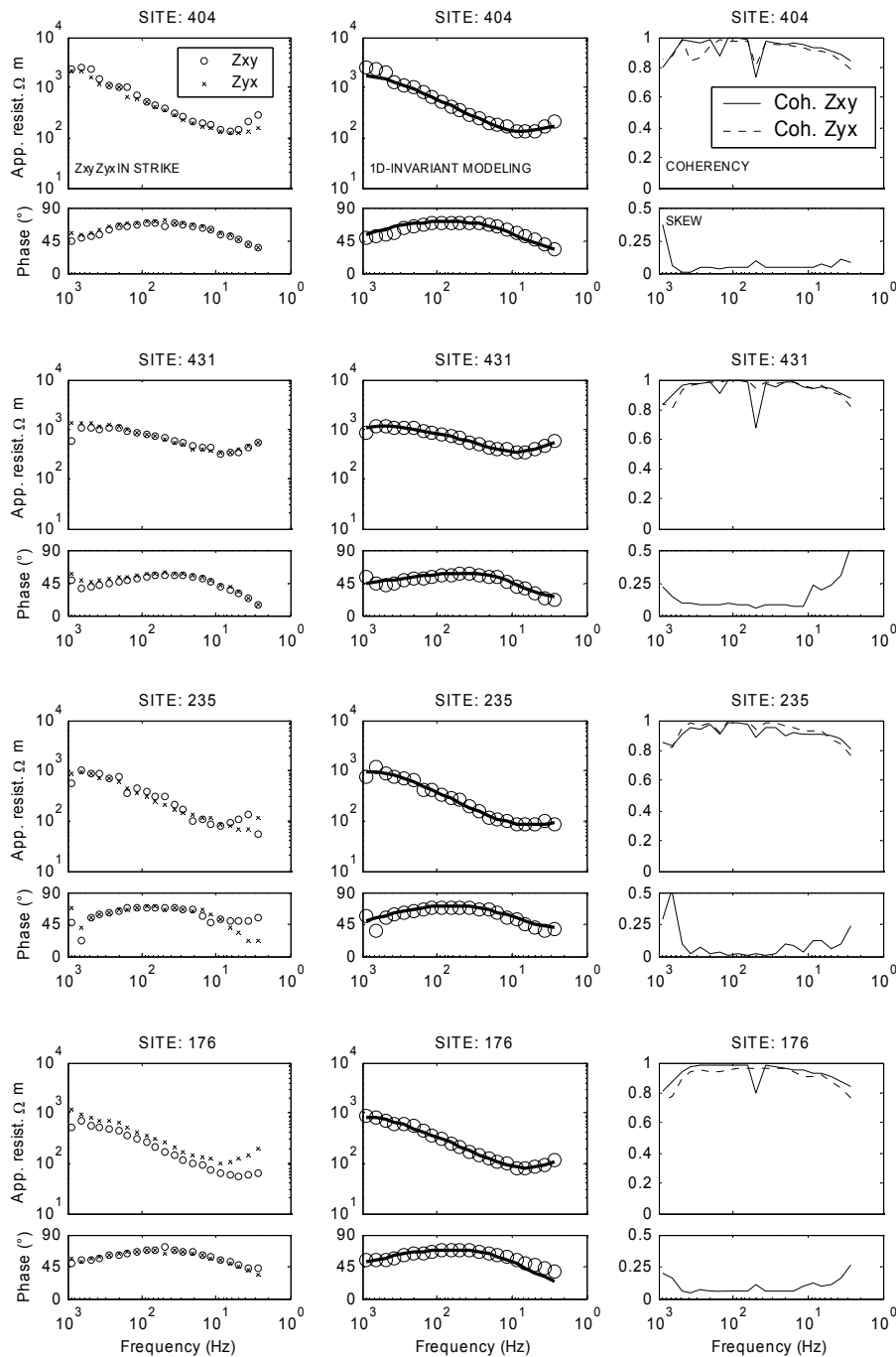
formation of its caldera. A historical eruption created the Arafo volcano in 1705 (Fig. 2), a consequence of the SW-NE fissural activity related to the Fasnía – Siete Fuentes volcanoes.

## 4. RESULTS

### 4.1. Dimensionality and data processing

The results presented in this paper include all soundings acquired outside the LCC during three field campaigns carried out in 2004, 2005 and 2006. The locations of the 50 AMT sites collected in the eastern sector of the LCC are shown in Fig. 2. Except for a few soundings affected by cultural EM disturbances, the overall data quality is very good. Most of the data show a uniform, close to 1-D behaviour and display similar results in the whole area, in good agreement with Pous et al. (2002). The shape of the apparent resistivity and phase curves reveals a resistive layer overlying a conductive layer (Fig. 3). At times, a third layer appears at depth, enabling an estimation of the thickness of the conductive layer. However, because this observation is unusual, we focus on the thickness of the first layer and the resistivity of the two first layers.

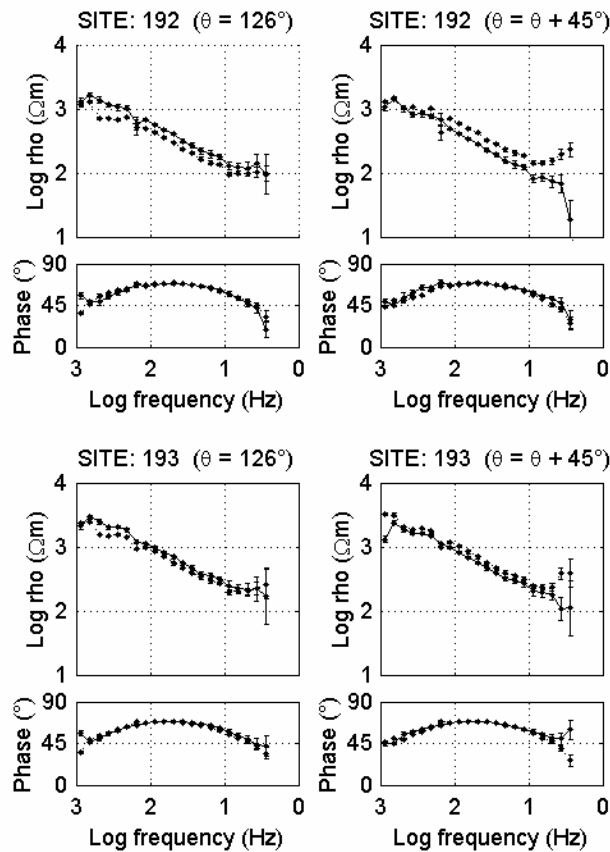
Only a few soundings display curve splitting at higher and lower frequencies due to shallow heterogeneities or signal weakness (Fig. 3, 4th site). Invariants of the determinant of all impedance tensors have been modelled separately (Fig. 3) using a 1-D modelling scheme (Fischer and Le Quang, 1981; Schnegg, 1993). Then, subtracting the thickness of the first resistive layer from the altitude, new elevations were interpolated to visualise the morphology of the top of the conductive layer. For the Pedro Gil caldera, resistivity values were interpolated to obtain the resistivity distribution of the first and second layers (Fig. 8). Coast effect was ignored since its influence starts at 5 s. (Pous et al., 2002; Monteiro Santos et al., 2006).



**Figure 3** : Typical 1D AMT soundings. 1<sup>st</sup> column: Apparent resistivity, phase for both Zxy and Zyx tensor elements vs. period in direction of the maximum phase anisotropy. 2<sup>nd</sup> column: 1D modelling of the invariant of the impedance tensor ( $Z = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$ ). The black line is the model response). 3<sup>rd</sup> column: Coherency and skewness after Swift (1967).

## 4.2. Static shift

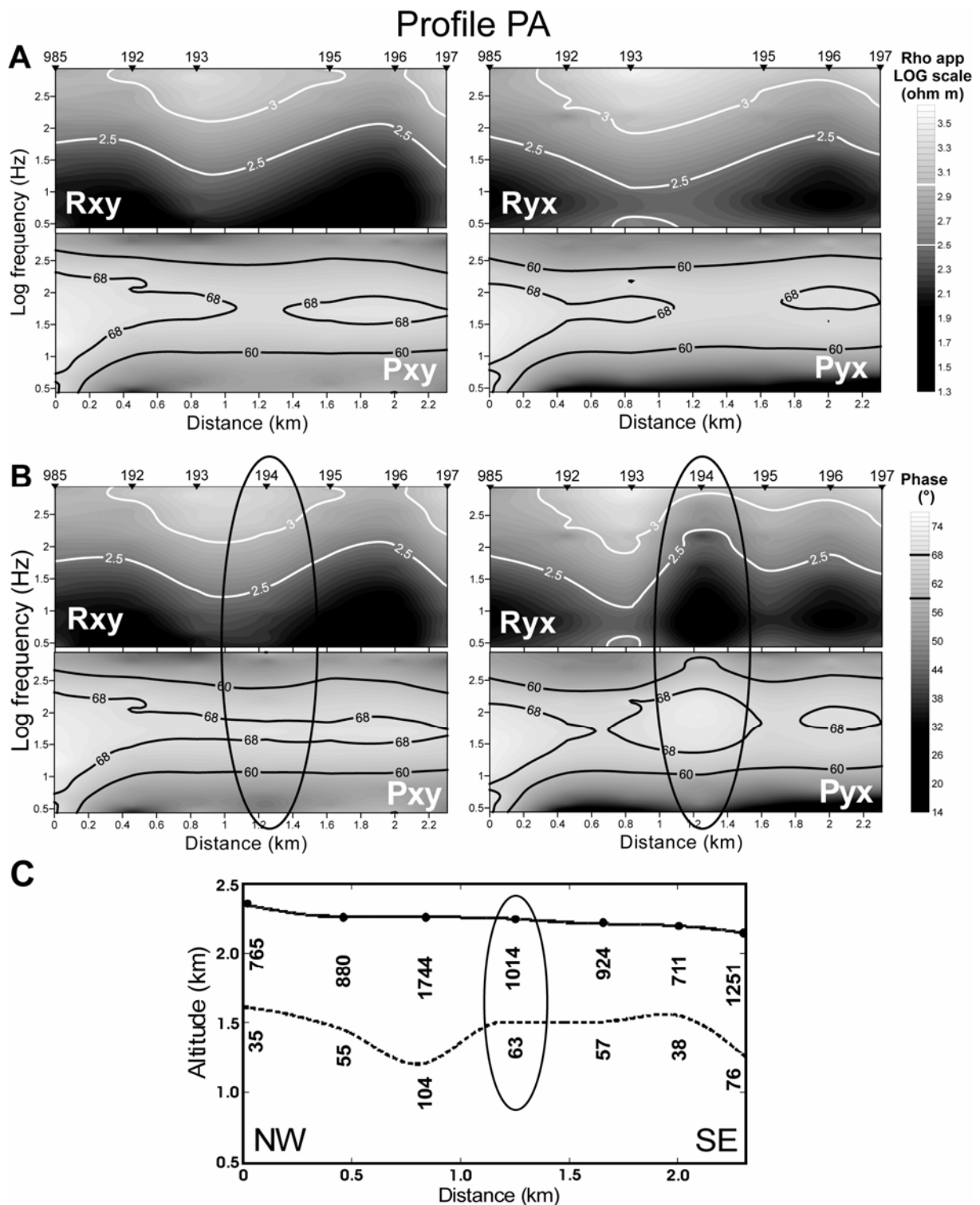
The magnetotelluric (MT) static shift is a galvanic distortion effect that locally affects apparent resistivity sounding curves, shifted by a frequency-independent factor, keeping the phases unchanged (Simpson and Bahr, 2005). The rotation of the impedance tensors reveals that static shift does not affect significantly our data.



**Figure 4** : Two AMT sites (192 and 193) of profile PA (Fig. 2) with matrices rotated 1. (left) in the direction of the profile ( $\theta = 126^\circ$ ) and 2. (right) to an angle of  $\theta + 45^\circ$ . The small variation of  $\rho_{app}$  indicates a negligible static shift effect.

Figure 4 presents two AMT tensors (192 and 193) from profile PA (Fig. 5). Both are rotated first in the direction of the profile ( $\theta = 126^\circ$ ), then by  $\theta + 45^\circ$ , and illustrate the presence of a negligible static shift effect. In addition, detailed pseudosections of apparent resistivity ( $R_{xy}$  and  $R_{yx}$ ) and phase ( $P_{yx}$  and  $P_{xy}$ ) of the profile PA are shown in figure 5. The upper part of figure 5 (A) presents the profile PA where the AMT site 194 has been removed. It is characterized by a obvious 1-D

behaviour. Below that (Fig. 5, B), site 194 has been kept. The  $R_{xy}$  pseudosection remained absolutely unchanged but the  $R_{yx}$  and  $P_{yx}$  pseudosections show a 2-D effect. Figure 5 is representative of the 1-D character of the AMT sites measured in the whole central part of Tenerife, with very few 2-D effects. Thus, the straightforward 1-D approach can safely be applied.



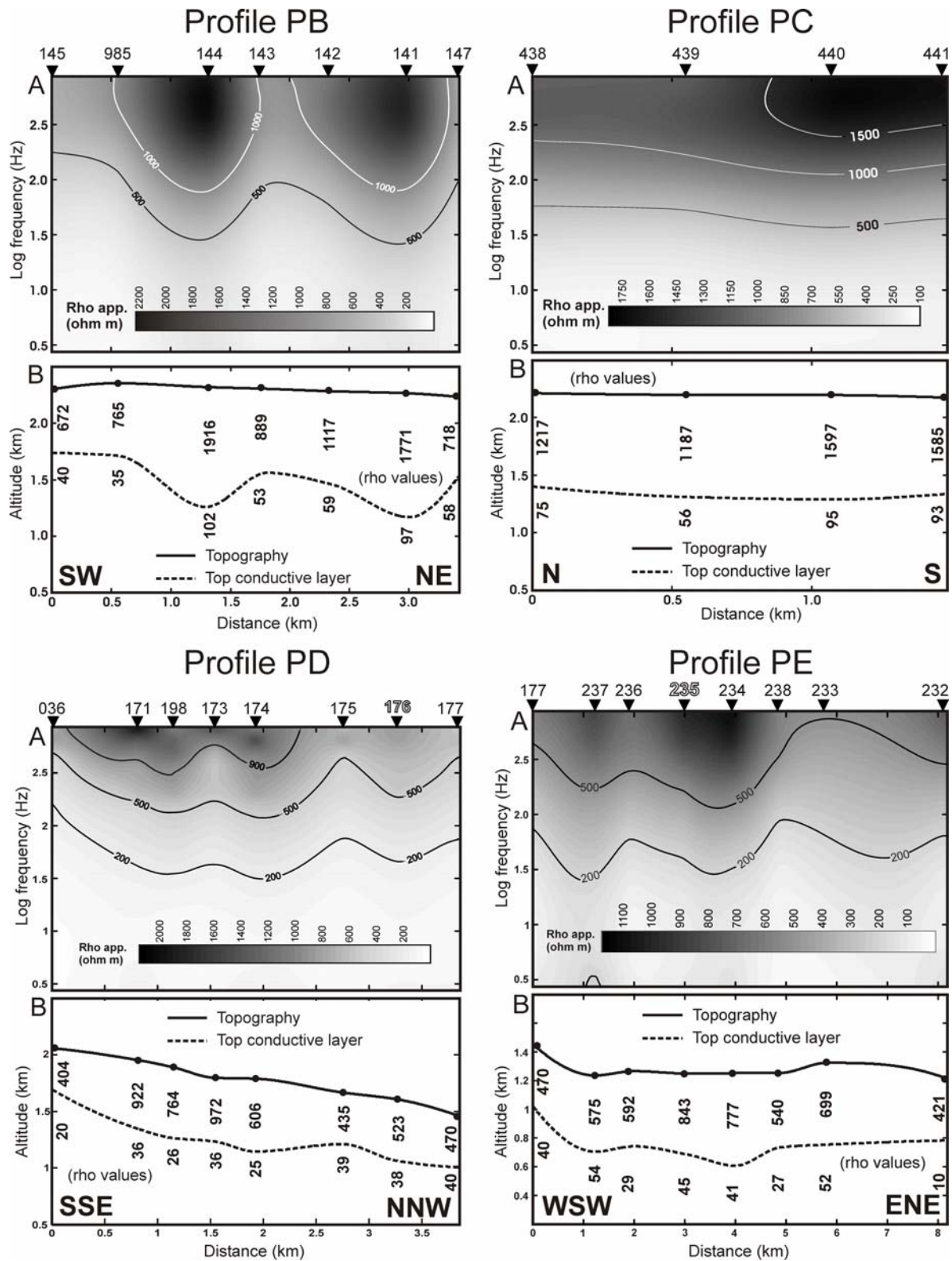
**Figure 5** : *Example of a near 1-D behaviour (profile PA Siete Fuentes – Fasnía area). A: Profile without site 194. Apparent resistivity and phase pseudosections for both polarizations. B: Profile with site 194 (surrounded by an ellipse). Apparent resistivity and phase pseudosections for both polarizations. C: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer.*

Although the top layer conductivity  $\sigma$  appears to be sometimes inversely correlated to its thickness  $d$ , a constant conductance  $\tau = \sigma d$  has been also considered to support our interpretation. We successively used the resistivity and thickness values of adjacent 1-D models to constrain critical AMT sites. In each case, this constraint generates a significant increase of the error of the model at high frequencies.

### 4.3. AMT profiles

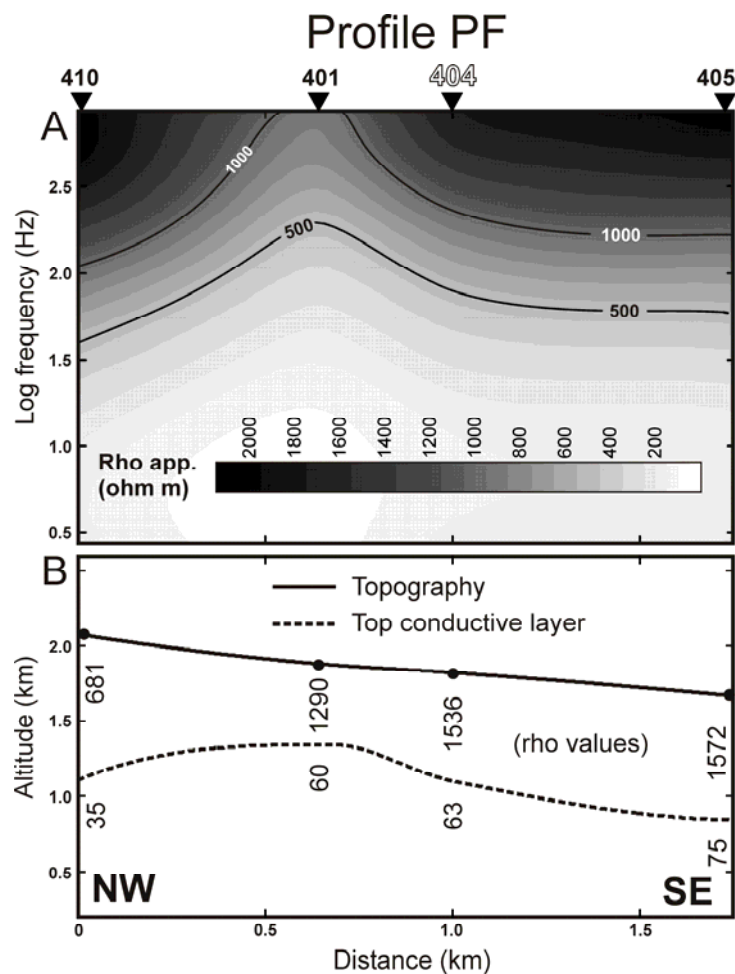
The Fasnía – Siete Fuentes area has been investigated through 17 AMT soundings gathered in three profiles (PA, PB and PC, Fig. 2). Two of them (PA - Fig. 5 and PC – Fig. 6) cross the SW-NE fissure (Fig. 2). The first profile (PA, Fig. 5) crosses the Fasnía fissural eruption of 1703. High resistivities range from 700 to 1800  $\Omega\text{m}$  and low resistivity between 35 to 100  $\Omega\text{m}$ . The thickness of the resistive layer ranges from 500 to 800 m. The top of the conductor presents a wavy morphology at 0.8 and 2.3 km. The second profile (PB, Fig. 6) extends on 3.4 km and reveals also a wavy morphology of the top conductive layer with a wavelength of almost 2 km. It is characterized by three highs separated by two depressions (1.3 and 3 km) of 400 m depth. High resistivities range from 700 to 2000  $\Omega\text{m}$  and low resistivity between 35 to 100  $\Omega\text{m}$ . The thickness of the resistive layer ranges from 500 to 800 m. The third profile (PC, Fig. 6) includes 4 AMT soundings. High resistivities range from 1200 to 1600  $\Omega\text{m}$  and low resistivity between 50 to 100  $\Omega\text{m}$ . The thickness of the resistive layer ranges from 500 to 800 m. This profile shows a conductive layer almost parallel to the surface with resistivity slightly increasing southwards.

Fifteen soundings have been recorded in the Orotava valley (Fig. 2) and gathered in two profiles (PD and PE, Fig. 6). Profile PD is parallel and PE is transverse to the valley. Results of both profiles show a ~500 m-thick resistive layer (400-1000 Ωm), overlaying a conductive one (< 50 Ωm).

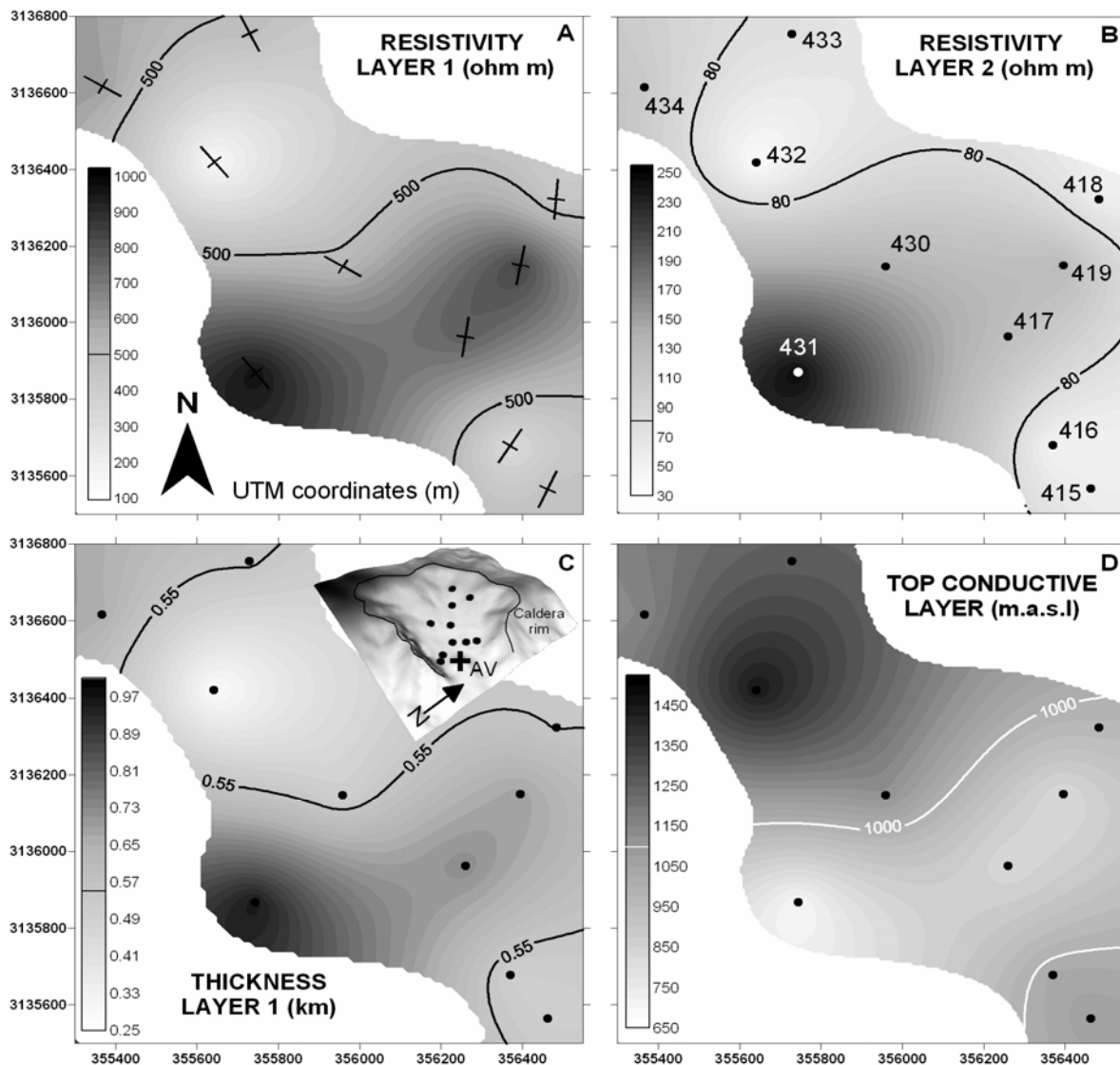


**Figure 6** : Profiles PB, PC, PD and PE (Siete Fuentes – Fasnía area and Orotava valley, Fig. 2). For each profile: A) Resistivity pseudosection based on the invariant of the impedance tensor. B: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer. The sites with enhanced names (top of pseudosections) are shown on Fig. 2.

Because of the steep, hardly accessible morphology characterizing the top of the Guimar valley, only four soundings could be measured over the 1.75 km-long profile (profile PF, Fig. 2). One-D models were assembled to build the resistivity profile PF (Fig. 7). High resistivities range from 700 to 1600  $\Omega\text{m}$  and low resistivity between 35 to 70  $\Omega\text{m}$ . The thickness of the resistive layer ranges from 530 to 980 m. The highlighted main structure is the steep ascent of the top conductive layer between sites 410 and 401 showing 32% uphill and 68% downhill dips, then 31% between sites 401 and 405.



**Figure 7** : Profile PF (Guïmar valley, Fig. 2). A: Resistivity pseudosection based on the invariant of the impedance tensor. B: True resistivity cross-section from 1-D modelling results. Black line is the topography. Dashed line is the top conductive layer. The sites with enhanced names (top of pseudosection) is presented on Fig. 2.



**Figure 8** : Interpolated results of 1-D modelling of the invariant of impedance tensors measured in the Pedro Gil caldera (PG area, Fig. 2). Inset in C: Shaded relief map of the Pedro Gil caldera with the rim emphasized by a black line and the Arafo volcano by a cross (AV). A) Resistivity of first resistive layer with isoline 500  $\Omega\text{m}$ . Short black lines indicate the strike direction from the phase anisotropy (mod  $180^\circ$ ). B) Resistivity of the second

*conductive layer with isoline 80  $\Omega\text{m}$  and AMT sites. The site with enhanced name (top) is presented on Fig. 2. C) Thickness of the first resistive layer with isoline 0.55 km. D) Elevation of the top conductive layer with isoline 1000 m.a.s.l.*

Given the poor accessibility, ten soundings were measured in the small Pedro Gil caldera (Figs. 2 & 8). As for the Guïmar valley, this area is absolutely free of cultural EM disturbances, resulting in high data quality. Because of the scattered distribution of soundings, results of the 1-D models have been converted into interpolated maps (Fig. 8). High resistivities range from 140 to 970  $\Omega\text{m}$  (Fig. 8A) and low resistivities between 35 to 245  $\Omega\text{m}$  (Fig. 8B). The thickness of the resistive layer ranges from 270 to 970 m (Fig. 8C). Higher resistivities of both the resistor and the conductor are observed in the central part of the caldera. Likewise, the maximum thickness (soundings 417, 419 and 431) is obtained in the same area characterized by a depression of the top conductive layer. While the conductive layer is well marked on the eastern part of the Pedro Gil caldera, it should be noted its quasi absence in the western part. Although all sites were almost 1-D, we looked for the maximum phase anisotropy by rotating the MT impedance tensors. The azimuths are shown in Fig. 8A.

## 5. INTERPRETATIONS - DISCUSSION

All the profiles presented in this study highlight the presence of a conductive layer at shallow depth. Together with the results of previous studies (Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002; Coppo et al., 2007a; Coppo et al., 2007b), these data suggest its ubiquitous existence, at least in the central part of Tenerife. Such a shallow conductive layer has been discovered in many volcanic environments and interpreted in many different ways (see references in introduction). In Tenerife, the conductive layer is characterized by a general resistivity below 100  $\Omega\text{m}$ . It is overlaid by a resistive cover ( $> 400 \Omega\text{m}$ ), generally 0.5 to 1 km thick. As shown on figures 3, 4 and 5, the data present a near 1-D behaviour with negligible static shift effect. Although very few AMT stations may be affected by 2-D effects (Fig. 5, site 194), the general 1-D modeling approach has been chosen to track the shallow architecture of the eastern part of the Las Cañadas caldera.

The general morphology of the top conductive layer is approximately parallel to the surface, but displays undulations of various wavelength (Figs. 5, 6 & 7). This “wavy-like” structure is interpreted as a consequence of the structural setting of the studied area. Moreover, the origin of the conductive layer differs given its location. Two geological provinces must be considered: the flanks of the volcano and the upper part of it that includes calderas.

### 5.1. One conductive layer but two possible origins

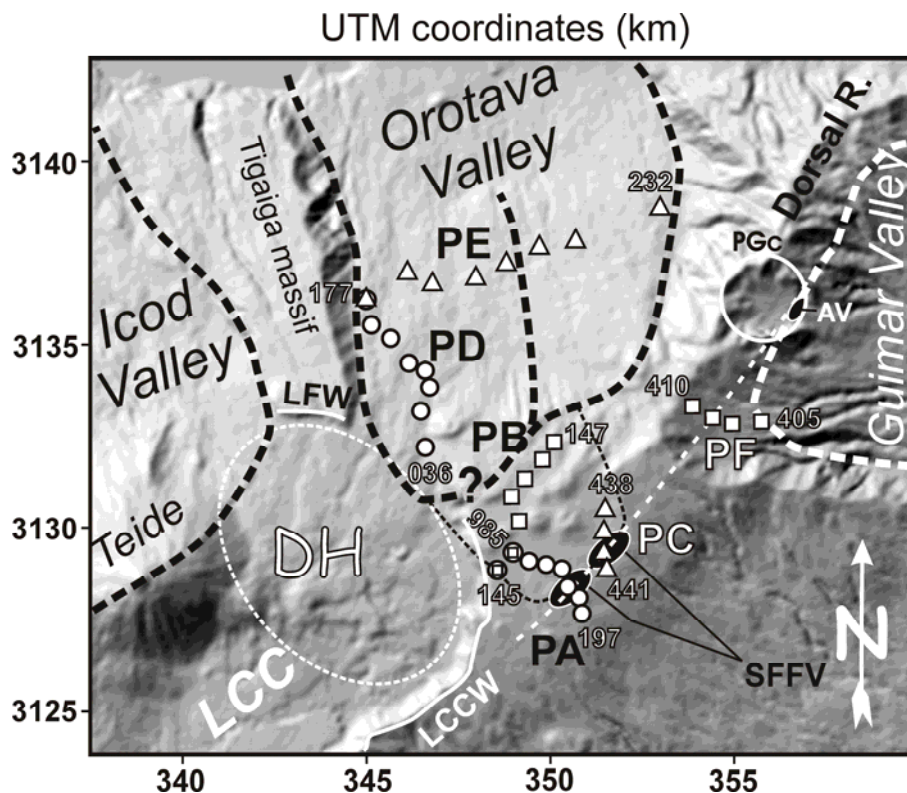
The first geological province includes the flanks of Tenerife that have been deeply cut by flank collapse (Watts and Masson, 1995; Teide Group, 1997), i.e. the Orotava valley (profiles PD and PE, Fig. 2), the Guimar valley (profile PF) and the Icod valley (Coppo et al., 2007a). The resistivity values of the conductive layer in these environments are characteristic. They are generally less than 60  $\Omega\text{m}$ , with very few exceptions. Geological data collected in the numerous galleries drilled for water supply reveal the presence of a impermeable plastic breccia within a clayish matrix that has been encountered both in the Orotava and the Icod Valleys (Bravo, 1962; Coello, 1973; Navarro and Coello, 1989; Navarro Latorre, 1996). These authors interpreted this breccia either as the result of a flank collapse or as a “lubricating

level” forming the base of the valleys. Because of its physical characteristics, this breccia has never been perforated, but its thickness is estimated to 300 m. (Navarro Latorre, 1996). Similar thick layers formed during isolated events and generated by super faulting have been reported by Spray (1997). In our case, according to these field observations, we interpret the conductive layer highlighted at the base of the Orotava, Icod and Guïmar valleys as a breccia with a clayish matrix. Related to major collapse events, its common origin is a strong argument to explain the homogenous low resistivity observed. These results do not exclude the subsequent occurrence of hydrothermal alteration.

The second geological province characterizes the upper part of Tenerife, directly related with the main tectonic axis (rift zones) responsible for the growth of the NE-SW, NW-SE and SSW-NNE parts of the island (Galindo et al., 2005). As far as the subsurface of Tenerife is known, it includes the Las Cañadas caldera, and its eastern part extending northeastwards on the Dorsal ridge (Fig. 1). In this part, there is no direct observation allowing a similar interpretation. However, the recent MT and AMT works interpreted the shallow conductive layer as a consequence of hydrothermal alteration (Pous et al., 2002; Coppo et al., 2007b). In the LCC, the authors interpreted the resistivity pattern of the conductive layer as a key to understand caldera collapse processes and to locate ring faults. They noted that such structural features are characterized by massive conductive bodies generated by hydrothermal circulation along them (Coppo et al., 2007b). In a similar way, we interpret the conductive layer emphasized in the eastern LCC (profiles PA, PB and PC) as a result of hydrothermal circulations that generated alteration during volcanic activity along the Dorsal ridge. The layer affected by hydrothermal alteration approximately corresponds to the Old Basalts Series or to the “mortalón” (PNUD-UNESCO, 1973; Caloz, 1987). Benderitter et Gérard (1984) in La Réunion Island (F) observed that the relationship between the depth and the resistivity highlights the diffusive property of the hydrothermal alteration processes. Thus, the morphology of the top conductive layer reveals zones where intensity of these alteration processes was stronger and reached the upper surface. In that way, the hills characterizing the top conductive layer may reflect old volcanic fissures or fault zones.

## 5.2. What can be inferred from the morphology?

In the Orotava valley, the “wavy-like” structure of the top conductive layer suggests that this deep scar follows from separate landslides in agreement with Hürlimann et al. (2004). The western part extends to 4.5 km of profile PE (Figs. 6 & 9) and is slightly deeper than the eastern one. This “multiple landslides” hypothesis is strongly supported by off-shore observations (Watts and Masson, 1995). Moreover, the morphology of the top conductive layer in the Orotava valley allows computing a post-landslide infill of  $-55 \text{ km}^3$  of lavas ( $5 \text{ km}^2$  section and 11 km off-shore length). Considering the elevation of the lateral cliffs delimiting this huge scar, an on-shore volume higher than  $100 \text{ km}^3$  has probably been removed by successive landslides.



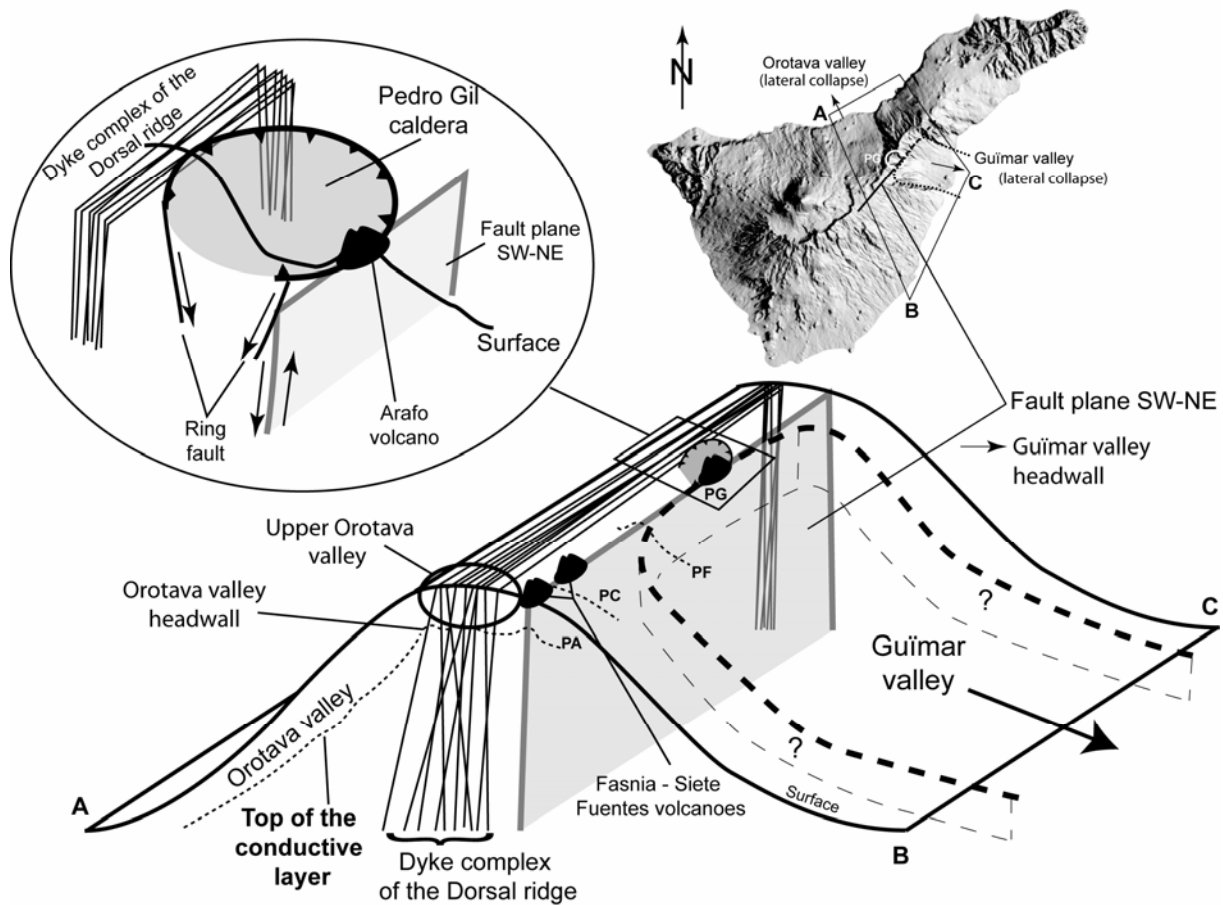
**Figure 9** : Extension of the lateral collapses. Thick black dashed lines show the extension Orotava valleys as inferred from the results (Icod from Coppo et al., 2007a). Thin black dashed line shows the uppermost part of the Orotava valley as inferred by Marti et al. (1997) and Hürlimann et al. (2004). Thick white dashed line shows the trace of the upper part of the Guimar valley with a headwall constrained by the SW-NE fault (thin white dashed line). White

*circle indicates the Pedro Gil caldera (PGc). Small black ellipses are the historic eruptions (Siete Fuentes – Fasnía (SFFV) and Arafo volcanoes (AV)). AMT sites and profiles are similar to Fig. 2. LFW: La Fortaleza wall; LCCW: Las Cañadas caldera wall.*

Main structural features act as preferential paths for eruptions and also as headwalls of large lateral landslides. For instance, several authors extend the Orotava valley headwall up to the fracture responsible for historical eruptions (Figs. 9 & 10) (Marti et al., 1997; Hürlimann et al., 2004). Other authors constrain the location of the Teide – Pico Viejo Complex and the headwall of the Icod valley on the rift axis (Ablay and Marti, 2000). In order to constrain previous interpretations, we compared the morphology of the profiles PD (Orotava valley, Fig. 6), PF (Guïmar valley, Fig. 7) and a radial profile Teide – Pico Viejo Complex carried out in the Icod valley (Coppo et al., 2007a). In the three cases, the upper part of each profile shows the steepest dip with 34%, 65% and 36-60% for the Orotava, Guïmar and Icod valleys, respectively. These results indicate that headwalls of flank collapses are characterized by a steep ascent of the top conductive layer at shallow depth. Thus, an interpolation of the slope of the top conductive layer until the surface, would locate the headwall of the Orotava valley at around 700 m. southwards from site 036, i.e. at the end of the LCC wall (Fig. 9 & 10). Eastwards however, its extension can not be constrained accurately by the profile PB (Fig. 6). There, the headwall would be located slightly to the north at the end of the profile PB (Fig. 9), where the conductive layer depicts a steep ascent (site 147, Fig. 6). This implies that the upper part of the Orotava valley (Figs. 9 & 10), between the postulated position of the headwall and the total extension reaching the SW-NE fault (Marti et al., 1997; Hürlimann et al., 2004), would constitute the “upper collapse of the Orotava valley”.

In the Guïmar valley, the steep ascent of the conductive layer occurs between sites 401 and 404 (Fig. 7), around 1 km away from the current topographic headwall (the crest of the Dorsal ridge). Extending the fracture that links up Siete Fuentes to Arafo volcanoes, we find that the conductive feature of profile PF (Fig. 7) is exactly located above it (Fig. 9 & 10). Thus, we suggest that this conductive zone reveals the presence of this major fracture (Valentin et al., 1990) at depth and we interpret the fault plane as the headwall of the Guïmar landslide (Figs. 9 & 10). The space

between the crest of the Dorsal ridge and the major fault reveals the volume eroded during the last 0.8 My and has major implications for the Pedro Gil caldera extension.



**Figure 10** : Simplified structural sketch of the eastern part of the Las Cañadas caldera. Upper right corner: Shaded relief map of Tenerife showing the 3D bloc illustrated below (with A, B, C corners). Black dashed line: trace of the Guimar landslide. Black line: SW-NE fault connecting historical eruptions. Small white circle: Pedro Gil caldera. 3D bloc showing: SW-NE fault plane (transparent light grey); the three volcanoes related to historical eruptions; 3 schematized profiles PA, PC and PF; the dike complex of the Dorsal ridge; the Guimar landslide in a pseudo 3D view (question marks indicate the absence of data in the medium and lower parts); top of the conductive layer is shown by a thin dashed line; Orotava valley headwall corresponds to the upper limit of the valley as shown in Fig. 9 (thick dashed line); the upper Orotava valley indicates the zone between the two proposed extensions (see text and Fig. 2). Upper left: zoom on the Pedro Gil caldera

*showing its incomplete ring fault open to the SW and its extension between the dike complex of the Dorsal ridge and the major fault plane.*

### **5.3. A major fault?**

While profile PA (Fig. 5) displays a conductive feature exactly below the volcanic cones, no comparison can be made with the profile PC (Fig. 6), where the top conductive layer is flat. We interpret the conductive anomaly of profile PA as the activity of a hydrothermal system associated with the historic Siete-Fuentes fissural eruption along the major SW-NE fault (Valentin et al., 1990). The lack of conductive anomaly on the profile PC (Fasnia volcano) suggests either the absence of hydrothermal circulation in this area or a deeper system. The first hypothesis is supported by higher concentrations of Rn close to the Siete Fuentes (western volcanoes, Fig. 2) (Hernández et al., 2003). Likewise, a temperature anomaly is measured closer to Siete Fuentes volcanoes than to Fasnia volcanoes (Valentin et al., 1990). Northeastwards, the fault reaches profile PF, abovementioned, and Arafo volcano, located on the rim of the Pedro Gil caldera (Fig. 10).

### **5.4. Is the Pedro Gil caldera tectonically controlled?**

How can such a small caldera be located at the middle head of the Guïmar valley (Fig. 9)? A volcano collapse is responsible for the total destruction of the rocky environment, breaking volcanic structures and shaking the entire massif, resulting in a huge central chaotic breccia (Lipman, 1999). This event generates permeable connections and preferential pathways between deeper parts of the volcanic edifice and the surface. These pathways ease migration of heat, gas and fluids towards the surface and allow strong hydrothermal alteration of rocks (Pous et al., 2002; Hernández et al., 2003; Galindo et al., 2005). Finally, these processes lead to the formation of a thick, mainly clayey conductive layer. This layer could be interpreted as a clay horizon belonging to an ancient phase of the volcano which acts as a temporal marker (Schnegg, 1997).

We interpret the morphology of the top conductive layer (Fig. 8D), as for the LCC (Coppo et al., 2007b), in terms of caldera forming processes. Thus, it

constitutes a possible morphology consecutive to the volcano collapse, in which the higher and more conductive areas delimit the original caldera (Coppo et al., 2007b). It is characterized by an elongated, NE-axed depression, with almost 800 m between the lower and higher parts. The width of the caldera between sites 432 and 415 is about 1300 m. Northeastwards, the conductive layer forms a semicircular zone of lower resistivity ( $< 80 \Omega\text{m}$ ), allowing to draw half a ring fault, more or less parallel to the  $80 \Omega\text{m}$  isoline (Fig. 8B). These results are in good agreement with Galindo (2005) and corroborate her assumptions on the size of the original caldera. The first resistive layer shows a central area of higher resistivity which corresponds to the piling up of lava flows that infilled the caldera after the collapse (Galindo, 2005).

For the formation of the Pedro Gil caldera, the lack of conductive rocks in the SW part suggests a trapdoor subsidence rather than a piston model. Bounded by a partial ring fault and a hinged segment, the trapdoor subsidence constitutes an incomplete or incipient plate collapse, a process intermediate between plate and down sag subsidence. Such partial subsidence may be related to smaller eruptions, asymmetric magma chamber or some regional structural influences (Varga and Smith, 1984; Lipman, 1999). The structure is clearly revealed by the maximum phase anisotropy of the ten AMT soundings, as well as coherent strikes related either to the Dorsal Ridge or to the NE-SW major fault (Fig. 8A).

Figure 10 diagrammatically resumes the structural setting between the eastern part of the LCC and the Pedro Gil caldera. At the end of a period of strong volcanic activity, the Pedro Gil edifice collapsed after the breaking of the magma chamber roof (Galindo, 2005). Because of the local structural setting, the collapse has been controlled and limited by both the SW-NE fault (SE) and the dike complex of the Dorsal ridge (NW), between which, the magma chamber developed. Moreover, this structural sketch strongly supports the idea that the Pedro Gil caldera collapse initiated Guïmar landslide (0.81 My, Ancochea et al., 1990), an hypothesis recently proposed by Galindo (2005). Then, the three historic eruptions occurred along this major fault, a preferential path of structural weakness.

## 6. CONCLUSIONS

This paper presents the morphology of a widespread, shallow conductive layer that has been identified in four characteristic geological provinces (Orotava valley, Siete Fuentes – Fasnía zone, Guímar valley and Pedro Gil caldera) of the eastern part of the Las Cañadas caldera (Canary Islands), using fifty AMT tensors. Results argue that the conductive layer is a consequence of two different processes: a) According to geological data, the conductive layer characteristic of the flanks is interpreted as a plastic breccia with a clayish matrix generated during huge lateral collapse; b) Along main tectonic structures and inside calderas, it is formed by hydrothermal alteration processes. In both areas, the results suggest that the conductive layer is related to major structural volcanic events (flank collapse or caldera collapse) and can be seen as a temporal marker of the island evolution.

The slope of the top conductive layer in the upper part of the valley suggests headwall locations of the giant landslides that affected the flanks of Tenerife. The Orotava headwall would be located close to the eastern end of the Las Cañadas caldera wall. Its uppermost part has probably been affected by secondary processes related to dike intrusion or fissure eruptions along the Dorsal ridge. The AMT profiles carried out between Siete-Fuentes and Arafo volcanoes strongly support that the headwall of the Guímar valley is parallel to a SW-NE major fault responsible for three historic eruptions.

Investigations in the Pedro Gil caldera confirm that the initial caldera was smaller than it currently is. Furthermore, the absence of conductive rocks in its SW part suggests that the caldera does not result from vertical collapse but from trapdoor subsidence instead. The major SW-NE fault that connects historic eruptions and the NE rift axis (Dorsal ridge) controlled the extension of the Pedro Gil caldera collapse. These data support the origin of the Guímar lateral collapse as mechanically initiated by the Pedro Gil caldera collapse.

To sum up, these results demonstrate that shallow conductive layers contain some crucial keys to improve the knowledge of the structural evolution of volcanic edifices.

**ACKNOWLEDGEMENTS**

This project has been financed through grants from the Swiss National Science Foundation (SNSF, project N°200020-111758). We gratefully acknowledge the help of Dr. Joan Martí (CSIC Barcelona) for field facilities. Critical and constructive reviews by Dr. Adele Manzella and Dr. Yasuo Ogawa strongly improved the manuscript.

## **V. Article N° 4**

### **Structural pattern of the western Las Cañadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain)**

Article soumis à Swiss Journal of Geosciences

Paper submitted to Swiss Journal of Geosciences

## **STRUCTURAL PATTERN OF THE WESTERN LAS CANADAS CALDERA, TENERIFE**

**Nicolas Coppo, Pierre-André Schnegg, Pierik Falco, Roberto Costa and Martin Burkhard**

*Geomagnetism Group, Institute of Geology and Hydrogeology, University of Neuchâtel, CP 158, 2009 Neuchâtel, Switzerland (nicolas.coppo@unine.ch)*

### **ABSTRACT**

The local and regional structural pattern of volcanic edifices strongly controls the space distribution of electrical resistivity. Here we report on the structural context of the western part of the Las Cañadas Caldera of Tenerife (LCC) thought to have initiated its formation. Using a new data set of 11 audio-magnetotelluric tensors we emphasize the resistivity distribution of Ucanca caldera and propose a major revision of its extension. We find that Ucanca caldera has a limited extent westwards and that El Cedro sector might be a depression margin of the caldera. According to the extent of hydrothermalized rocks at the base of the LCC wall and the distribution of Pico Teide-Pico Viejo (PT-PV) vents, we constrain the location and size of Ucanca caldera. Moreover, our results highlight a long conductive structure outside the LCC interpreted as the main NW-SE eruptive lineament of the central part of Tenerife.

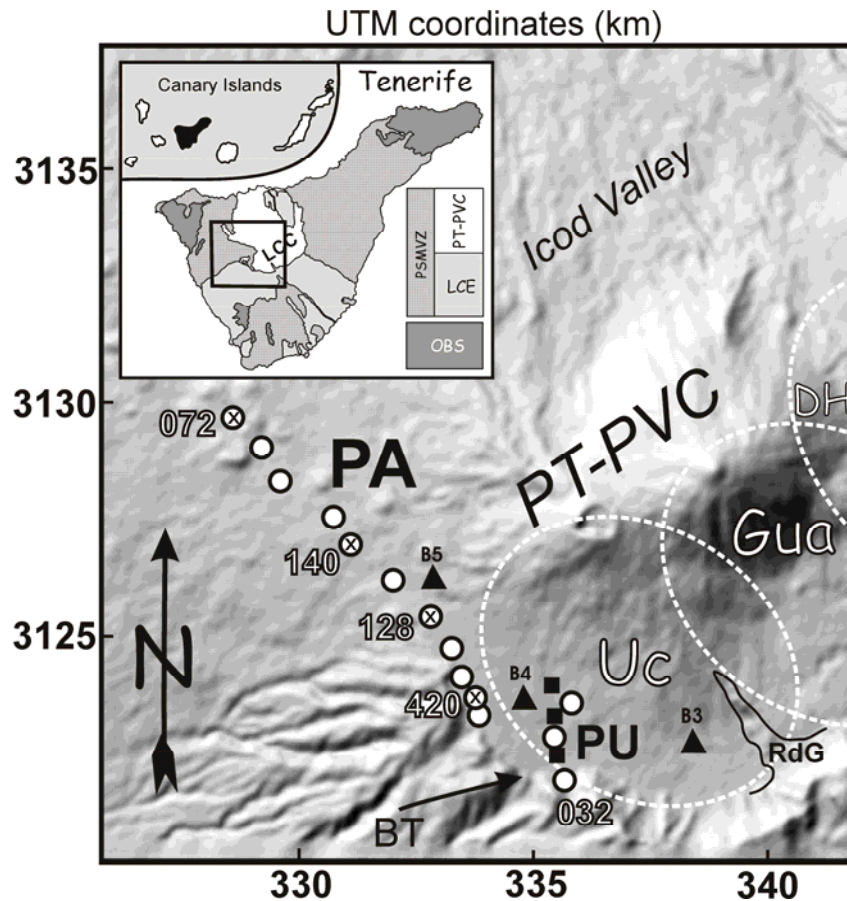
### **KEYWORDS**

Caldera, resistivity, margin, audio-magnetotelluric, Tenerife

## 1. INTRODUCTION

Electrical resistivity distribution in volcanic edifices constitutes a crucial knowledge to infer the structural pattern, the presence of geothermal systems or even magma at depth (Benderitter, 1987; Ogawa et al., 1998; Zlotnicki et al., 2006). Both the fault distribution and regional tectonics control fluid migration from deeper parts through preferential paths and new magma ascents (Galindo et al., 2005). From primary rocks, hydrothermal alteration processes create new minerals extremely sensitive to physical conditions (Mas et al., 2006). The clay minerals generated along fault systems reduce drastically the bulk resistivity of the rocks at small or larger scale (Zlotnicki et al., 2006), with major implications for rock permeability and groundwater flows (Courteaud et al., 1997). Outcropping or at depth, these low resistivity bodies are usually interpreted as hydrothermal or geothermal systems, faults, cap rocks or even magma (Benderitter and Gérard, 1984; Ogawa et al., 1998; Zlotnicki et al., 2006). In caldera environments, these resistivity contrasts, highlighted through geophysical techniques, reveal the structure of prior volcanic edifices and fault pattern related to the caldera formation (Coppo et al., 2007b).

In Tenerife, three magnetotelluric (MT) works investigated the LCC to highlight its resistivity structure (Coppo et al., 2007b; Ortiz et al., 1986; Pous et al., 2002). However, very few MT and audio-magnetotelluric (AMT) soundings were carried out in the western, older Ucanca caldera. Our recent work on the eastern LCC demonstrated the capability of the AMT method to highlight shallow conductive structures related with caldera formation by vertical collapse (Coppo et al., 2007b; Pous et al., 2002). In order to fill the gap of geophysical data constraining the western part of the LCC, namely Ucanca caldera, 11 AMT soundings distributed along a new profile were carried out. Three other AMT sites were added from a previous MT/AMT profile to confirm the presence of pre-caldera rocks at shallow depth (Ablay and Marti, 2000; Pous et al., 2002) (Fig. 1).



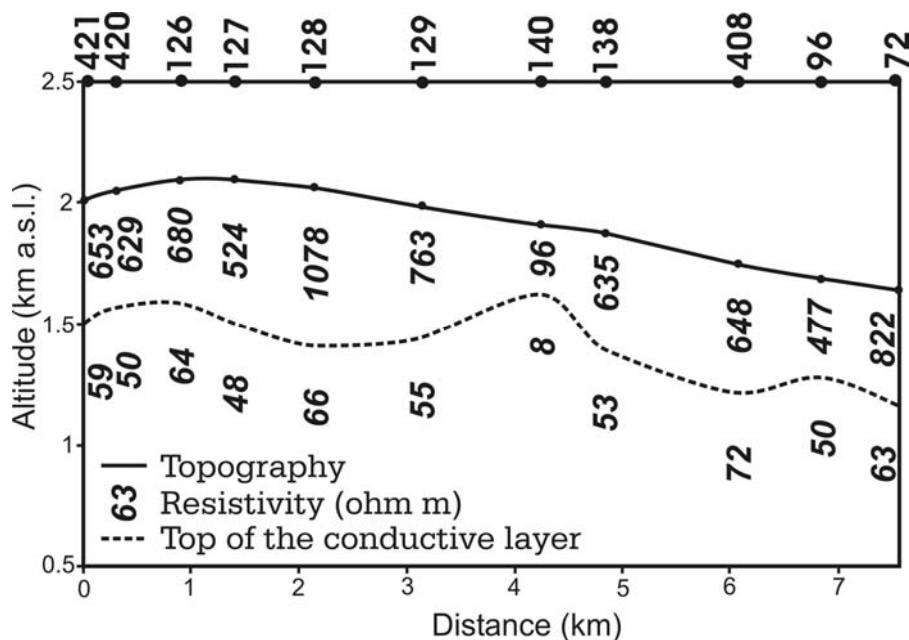
**Figure 1** : Shaded relief map of the Las Cañadas Caldera. Inset: Location of Tenerife in the Canary Islands with a very simplified geological sketch. LCC = Las Cañadas Caldera, LCE = Las Cañadas Edifice, PTPVC = Pico Teide – Pico Viejo Complex, OBS = Old Basaltic Series, PSMVZ = Post-Shield Mafic Volcanic Zone. The black square indicates the investigated area. The 3 dashed white circles are Ucanca (Uc), Guajara (Gua) and Diego Hernandez (DH) calderas. White small circles are the new AMT soundings, black squares are 3 AMT soundings from Pous et al. (2002). Circles with cross are the AMT sites presented here. The black triangles are 3 boreholes (Ablay and Marti, 2000). PA constitutes the main profile NW orientated. PU is a part of a previous profile in which we add 3 AMT sites. BT is Boca Tauce and RdG, the Roques de Garcia.

## 2. FRAMEWORK & METHOD

Recent studies demonstrated that the LCC results of a complex sequence of vertical collapse events associated with a long history of phonolitic explosive activity in the central part of Tenerife (Marti et al., 1997). Stratigraphical, structural, petrological, volcanological, geochronological and geophysical data indicate that the LCC is an overlapping collapse caldera generated by northeastwards magma-chamber migration (Coppo et al., 2007b; Marti and Gudmundsson, 2000; Marti et al., 1997). Already applied successfully in many volcanic environments (Benderitter and Gérard, 1984; Courteaud et al., 1997; Ogawa et al., 1998; Pous et al., 2002), methodology and details of AMT method may be found in related papers or in Simpson and Bahr (2005). The 14 AMT tensors have been carried out in the period range of 0.001 s to 0.3 s. The AMT profile PA extends from the base of El Cedro to 7.5 km northwestwards and comprises 11 AMT soundings (Fig. 1 & 2). Three other AMT sites were arranged between previous sites from Pous et al. (2002) (Fig. 1).

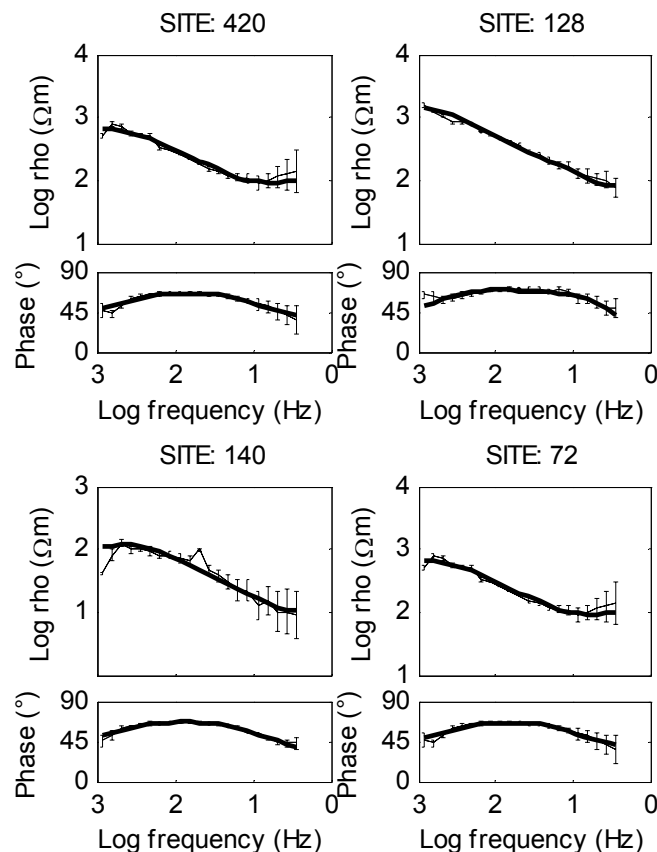
### 3. RESULTS

The overall data quality is very good and permits accurate estimation of the transfer functions. Most of the data show a uniform, close to 1-D behaviour and display similar results in the whole area, in good agreement with Pous et al. (2002). The shape of the apparent resistivity and phase curves reveals a resistive layer overlying a conductive layer (Fig. 3). At times a third layer appears at depth, enabling an estimation of the thickness of the conductive layer. We focus, however, on the thickness of the first layer and the resistivity of the two first layers. Only a few soundings display curve splitting at higher and lower frequencies due to shallow heterogeneities and to signal weakness (Fig. 3). To remove this uncertainty and better constrain the apparent resistivity of the first layer we used the Very-Low-Frequency-Resistivity (VLF-R) technique. Then, invariants of all AMT soundings have been modelled separately using a 1-D modelling scheme (Fischer and Le Quang, 1981; Schnegg, 1993) (Fig. 3). Finally, subtracting the thickness of the first resistive layer from the altitude, new elevations were interpolated to visualise the topography of the conductive layer. Resistivity values are indicated on the profile (Fig. 2).



**Figure 2** : 1D resistivity model of profile PA constructed from 1D invariant modelling. Above are the AMT sites. Topography, altitude surface of the conductive layer and resistivity are indicated on the plot.

Although the top layer conductivity  $\sigma$  appears to be sometimes inversely correlated to its thickness  $d$ , a constant conductance  $\tau = \sigma d$  has been also considered to support our interpretation. We successively used the resistivity and thickness values of adjacent 1-D models to constrain critical AMT sites. In each case, this constraint generates a significant increase of the error of the model at high frequencies.



**Figure 3** : Invariant (thin black line with error bars) and 1-D model (thick black line) of 4 AMT sites (420, 128, 140 and 72, see Fig. 1 for location). The plots shows the apparent resistivity (above) and phase curves (below).

Using the same data set, a 2-D inversion performed using the REBOCC code (Siripunvaraporn and Egbert, 2000) confirms the validity of the 1-D approach. Recently, 3-D model results indicated that, ocean effect start to significantly influence the signals at about 4-6 s for the phase and 20 s for the apparent resistivity in the LCC (Pous et al., 2002). Similar results have been recently reported by Monteiro Santos et al. (2006). The altitude surface of the conductive layer shows two

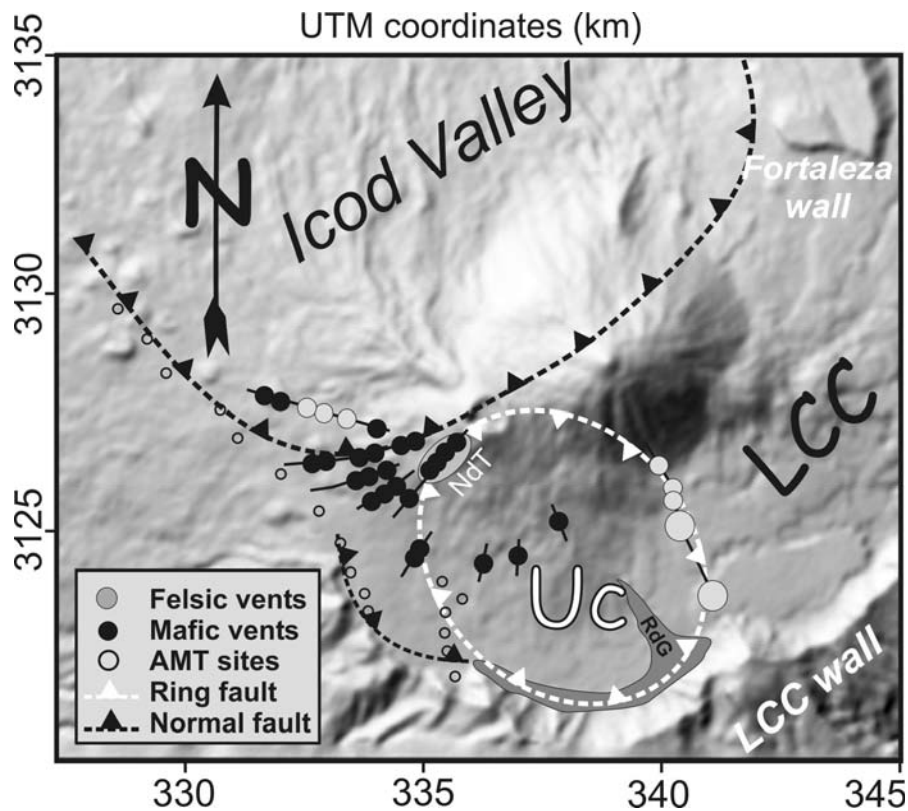
depressions and three highs. Both basins are separated by a conductive body (AMT sounding 140) which marks the central part of the profile and exhibits lower resistivity. On the whole profile PA, conductive rocks are overlaid by resistive materials characterized by resistivity ranging between 450 to 1050  $\Omega\text{m}$ . The first depression extends to km 4 and reaches a depth of 650 m. The western one extends at to km 7.5 at shallower depth (Fig. 2). The results of the three AMT soundings (Fig. 1) completing the previous MT/AMT Ucanca profile (Pous et al., 2002) are in perfect agreement with the existing data and indicate a conductive layer at around 200 m depth in this area of Ucanca caldera.

#### 4. INTERPRETATION

In Ucanca caldera, geological data of 3 boreholes indicate the presence of pre-caldera rocks at around 125 m depth (Ablay and Marti, 2000). Close to the Roques de Garcia and borehole B3 (Fig. 1), the results of 20 AMT sites (Coppo et al., 2007b) indicated a very good correlation between the depth of conductive layer and the pre-caldera rocks as given by the borehole B3 (Ablay and Marti, 2000). AMT results of the Ucanca profile PU (Fig. 1) emphasized the conductive layer at around 200 m depth (Pous et al., 2002). This indicates clearly that pre-caldera rocks presents a quasi flat altitude surface of the conductive layer between boreholes B3 and B4 (Fig. 1). However, the AMT profile PA demonstrates its presence at more than 500 m. deep close to El Cedro (Fig. 2). Since the conductive layer does not extent horizontally southwestwards, we thus infer a steep deepening of the conductive layer towards El Cedro with a slope of 30%. Recently, Pous et al. (2002) and Coppo et al. (2007b) showed that caldera ring fault zones in the LCC may be inferred and quite precisely located from low resistivity sub-circular bodies. For this reason, we rule out the hypothesis that includes the El Cedro wall as the western part of Ucanca caldera (Marti et al., 1998). We propose to restrict Ucanca caldera to an eastwards limited area and suggest a new and smaller extent as follows (Fig. 4). The southern part is bounded by the extension of hydrothermalized rocks at the base of the LCC wall, between Guajara and Boca Tauce. The historical eruption of the PV along the Narices del Teide fissure (Ablay and Marti, 2000) is interpreted as a likely expression of its western part. The northern part is defined by the tectonic direction controlling the PT-PV complex and the eastern part is thought to be related with the felsic vents of PT located in Guajara caldera. Then, Ucanca caldera would be an elliptical caldera of 6.5 (NNW-SSE) x 5.5 km.

We finally interpret the El Cedro sector as a depression margin of Ucanca caldera or as a peripheric circumferencial cracking that developed along arcuate normal fault initiated by the caldera collapse (Fig. 4). Through analogue modelling, two works demonstrated that such fault pattern was common during caldera collapse (Marti et al., 1994; Walter and Troll, 2001). Being of smaller extent and not connected to the magma chamber system, these peripheral faults prevented any fluids migration

through preferential paths. This model provides a reliable explanation for the absence of altered rocks at the base of El Cedro wall.



**Figure 4** : Structural sketch of the western part of the LCC. The white dashed line shows the proposed extension of Ucanca caldera and its main ring fault. Light grey and dark circle indicate the location of felsic and mafic vents of PTPVC, after Marti et al. (1998). The black dashed lines show the normal fault responsible for the Icod landslide and the El Cedro sector. The grey ellipse shows the historical eruption of the Narices del Teide (NdT) (Chahorra, 1798). RdG is the Roques de Garcia. The arcuate middle-grey area shows the extension of hydrothermalized rocks at the foot of the LCC wall (after Hernandez et al. (2003)).

This updated configuration of the western LCC solves 2 main points. The first is the westward opening of the LCC and the postulated buried extension of its wall. Undoubtedly considered as a morphological argument for the lateral collapse hypothesis for the LCC formation (Ancochea et al., 1999) and references therein), our geophysical interpretation proposes a new scenario that integrates morphological

and volcanological aspects. The second deals with volcanological evidences indicating that the Ucanca magma system was relatively small and may have comprised several initially independent reservoirs prior to the final collapse (Marti et al., 1998). An attempt to reconstruct Ucanca caldera including the whole western part of the LCC makes difficult to clearly define an elliptical morphology. Thus, geophysical arguments combined with volcanological knowledge provide a likely explanation for this caldera.

A recent work demonstrated that El Cedro sector is characterized by a low magnetic anomaly thought to be part of a continuous low in the whole LCC (Araña et al., 2000). It has been interpreted as being created by a reversed polarity of a negative structure located beneath the western caldera rim since its amplitude and size require a very strong magnetisation contrast at shallow depth. As a possible explanation, they proposed that such low magnetic anomaly was induced by the presence of intensely hydrothermally altered materials (Araña et al., 2000). However, while a high resistivity contrast exists between El Cedro sector and the centre of Ucanca, the high resistivity measured close to El Cedro suggest that the origin of the magnetic low would have another source than hydrothermally altered rocks.

The profile PA also highlights a long and shallower conductive body extending from 4 to at least 7.5 km (Fig. 2). It is interpreted as the intersection with the Santiago del Teide ridge, one of the two main eruptive lineaments (the Dorsal ridge (SW-NE) and Santiago del Teide ridge (SE-NW)) thought to have controlled Tenerife evolution (Marti et al., 1998). The presence of the conductor at shallower depth is thought to be related with the development of a hydrothermal system associated with the numerous mafic vents present in this area (Fig. 4). AMT data obtained in the Icod Valley also suggest that this conductive zone might be an extension of the conductive body that defines its western limit (Coppo et al., 2007a). Furthermore, both hypothesis are complementary.

## 5. CONCLUSIONS

The AMT method allowed us to highlight the resistive structure of the western part of the LCC. Our results indicate that Ucanca caldera was undoubtedly smaller than previously thought. It is circumscribed by the southern vents of Pico Viejo (Narices del Teide), PV itself, the felsic vents of the Teide and the sector of the LCC wall between Guajara and Boca Tauce. Owing of the absence of altered rocks at the base of the El Cedro sector and a thick sequence of resistive rock close to the wall, El Cedro sector is attributed to a depression margin or a peripheral fault of Ucanca caldera. Outside the LCC, a shallower and long conductive body is attributed to the intersection with the main eruptive lineament crossing the LCC and/or to the margin of the Icod landslide.

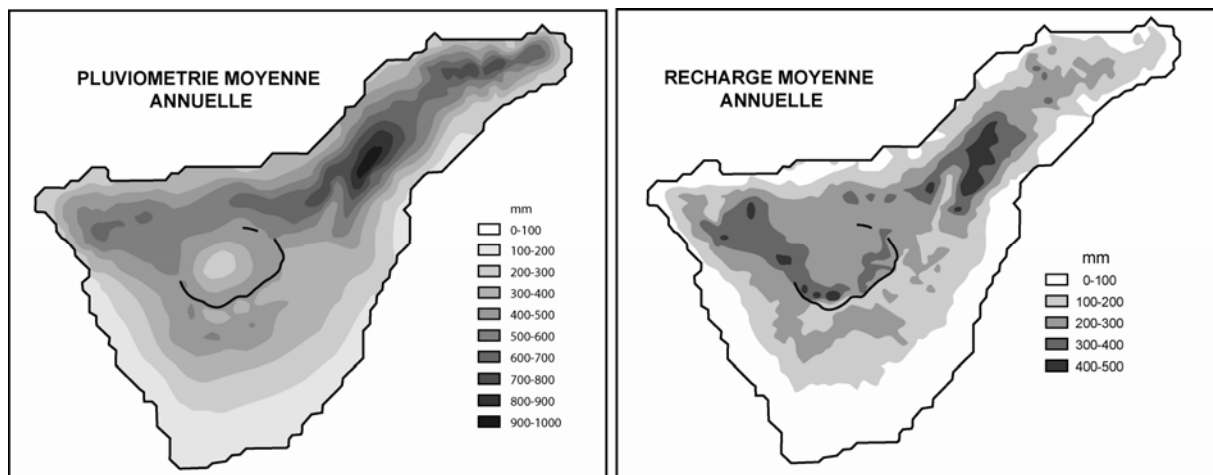
## VI. Discussion hydrogéologique

En introduction, nous présentions le thème principal de ce travail, soit la structure électrique de la caldera de Las Cañadas, ainsi que les deux réponses majeures auxquelles répond cette étude, soit une confirmation de l'origine et de l'évolution de cette caldera et une meilleure compréhension des systèmes d'écoulements dans la partie centrale de Tenerife. Nous présentons ci-après une discussion sur l'interprétation des structures conductrices mises en évidence par audio-magnétotellurique, à la lumière du contexte hydrogéologique de Tenerife.

Tenerife a fait l'objet de plusieurs études hydrogéologiques mais peu a été publié. Toutefois, cette discussion se base sur quelques 7 documents principaux : a) le SPA-15 qui constitue une vaste étude hydrogéologique entreprise sur l'ensemble des îles Canaries (PNUD-UNESCO, 1973); b) un article d'excellente qualité présentant l'hydrogéologie de Tenerife (Ecker, 1976); c) un modèle numérique des écoulements (Custodio et al., 1988); d) un travail de diplôme d'hydrogéologie sur les galeries de captage d'eau (Caloz, 1987); e) une étude hydrogéologique plus récente de Tenerife (Navarro Latorre, 1996); f) le site internet du « Consejo Insular de Aguas de Tenerife » ([www.aquastenerife.org/](http://www.aquastenerife.org/)) fournissant une importante quantité d'informations hydrologiques et hydrogéologiques et g) un extrait d'une base de données hydrogéologiques de Tenerife (communication personnelle, R. Marrero, « Instituto Tecnológico y de Energías Renovables » (I.T.E.R.) de Tenerife).

## VI.1. Le contexte hydrogéologique de Tenerife

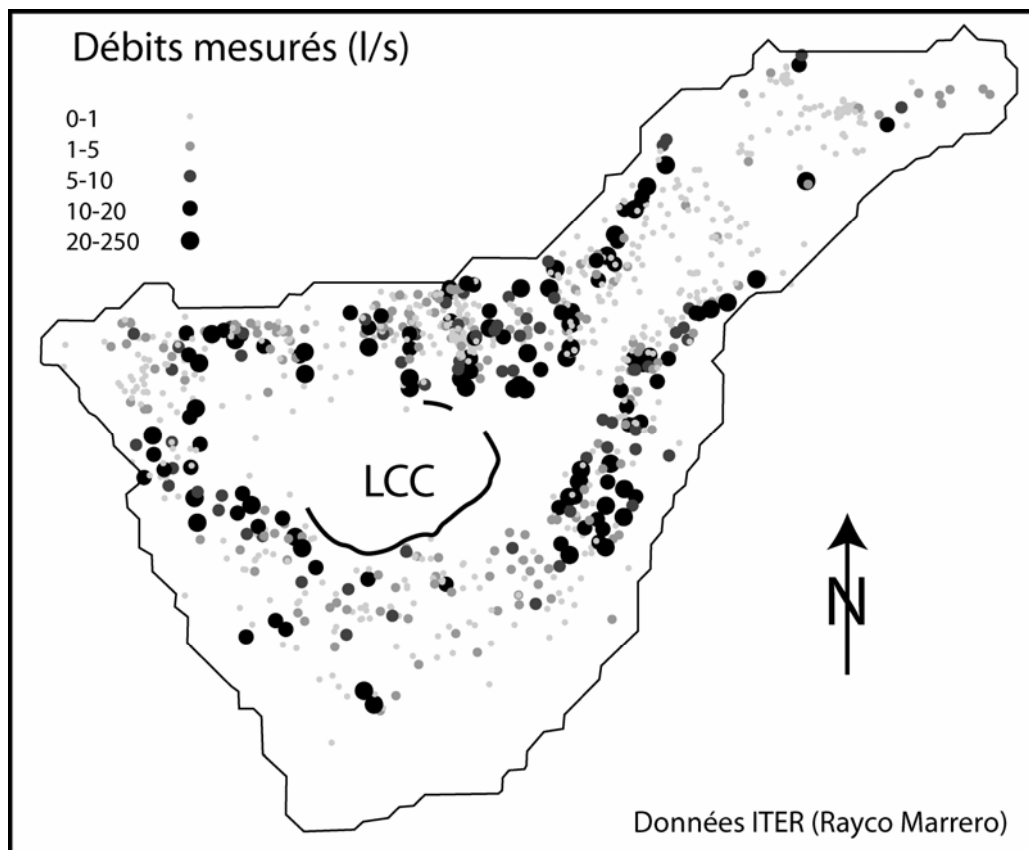
Tenerife est une île océanique de quelques 2000 km<sup>2</sup>, dont le climat est fortement contraint par les alizés. Au N, l'île bénéficie d'un climat tempéré et humide alors qu'au S, l'île est plutôt désertique. Cette disparité des précipitations a d'inévitables répercussions, non seulement sur la végétation, luxuriante au N et aride au S, mais également sur la recharge très hétérogène des aquifères (Fig. 29). Cette dernière provient de l'infiltration des eaux pluviales, sans qu'il existe d'écoulement direct en surface, excepté lors de forts orages. La figure 29 illustre la répartition très inégale des précipitations sur Tenerife. On note un maximum dans la partie NE avec une pluviométrie annuelle proche du mètre alors qu'au sud et au centre de l'île ces précipitations atteignent quelques 200 mm/an. Inévitablement, la recharge suit un pattern similaire montrant un maximum sur les Dorsales NE et NW. La caldera de Las Cañadas constitue un bassin endoréique où la recharge représente environ la moitié des précipitations.



**Figure 29 :** Pluviométrie et recharge moyennes annuelles sur l'île de Tenerife. (Source : [www.aquastenerife.org](http://www.aquastenerife.org)).

Les ressources en eau utilisées proviennent de puits (environ 500) dans les régions proches du littoral et essentiellement de galeries creusées dans l'édifice

volcanique, aux altitudes moyennes et élevées. Environ un millier d'entre elles sont productives sur un total de 1500. Leur longueur totale dépasse 2000 km. Individuellement, certaines atteignent près de 5 km. Les quantités d'eau extraites sont de l'ordre de  $200 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ , de manière plus ou moins discontinue, avec des zones préférentielles. La production des galeries est très variable (Fig. 30): de moins de 1 l/s à 100 l/s (Custodio et al., 1988) avec une exception supérieure (Barranco de Vergara) fournissant près de 200 l/s.



**Figure 30** : Distribution classée indicative, non exhaustive, des débits prélevés dans les galeries. Source des données brutes : ITER.

La figure 30 présente une distribution classée indicative des débits prélevés dans les galeries. La base de données présentant de nombreux doublons (ici invisibles car superposés), les proportions des diverses catégories n'ont volontairement pas été indiquées. Toutefois, une claire répartition des potentialités des ressources en eau apparaît. La partie N de l'île présente le plus grand nombre de débits supérieurs à 10 l/s, et globalement la Dorsale NE, tant au N qu'au S

constitue la zone la plus exploitée et donc la plus productive (plus de la moitié des galeries s'y trouve). D'autre part, alors que le massif d'Anaga est peu productif, le massif de Teno et la Dorsale NW constitue également une zone hydrogéologique intéressante.

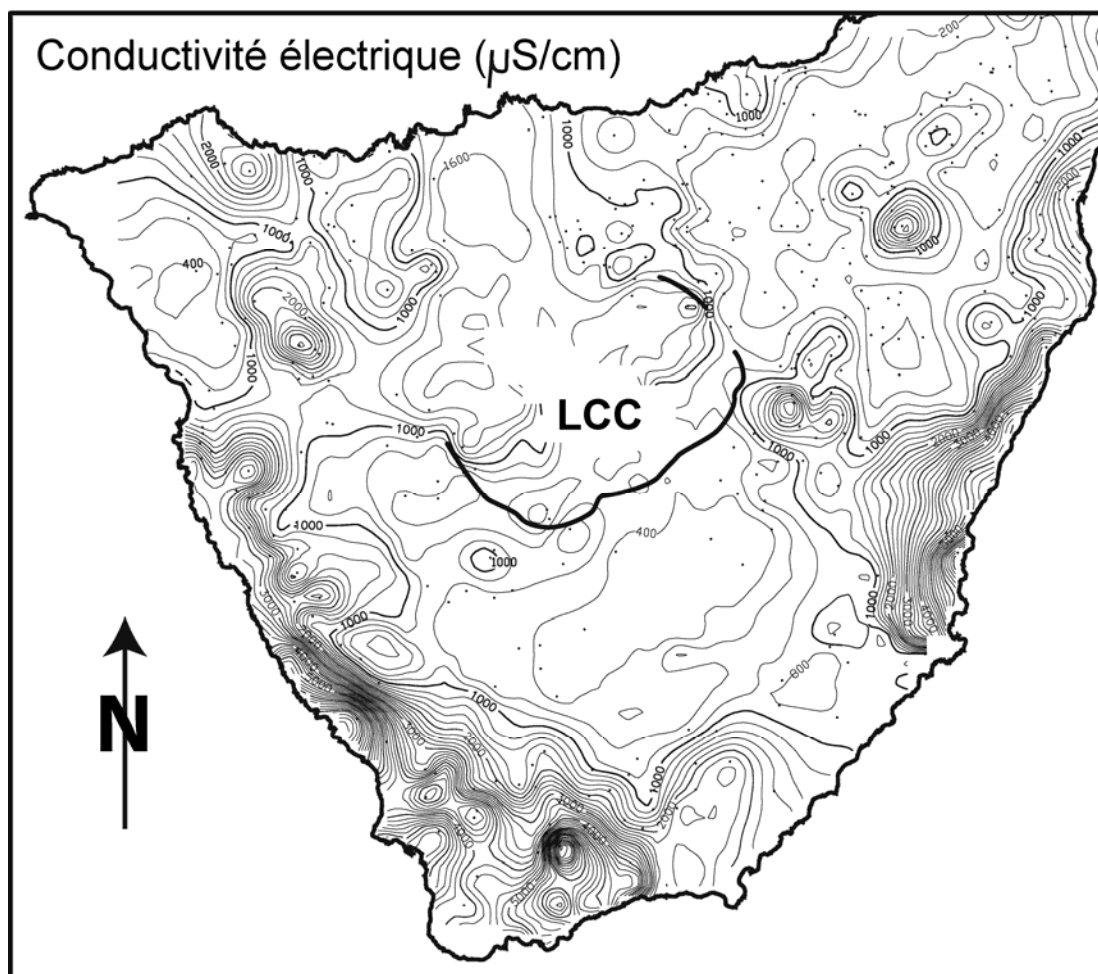
Très schématiquement, on peut assimiler l'île de Tenerife à un massif poreux peu perméable (spécialement perpendiculairement à la côte), saturé en eau avec une couverture perméable capable d'évacuer vers la mer l'excès d'eau sans qu'elle apparaisse en surface (Custodio et al., 1988). Il n'existe pas, ni n'ont existé de sources importantes. Cette couverture conditionne les relations eau douce - eau salée dans les régions côtières. La surface libre atteint des altitudes proches de 1820 m. dans le centre de l'île (Aubert and Kieffer, 1998). En réalité, la structure hydrogéologique est beaucoup plus complexe et présente une alternance de cellules ou compartiments aquifères ou secs (Ecker, 1976), rendant les réponses hydrogéologiques très complexes à petite échelle (Caloz, 1987). En effet, les investigations géologiques entreprises dans les galeries montrent que se succèdent des alternances de parties aquifères et sèches. D'autre part, à l'intérieur de l'édifice, les interactions entre gaz, eau et roche produisent une très large variabilité géochimique de faiblement à extrêmement minéralisée. De même les paramètres physico-chimiques s'étendent dans une vaste gamme.

Bien que considérée comme une part importante de la recharge de l'aquifère régional de Tenerife, la caldera de Las Cañadas n'offre malheureusement que peu de données hydrogéologiques. Un forage au pied du téléphérique donne un niveau piézométrique proche de 1820 m., à environ 420 m. sous la caldera et une eau de forte conductivité électrique (de l'ordre de 2 mS/cm). Une galerie située au N, proche de La Fortaleza fournit un niveau piézométrique de 1470 m. soit environ 600 sous la surface (Aubert and Kieffer, 1998). D'autres mesures indiquent que les gradients hydrauliques dans les parties élevées de l'île peuvent atteindre 15%. De telles valeurs impliquent pour ces parties hautes une perméabilité verticale considérable, bien que la perméabilité des anciens basaltes ait été évaluée dans les parties moyennes et inférieures de l'île à  $k_v = k_h/50$  (avec  $k_h = 0.01-0.05$  m/j). La porosité effective a été estimée de 0.03 à 0.05, atteignant jusqu'à 0.1 (Custodio et al., 1988).

Enfin, la problématique majeure de l'île réside dans la surexploitation de l'aquifère régional, provoquant un abaissement continu du niveau piézométrique et un épuisement progressif des ressources, perceptible annuellement. Récemment, les faibles baisses du niveau piézométrique ont engendré une faible augmentation de la température de l'eau souterraine (Joan Marti, communication personnelle). Ceci démontre à quel point le système hydrogéologique de Tenerife est sensible aux perturbations extérieures et qu'il existe un équilibre multiphasique (thermo-chimico-hydrodynamique) dont il peut devenir difficile de définir la tendance. Ces conditions de tarissement lent poussent les autorités de l'île à se tourner vers d'autres sources d'eau potable telle que la désalinisation.

## VI.2. Caractéristiques géochimiques générales

La distribution des propriétés physico-chimiques des eaux souterraines dans la partie centrale de l'île peut se résumer de la manière suivante par la carte des conductivités électriques (Fig. 31).



**Figure 31 :** Distribution des conductivités électriques des eaux souterraines dans la partie centrale de Tenerife. LCC : caldera de Las Cañadas. Les isocontours 1000  $\mu\text{S/cm}$  sont en gras. Les intervalles entre les isocontours de conductivité sont de 200  $\mu\text{S/cm}$ . (Source : [www.aguastenerife.org](http://www.aguastenerife.org))

On observe de fortes conductivités électriques (jusqu'à plus de 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) au N dans la vallée de Icod et au NW en direction du massif de Teno. De même une petite anomalie de conductivité apparaît dans les eaux souterraines à l'E de la caldera de Las Cañadas. Celle-ci est très vraisemblablement liée aux circulations hydrothermales en relation avec la fracture SW-NE ayant permis les récentes éruptions de 1703-4-5 (Fasnia, Siete Fuentes, Arafo). A contrario, de basses conductivités électriques (400-600  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) caractérisent la vallée de La Orotava et le S de la caldera de Las Cañadas. Les fortes conductivités électriques sont essentiellement en relation avec des concentrations élevées en  $\text{Na}^+$  (> 250 mg/l au N et NW) et  $\text{HCO}_3^-$  (> 1g/l). Le gaz carbonique provient de remontée profonde et le sodium de la dissolution des phonolites riches en plagioclases sodiques. La présence de chlorure est un paramètre clairement associé aux intrusions marines et n'est vraiment présent qu'en zones côtières. Les concentrations en silice dissoute sont généralement de quelques dizaines de mg/l mais peuvent localement atteindre 80 mg/l (Custodio et al., 1988).

## VI.3. Interprétations

L'interprétation hydrogéologique des données de résistivité n'a de réelle signification qu'après avoir déterminé la nature probable de la couche conductrice mise en évidence, ainsi que sa perméabilité. Si les interprétations des corps conducteurs foisonnent, la connaissance de leur perméabilité est moins évidente tant l'hétérogénéité des milieux volcaniques est grande et ne peut être généralisée.

### VI.3.1. De la nature du conducteur

L'horizon conducteur mis en évidence au cours de ce travail a globalement été interprété selon deux provinces géologiques distinctes. La première représente le milieu caldérique où le conducteur résulte d'une forte altération hydrothermale des roches, probablement héritée des effondrements volcaniques. La seconde représente les grands effondrements de flanc où le conducteur est constitué d'une brèche à matrice argileuse à leur base. Ces interprétations, basées sur de nombreuses études similaires et des évidences de terrain, n'ont toutefois pas fait intervenir d'interprétations hydrogéologiques, notamment en raison du manque de données.

L'étude MT de Pous et al. (2002) attribua les zones conductrices identifiées dans la caldera de Las Cañadas à des zones d'altération hydrothermale fossile mais également à des volumes d'eau souterraine correspondant aux différentes structures à l'origine de la caldera. D'autre part, ces auteurs proposèrent l'existence de barrières hydrauliques ou de processus d'advection à l'origine de la différence de température entre l'aquifère (16°C) de la caldera de Las Cañadas et les fumerolles du sommet du Teide (85°C) (Albert-Beltrán et al., 1990; Pous et al., 2002). Toutefois, en appliquant la formule empirique d'Archie (1942) permettant d'approcher la résistivité du milieu (en fonction de la porosité (prise à 0.1), de la résistivité de l'eau d'imbibition (5  $\Omega\text{m}$ ), et de coefficients adaptés aux roches volcaniques), on trouve une résistivité intermédiaire entre 100 et 480  $\Omega\text{m}$  avec des coefficients extrêmes. Une porosité beaucoup plus élevée (0.3) et un coefficient  $a$  plus bas d'environ 2 pourraient diminuer cette résistivité vers 60  $\Omega\text{m}$ . Aussi, à moins d'une porosité

excessivement élevée, ces corps conducteurs doivent également leurs propriétés électriques à leur minéralogie. Pour cette raison, nous avons attribué le conducteur à une formation hydrothermalisée, considérant que l'eau souterraine peut cependant en modifier considérablement la résistivité.

Enfin, l'horizon conducteur présent dans la caldera ne constitue vraisemblablement pas un horizon de résistivité homogène mais plutôt un horizon hydrothermalisé d'intensité décroissante vers le centre de chaque caldera. Son amincissement pourrait également être à l'origine de ces distributions quasi concentriques de résistivité. Il est probable que dans ces parties centrales de caldera (Guajara, Diego Hernandez), la présence d'un eau de conductivité élevée lisse la distribution des résistivités.

### **VI.3.2. De sa perméabilité**

Puisque la nature de la couche conductrice peut être définie par des roches altérées, saturées ou non, se pose la question de sa perméabilité. Cette couche est-elle totalement imperméable ? (A l'image du mortalón, une formation constituée d'éléments détritiques dans une matrice limono-argileuse (Navarro Latorre, 1996; Hernández et al., 2000). Ou est-elle perméable à semi-perméable ? La discussion suivante souligne différents points et les implications hydrogéologiques relatives à cette question.

Considérant l'extrême hétérogénéité du milieu (Ecker, 1976), il est peu probable que la couche conductrice soit totalement imperméable, confinant ainsi l'aquifère de la caldera, avec uniquement des exutoires latéraux fonction de sa morphologie et de la piézométrie. A l'inverse, si cette couche était de perméabilité semblable au remplissage de la caldera, cela impliquerait que l'altération hydrothermale postulée n'aurait aucunement affecté la porosité et la perméabilité de ces roches, ce qui est improbable. Dans ce cas, la conductivité serait alors à attribuer à la présence d'eau minéralisée et/ou à des matériaux conducteurs. Cependant, la morphologie relativement homogène du conducteur mis en évidence présente des gradients élevés (jusqu'à 30%) excluant l'hypothèse de son association

directe avec un niveau piézométrique. Dès lors, elle ne peut être attribuée qu'à des minéralisations, d'origine hydrothermale, dont la résistivité apparente est influencée par la présence d'eau.

Il n'existe malheureusement pas de données capables de vérifier ou contredire cette hypothèse, mais voici une description possible de la distribution des perméabilités au sein du système aquifère de la caldera de Las Cañadas. D'une manière générale, l'horizon conducteur est plutôt imperméable en bordure de caldera où l'on observe les résistivités les plus faibles. Il devient sans doute plus perméable à mesure que la résistivité augmente concentriquement dans chaque caldera. Ce conducteur conditionne donc les écoulements au sein de la caldera vers des points centraux bien définis (Fig. 33).

#### VI.3.4. Aires et volumes

Afin de fournir quelques estimations chiffrées nous avons calculé les volumes potentiellement perméables (couche supérieure résistive) de la caldera de Las Cañadas. Pour ce faire, cette caldera a été divisée en 5 secteurs (Fig. 32) dont ont été tirées les superficies. Les trois premiers correspondent approximativement au trois calderas proposées par Marti et al. (Marti et al., 1994). Les deux autres constituent des compléments et délimitent les altitudes supérieures à 2500 m. Bien que la plupart de nos données soient concentrées dans les parties S et SE de la caldera, les résultats obtenus pour Ucanca donnent toutefois une approximation réaliste. On peut remarque que globalement, l'épaisseur moyenne de la couche superficielle est de 0.5 km.

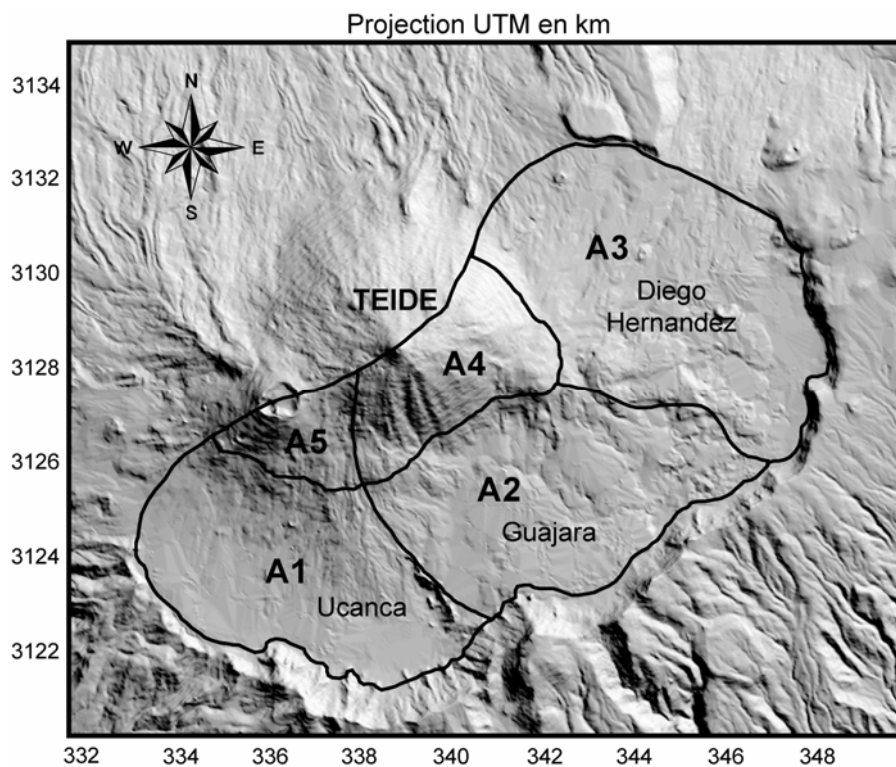
Secteur	Superficie (km <sup>2</sup> )	Volume L1(km <sup>3</sup> )
Tous	101.9	48.0
A1+A2+A3	85.0	35.2
A2+A3+A4	72.4	37.5
A2+A3	60.3	26.3
A2	26.4	9.5
A3	33.9	16.8

*Aires et volumes de la première couche résistante (L1) pour les différents secteurs*

En outre, sur la base du niveau piézométrique (1820 m.) du forage B1 (Aubert and Kieffer, 1998), nous avons calculé les volumes potentiellement saturés appartenant respectivement aux calderas de Guajara (GUA) et Diego Hernandez (DH), pour différentes porosités. Bien qu'irréaliste, compte tenu de l'extrême hétérogénéité du milieu (Ecker, 1976), nous avons pris en considération un niveau piézométrique horizontal afin d'obtenir des estimations plus indicatives que réellement quantitatives.

Secteur	Volume saturé (km <sup>3</sup> )	Volumes d'eau selon différentes porosités (hm <sup>3</sup> )		
		2 %	5 %	10 %
GUA (A2)	1.21	24.2	60.6	121.1
DH (A3)	5.46	109.3	273.2	546.4
GUA + DH	6.67	133.5	333.8	667.3

*Volumes saturés et estimation des réserves en eau*



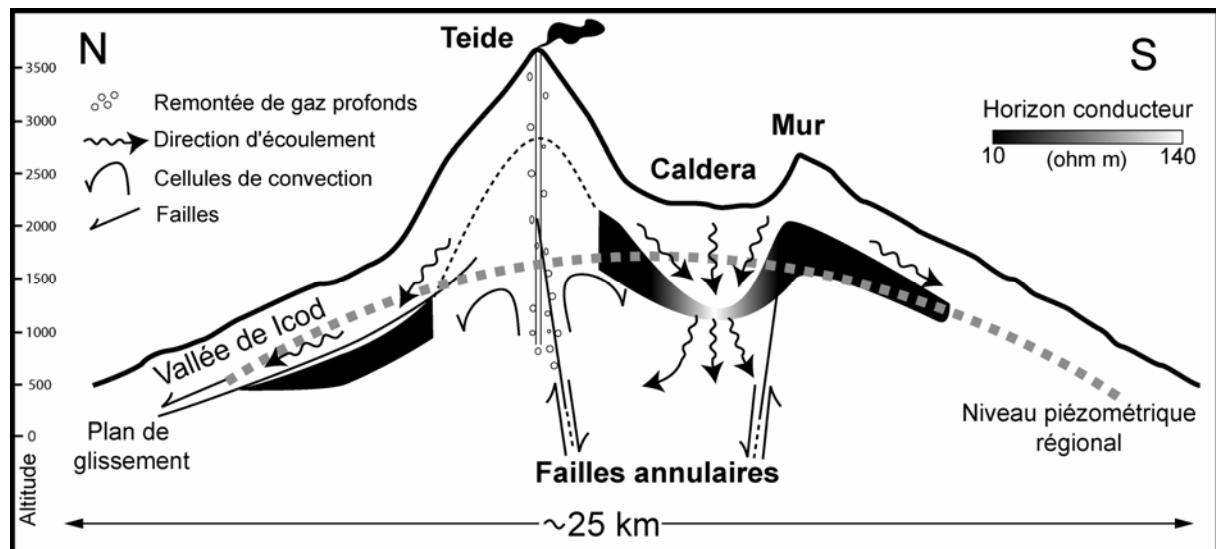
**Figure 32:** Répartition géographique des différents secteurs utilisés pour la détermination des volumes potentiellement aquifères. La limite A1-A2 est placée arbitrairement sur le Roques de Garcia puisqu'il constitue une limite structurale importante délimitant la partie W de la partie E de la caldera (Pous

et al., 2002). La limite A2-A3 a été placée selon nos résultats AMT et représente la jonction entre les caldera de Guajara et Diego Hernandez. A1 représente approximativement la caldera de Ucanca. A4 et A5 déterminent les secteurs localisés à une altitude supérieure à 2500 m., pris en compte pour les calculs.

Ces chiffres tendraient à démontrer qu'une réserve d'au moins 100 millions de m<sup>3</sup> d'eau pourrait être localisée au sein des roches constituant la structure caldérique conductrice mise en évidence dans ce travail.

### VI.3.3. Modèle hydrogéologique conceptuel et schématique, et conclusions

Afin de résumer plus clairement l'ensemble des propos énoncés dans ce chapitre, la figure 33 présente un modèle conceptuel schématique du système hydrogéologique de la partie centrale de Tenerife.



**Figure 33** : Modèle hydrogéologique schématique et conceptuel de la partie centrale de Tenerife, basée sur l'interprétation de l'horizon conducteur.

L'horizon conducteur présent sous la caldera favorise la recharge de l'aquifère régional dans ses zones centrales de plus forte résistivité. Un profil AMT entrepris depuis le Teide, passant par le Pico Viejo et descendant dans la caldera d'Ucanca suggère l'existence d'un dôme conducteur au sein de l'édifice, tout comme la zone fortement conductrice présente sous la Montaña Blanca et les affleurements de roches altérées du sommet du Teide (Fig. 33, traitillé). L'ascension des gaz profonds, à la faveur de failles profondes ou de conduits magmatiques perméables, permet une interaction avec des niveaux aquifères, générant les fumerolles permanentes du Teide ((Albert-Beltrán et al., 1990). L'existence d'un système hydrothermal conséquent sous le Teide est donc fortement probable. Un système convectif, généré par la présence de ce conduit central chauffant, pourrait par ailleurs être présent au sein de l'aquifère,. Ce dernier serait confiné sous un chapeau de roches altérées conductrices et peu perméables. Cette structure permet d'expliquer la relative indépendance du système Cañadas par rapport au système hydrothermal du Teide évoqué par Pous et al. (2002). En effet, le premier contribue à l'alimentation du second. Au S, l'horizon très conducteur, dont l'extension et la morphologie n'ont pas été déterminées complètement, semble isoler ce flanc du système hydrogéologique Cañadas. Les faibles précipitations alimentant cette région ainsi que les faibles débits exploités semblent confirmer ces suppositions. Au N, l'horizon conducteur, présent sous le remplissage de la vallée de Icod, conditionne vraisemblablement les écoulements de ce secteur. Sa morphologie concave (chapitre III) pourrait constituer un important collecteur d'eau. La morphologie des courbes piézométriques dans cette zone, interprétées comme une zone perméable, conforte cette supposition (Custodio et al., 1988).

La connection hydraulique entre la caldera de Diego Hernandez et les vallées de Icod ou La Orotava est probable. De plus, l'horizon conducteur présente un creux morphologique sous La Fortaleza, qui pourrait alimenter le massif Tigaïga (séparant les deux vallées). Ceci permettrait de justifier l'abondance de galeries perforant ce massif et peut-être les fortes conductivités électriques observées dans les eaux souterraines de la bordure W de la vallée de La Orotava. L'ouverture au N dans la vallée de Icod est probable en regard de la chimie des eaux du forage B1 (2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et des conductivités électriques présentes dans la vallée de Icod ( $> 1000$

$\mu\text{S}/\text{cm}$ , Fig. 31). Cependant, bien qu'incomplètement circonscrit au N, l'horizon conducteur semble présenter une légère remontée (Chapitre II, Fig. 9).

## VII. Conclusions et perspectives

Ce dernier chapitre est constitué de deux parties. Une première présentant une compilation des conclusions relatives à chaque article, suivie d'une courte conclusion générale plus philosophique. La seconde partie, plus succincte, offre une série de perspectives ouvertes ou planifiées.

D'une manière générale, ces études représentent les plus importantes investigations électromagnétiques jamais réalisées à l'intérieur et autour de la caldera de Las Cañadas (Tenerife), avec plus de 300 sondages audio-magnétotelluriques réalisés. L'objectif principal consistait à identifier l'épaisseur et la résistivité d'une première couche, généralement résistante, et la résistivité d'une seconde couche sous-jacente, conductrice. Cette étude montre qu'en région volcanique dénuée de pollutions électromagnétiques, les études AMT haute résolution permettent d'obtenir une cartographie cohérente et très précise de la distribution des résistivités jusqu'à 1500 mètres de profondeur. D'autre part, bien que d'imposantes morphologies, tel que le mur de la caldera de Las Cañadas, puissent affecter la qualité et l'aspect dimensionnel des données, les résultats montrent un comportement général uniforme proche du 1-D.

Avec plus de 140 km<sup>2</sup> investigués, ce travail contribue largement à la connaissance de ce système volcanique et apporte quelques éléments clef, caractéristiques des structures internes de calderas.

## VII.1. Conclusions

### Intérieur de la caldera

Relativement aux investigations entreprises au sein de la caldera de Las Cañadas, les conclusions sont les suivantes.

- Le toit de la couche conductrice mise en évidence dans la caldera de Las Cañadas plonge vers l'ENE, sous son remplissage électriquement résistant. Celui-ci présente clairement trois dépressions de plus en plus profondes dans cette direction (Ucanca, Guajara et Diego Hernandez).
- Les distributions des résistivités de la première couche résistante et de la seconde, conductrice, sont en accord avec l'hypothèse de la formation de la caldera de Las Cañadas, consécutivement aux effondrements successifs verticaux de trois anciens édifices. Cette proposition écarte l'hypothèse d'une origine de la caldera par effondrements latéraux. Les centres de ces anciens édifices volcaniques (Guajara et Diego Hernandez) sont caractérisés par des noyaux résistants et des bordures plus conductrices. Potentiellement, cette gradation de résistivité permet de localiser précisément leurs emplacements qui constitue, par ailleurs, les zones de recharge préférentielles de l'aquifère régional.
- Les distributions des résistivités dans la partie E de la caldera (Guajara et Diego Hernandez) sont intimement liées au contexte structural antécédent et postérieur aux effondrements de deux édifices volcaniques. En effet, la fracturation conditionne pleinement la localisation des circulations de fluides hydrothermaux et l'altération des roches. L'augmentation générale de résistivité vers l'E est attribuée à différentes étapes d'altération hydrothermale indiquant différentes échelles de temps associées à l'altération. Ainsi, le secteur le plus à l'E (Diego Hernandez) semble être le moins affecté par les

processus d'altération et par conséquent est en accord avec un âge plus jeune de la partie E de la caldera par rapport aux parties centrale et W.

- Les directions des structures géologiques principales, calculées sur la base de l'anisotropie de la phase, révèlent l'effet considérable du complexe volcanique Teide – Pico Viejo sur la structure électrique de toute la caldera. Elles présentent un pattern radial caractéristique autour du complexe. Une autre direction structurale est dominée par les failles annulaires à l'origine de la caldera de Las Cañadas.
- Dans la partie W de la caldera de Las Cañadas, un profil AMT entrepris dans le but d'identifier une structure quelconque dans le prolongement du mur manquant, suggère que la caldera d'Ucanca soit sans doute moins étendue qu'initialement supposé. Nos résultats la circonscrivent entre les orifices volcaniques S du Pico – Viejo (Narices del Teide), le Pico – Viejo lui-même, les orifices felsiques du Teide et le secteur du mur de la caldera entre la Montaña de Guajara et Boca Tauce. En raison de l'absence de roches altérées à la base du secteur El Cedro, et de l'existence d'une épaisse séquence de roches résistantes près du mur, le secteur El Cedro est attribué à une marge de dépression ou une faille périphérique de la caldera d'Ucanca. A l'extérieur de la caldera, un corps conducteur peu profond (300-500 m.) est attribué à l'intersection entre le linéament éruptif principal traversant la LCC et/ou la marge du glissement de Icod.
- Enfin, les arguments géophysiques présentés dans ce travail démontrent que la formation de la caldera de Las Cañadas résulte d'effondrement verticaux successifs d'édifices volcaniques, ayant eu lieu au cours du dernier million d'années.

### **Extérieur de la caldera**

De nombreuses investigations tendent à démontrer les relations étroites existant entre les puissantes activités volcaniques, les effondrements volcaniques et

les effondrements latéraux (Lipman and Mullineaux, 1981; MacGuire, 2003; Marti et al., 1997; Ward and Day, 2003). Au N du complexe volcanique Teide – Pico Veijo, deux profils AMT réalisés dans la vallée de Icod mettent en évidence une structure en auge caractérisant le toit de l'horizon conducteur et dont l'altitude s'enfonce jusqu'à plus de mille mètres sous la surface. Cet horizon conducteur est interprété comme une brèche à matrice argileuse (selon des données géologiques obtenues dans des galeries), représentant le niveau de glissement de cet effondrement latéral. Basées sur ces profils, deux estimations du volume d'un potentiel effondrement latéral pouvant affecter l'édifice au cours d'une future éruption, sont proposées. L'hypothèse basse (150 km<sup>3</sup>) pourrait déstabiliser et déclencher l'effondrement complet de l'édifice engendrant alors l'effondrement d'un volume quatre fois supérieur (500 km<sup>3</sup>). Ces volumes correspondent aux estimations utilisées pour des simulations numériques d'un tel évènement sur l'île de La Palma (Ward and Day, 2001). Ces résultats mettent en exergue la nécessité d'incorporer la morphologie complexe de ces glissements dans de futures simulations, dans le but de réduire leur incertitude et d'améliorer l'estimation des risques.

L'investigation des glissements latéraux caractérisant la morphologie de Tenerife a ensuite été étendue à d'autres vallées (Orotava et Guïmar) et d'autres secteurs (Siete Fuentes, Fasnia, et la caldera Pedro Gil). La mise en évidence du toit du conducteur permet une meilleure compréhension de l'évolution de l'île, de sa paléomorphologie et de l'activité volcanique passée. Les points suivants rappellent les conclusions obtenues sur ces sites.

- Les deux profils entrepris dans la vallée de la Orotava confirment la présence d'un horizon conducteur à environ 500 mètres de profondeur, en accord avec les données géologiques collectées dans les galeries. Cette couche est interprétée comme la surface de détachement initiatrice et/ou générée durant l'effondrement latéral qui forma la vallée de la Orotava. Sa structure ondulée est interprétée comme la conséquence d'effondrements multiples. La caractéristique principale de cet horizon conducteur est sa pente (68%) dans la partie haute de la vallée de La Orotava. Les résultats similaires obtenus dans les vallées de Icod et Guïmar suggèrent que cette morphologie relevée annonce le haut de la vallée. Ainsi, le décrochement du haut de la vallée

d'Icod serait localisé quelque part sous le complexe Teide – Pico Viejo, renforçant fortement l'hypothèse d'un contrôle structural quant à la localisation de cet édifice.

- Trois profils réalisés dans le secteur des volcans Fasnía – Siete Fuentes révèlent une structure conductrice ondulée mettant en évidence une relation entre la résistivité et la profondeur. Plus la couche conductrice est profonde, plus elle est résistive. En outre, un haut conducteur localisé exactement sous les volcans Siete Fuentes, suggère le développement d'un système hydrothermal associé à cette récente séquence éruptive. Ce système serait issu de l'interaction entre le magma et un horizon aquifère. Toutefois ce dernier ne serait pas régionalisé puisque qu'un autre profil, recoupant également cette fissure éruptive plus à l'E, ne présente pas cette anomalie de résistivité.
- Un profil court réalisé dans la partie haute de la vallée de Guïmar révèlent une séquence de roches résistantes surmontant un horizon conducteur. Une forte remontée du conducteur est interprétée comme le sommet initial de la vallée de Guïmar ou zone de décrochement (comme pour Icod et Orotava) et/ou l'extension de la fracture majeure NE-SW rejoignant les éruptions récentes de l'île (Fasnía et Siete Fuentes, Arafo).
- Les investigations AMT dans la caldera de Pedro Gil confirment l'existence d'une caldera initiale de taille plus restreinte, élargie par érosion post-effondrement. En outre, l'absence de roches fortement conductrices dans la partie SW de la caldera suggère que cette dernière résulte d'un effondrement plus complexe (trapdoor, subsidence) qu'un effondrement vertical.
- Enfin, les résistivités du conducteur présent dans les calderas (Las Cañadas et Pedro Gil) s'étendent de 1 à 140  $\Omega\text{m}$  alors que celles obtenues ailleurs (vallées issues d'effondrements latéraux) sont systématiquement inférieures à 60  $\Omega\text{m}$ .

## VII.2. Conclusion générale

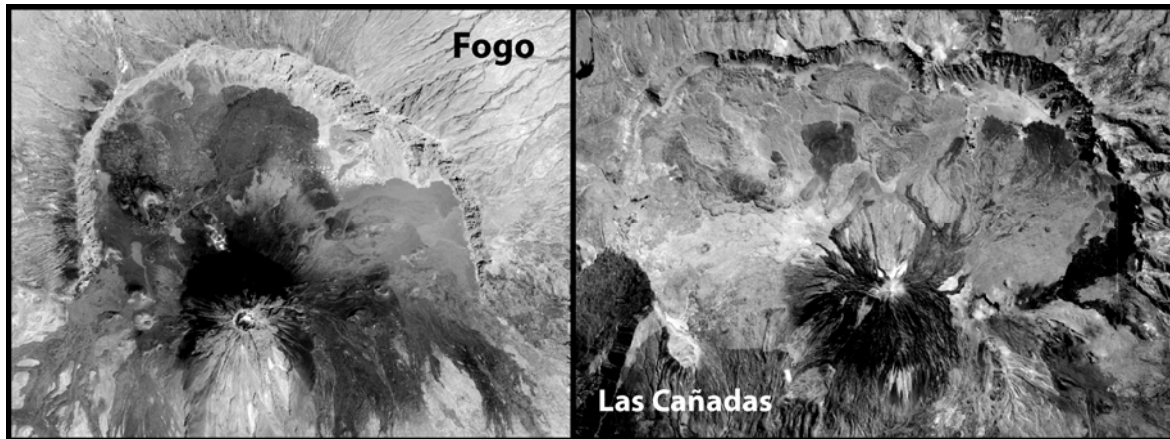
En guise de conclusion générale plus personnelle, nous souhaiterions élargir l'interprétation des résultats obtenus dans le cadre de ce travail sur Tenerife à d'autres systèmes volcaniques, par l'entremise d'un modèle conceptuel. Ceci non pas avec l'objectif de faire une découverte fondamentale dans le domaine des structures internes des édifices volcaniques, mais plutôt d'apporter un éclairage sur des évidences naturelles sous une approche holistique. Une observation attentive de l'environnement étudié permettrait souvent de résoudre des problèmes géologiques très complexes en apparence.

En effet, quelques 300 sondages AMT auront été nécessaires pour mettre en évidence un horizon électriquement conducteur, globalement réparti sur l'ensemble de la partie centrale de Tenerife. Toutefois, pour les secteurs caldériques (Las Cañadas et Pedro Gil), la morphologie (en entonnoir) de cet horizon présente simplement une forme approximativement identique à celle d'un édifice volcanique (cône) transformée après une symétrie selon un plan de symétrie horizontal. Pour les secteurs de flanc, le toit de cette couche peut être appréhendé par une translation verticale du profil topographique. D'une manière générale, quelque soit le site, ces zones conductrices semblent être héritées d'évènements cataclysmiques, caractéristiques de l'évolution des îles volcaniques.

### VII.3. Perspectives

Dans la mesure où ce travail apporte une contribution nouvelle et détaillée à la connaissance de la structure interne de la caldera de Las Cañadas, une multitude de perspectives sont envisagées.

- D'un point de vue analytique, une extension de la gamme de fréquences investiguées jusqu'à quelques kHz, permettrait peut-être de résoudre les résistivités superficielles selon la qualité de signal (par exemple en utilisant les bobines d'induction MFS-07 de Metronix, 1000 s – 50 kHz). L'utilisation d'une autre technique EM, la radio-magnétotellurique, nous a parfois permis de contraindre les modélisations 1-D. Cependant, premièrement, la distance aux émetteurs est telle que les signaux sont relativement faibles et deuxièmement cela implique une logistique plus complexe que celle choisie pour cette étude AMT.
- Dans une optique géophysique régionale, la première extension de ce travail viserait à ajouter de nouveaux sites AMT dans deux secteurs difficilement accessibles, et au sol peut enclin à accueillir des électrodes. Le premier est situé au N de la caldera de Diego Hernandez, le second dans la partie W. Une vingtaine de sites dans chaque secteur permettrait d'achever complètement l'identification des structures de Diego Hernandez et Guajara caldera, respectivement.
- D'un point de vue comparatif, il nous paraîtrait intéressant de couvrir avec la même technique, la caldera du volcan Fogo (îles du Cap Vert) afin de comparer sa structure avec celle de la caldera de Las Cañadas. En effet, ce volcan présente un cadre géodynamique ainsi qu'une exposition semblables à celle du complexe Teide – Pico Viejo de Tenerife. Sa caldera d'environ 8 km de diamètre est très similaire à celle de Las Cañadas. Bien qu'une tentative d'investigation AMT eut lieu, Descloîtres et al., (2000) renoncèrent en raison de conditions de terrain peu propices à l'implantation d'électrodes.



- Avec une vision plus géologique, une investigation poussée sur les argiles nous paraît essentielle. Celle-ci devrait s'effectuer comparativement entre les argiles d'altération hydrothermale affleurant dans la région du Roques de Garcia, et celles que l'on peut rencontrer dans les galeries utilisées pour l'approvisionnement en eau. En effet, définir les différents assemblages de minéraux présents ainsi que leurs propriétés électriques, permettrait de contraindre les domaines de résistivité supposés dans ce travail. En outre, une meilleure connaissance des processus liés à la formation de ces glissements en ressortirait.
  
- Une vision personnelle hydrogéologique m'encouragerait à relancer une nouvelle modélisation du système hydrogéologique de l'île de Tenerife, en intégrant ces nouvelles données architecturales. D'autre part, un traçage hydrogéologique d'envergure, que nous avons la compétence de réaliser au Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel fournirait de cruciales informations pour la gestion hydraulique de l'île.

## Références

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. and Gast, P.W., 1971. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, La Gomera. *American Journal of Science*, 271, 490-521.
- Abdel-Monem, A.N., Watkins, N. and Gast, P., 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. *American Journal of Sciences*, 272, 805-825.
- Ablay, G. and Hürlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 135-159.
- Ablay, G.J., 1997. Evolution of the Teide-Pico Viejo volcanic complex and magmatic system (Tenerife, Canary Islands). PhD Thesis, University of Bristol, Bristol, UK, 336 pp.
- Ablay, G.J. and Kearey, P., 2000. Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 15(B3), 5783-5796.
- Ablay, G.J. and Marti, J., 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 175-208.
- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S.B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I. and Hurst, A.W., 2005. Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 343-355.
- Albert-Beltrán, J.F., Araña, V., Diez, J.L. and Valentin, A., 1990. Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 321-332.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Alguacil, G., Morales, J., Pezzo, E.D., Rocca, M.L., Ortiz, R., Araña, V. and Blanco, M.J., 2000. A double seismic antenna experiment at

- teide Volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of Volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 439-462.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E. and Zandomenighi, D., 2007. Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife, Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 285-299.
- Ancochea, E., Brändle, J.L. and Huertas, M.J., 1995. Alineaciones de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 17, 56-59.
- Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Fúster, J., Huertas, M.J. and Arnaud, N.O., 1998a. Comment: Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands *Geology* 26, 861-862.
- Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Huertas, M.J. and Arnaud, N.O., 1998b. Comment and reply: Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanoc ocean islands. *Geology*, Septiembre, 861-863.
- Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J.M. and Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fúster, J.M., Arnaud, N. and Ibarrola, E., 1999. Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 177-199.
- Anguita, F. and Hernan, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(1), 11-19.
- Anguita, F. and Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 1-26.
- Antonio-Carpio, R.G., Pérez-Flores, M.A., Camargo-Guzmán, D. and Alanís-Alcantar, A., 2004. Use of resistivity measurements to detect urban caves in Mexico City and to assess the related hazard. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 541-547.
- Araña, V., 1971. Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geológicos XXVII*, 95-135.

- Araña, V., Camacho, A.G., Garcia, A., Montesimos, F.G., Blanco, I., Viera, R. and Felpeto, A., 2000. Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 43-64.
- Araña, V. and Ortiz, R., 1986. Marco geodinámico del volcanismo canario. *Anales de Física*, 82, 202-231.
- Araña, V. and Ortiz, R., 1991. The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework. In: A.B. Kampunzen and R.T. Lubala (Editors), *Magmatism in Extensional Structural Settings*. Springer Verlag, Berlin, pp. 209-249.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Tran. AIME*, 146, 54-67.
- Arnaud, N.O., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Ancochea, E. and Fúster, J., 2001. Edades  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de los depósitos de Roques de Garcia (Las Cañadas, Tenerife). *Geogaceta* 29, 19-22.
- Aubert, M. and Kieffer, G., 1996. Schéma d'évolution d'un dôme phonolitique à la base du pic du Teide (Espagne), déduit de données géoélectriques et morphologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 323(II a), 645-650.
- Aubert, M. and Kieffer, G., 1998. Graben sector slipping hypothesis on the north-east part of the Las Canadas caldera (Teide, Tenerife, Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 326, 87-92.
- Ballestracci, R. and Nishida, Y., 1987. Fracturing associated with the 1977-1978 eruption of Usu volcano, north Japan, as revealed by geophysical measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34, 107-121.
- Ballestracci, R., Nougier, J. and Benderitter, Y., 1985. Intermediate tectonic pattern and hydrodynamic process deduced from audiomagnetotellurics investigations on the volcanic island of Mayotte (Comores archipelago). *Tectonophysics*, 115, 45-60.
- Balogh, K., Ahijado, A., Casillas, R. and Fernández, C., 1999. Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 90, 81-101.

- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E. and Ansorge, J., 1981. Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 11-24.
- Beiner, J., 1970. FORTRAN routine MINDEF for function minimization, Institut de Physique, Université de Neuchâtel, Switzerland.
- Benderitter, Y., 1987. Recherche par géophysique d'indices peu profonds en géothermie haute énergie. Un exemple à proximité de la montagne Pelée (Martinique). *Bulletin de la Société Géologique de France*, III(6), 1055-1061.
- Benderitter, Y. and Gérard, A., 1984. Geothermal study of Reunion island: audiomagnetotelluric survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 311-332.
- Blanco, I., 1997. Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (Shetland del Sur, Antártida), Furnás (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias), PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid-CSIC, Madrid, Spain, 250 pp.
- Booth, B., 1973. The Granadilla pumice deposit of southern Tenerife, Canary Islands. *Proceedings of the Geologist's Association*, 84, 353-370.
- Bosshard, E. and MacFarlane, D.J., 1970. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4901-4918.
- Boubekraoui, S., Courteaud, M., Aubert, M.A., Y. and Coudray, J., 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from comparison between self-potential and electromagnetic data: Piton de la Fournaise, Indian Ocean. *Journal of Applied Geophysics*, 40, 165-177.
- Bravo, T., 1962. El Circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 40, 93-108.
- Briden, J.C. and Gass, I.G., 1974. Plate movement and continental magmatism. *Nature*, 248, 650-653.
- Brown, P.E., 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems. In: J.R. Richards and P.B. Larson (Editors), *Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology*, pp. 151-172.
- Bryan, S.E., Cas, R.A.F. and Marti, J., 1998a. Lithic breccias in intermediate volume phonolitic ignimbrites, Tenerife (Canary Islands) : constraints on pyroclastic

- flow depositional processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 269-296.
- Bryan, S.E., Cas, R.A.F. and Marti, J., 2000. The 0.57 Ma plinian eruption of the Granadilla Member, Tenerife (Canary Islands): an example of complexity in eruption dynamics and evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 209-238.
- Bryan, S.E., Marti, J. and Cas, R.A.F., 1998b. Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geological Magazine*, 135(5), 605-636.
- Burke, K., 1996. African plate. *South African Journal of Geology*, 99, 339-409.
- Burke, K. and Wilson, J.T., 1972. Is the African plate stationary? *Nature*, 239, 387-389.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635.
- Caloz, P., 1987. Galeries de captage d'eau sur l'île de Tenerife. Iles Canaries, Espagne. Etude des courbes de tarissements. Diploma Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland, 67 pp.
- Camacho, A.G., Montesimos, F.G. and Viera, R., 1996. Gravimetric structure of the Teide volcano environment, Proceedings of the Second Workshop on European Laboratory Volcanoes, Thira, Santorini Island, Greece, pp. 605-613.
- Camacho, A.G., Viera, R. and de Toro, C., 1991. Microgravimetric model of the Las Cañadas caldera (Tenerife). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 75-88.
- Canales, J.P., Dañobeitia, J.J. and Watts, A.B., 2000. Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 65-81.
- Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fúster, J. and Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanche on Tenerife and genesis of the Las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27(8), 739-742.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241.

- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. and Pérez Torrado, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5), 591-604.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. and Pérez-Torrado, F.J., 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 169-190.
- Carracedo, J.C., Paterne, M., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Rodríguez Badiola, E. and A., H., 2003. Dataciones radiométricas ( $^{14}\text{C}$  y  $\text{K}/\text{Ar}$ ) del Teide y el rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos*, 59(1-4), 1-16.
- Carracedo, J.C. and Troll, V.R., 2006. Seismicity and gaz emissions on Tenerife: a real cause for alarm? *Geology Today*, 22(4), 138-141.
- Clerc, G., 1971. Contribution à l'optimisation des capteurs à induction destinés à la mesure des variations du champ magnétique terrestre ( $10^{-3}$  à  $10^4$  Hz). PhD Thesis, Faculté des Sciences de Paris, Paris, 168 pp.
- Coello, J., 1973. Las serias volcánicas de los subsuelos de Tenerife. *Estudios Geológicos*, 27, 95-137.
- Coello, J. and Bravo, J., 1989. Lineamientos volcano-tectónicos en la región central de Tenerife. In: V. Araña and J. Coello (Editors), *Los Volcanes de La Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*. ICONA, Madrid, pp. 127-136.
- Coello, J., Cantagrel, J.-M., Hernán, F., Fúster, J.-M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Téran, J.-R. and Cendrero, A., 1992. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 251-274.
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Coppo, N., Schnegg, P.-A., Falco, P. and Costa, R., 2007a. Tsunamigenic risk towards north Atlantic shorelines. Submitted to *EPSL*.
- Coppo, N., Schnegg, P.-A., Falco, P., Heise, W. and Costa, R., 2007b. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, accepted.

- Courteaud, M., Ritz, M., Descloitres, M., Robineau, B. and Coudray, J., 1996. Cartographie AMT du biseau salé sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 322(II a), 93-100.
- Courteaud, M., Ritz, M., Robineau, B., Join, J.-L. and Coudray, J., 1997. New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion Island). *Journal of Hydrology*, 203, 93-100.
- Craig, J.M. and Vaughan, D.J., 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. John Wiley and Sons, 406 pp.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L. and Amigo, E., 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie*, 2, 153-167.
- Dañobeitia, J.J., 1980. Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de los perfiles sísmicos profundos de refracción, Masters thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 91 pp.
- Dañobeitia, J.J., 1988. Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del Archipiélago Canario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1(1-2), 143-155.
- Day, S.J., Carracedo, J.C., Guillou, H. and Gravestock, P., 1999a. Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 135-167.
- Day, S.J., Heleno da Silva, S.I.N. and Fonseca, J.F.B.D., 1999b. A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 191-218.
- de la Fuente Krauss, J.V., 1984. Las extrusiones sálicas del Arco de Taganana (Tenerife). PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain, 66 pp.
- Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A. and Ritz, M., 2000. Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 1-18.

- Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B. and Courteaud, M., 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island : Implications for the quest for groundwater. *Water Resources Research*, 33(1), 13-19.
- Detwiler, R.L. and Roberts, J.J., 2003. Electrical resistivity as an indicator of saturation in fractured geothermal reservoirs rocks: experimental data and modeling, Geothermal Resources Council 2003 Annual Meeting, Morelia, Mexico, pp. 1-12.
- Duncan, R.A., 1981. Hotpots in the southern oceans - An absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics*, 301, 321-332.
- Ecker, A., 1976. Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic Island (Canary Islands, Spain). *Journal of Hydrology*, 28, 73-86.
- Edgar, C.J., 2003. Stratigraphy, eruption dynamics and pyroclastic flow emplacement of Quaternary phonolitic plinian eruption. The Fasnía Member of Diego Hernández Formation, Tenerife, Canary Islands (Spain). PhD Thesis, University of Monash, Australia, 258 pp.
- Edgar, C.J., Wolf, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L. and Martí, J., 2005. The late Quaternary Diego Hernández Formation, Tenerife: a cycle of repeated voluminous explosive phonolitic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 57, 337-355.
- Elsworth, D. and Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 323-340.
- Elsworth, D. and Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4), 6005-6024.
- Elsworth, D., Voight, B., Thompson, G. and Young, S.R., 2004. Thermal-hydrologic mechanism for rainfall-triggered collapse of lava domes. *Geology*, 32(11), 969-972.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. 2nd ed. John Wiley and Sons, 589 pp.
- Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R. and Stillman, C.J., 1985. Geochronology of some Canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution

- of the Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30, 155-162.
- Filloux, J., 1987. Instrumentation and experimental methods for oceanic studies. In: Jacobs (Editor), *Geomagnetism*. Academic Press, London.
- Fischer, G. and Le Quang, B.V., 1981. Topography and minimization of standard deviation in one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 67, 279-292.
- Fortier, R., 1991. *Diagraphies géophysiques du pergélisol à Umiujaq, Nunavik, Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 234 pp.*
- Fortier, R. and Allard, M., 1998. Induced polarization and resistivity logging in permafrost, *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada, pp. 275-281.*
- Fuji-ta, K., Ogawa, Y., Ichiki, M., Yamaguchi, S. and Makino, Y., 1999. Audio frequency magneto-telluric (AMT) survey of Norikura Volcano in central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90, 209-217.
- Fúster, J.M., Araña, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, U. and Aparicio, A., 1968. *Geología y vulcanología de las Islas Canarias, Tenerife, Special publication Instituto Lucas Mallada, CSIC. Madrid, 218 pp.*
- Fuster, J.M., Ibarrola, E., Snelling, N.J., Cantagrel, J.M., Huertas, M.J., Coello, J. and Ancochea, E., 1994. Cronología K-Ar de la Formación Cañadas en el sector Suroeste de Tenerife: Implicaciones de los episodios piroclásticos en la evolución volcánica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 89(1-4), 25-41.
- Galindo, I., 2005. *Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). PhD Thesis, Universidad de Barcelona, Barcelona, Spain, 398 pp.*
- Galindo, I., Soriano, C., Martí, J. and Pérez, N., 2005. Graben structure in the Las Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 73-87.
- Garcia, A., Ortiz, R., Marrero, J.M., Sánchez, N. and Tárraga, M., 2006. Monitoring the Reawakening of Canary Islands' Teide Volcano. *EOS*, 87, 61+65.

- García Talavera, F., 1976. Nota sobre el afloramiento de rocas granudas sieníticas en la serie basal de Tenerife (Canarias). *Estudios Geológicos*, 32, 41-46.
- Garcia, X. and Jones, A.G., 2005. A new methodology for the acquisition and processing of audio-magnetotelluric (AMT) data in the AMT dead band. *Geophysics*, 70(5), 119-126.
- Gilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. *The geology of ore deposits*. Freeman, 985 pp.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Velázquez, S., Martín-Crespo, T., Márquez, A., Lillo, J., López, I. and Carreño, F., 2006. Characterization of volcanic materials using ground penetrating radar: A case study at Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 59(1), 63-78.
- Gottsmann, J., Wooller, L., Martí, J., Fernández, J., Camacho, A.G., Gonzalez, P.J., Garcia, A. and Rymer, H., 2006. New evidence for the reawakening of Teide volcano. *Geophysical Research Letters*, 33(20), L20311.
- Groom, R.W. and Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 93, 1913-1925.
- Gudmundsson, A., 1988. Formation of collapse calderas. *Geology*, 16, 808-810.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R. and Pérez-Torrado, F.J., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 599-614.
- Hallberg, A., 2003. Styles of hydrothermal alteration and accompanying chemical changes in the Sångren formation, Bergslagen, Sweden, and adjacent areas. In: M. Ripa (Editor), *Economic Geology Research*, Uppsala, pp. 4-35.
- Harinarayana, T., Abdul Azeez, K.K., Murthy, D.N., Veeraswamy, K., Eknath Rao, S.P., Manoj, C. and Naganjaneyulu, K., 2005. Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies. *Journal of Applied Geophysics*.
- Hausen, H., 1956. Contribution to the geology of Tenerife. *Societa Scientifica Fennica, Communications in Physics and Mathematics*, 18, 1-254.
- Heise, W., 2003. Aportacions a la interpretació de dades de magnetotellúrica: anisotropia i modelització 3D. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, 147 pp.

- Hernández-Pacheco, A. and Rodríguez-Losada, J.A., 1996. Geología y estructura del arco de Taganana (Tenerife, Canarias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(3-4), 169-181.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Reimer, M., Notsu, K. and Wakita, H., 2003. Radon and helium in soil gases at Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2721, 1-18.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K. and Wakita, H., 2000. Soil gas CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and H<sub>2</sub> distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 425-438.
- Hernández, P.A., Pérez, N.M., Salazar, J.M.L., Ferrell, R. and Álvarez, C.E., 2004. Soil volatile mercury, boron and ammonium distribution at Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Applied Geochemistry*, 19, 819-834.
- Hoef, J., 1997. *Stable isotope geochemistry*. 4th ed. Springer, 201 pp.
- Hoernle, K. and Schmincke, H.-U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, 34(3), 599-626.
- Hoernle, K.A.J., Zhang, Y.S. and Schmincke, H.-U., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374, 34-39.
- Holcomb, R.T. and Searle, R.C., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10, 19-32.
- Holik, J.S., Rabinowitz, P.D. and Austin, J.A., 1991. Effects of Canary hotspot volcanism on structure crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 96, 12039-12067.
- Huertas, M.J., Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fúster, J.M. and Ibarrola, E., 1994. Un episodio volcánico pre-Cañadas en la Isla de Tenerife. *Geogaceta*, 15, 113-116.
- Huertas, M.J., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Cantagrel, J.M. and Fúster, J.M., 2002. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar stratigraphy of pyroclastic units from the Canadas Volcanic Edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 351-365.

- Hürlimann, M., 1999. Geotechnical analysis of large volcanic landslides: The La Orotava events on Tenerife, Canary Islands. PhD Thesis, Universidad Técnica de Cataluña, Barcelona, Spain, 217 pp.
- Hürlimann, M., Garcia-Piera, J.-O. and Ledesma, A., 2000. Causes and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 121-134.
- Hürlimann, M., Ledesma, A. and Marti, J., 2001. Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology*, 59, 115-32.
- Hürlimann, M., Marti, J. and Ledesma, A., 2004. Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands. The huge La Orotava landslide on Tenerife, Canary Islands. *Geomorphology*, 62(3-4), 143-158.
- Hürlimann, M., Turon, E. and Marti, J., 1999. Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary islands. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(10), 921-924.
- Ibarrola, E., Ancochea, E., Fúster, J.M., Cantagrel, J.M., Coello, J., Snelling, N.J. and Huertas, M.J., 1993. Cronoestratigrafía del Macizo de Tigaiga: Evolución de un sector del edificio Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 88(1-4), 57-72.
- Ingham, M., 1992. Audiomagnetotelluric soundings on White Island volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(3), 301-306.
- Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces causes massive landslides on Hawaiian volcanoes? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 295-308.
- Jiménez, M.-J. and García-Fernández, M., 2000. Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 463-468.
- Jiménez, M.J. and García-Fernández, M., 1996. Aftershock sequence of the 9 May 1989 Canary Islands earthquake. *Tectonophysics*, 255, 157-162.
- Jödicke, H., 1992. Review: Water and graphite in the Earth's crust - an approach to interpretation of conductivity models. *Surveys in Geophysics*, 13, 381-407.

- Krastel, S., Schmincke, H.-U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P. and Alibès, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 106, 3977-3997.
- Krivochieva, S. and Chouteau, M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer, (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, 52, 23-43.
- Labson, V.F., Becker, A., Morrison, H.F. and Conti, U., 1985. Geophysical exploration with audiofrequency natural magnetic fields. *Geophysics*, 50(656-664).
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C. and Villemant, B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), ECV13 1-15.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Bonneville, A., Galdénao, A., Labazuy, P., Rousset, D. and Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion island, Indian ocean). *Oceanological Acta*, 10, 211-224.
- Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B. and Labazuy, P., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bulletin of Volcanology*, 62, 75-89.
- Lipman, P.W., 1999. Caldera. In: S. H., B. Houghton, H. Rymer, J. Stix and S. McNutt (Editors), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 643-662.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, Washington, 844 pp.
- MacFarlane, D.J. and Ridley, W.I., 1968. An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 4, 481-486.
- MacGuire, W.J., 2003. Volcano instability and lateral collapse. *Revista*, 1, 33-45.
- Mackie, R.L., Madden, T.R. and Wannamaker, P.E., 1993. Three dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - Theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, 58(2), 215-226.
- Mackie, R.L., Rieven, S. and Rodi, W., 1997. User manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. GSY-USA, Inc., 2261 Market st., Suite 643, San Francisco, CA 94114. User Documentation.

- Manzella, A., Volpi, G., Zaja, A. and Meju, M., 2004. Combined TEM-MT investigation of shallow-depth resistivity structure of Mt Somma-Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 19-32.
- Marinoni, L.B. and Gudmundsson, A., 2000. Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 83-103.
- Marti, J., 1998. Comment on "A giant landslide on the northern flank of Tenerife, Canary Island" by A. B. Watts and D.G. Masson. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5), 9945-9947.
- Martí, J., 1996. Volcanological evolution of the Cañadas-Teide volcanic system. Definition of the volcanological guidelines for the evaluation of the potential volcanic risk in Tenerife. Final report of the European Union project European Laboratory Volcanoes, Teide: Subproject 2, contract EV5V-CT-0823, 64 pp.
- Marti, J., Ablay, G.J. and Bryan, S., 1996. Comment on "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes" by J.C. Carracedo. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 143-149.
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T. and Sparks, R.S.J., 1994a. Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151, 919-929.
- Marti, J. and Gudmundsson, A., 2000. The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 161-173.
- Marti, J., Hürlimann, M., Ablay, G.J. and Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic oceanic islands. *Geology*, 25, 879-882.
- Marti, J., Mitjavila, J. and Araña, V., 1994b. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715-727.
- Martí, J., Mitjavila, J. and Araña, V., 1995. The Las Cañadas edifice and caldera In: J. Martí and J. Mitjavila (Editors), *A field guide to the central volcanic complex of Tenerife*, Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, pp. 19-38.

- Martí, J., Mitjavila, J. and Villa, I.M., 1990. Stratigraphy and K-Ar ages of the Diego Hernández wall and their significance on the Las Cañadas Caldera formation (Tenerife, Canary Islands). *Terra Research*, 148-153.
- Marti, J., Mitjavila, J., Zafrilla, S., Folch, A., Soriano, C., Turon, E., Hürlimann, M., Queralt, I., Neumann, E.R., Ablay, G.J. and Araña, V., 1998. The central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands). 627-639.
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier Mas, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B. and Girard, J.P., 2006. Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 380-400.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. and Canales, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-35.
- Matsushima, N., Oshima, H., Ogawa, Y., Takakura, S., Satoh, H., Utsugi, M. and Nishida, Y., 2001. Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109, 263-277.
- McDougall, I. and Schmincke, H.-U., 1976. Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin of Volcanology*, 40, 1-21.
- Mekkawi, M., Schnegg, P.-A., Arafa-Hamed, T. and Elathy, E., 2005. Electrical structure of the tectonically active Kalabsha Fault, Aswan, Egypt. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 764-773.
- Merle, O. and Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), ECV6 1-11.
- Michel, J. and Hayes, M.O., 1999. Weathering patterns of oil residues eight years after the Exxon Valdez oil spill. *Marine Pollution Bulletin*, 38(10), 855-863.
- Milnes, E., 2005. Modelling groundwater salinisation in irrigated coastal areas: from solute recycling concepts to quantitative risk assessment PhD Thesis, University of Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland, 207 pp.
- Minster, W.J. and Jordan, T.H., 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5331-5354.

- Mitjavila, J.M. and Villa, I.M., 1993. Temporal evolution of Diego Hernández formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the Caldera using the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6(1-2), 1-10.
- Mitsuhata, Y., Matsuo, K. and Minegishi, M., 1999. Magnetotelluric survey for exploration of a volcanic-rock reservoir in the Yurihara oil and gas field, Japan. *Geophysical Prospecting*, 47, 195-218.
- Monteiro Santos, F.A., Dupis, A., Andrade Afonso, A.R. and Mendes-Victor, L.A., 1996. An AMT survey over the Chaves geothermal field (NE Portugal). *Geothermics*, 25(3), 389-406.
- Monteiro Santos, F.A., Trota, A., Soares, A., Luzio, R., Lourenço, N., Matos, L., Almeida, E., Gaspar, J.L. and Miranda, J.M., 2006. An audio-magnetotelluric investigation in Terceira Island (Azores). *Journal of Applied Geophysics*, 59(4), 314-323.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. and Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine Landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17465-17484.
- Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 43.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94, 123-139.
- Müller, A. and Haak, V., 2004. 3-D modeling of the deep electrical conductivity of Merapi volcano (Central Java): integrating magnetotellurics, induction vectors and the effects of steep topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 205-222.
- Nabighian, M.N. (Editor), 1991. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2. Society of Exploration Geophysicists, USA.
- Navarro, J.M. and Coello, J., 1989. Depressions originated by landslide processes in Tenerife. In: V. Araña (Editor), *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote, pp. 150-152.
- Navarro Latorre, J.M., 1996. Hydrogeological analysis of the Las Cañadas area (in Spanish), In: *Estudios hidrogeológicos de Tenerife*. Excmo Cabildo Insular, Tenerife, pp. 1-64.

- Nurhasan, Ogawa, Y., Ujihara, N., Tank, B., Honkura, Y., Onizawa, S., Mori, T. and Makino, M., 2006. Two electrical conductors beneath Kusatsu-Shirane volcano, Japan, imaged by audiomagnetotellurics, and their implications for the hydrothermal system. *Earth Planets Space*, 58, 1053-1059.
- O'Connor, J.M., Stoffers, P., Board, P.V.d. and McWilliams, M., 1999. First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 575-589.
- Ogawa, Y., Matsushima, N., Oshima, H., Takakura, S., Utsugi, M., Hirano, K., Igarashi, M. and Doi, T., 1998. A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotelluric soundings. *Earth Planets Space*, 50, 339-346.
- Ogawa, Y. and Takakura, S., 1990. CSAMT Measurements across the 1986 C Craters of Izu-Oshima Island, Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 42, 211-224.
- Ortiz, R., Araña, V., Astiz, M. and García, A., 1986. Magnetotelluric study of the Teide (Tenerife) and Timanfaya (Lanzarote) volcanic areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(3-4), 357-377.
- Palacky, G.J., 1987. Clay mapping using electromagnetic methods. *First Break*, 5(8), 296-306.
- Pérez, N.M., Wakita, H., Nakai, S., Sano, Y. and Williams, S.N., 1994.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity. *Mineralogical Magazine*, 58A, 709-710.
- PNUD-UNESCO, 1973. SPA-15, Estudio Científico de las Islas Canarias. Gobierno Español, DGOH. 5 vols. Centro de Estudios Hidrográficos, Madrid.
- Poland, M., Hamburger, M. and Newman, A., 2006. The changing shapes of active volcanoes: History, evolution, and future challenges for volcano geodesy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 1-13.
- Pous, J., Heise, W., Schnegg, P.-A., Muñoz, G., Marti, J. and Soriano, C., 2002. Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): structural and hydrogeological implications *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 249-263.

- Pous, J., Muñoz, G., Heise, W., Melgarejo, J.C. and Quesada, C., 2004. Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 435-450.
- Ramdohr, P., 1969. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon, 1174 pp.
- Reid, M.E., 2004. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology*, 32(5), 373-376.
- Reid, M.E., Sisson, T.W. and Brien, D.L., 2001. Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology*, 29(9), 779-782.
- Revil, A., Finizola, A., Sortino, F. and Ripepe, M., 2004. Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy: implications for ground water flow and paroxysmal activity. *Geophysical Journal International*, 157, 426-440.
- Robertson, A.H.F. and Stillman, C.J., 1979. Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geological Magazine*, 116, 203-214.
- Roeser, H.A., 1982. Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold (Editors), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 60-68.
- Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoef, J. and Collette, B.J., 1992. Magnetic anomalies in the Canary Basin and the mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 14, 1-24.
- Romero, C., 1990. Resumen de la Tesis Doctoral "Manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario", Universidad de La Laguna, Tenerife, 55 pp.
- Romero, C., 1992. Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife, Aula de Cultura de Tenerife, Cabildo Insular, 265 pp.
- Sanchez, N., Garcia, A., Marsal, S. and Tarraga, M., 2006. Teide Volcanomagnetic network - VOLMAGTEGETEIDE. In: G.R. Abstracts (Editor), EGU 2006, Vienna.
- Savin, C., Ritz, M., Join, J.-L. and Bachelery, P., 2001. Hydrothermal system mapped by CSAMT on Karthala Volcano Grande Comore Island, Indian ocean. *Journal of Applied Geophysics*, 48, 143-152.

- Schmincke, H.-U., 1982. Volcanic and geochemical evolution of the Canary Islands. In: U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Siebold (Editors), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 273-306.
- Schmucker, U., 1970. *Anomalies of geomagnetic variations in the Southwestern United States*, University of California Press, Berkeley.
- Schnegg, P.-A., 1993. An automatic scheme for 2-D magnetotelluric modelling, based on low-order polynomial fitting. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45, 1039-1043.
- Schnegg, P.-A., 1997. Electrical structure of Plaine des Sables caldera, Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Annali di Geofisica*, XL(2), 305-317.
- Servicio de Planificación Hidráulica, 1991. *Plan hidrológico insular de Tenerife*. Gobierno de Canarias, Tenerife.
- Shankland, T.J., 1975. Review: Electrical conduction in rocks and minerals: parameters for interpretation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10, 209-219.
- Sheard, S.N., Ritchie, T.J., Christopherson, K.R. and Brand, E., 2005. Review: Mining, environmental, petroleum, and engineering industry applications of electromagnetic techniques in geophysics. *Surveys in Geophysics*, 26, 653-669.
- Simpson, F. and Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 254 pp.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65, 791-803.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M., 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 3-14.
- Skinner, B.J., Porter, S.C. and Botkin, D.B., 1999. *The Blue Planet: an introduction to Earth system science*, John Wiley & Sons, USA.
- Smith, J.T. and Booker, J.R., 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research*, 96, 3905-3922.
- Spray, J.G., 1997. Superfaults. *Geology* 25(7), 579-582.
- Steiner, M.B., 1975. Mesozoic apparent polar wander and Atlantic plate tectonics. *Nature*, 254, 107-109.

- Stieltjes, L., Gourgand, B. and Steenhoudt, M., 1988. Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans un volcan bouclier basaltique. Exemple de l'île de la Réunion, milieu océanique tropical. *Hydrogéologie*, 2, 83-94.
- Swift, C.M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, PhD Thesis, Geophysics Laboratory MIT, University of Cambridge, Massachusetts, USA.
- Tárraga, M., Carniel, R., Ortiz, R., Marrero, J.M. and García, A., 2006. On the predictability of volcano-tectonic events by low frequency seismic noise analysis at Teide-Pico Viejo volcanic complex, Canary Islands. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6(3), 365- 376.
- Teide Group, 1997. Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 20325-20342.
- Telford, W.M., Gelbart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd edition, 770 pp.
- Thirlwall, M.F., Singer, B.S. and Marriner, G.F., 2000. <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 247-297.
- Tikhonov, A.N., 1950, reprinted 1986. The determination of the electrical properties of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady Akad. Nauk. S.S.R.*, 73, 295-297 (in Russian). (1986). On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In *Magnetotelluric Methods*, ed. K. Vozoff. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, pp 2-3.
- Tinti, S., Bortolucci, E. and Romagnoli, C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to the sector collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 103-128.
- Tournerie, B., Chouteau, M. and Marcotte, D., 2007. Magnetotelluric static shift: Estimation and removal using the cokriging method. *Geophysics*, 72(1), F25-F34.
- Traineau, H., Westercamp, D. and Benderitter, Y., 1989. Case study of a volcanic geothermal system, Mount Pelée, Martinique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38, 49-66.
- Tuzo Wilson, J., 1963. Hypothesis of Earth's behaviour. *Nature*, 198, 925-929.

- Uchupi, E., Emery, K.O., Bowin, C.O. and Phillips, J.E., 1981. Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal American Association of Petroleum Bulletin, 60, 809-878.
- Valentin, A., Albert-Beltran, J.F. and Diez, J.L., 1990. Geochemical and geothermal constraints in magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 251-264.
- Varga, R.J. and Smith, B.M., 1984. Evolution of the early Oligocene Bonanza caldera, northeast San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8679-8694.
- Verhoef, J., Collette, B.J., Dañobeitia, J.J., Roeser, H.A. and Roest, W.R., 1991. Magnetic anomalies off west-Africa (20-38° N). *Marine Geophysical Researches*, 13, 81-103.
- Viera, R., Toro, C. and Araña, V., 1986. Microgravimetric survey in the caldera of Teide, Tenerife, Canary Islands. *Tectonophysics*, 130, 249-257.
- Volpi, G., Manzella, A. and Fiordelisi, A., 2003. Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt Amiata area, Italy. *Geothermics*, 32, 131-145.
- Vozoff, K. (Editor), 1986. *Magnetotelluric Methods*. Geophysics reprint series N°5, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In: M.N. Nabighian (Editor), *Electromagnetic Methods in Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 641-711.
- Walter, T.R. and Schmincke, H.-U., 2002. Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 615-628.
- Walter, T.R. and Troll, V.R., 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 63, 191-203.
- Walter, T.R. and Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1-2), 107-120.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A. and Rijo, L., 1987. A stable finite element solution for two-dimensional data. *Geophysics*, 88, 277-296.

- Ward, S.H., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 106(6), 11201-11215.
- Ward, S.N. and Day, S., 2003. Ritter Island Volcano - lateral collapse and the tsunami of 1888. *Geophysical Journal International*, 154, 891-902.
- Ward, S.N. and Day, S.J., 2001. Cumbre Vieja volcano - Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 28, 397-400.
- Watkins, J.S. and Hoppe, K.W., 1979. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. In: M. Talwani, W. Hays and W.B.F. Ryan (Editors), *Seismic reflection reconnaissance of the Atlantic margin of Morocco*. American Geophysical Union, Washington, USA, pp. 204-217.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12), 24487-24498.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 1998. Reply to Comment on A giant land-slide on the northern flank of Tenerife, Canary Islands, by A.B Watts and D.G. Masson. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5), 9948-9951.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63, 8-19.
- Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. and Henstock, T.J., 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 431-447.
- Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Wolff, J.A., 1987. Crystallisation of nepheline syenite in a subvolcanic magma system: Tenerife, Canary islands. *Lithos*, 20(3), 207-223.
- Wolff, J.A., Grandy, J.S. and Larson, P.B., 2000. Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernandez Formation, Las Canadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 343-366.

- Yakupov, V.S., 1973. Electrical conductivity of frozen soils, Proceedings of the Second International Conference on Permafrost, USSR contribution volume, Yakutsk, USSR, pp. 312-314.
- Ye, S.C., Canales, J.P., Rihm, R., Dañobeitia, J.J. and Gallart, J., 1999. A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geodynamics*, 28, 3-26.
- Zlotnicki, J., Sasai, Y., Yvetot, P., Nishida, Y., Uyeshima, M., Fauquet, F., Utada, H., Takahashi, T. and Donnadieu, G., 2003. Resistivity and self-potential changes associated with volcanic activity: The July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan). *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 139-154.
- Zlotnicki, J., Vargemezis, G., Mille, A., Bruère, F. and Hammouya, G., 2006. State of the hydrothermal activity of Soufrière of Guadeloupe volcano inferred by VLF surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 58(4), 265-279.



# **ANNEXES**

A – La résistivité électrique

B – Méthode MT et AMT

C – Méthode de minimalisation

D – Quelques tenseurs d'impédance

E – Equipement AMT

F – Liste des communications



## ANNEXE A : La résistivité électrique

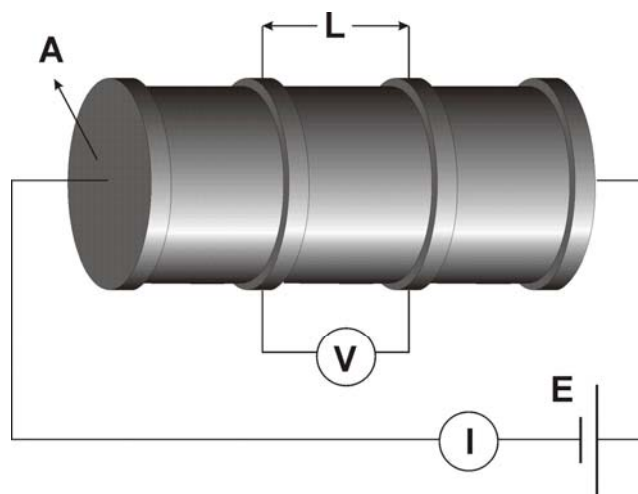
Avant de présenter les structures conductrices caractéristiques des milieux volcaniques, les paragraphes ci-dessous rappellent quelques notions de résistivité électrique.

### A.1. Définition de la résistivité électrique

La résistance électrique  $R$  est définie par la loi d'Ohm en mesurant la différence de potentiel  $\Delta V$  induite entre deux points d'un conducteur par la circulation d'un courant électrique d'intensité  $I$  entre ces deux points:

$$R = \frac{\Delta V}{I}. \quad (1)$$

En effet, d'après la loi d'Ohm, la différence de potentiel  $\Delta V$  induite dans un conducteur est proportionnelle au courant électrique  $I$  qui traverse ce conducteur. La résistance  $R$  est la constante de proportionnalité entre ces deux paramètres. La résistance  $R$  est exprimée en ohm ( $\Omega$ m), l'intensité du courant électrique  $I$  en Ampères (A) et la différence de potentiel en  $\Delta V$  en Volts (V) (Fig. A.1).



**Figure A.1 :** Mesure de la résistivité en laboratoire

Cependant, en prospection électrique la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur une propriété qui, tout en caractérisant la facilité laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi, soit la résistivité électrique  $\rho$ . Celle-ci est donc définie comme étant la mesure de la difficulté qu'a un courant électrique à traverser d'un conducteur.

Ainsi, la résistivité électrique vraie  $\rho$  d'un volume cubique d'un matériau conducteur isotrope et homogène mesuré entre deux plaques conductrices et parallèles est donnée par:

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (2)$$

où  $\rho$  est la résistivité électrique du matériau exprimée en  $\Omega\text{m}$ ,  $A$  est l'aire de la section transversale des plaques conductrices ( $\text{m}^2$ ) et  $L$  est la distance de séparation entre les deux plaques conductrices (m). Cette résistivité électrique est donc une propriété intrinsèque du matériau conducteur, ne dépendant nullement des dimensions des plaques conductrices et de leur distance de séparation.

La réciproque de la résistivité électrique  $\rho$  est la conductivité électrique  $\sigma$  et s'exprime en Siemens par mètre (S/m):

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$

Notons que la loi d'Ohm sous la forme exprimée à l'équation 1 est une forme simplifiée de la forme générale physique, qui s'écrit

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}, \quad (3)$$

où  $\vec{J}$  est la densité de courant (courant par unité de surface traversée  $\vec{J} = I/A$  (ampères par  $\text{m}^2$ )), et  $\vec{E}$  est le champ électrique. Par définition  $\vec{E}$  est le gradient du potentiel  $V$  ( $V$  est une fonction scalaire)

$$\nabla V = \frac{\partial V}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial V}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial V}{\partial z} \hat{k} = -\vec{E} \quad (4)$$

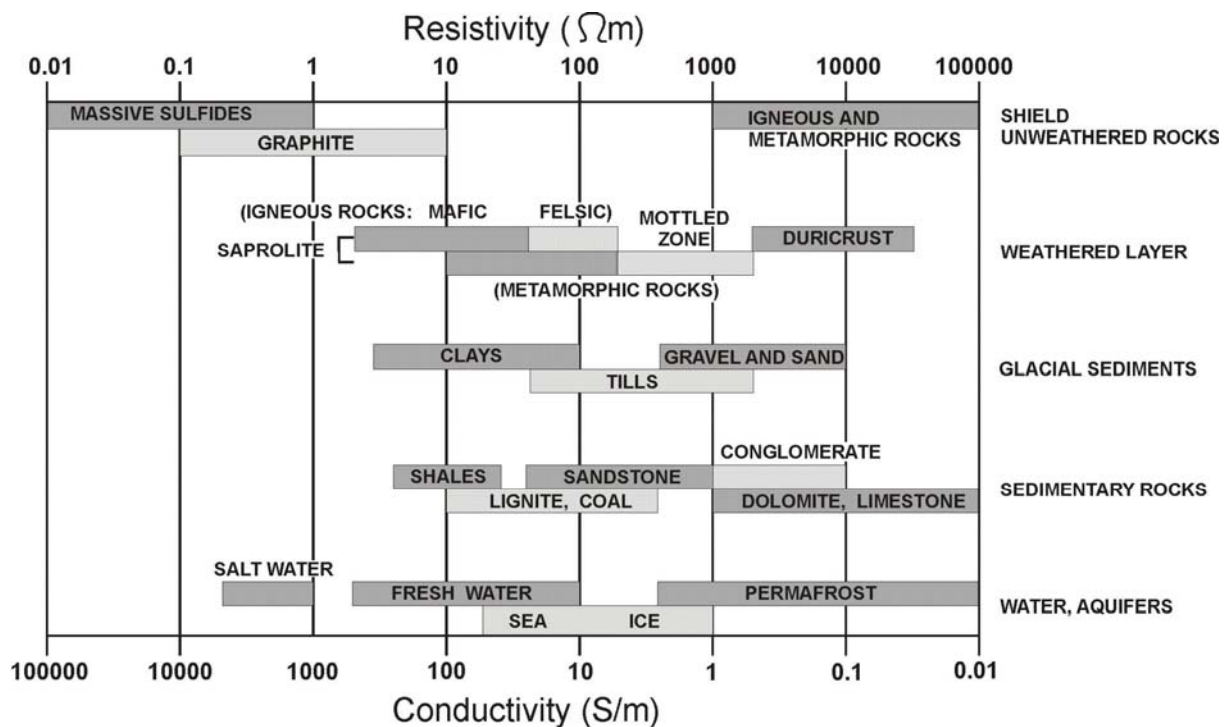
Si on récrit la loi d'Ohm pour le cylindre de la figure A.1, on a alors  $\vec{E} = V/L$ ,  
d'où

$$\begin{aligned}V &= RI \\ \vec{E}L &= R \cdot \vec{J}A \\ \vec{E} &= \underbrace{\frac{RA}{L}}_{\rho} \cdot \vec{J}\end{aligned}\tag{5}$$

Par définition, un matériau isotrope possède la même résistivité électrique dans toutes les directions. En revanche dans la nature, les matériaux sont généralement hétérogènes et anisotropes, impliquant un terme de résistivité électrique apparente  $\rho_a$  qui représente une pondération de toutes les valeurs de résistivité électrique vraie pour chaque composante du milieu. Un milieu homogène et isotrope présente donc une résistivité électrique apparente égale à la résistivité électrique vraie.

## A.2. Résistivité des roches et des minéraux

De toutes les propriétés physiques des roches et des minéraux, la résistivité électrique est celle qui présente les plus forts contrastes. En effet, cette dernière varie entre  $10^{-5} \Omega\text{m}$  pour des minéraux métalliques et  $10^7 \Omega\text{m}$  pour le gabbro (Telford et al., 1990), avec des extrêmes à  $1.6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$  pour l'argent natif ou  $10^{16} \Omega\text{m}$  pour le soufre, soit  $10^{24}$  ordres de grandeur de différence. De plus, les variations de résistivité pour une espèce minérale spécifique peuvent être énormes et dépendent notamment des impuretés et des cristaux.



**Figure A.2 :** Gamme de résistivité des principaux matériaux terrestres (d'après Palacky (1987)).

La figure A.2 présente les gammes de résistivité de la majorité des roches. En général, les roches ignées, comme les calcaires et dolomies présentent les résistivités les plus élevées, spécialement si elles sont saines, peu fracturées et le moins possible poreuses. L'absence de fluide, paramètre conditionnant fortement la

résistivité (développé dans la section suivante), les rendra également très résistantes. De manière générale, la fracturation abaisse la résistivité des roches, notamment en raison de l'altération ou du remplissage en matériel argileux qui les caractérise. Les roches sédimentaires détritiques sont caractérisées par des résistivités souvent plus faibles. D'autre part, plus ces roches sont vieilles, compactées et profondes, plus la porosité diminue et la résistivité augmente. En revanche, on observe une relation inverse en milieux volcaniques ou l'altération hydrothermale pervasive de l'ensemble des roches engendre une baisse de résistivité.

### A.3. Propriétés physiques des matériaux qui affectent la résistivité électrique

La résistivité électrique d'un matériau varie en fonction de plusieurs propriétés physiques. Dans les sédiments, les propriétés physiques qui influencent la résistivité électrique sont la concentration des minéraux dissous dans l'eau interstitielle, la porosité, le contenu en eau, la granulométrie, la présence d'argile, la température et la phase de l'eau interstitielle (Yakupov, 1973).

#### A.3.1. Loi d'Archie

Dans la plupart des matériaux, la conductivité électrique se fait principalement par transport ionique à travers l'eau présente dans les pores de ces matériaux. C'est le phénomène de la conductivité électrolytique. La conductivité électrique d'un matériau poreux varie ainsi en fonction du volume et de l'arrangement des pores, ainsi que de la conductivité électrique de l'eau et du volume occupé par l'eau dans les pores, faisant de la teneur en eau un facteur déterminant de la résistivité.

La loi empirique d'Archie (1942) met en relation la résistivité électrique  $\rho$  de la roche avec la porosité et la résistivité de l'eau d'imbibition. Cette loi rassemble donc un index de résistivité  $I$ , valant  $S_w^{-n}$  où  $S_w$  est le degré de saturation des pores, un facteur de formation  $F$  est égal à  $a\phi^{-m}$  où  $\phi$  est sa porosité efficace et la résistivité électrique de l'eau interstitielle  $\rho_w$  contenue dans les pores, pour un matériau dépourvu d'argile, un sable propre (Telford et al., 1990).

$$\rho = IF\rho_w = a\rho_w\phi^{-m}S_w^{-n} \quad (7)$$

La constante  $a$  varie entre 0,5 et 2,5. Le terme  $m$  est appelé exposant de cimentation, peut prendre des valeurs entre 1,3 et 2,5. Plus le degré de cimentation d'une roche est élevé, plus la valeur de cet exposant est grande. Pour un sable non

consolidé, la valeur de  $m$  est minimale et d'environ 1,3 (Archie, 1942). Le paramètre  $n$  est appelé exposant de saturation et vaut approximativement 2 pour les roches (Telford et al., 1990). Pour mémoire, la résistivité de l'eau fraîche est d'environ 20  $\Omega\text{m}$ , alors que celle de l'eau de mer est de 0.5  $\Omega\text{m}$ .

On retrouve dans le tableau ci-dessous les valeurs de  $a$  et  $m$  à utiliser pour différents types de roche.

<b>Description de la roche</b>	<b><math>a</math></b>	<b><math>m</math></b>
<i>Roche détritique faiblement cimentée, présentant une porosité entre 25 et 45%</i>	0.88	1.37
<i>Roche sédimentaire modérément cimentée, présentant une porosité entre 18 et 35%</i>	0.62	1.72
<i>Roche sédimentaire bien cimentée, présentant une porosité entre 5 et 25%</i>	0.62	1.95
Roche volcanique à porosité élevée, de 20 à 80%	3.5	1.44
<i>Roches à très faible porosité, moins de 4 %</i>	1.4	1.58

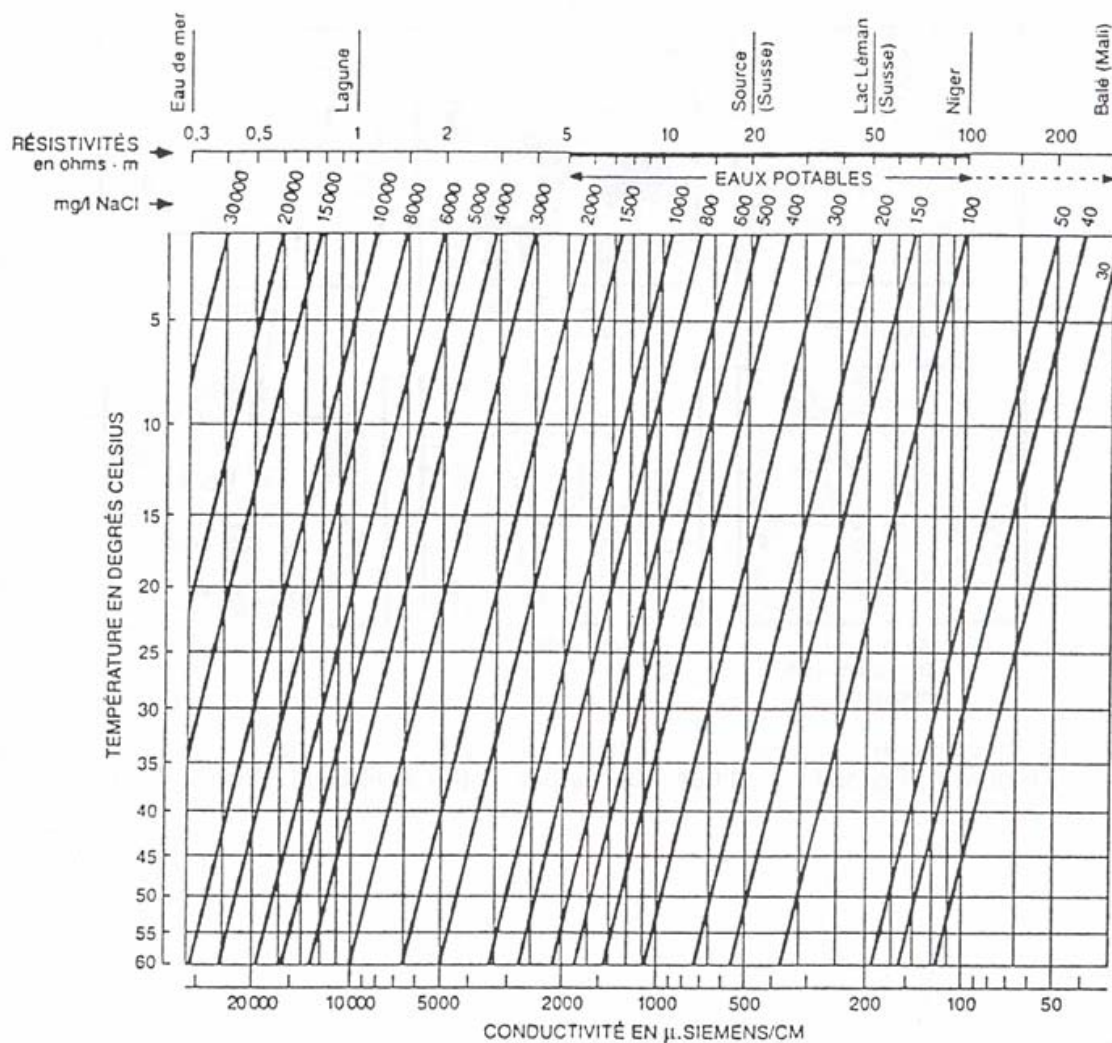
*Valeurs à utiliser avec la formule d'Archie*

### **A.3.2. Salinité**

La salinité de l'eau interstitielle du milieu poreux est importante puisque le déplacement des ions des sels en solution, des charges électriques, est le moyen par lequel le courant électrique se déplace dans le matériau. En effet, les ions qui permettent la conduction électrolytique dans les matériaux proviennent de la dissociation des minéraux, lorsque ces derniers sont dissous dans l'eau. Plus il y a de minéraux dissous dans l'eau interstitielle, plus il y a d'ions présents en solution dans les pores et plus grande sera alors la charge électrique.

La conductivité électrique d'un électrolyte dépend non seulement de la quantité d'ions présents dans l'eau, mais également de la viscosité de l'eau qui affecte la vitesse de déplacement des ions dans l'eau. Ces ions peuvent être

chargés positivement ou négativement; ce sont les cations et les anions respectivement. Lorsque deux électrodes sont plongées dans un électrolyte et qu'une différence de potentiel est appliquée entre ces deux électrodes, les ions se déplacent dans l'électrolyte parce que les anions sont attirés par l'électrode positive appelée l'anode, et les cations sont attirés par l'électrode négative appelée la cathode. Avec une diminution de la viscosité, la mobilité des ions est plus grande et, par conséquent, la vitesse de déplacement des ions pour une même différence de potentiel est plus élevée. La conductivité électrique est alors plus grande.



**Figure A.3 :** Résistivité électrique d'un électrolyte en fonction de la température et de la salinité (tirée de De Stadelhofen, 1991).

Les variations de résistivité électrique de l'électrolyte en fonction de la concentration des minéraux et de la température sont importantes (Fig. A.3). La

conductivité électrique de l'électrolyte dépend de la température car la viscosité de l'eau varie avec la température. Une augmentation de la température diminue la viscosité de l'eau. Les ions contenus dans l'eau deviennent alors plus mobiles. Cette augmentation de la mobilité des ions augmente leur vitesse de déplacement sous une différence de potentiel et il s'ensuit une augmentation de la conductivité électrique. Il y a donc une augmentation de la conductivité électrique avec l'augmentation de la température. En outre, pour une porosité donnée, plus la concentration des minéraux dissous dans l'eau interstitielle d'un matériau est élevée, plus la conductivité électrique de ce matériau sera élevée.

### A.3.3. Porosité

La porosité d'un matériau contrôle sa résistivité électrique mais d'une façon moindre que la concentration des minéraux dissous dans l'eau interstitielle. La porosité  $\phi$  d'un matériau est définie par le rapport du volume des vides  $V_v$  sur le volume total  $V_T$  d'un échantillon:

$$\phi = \frac{V_v}{V_T}$$

où le volume des vides  $V_v$  correspond à la somme des volumes occupés par l'air et l'eau contenu dans les pores d'un matériau.

La résistivité électrique augmente avec la diminution de la porosité. En effet, lorsque la porosité diminue, la taille des grains du matériau ainsi que la taille des pores diminuent et la longueur des capillaires qui relient les pores augmente. La longueur effective  $L$  du trajet parcouru par le courant électrique est ainsi augmentée et la section transversale effective  $A$  est diminuée, puisque les pores sont d'une taille plus petite. D'après l'équation 2, puisque la résistance électrique est directement proportionnelle à la longueur du trajet suivi par le courant et inversement proportionnelle à la section transversale à la circulation du courant, la diminution de la porosité augmente donc la résistance et la résistivité électrique. En effet, la résistivité électrique est directement proportionnelle à la résistance.

### A.3.4. Contenu en eau

Le contenu en eau peut être exprimé en terme du degré de saturation en eau  $S_e$  d'un matériau qui est défini par la fraction d'eau contenue dans les pores:

$$S_e = \frac{V_e}{V_v}$$

où  $V_e$  est le volume occupé par l'eau dans les pores d'un matériau et  $V_v$  est le volume total occupé par les pores ou le volume des vides.

La résistivité électrique est inversement proportionnelle au contenu en eau d'un matériau (Equ. 7). La circulation du courant s'effectue au travers de l'électrolyte plus ou moins conducteur qui est présent dans les pores. Il ne peut pas circuler dans les particules isolantes du matériau. Par conséquent, plus le contenu en eau est élevé, plus les ions peuvent circuler facilement dans le matériau et plus la résistivité électrique du matériau est faible.

### A.3.5. Présence d'argile

Lorsque de l'argile est présente dans un matériau, la loi empirique d'Archie (Equ. 7) ne s'applique plus rigoureusement. En effet, en plus de la conduction électrolytique, il y a de la conductivité électrique dite colloïdale. L'argile possède une structure composée de feuillets microscopiques. Cette structure présente des imperfections et la surface des feuillets est ainsi chargée négativement. Des cations peuvent alors être adsorbés sur les faces des feuillets d'argile, bien qu'ils soient peu liés et libres de se déplacer. Lorsque l'argile se retrouve en présence d'eau, même en très faible quantité, les ions qui sont contenus dans l'eau peuvent être échangés avec les cations peu liés à l'argile. Le courant électrique peut donc passer librement à la surface de l'argile et la résistivité électrique est alors très faible. Par ailleurs, une argile complètement sèche possède une faible conductivité électrique car les échanges ioniques sont presque impossibles en absence d'eau. Tous les matériaux qui contiennent une certaine quantité d'argile possèdent une conductivité électrique plus élevée qu'en son absence. S'il est vrai que la porosité, la perméabilité affecte

grandement la résistivité, la présence d'argiles issue de phénomènes d'altération constitue un facteur extrêmement important (Fuji-ta et al., 1999).

### **A.3.6. Température et phase de l'eau interstitielle**

Pour les sédiments non consolidés à température ambiante, la résistivité électrique varie entre 10 et  $10^3 \Omega\text{m}$ . En milieu gelé, elle peut varier entre  $10^3$  et  $10^6 \Omega\text{m}$  (Fortier, 1991). La présence de glace en excès et un faible contenu en eau non gelée sont caractéristiques de sédiments gelés qui présentent de très grandes valeurs de résistivité électrique  $\Omega\text{m}$  (Fortier and Allard, 1998).

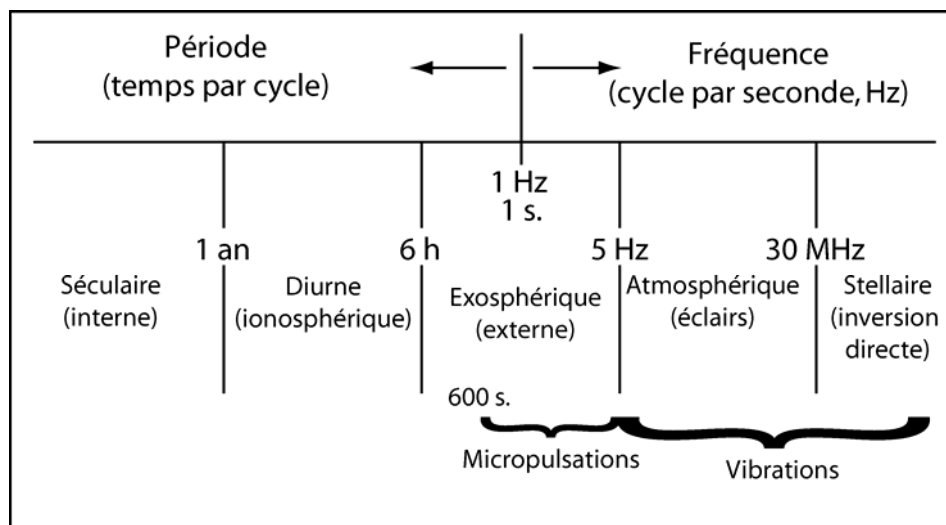
La dépendance de la résistivité électrique d'un matériau avec la température diffère selon que les températures se situent en dessus ou en dessous du point de congélation. Pour les températures en dessus du point de congélation, la résistivité électrique varie en fonction de la conductivité électrique de l'électrolyte qui dépend de la température et de la viscosité de l'eau. Ainsi, une roche saturée, soumise à une augmentation de la température favorisant la mobilité des ions en solution dans l'électrolyte (diminution de la viscosité), verra sa conductivité augmenter. A des profondeurs lithosphériques, la minéralogie, le contenu en fer, la fugacité de l'oxygène, la stoechiométrie peuvent également influencer la résistivité (Shankland, 1975). Dans les systèmes géothermaux, Detwiler and Roberts (2003) ont également montré que l'état et la phase (liquide / vapeur) du fluide de pores peuvent influencer la résistivité de plus d'un ordre de grandeur.



## ANNEXE B : La méthode magnétotellurique

### B.1. L'induction électromagnétique dans la Terre

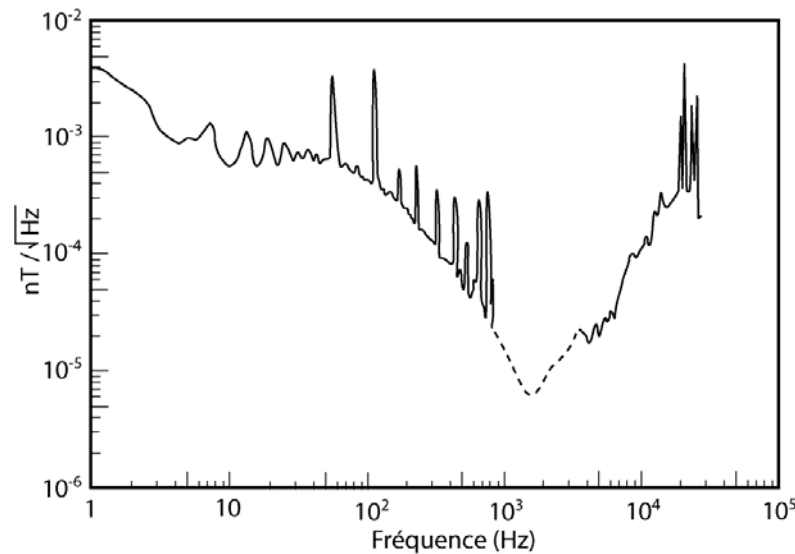
La méthode magnétotellurique permet d'obtenir des informations sur la distribution de la résistivité par des mesures des variations naturelles du champ magnétique de la Terre et du champ électrique induit. Les variations du champ magnétique ont leur origine dans des systèmes de courants électriques au sein de l'ionosphère et de la magnétosphère. Ces fluctuations se produisent dans un large intervalle de périodes. L'intervalle de périodes utilisé habituellement en magnétotellurique s'étend globalement de 0.001 s. à 10'000 s. (Fig. B.1). Les variations du champ magnétique dans tout le spectre de fréquences induisent des courants électriques dans les milieux conducteurs, qui à leur tour induisent un champ magnétique secondaire.



**Figure B.1** : Approximation schématique des fréquences et les origines du champ électromagnétique naturel. Tiré de Nabighian (1991).

La tranche des fréquences supérieures à 1 Hz, domaine de l'audio-magnétotellurique, est principalement générée par l'activité orageuse quasi permanente ceinturant la Terre aux latitudes subtropicales. Cette ceinture connaît trois centres principaux d'activité situés au Brésil, en Afrique Centrale et en Malaisie. Leur distribution géographique est telle qu'à tout moment, des orages se produisent sur la Terre avec

une fréquence d'environ 50 éclairs par seconde pour quelques 2000 orages présents autour du globe.



**Figure B.2** : Une densité spectrale observée entre 1 Hz et 30 kHz, d'après Labson et al. (1985).

Les *sferics* se propagent autour du monde, confinés dans un guide d'onde entre la surface de la Terre et l'ionosphère. L'épaisseur de ce guide d'onde est d'environ 60 km la journée et s'étend à environ 90 km de nuit. Cette différence entre le jour et la nuit provoque également d'importantes variations du signal. Les *sferics* excitent un large spectre de fréquences, dont beaucoup sont atténuées dans le guide d'onde. Malgré tout, le signal est amplifié à un certain nombre de fréquences discrètes, appelées les résonances de Schumann, aux fréquences de 7.8, 14.3, 20.8, 27.3 et 33.8 Hz, où des pics importants sont observés. Entre 1 et 5 kHz, le guide d'onde présente une grande absorption (Fig. B.2). L'énergie dans cette bande présente des variations diurnes et annuelles dont les amplitudes du champ magnétique durant le jour sont souvent bien inférieures aux niveaux de bruit des capteurs magnétiques (Garcia and Jones, 2005).

## B.2. Les équations de Maxwell

En pratique, on mesure, selon les axes orthogonaux  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , les composantes horizontales du champ électrique ( $E_x$ ,  $E_y$ ) et les composantes du champ magnétique ( $B_x$ ,  $B_y$ ,  $B_z$ ) à la surface de la Terre durant un certain intervalle de temps.

La théorie de l'électromagnétisme est décrite par les équations de Maxwell.

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Loi de Faraday} \quad (1.1)$$

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Loi d'Ampère} \quad (1.2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Absence de monopôle magnétique} \quad (1.3)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho_{el} \quad \text{Loi de Coulomb} \quad (1.4)$$

où :

- $\vec{B}$  est l'induction magnétique en Tesla [T]
- $\vec{H}$  est l'intensité du champ magnétique en Ampère par mètre [A/m]
- $\vec{E}$  est l'intensité du champ électrique en Volt par mètre [V/m]
- $\vec{D}$  est le champ de déplacement électrique en Coulomb par mètre carré [C/m<sup>2</sup>]
- $\vec{J}$  est la densité de courant électrique en Ampère par mètre [A/m<sup>2</sup>]
- $\rho_{el}$  est la densité de charge appliquée en Coulomb par mètre cube [C/m<sup>3</sup>]

Il est nécessaire d'utiliser d'autres relations constitutives pour résoudre les équations de Maxwell.

$$\vec{D} = \varepsilon_r \varepsilon_0 \vec{E} \quad \text{Loi du déplacement électrique} \quad (1.5)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \text{Loi d'Ohm} \quad (1.6)$$

$$\vec{B} = \mu_r \mu_0 \vec{H} \quad (1.7)$$

Où :

- $\varepsilon_r$  est la permittivité électrique relative en Farad par mètre [F/m]. La permittivité du vide vaut  $\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$  F/m.
- $\sigma$  est la conductivité du milieu en Siemens par mètre [S/m] ; plus tard on parlera plutôt en terme de résistivité  $\rho = 1/\sigma$ .
- $\mu_r$  est la perméabilité magnétique relative en Henry par mètre [H/m]. La perméabilité du vide vaut  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  H/m.

Dans le cas d'induction électromagnétique dans la Terre, l'approximation quasi-statique est valable :

- La perméabilité magnétique relative et la permittivité électrique relative sont approximativement constantes ( $\mu_r \approx 1, \varepsilon_r \approx 20$ ) avec pour conséquence les paramètres  $\mu = \mu_r \mu_0$  et  $\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$ , s'approchant des valeurs pour le vide  $\mu_0$  et  $\varepsilon_0$ .
- Dans le cadre des périodes utilisées en MT (0.001 à 10'000 s.) et des résistivités communes à la Terre (0.1 à 10000  $\Omega\text{m}$ ), les courants de conduction  $\vec{J}$  dominant sur les courants de déplacement  $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$  qui sont alors négligeables.

En considérant l'approximation quasi-statique et supposant que la dépendance temporelle des champs est harmonique ( $\approx e^{i\omega t}$ ), les équation de Maxwell se simplifient :

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{B} = \mu_0 \sigma \vec{E} \quad (1.8)$$

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{E} = -i\omega \vec{B} \quad (1.9)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (1.10)$$

Comme il n'y a pas d'accumulation de charges libres dans un milieu homogène ( $\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = 0$ ),  $\rho_{el} = 0$ .

Par la définition du nombre d'onde  $k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$  (dans l'approximation quasi-statique) et en transformant le système d'équations, on obtient les équations de Helmholtz :

$$\Delta \vec{B} = -k^2 \vec{B} \quad \Delta \vec{E} = -k^2 \vec{E} \quad (1.11)$$

La résolution d'une de ces équations permet de trouver le champ correspondant et par les équations de Maxwell, on détermine l'autre champ.

Les champs électromagnétiques s'atténuent quand ils pénètrent et se propagent à l'intérieur de la Terre. La profondeur à laquelle l'amplitude d'une onde électromagnétique est atténuée d'un facteur  $\frac{1}{e}$  de sa valeur en surface, est définie comme la pénétration d'onde (skin depth)  $\delta$  :

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \approx 0.5\sqrt{\rho T} \text{ [km]} \quad (1.12)$$

### B.3. Le tenseur d'impédance

A partir des composantes des champs électrique et magnétique mesurées à la surface de la Terre, on détermine les fonctions de transfert, desquelles découlent la distribution des résistivités du sous-sol. Le tenseur d'impédance  $\underline{Z}$ , constitué de 4 nombres complexes, relie les composantes horizontales des champs électrique et magnétique. Aussi pour chaque fréquence angulaire on a :

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (1.13)$$

Selon la distribution des résistivités du sous-sol le tenseur peut prendre différentes formes basées sur des modèles théoriques.

#### Modèle 1-D

La conductivité est une fonction de la profondeur seulement ( $\sigma = \sigma(z)$ ). La diagonale principale du tenseur d'impédance est nulle ( $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ). Comme il n'existe pas de variations latérales de résistivité, les éléments de l'anti-diagonale sont  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ .

#### Modèle 2-D

La conductivité dépend de deux directions dans l'espace ( $\sigma = \sigma(y, z)$ ) en supposant que x correspond à la direction de la structure 2-D. Dans ce cas, les composantes de la diagonale principale du tenseur sont nulles ( $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ) mais celle de l'anti-diagonale sont différentes ( $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ ).

Ces simplifications du cas 2-D sont valides lorsque le système de coordonnées de mesure est parallèle au *strike* 2-D (de direction x). Autrement, tous les éléments du tenseur d'impédance sont non nuls. Si les données ne sont affectées par des phénomènes de distorsion galvanique, il est alors possible de faire tourner les

tenseur et de trouver un système de coordonnées parallèle au *strike* 2-D grâce à une méthode proposée par Swift (1967).

### **Modèle 3-D**

La conductivité dépend des trois directions de l'espace ( $\sigma = \sigma(x, y, z)$ ) et tous les éléments du tenseur sont non nuls.

## B.4. Résistivité apparente et phase

Les résultats se présentent habituellement sous forme de résistivité apparente et de phase, définies à partir de l'impédance. La résistivité apparente dépend du module au carré de l'impédance :

$$\rho_{ij} = \frac{\mu_0}{\omega} |Z_{ij}|^2. \quad (1.14)$$

avec  $i, j = x, y$ , respectivement.

La phase  $\varphi$  de l'impédance décrit le déphasage entre le champ électrique et magnétique.

$$Z_{ij} = |Z_{ij}| e^{i\varphi} \quad \varphi_{ij} = \arctan \frac{\text{Im } Z_{ij}}{\text{Re } Z_{ij}} \quad (1.15)$$

Dans un milieu homogène, la phase  $\varphi_{xy}$  est de  $45^\circ$ , alors que  $\varphi_{yx} = -135^\circ$ . Comme la fonction trigonométrique  $\arctan$  est symétrique à  $180^\circ$ , les phases  $\varphi_{xy}$  et  $\varphi_{yx}$  peuvent se représenter dans le quadrant  $[0; 90^\circ]$ . En général, les phases sont dans le premier quadrant  $[0; 90^\circ]$  (ou troisième quadrant  $[180^\circ; 270^\circ]$  pour les  $\varphi_{yx}$ ). Toutefois des phases supérieures à  $90^\circ$  existent également (Heise, 2003).

## B.5. Les fonctions de transfert géomagnétique

Les relations entre les composantes horizontales et la composante verticale du champ magnétique sont les fonctions de transfert géomagnétique.

$$B_z(\omega) = (T_x(\omega), T_y(\omega)) \begin{pmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{pmatrix}. \quad (1.16)$$

où  $T_x(\omega)$  et  $T_y(\omega)$  sont les fonctions de transfert géomagnétique, aussi appelées *tipper*. Elles sont de magnitudes complexes et plus sensibles aux contrastes de conductivité latérale. Elles se représentent usuellement par des vecteurs d'induction. D'après Schmucker (1970), les résultats pour le vecteur réel  $\vec{V}_{\text{Re}}$  et le vecteur imaginaire  $\vec{V}_{\text{Im}}$  sont :

$$\vec{V}_{\text{Re}} = \text{Re}T_x \cdot \vec{e}_x + \text{Re}T_y \cdot \vec{e}_y$$

$$\vec{V}_{\text{Im}} = \text{Im}T_x \cdot \vec{e}_x + \text{Im}T_y \cdot \vec{e}_y$$

où  $\vec{e}_x$  et  $\vec{e}_y$  sont des vecteurs unitaires dans les directions respectives.

Dans une Terre 1-D, il n'existe pas de champ magnétique vertical et par conséquent  $T_x = T_y = 0$ . Dans le cas 2-D (*strike* en  $x$ ) on a :

$$T_x = 0, T_y \neq 0 \Rightarrow T_y = \frac{B_z}{B_y}$$

Sur une structure 2-D, les vecteurs sont toujours perpendiculaires à la direction du *strike*. Les vecteurs réels pointent dans la direction opposée au conducteur (convention de Schmucker) et les vecteurs imaginaires sont parallèles aux vecteurs réels. Dans le cas 3-D, les vecteurs d'induction réels pointent dans la direction opposée au conducteur, mais ne sont pas parallèles aux vecteurs imaginaires.

## B.6. Analyse de la dimensionnalité et décomposition du tenseur en milieu 2D

Quand le système de coordonnées de mesure n'est pas parallèle ou perpendiculaire à la direction du *strike* d'une structure 2-D, tous les éléments du tenseur d'impédance sont non nuls. Une rotation du tenseur d'impédance permet de trouver un angle pour lequel les éléments de la diagonale de la matrice d'impédance sont minimums. Ainsi on obtient la direction  $\alpha$  du *strike* d'une structure bidimensionnelle.

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_{\parallel} \\ Z_{\perp} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \quad (1.17)$$

$Z_{\parallel}$  et  $Z_{\perp}$  sont les composantes diagonales du tenseur mesurées dans les directions du *strike*.

### La méthode de Swift

L'angle de rotation (avec une ambiguïté de 90°) qui minimise la somme des éléments diagonaux du tenseur d'impédance est (Swift, 1967):

$$\alpha = \frac{1}{4} \arctan \left( \frac{2 \operatorname{Re} \left[ (Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} - Z_{yx}) \right]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \right) \quad (1.18)$$

où \* indique le complexe conjugué.

Mais les éléments de la diagonale ne disparaissent complètement qu'en conditions 2-D idéales. Le *skew* définit la relation entre les éléments de la diagonale et de l'anti-diagonale.

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (1.19)$$

Dans le cas d'une Terre 1-D ou 2-D parfaite, le *skew* est égal à 0.

L'inconvénient de la méthode de Swift est la sensibilité envers les petites hétérogénéités superficielles qui sont constamment présentes et produisent un champ électrique statique qui interfère avec le champ induit. Dans ce cas, les composantes diagonales du tenseur d'impédance ne s'annulent jamais.

Il existe différentes techniques pour récupérer un tenseur original ayant été affecté par de telles distorsions. On peut réaliser une décomposition du tenseur d'impédance pour déterminer le tenseur correspondant au milieu régional non affecté par les hétérogénéités superficielles. L'objectif de la décomposition est de déterminer en premier lieu la dimension de la structure régionale. Si celle-ci est 2-D, le tenseur régional peut se récupérer en utilisant une paramétrisation adéquate séparant la structure locale perturbatrice de la structure régionale. Ci-dessous, nous expliquons brièvement la décomposition de Groom et Bailey (1989).

### La décomposition de Groom et Bailey

Dans une zone où la distribution des résistivités est 2-D avec des hétérogénéités superficielles locales superposées (3-D/2-D), le tenseur d'impédance  $\underline{Z}_{mes}$  est donnée par :

$$\underline{Z}_{mes} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} \\ C_{21} & C_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_{\perp} \\ Z_{\parallel} & 0 \end{pmatrix} \quad \underline{Z}_{mes} = \underline{C}\underline{Z}_2 \quad (1.20)$$

où  $\underline{Z}_2$  est le tenseur régional représenté dans les directions principales du strike  $Z_{\parallel}$  et sa perpendiculaire  $Z_{\perp}$ ; C est la matrice de distorsion contenant tous les facteurs produits par la distorsion du tenseur d'impédance. Les éléments de cette matrice sont indépendants de la fréquence (cas 2-D) et sont réels. La matrice de distorsion peut être factorisée afin de récupérer le tenseur d'impédance sans distorsion. On peut écrire le tenseur d'impédance mesuré comme une combinaison linéaire des matrices suivantes (Groom and Bailey, 1989):

$$\underline{Z}_{mes} = g \underline{R} \underline{T} \underline{S} \underline{A} \underline{Z}_2 \underline{R}^T \quad (1.21)$$

Avec la matrice de distorsion  $\underline{C}$  qui peut s'écrire comme le produit des composantes suivantes :

$$\underline{C} = \underline{T} \underline{S} g \underline{A} = \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{pmatrix} g \begin{pmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{pmatrix}$$

où  $\underline{R}$  est le tenseur de distorsion et  $\underline{R}^T$  sa transposée.  $\underline{T}$  est le tenseur de *twist*, tournant les axes principaux d'un angle  $\varphi_t = \arctan t$ .  $\underline{S}$  est le tenseur de *shear*, tournant l'axe x en sens horaire et l'axe y en sens anti-horaire d'un angle  $\varphi_e = \arctan e$ .  $\underline{A}$  est le tenseur d'anisotropie et g un facteur d'amplification.

## B.7. Modélisation 2-D et 3-D

Dans le cas de modèles 2-D, les équations de Maxwell sont découplées pour les deux directions de polarisation. Quand le champ électrique est parallèle à la direction de la structure 2-D (*strike*), on parle de polarisation E ou de mode TE. Quand les courants se propagent perpendiculairement à la direction du *strike*, on parle de polarisation B ou de mode TM. Si la direction du *strike* est en x, les équations de Maxwell sont de la forme :

Polarisation E	Polarisation B
$\frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_x$	$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega B_x$
$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega B_z$	$\frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_0 \sigma E_z$
$\frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega B_y$	$\frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_y$
$E_x, B_y, B_z$	$B_x, E_y, E_z$

De ces équations découlent les deux équations suivantes:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{i\omega} \frac{\partial E_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{i\omega} \frac{\partial E_x}{\partial z} \right) - \mu_0 \sigma E_x = 0 \quad \text{Polarisation E}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) - \mu_0 i\omega H_x = 0 \quad \text{Polarisation B}$$
(1.22)

Ces équations n'ont pas de solution analytique et doivent se résoudre par méthode numérique. Le programme utilisé pour la résolution du problème direct 2-D est le code en éléments finis de Wannamaker et al. (1987).

Il existe différents algorithmes d'inversion 2-D. Le RRI (Rapid Relaxation Inversion) de Smith et Booker (1991), fonctionne avec les gradients latéraux des champs électriques et magnétiques. Cette méthode simplifie considérablement le calcul de la matrice de sensibilité qui est l'étape la plus longue du processus d'inversion. L'algorithme Occam (Constable et al., 1987) recherche un modèle simple et lissé. L'algorithme de Mackie et al. (1997) travaille avec la méthode des gradients

conjugués. L'algorithme REBOCC de Siripunvaraporn et Egbert (2000) est basé sur le rasoir dOccam et calcule une matrice de sensibilité réduite incluant les fonctions de transfert géomagnétique.

Mackie et al. (1993) ont publié un algorithme de résolution du problème direct 3-D qui utilise les formes intégrales des équations de Maxwell.

$$\oint \vec{E} dl = \iint i\mu\omega \vec{H} dS \quad (1.23 A)$$

$$\oint \vec{H} dl = \iint \vec{J} dS \iint \sigma \vec{E} dS \quad (1.23 B)$$

Avec cette procédure, les champs ne sont pas dérivés et conduisent aux mêmes équations qui s'obtiennent quand l'approximation de premier ordre (différences finies) de la forme différentielle des équations de Maxwell est calculée.

Plus récemment, Mackie et Booker (1999) réalisèrent une substantielle amélioration de l'algorithme de Mackie et al. (1993), le rendant beaucoup plus opérationnel. Enfin, Siripunvaraporn et al. (Siripunvaraporn et al., 2005) ont récemment proposé un algorithme de résolution du problème 3D.

## B.8. Modélisation 1-D

Dans le cadre de cette étude, les tenseurs d'impédance obtenus par la mesure des champs horizontaux électrique et magnétique uniquement, révèlent une structure superficielle quasi-unidimensionnelle. Bien que des modélisations 2-D aient été effectuées avec REBOCC (Siripunvaraporn and Egbert, 2000) pour valider l'approche 1-D, tous les tenseurs ont été modélisés en 1-D (Fischer and Le Quang, 1981; Schnegg, 1993), sur la base de leur déterminant.

En effet, du tenseur d'impédance  $\underline{Z}$ , il est possible de dériver quelques relations invariantes sous rotation dont l'une ( $Z_3$ ) est en fait le déterminant du tenseur d'impédance et a la dimension de  $Z^2$ .

$$Z_1 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$Z_2 = Z_{xx} + Z_{yy}$$

$$Z_3 = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}.$$

## ANNEXE C : Méthode de minimalisation

La modélisation des données audio-magnétotelluriques a été réalisée à l'aide d'un programme de modélisation 1-D (développé par P.-A. Schnegg, Université de Neuchâtel, Suisse), basée sur une méthode de minimalisation (sous-routine MINDEF) développée par Beiner (1970). Cette sous-routine permet de trouver un minimum relatif d'une fonction quelconque comprenant jusqu'à 30 variables. Cette méthode est optimisée en limitant le nombre d'appel de la fonction  $F$  et par le fait que la dérivée de la fonction n'est pas employée.

MINDEF recherche le vecteur de valeurs  $(x_1^0, x_2^0, \dots, x_n^0; n \leq 30)$  qui minimise localement la fonction réelle  $F(x_1, x_2, \dots, x_n)$  de ces  $n$  variables. Plus exactement, ce vecteur est tel que

$$F(x_1^0, x_2^0, \dots, x_n^0) \leq F(x_1, x_2, \dots, x_n)$$

pour

$$x_i^0 - \theta \cdot \Delta x_i \leq x_i^0 + \theta \cdot \Delta x_i \quad , \quad \forall i \quad , \quad 0 \leq i \leq n$$

avec

$$0 \leq \theta \leq 1 .$$

$\theta$  vaut généralement 1, mais est parfois calculé à l'aide d'une approximation parabolique. Les variations  $\Delta x_i$  valent

$$\Delta x_i = P_j \cdot PAS$$

où les  $P_j$  sont des poids qui permettent de donner plus ou moins d'importance à la variation de chacune des variables, et  $PAS$  est une grandeur commune à toutes les variables. La recherche du minimum se fait en trois phases répétées successivement, jusqu'à ce qu'un minimum soit obtenu, ou que la fonction  $F$  ait été appelée un nombre de fois égal à une valeur limite  $NF$  (ou  $NF + 15$  lorsque le calcul est en progression).

Ces trois phases sont les suivantes.

Phase 1 : On cherche une direction de descente en variant les paramètres autour du point initial (Il peut arriver que les poids  $P_j$  soient négatifs. Dans ce cas la recherche de descente se fait dans le sens négatif).

Phase 2 : Progression dans la direction de descente trouvée

Phase 3 : Lorsque la progression échoue, on varie les paramètres dans l'espace perpendiculaire à la progression pour tenter d'obtenir une percée.

Dans cette recherche,  $PAS$  peut prendre deux valeurs :

$PAS = PAMAX$  au départ pour une avance rapide,

$PAS = PAMIN$  lorsque des difficultés sont rencontrées avec  $PAMAX$  .

Si la valeur de  $F$  est connue en trois points le long d'une droite, les deux points extrêmes étant plus hauts que le médian, la position du minimum est affinée par une interpolation parabolique. Il est possible de garder constant un paramètre en lui donnant un poids  $P_i$  plus petit que  $10^{-15}$ . La sous-routine MINDEF ne variera pas sa valeur initiale et cherchera alors une valeur de  $F$  telle que

$$F(x_1^0, \dots, x_i^{initial}, \dots, x_n^0) \leq F(x_1, \dots, x_i, \dots, x_n)$$

Pour

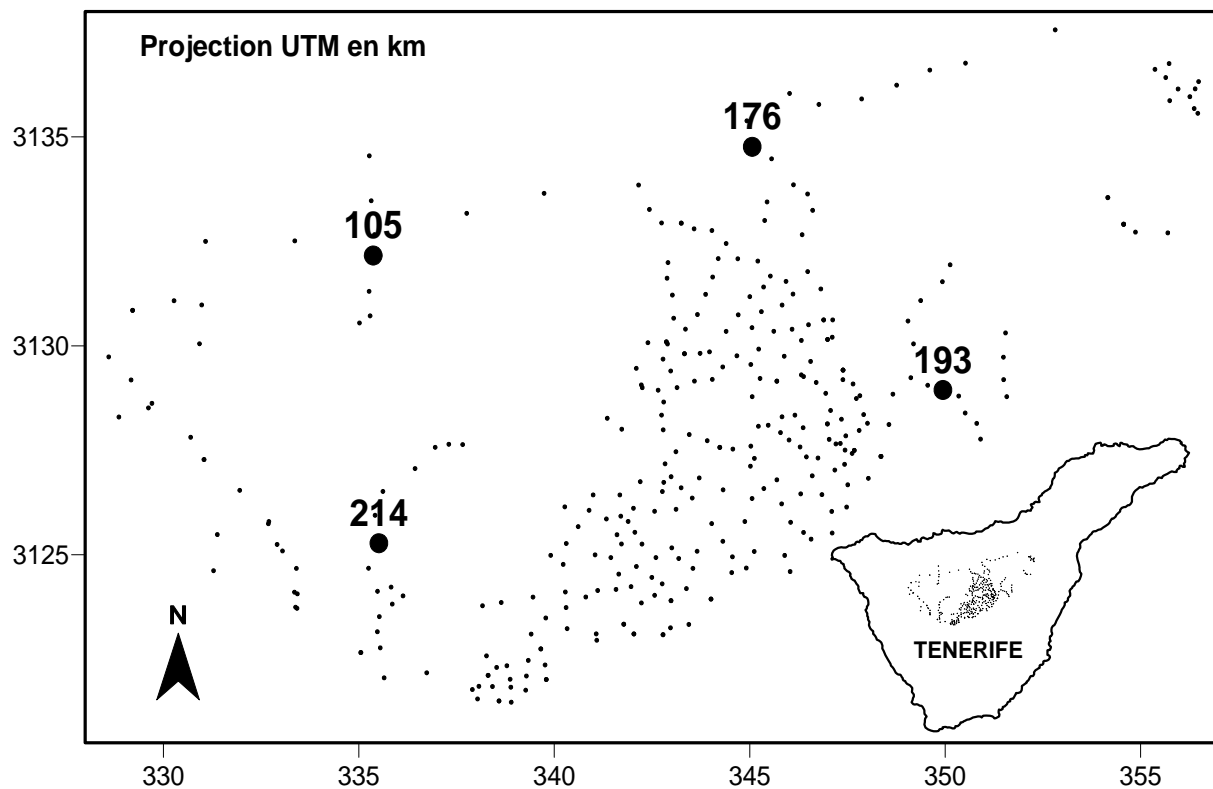
$$x_j^0 - \theta \cdot \Delta x_j \leq x_j \leq x_j^0 + \theta \cdot \Delta x_j \quad , \quad \forall j \neq i \quad .$$

On peut ainsi fixer plusieurs paramètres. Dans l'exemple de la modélisation 1-D, ces paramètres sont ceux du modèle, soit les résistivités et épaisseurs des N couches.

## ANNEXE D : Quelques tenseurs d'impédance

### Introduction

La carte (Fig. D.1) ci-dessous présente la répartition de l'ensemble des sites AMT réalisés dans la partie centrale de Tenerife, soit 342 sondages distribués entre la caldera de Las Cañadas et ses environs. La haute densité de points dans la partie centrale correspond à la partie E de la caldera, les points disparates correspondent aux profils effectués autour de celle-ci. Les gros points noirs illustrent la position des tenseurs d'impédance présentés ci-après.



**Figure D.1** : Répartition globale des sites AMT réalisés dans la partie centrale de Tenerife

## D.1. – AMT SOUNDING 105

### D.1.1 – GENERAL DATA

Site name : 105  
 Date & heure of sounding : 18.05.2004 134310  
 N & E latitude and longitude (°) : 28.305254 -16.679029  
 N & E UTM coordinates (m) : 3132161.8 335368.1  
 Altitude above sea level (m) : 1676.0  
 Length of N & E telluric lines (m) : 50 48  
 Azimuth of N telluric line (°) : 30

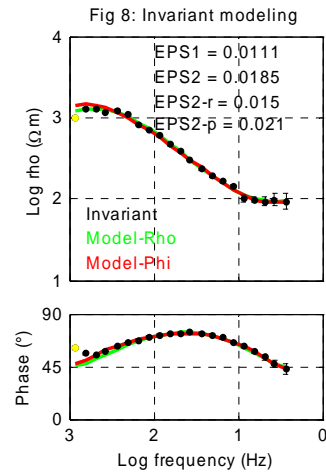
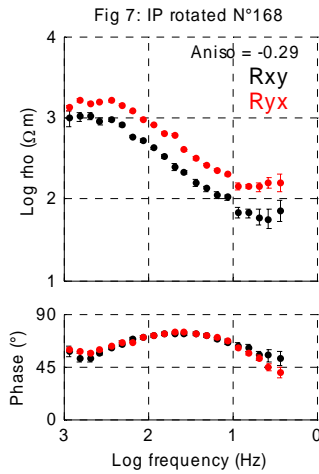
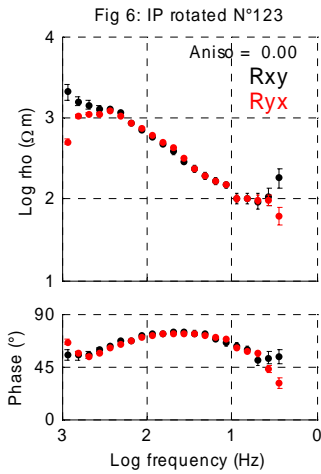
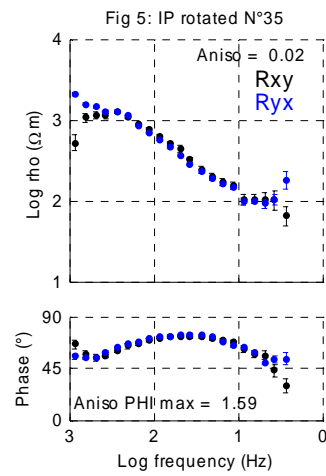
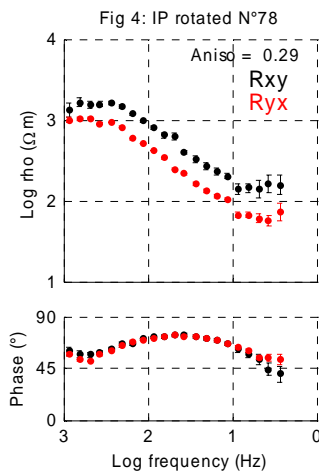
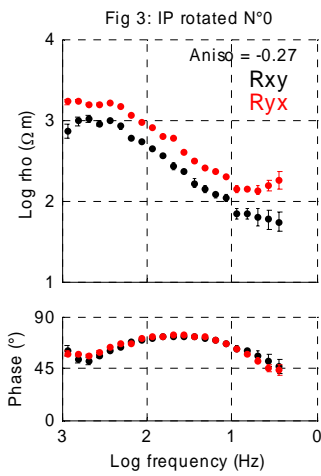
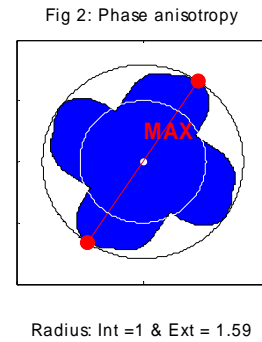
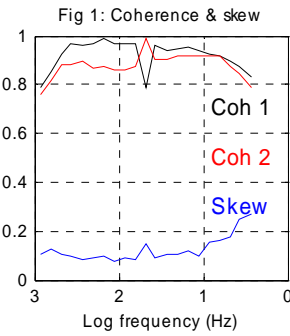
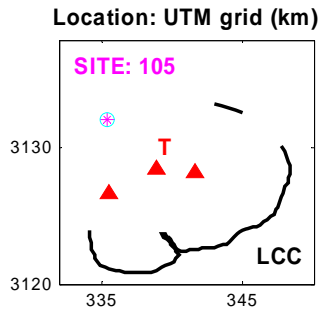
### D.1.2 – IMPEDANCE TENSOR

Magnetotelluric impedance versus period

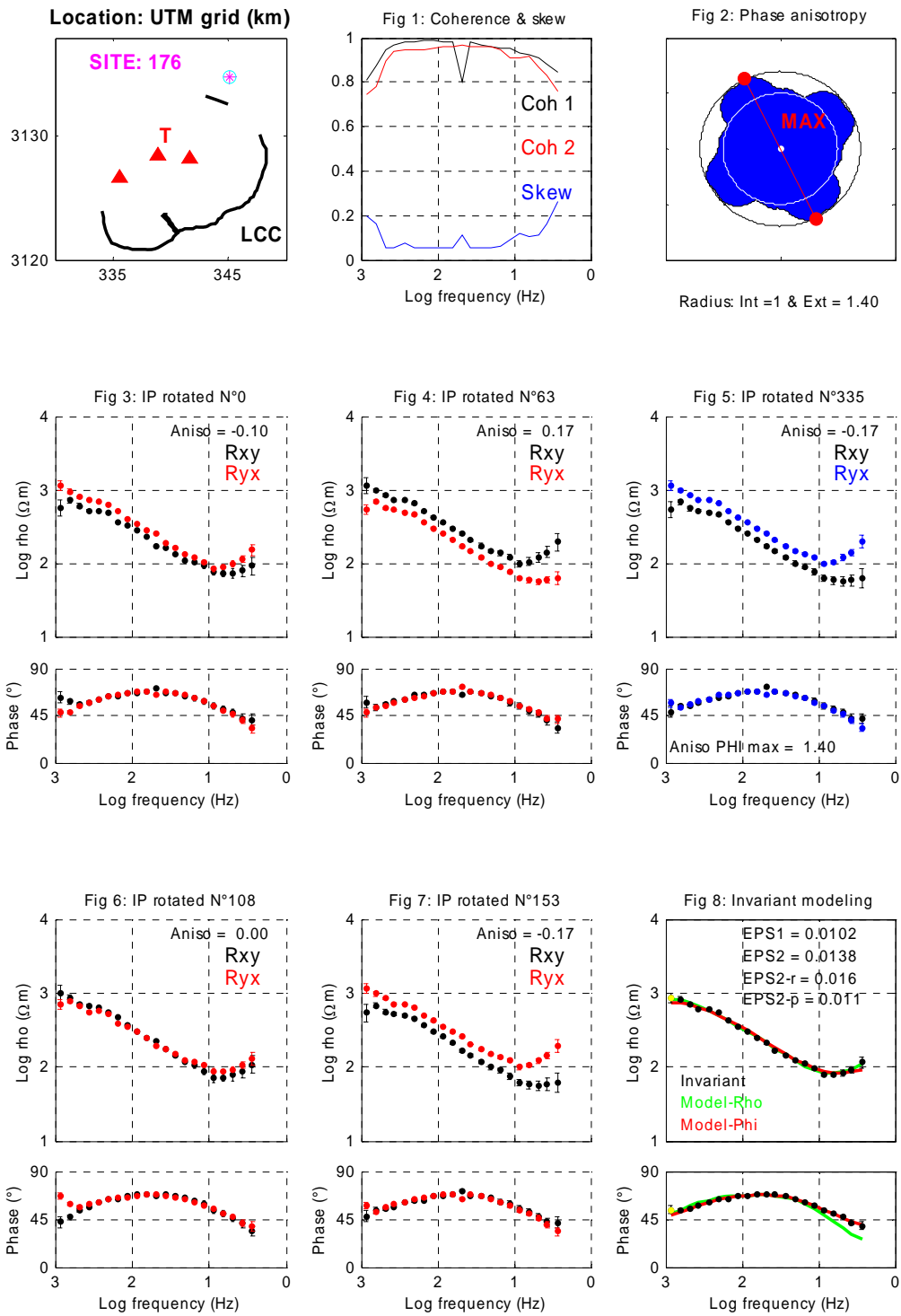
Period[s]	Re/Im Zxx	Re/Im Zxy	Re/Im Zyx	Re/Im Zyy
0.3652E+00	0.6321E+01	0.1885E+02	-0.3592E+02	0.8599E+01
	0.3180E+01	0.1975E+02	-0.3441E+02	-0.1744E+02
	0.1272E+00	0.1065E+00	0.1107E+00	0.8339E-01
0.2738E+00	0.4383E+01	0.2024E+02	-0.3730E+02	0.1583E+02
	0.3854E+01	0.2552E+02	-0.3785E+02	0.3167E+01
	0.1123E+00	0.7028E-01	0.9017E-01	0.5278E-01
0.2054E+00	0.4434E+01	0.2213E+02	-0.3570E+02	0.6730E+01
	0.1661E+01	0.3221E+02	-0.4483E+02	0.1157E+02
	0.1029E+00	0.5411E-01	0.7094E-01	0.3893E-01
0.1540E+00	0.4477E+01	0.2379E+02	-0.3649E+02	0.1185E+02
	0.1464E+01	0.4086E+02	-0.5622E+02	0.7281E+01
	0.5642E-01	0.3069E-01	0.4437E-01	0.2391E-01
0.1155E+00	0.2193E+01	0.2537E+02	-0.3668E+02	0.9147E+01
	0.4437E+01	0.4862E+02	-0.6770E+02	0.1274E+02
	0.6478E-01	0.3816E-01	0.4385E-01	0.2429E-01
0.8660E-01	0.4835E+01	0.3120E+02	-0.4361E+02	0.5524E+01
	0.8866E+00	0.7257E+02	-0.9640E+02	0.1442E+02
	0.3687E-01	0.1674E-01	0.3001E-01	0.1451E-01
0.6494E-01	0.3105E+01	0.3370E+02	-0.4639E+02	0.5242E+01
	0.5193E+01	0.8875E+02	-0.1225E+03	0.2086E+02
	0.3994E-01	0.1775E-01	0.2717E-01	0.1454E-01
0.4870E-01	-0.3768E+01	0.3873E+02	-0.5104E+02	0.5416E+01
	0.5006E+01	0.1129E+03	-0.1544E+03	0.2462E+02
	0.4060E-01	0.1817E-01	0.2602E-01	0.1247E-01
0.3652E-01	-0.4304E+01	0.4514E+02	-0.6001E+02	0.5189E+01
	0.7469E+01	0.1433E+03	-0.1984E+03	0.3034E+02
	0.4780E-01	0.2035E-01	0.3027E-01	0.1599E-01
0.2738E-01	-0.6356E+01	0.5896E+02	-0.7418E+02	0.6231E+01
	0.2060E+01	0.1940E+03	-0.2557E+03	0.3898E+02
	0.2372E-01	0.9466E-02	0.3048E-01	0.1274E-01

0.2054E-01	-0.1846E+01	0.7383E+02	-0.1051E+03	0.2398E+02
	0.7923E+01	0.2429E+03	-0.3596E+03	0.7994E+02
	0.4239E-01	0.1199E-01	0.9161E-02	0.3602E-02
0.1540E-01	-0.9645E+01	0.1028E+03	-0.1319E+03	0.1375E+02
	0.5522E+01	0.3230E+03	-0.4280E+03	0.6054E+02
	0.2382E-01	0.8848E-02	0.2331E-01	0.7777E-02
0.1155E-01	-0.1367E+02	0.1414E+03	-0.1787E+03	0.1771E+02
	0.8024E+01	0.4120E+03	-0.5533E+03	0.8138E+02
	0.1640E-01	0.6221E-02	0.1456E-01	0.5640E-02
0.8660E-02	-0.1751E+02	0.1919E+03	-0.2424E+03	0.2283E+02
	0.7830E+01	0.5203E+03	-0.6908E+03	0.9334E+02
	0.1837E-01	0.5562E-02	0.1952E-01	0.6246E-02
0.6494E-02	0.2755E+01	0.2528E+03	-0.3846E+03	0.6728E+02
	0.2049E+02	0.6326E+03	-0.8609E+03	0.1224E+03
	0.1136E-01	0.5044E-02	0.2859E-01	0.1639E-01
0.4870E-02	-0.2527E+02	0.4018E+03	-0.4889E+03	0.3759E+02
	0.6349E+02	0.8249E+03	-0.1106E+04	0.1311E+03
	0.2678E-01	0.9683E-02	0.3536E-01	0.9897E-02
0.3652E-02	-0.4357E+02	0.5682E+03	-0.6751E+03	0.4605E+02
	0.6681E+02	0.9904E+03	-0.1309E+04	0.1437E+03
	0.1701E-01	0.5319E-02	0.1490E-01	0.4477E-02
0.2738E-02	-0.2459E+02	0.7122E+03	-0.8592E+03	0.5521E+02
	0.1341E+03	0.1054E+04	-0.1451E+04	0.1524E+03
	0.3429E-01	0.8482E-02	0.2654E-01	0.9184E-02
0.2054E-02	0.4061E+02	0.9785E+03	-0.1080E+04	-0.5377E+02
	0.2036E+03	0.1220E+04	-0.1620E+04	0.1678E+03
	0.4494E-01	0.1051E-01	0.5131E-01	0.1076E-01
0.1540E-02	0.1396E+03	0.1056E+04	-0.1287E+04	-0.1077E+03
	0.2977E+03	0.1409E+04	-0.1974E+04	0.2287E+03
	0.5587E-01	0.1466E-01	0.5601E-01	0.1476E-01
0.1155E-02	0.2996E+03	0.8884E+03	-0.1428E+04	-0.6742E+03
	0.5719E+03	0.1532E+04	-0.2273E+04	-0.3059E+03
	0.9479E-01	0.2845E-01	0.7350E-01	0.2927E-01

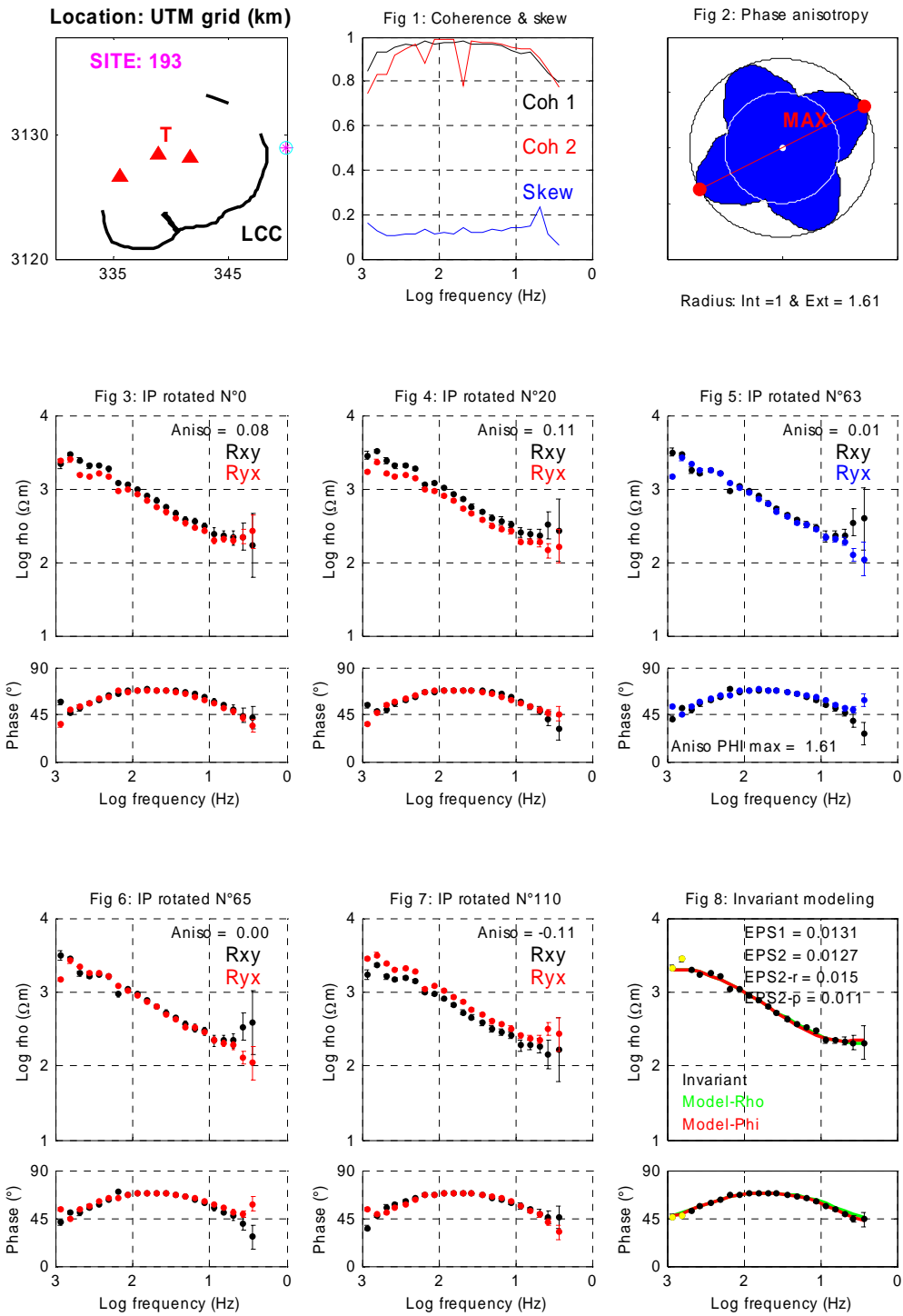




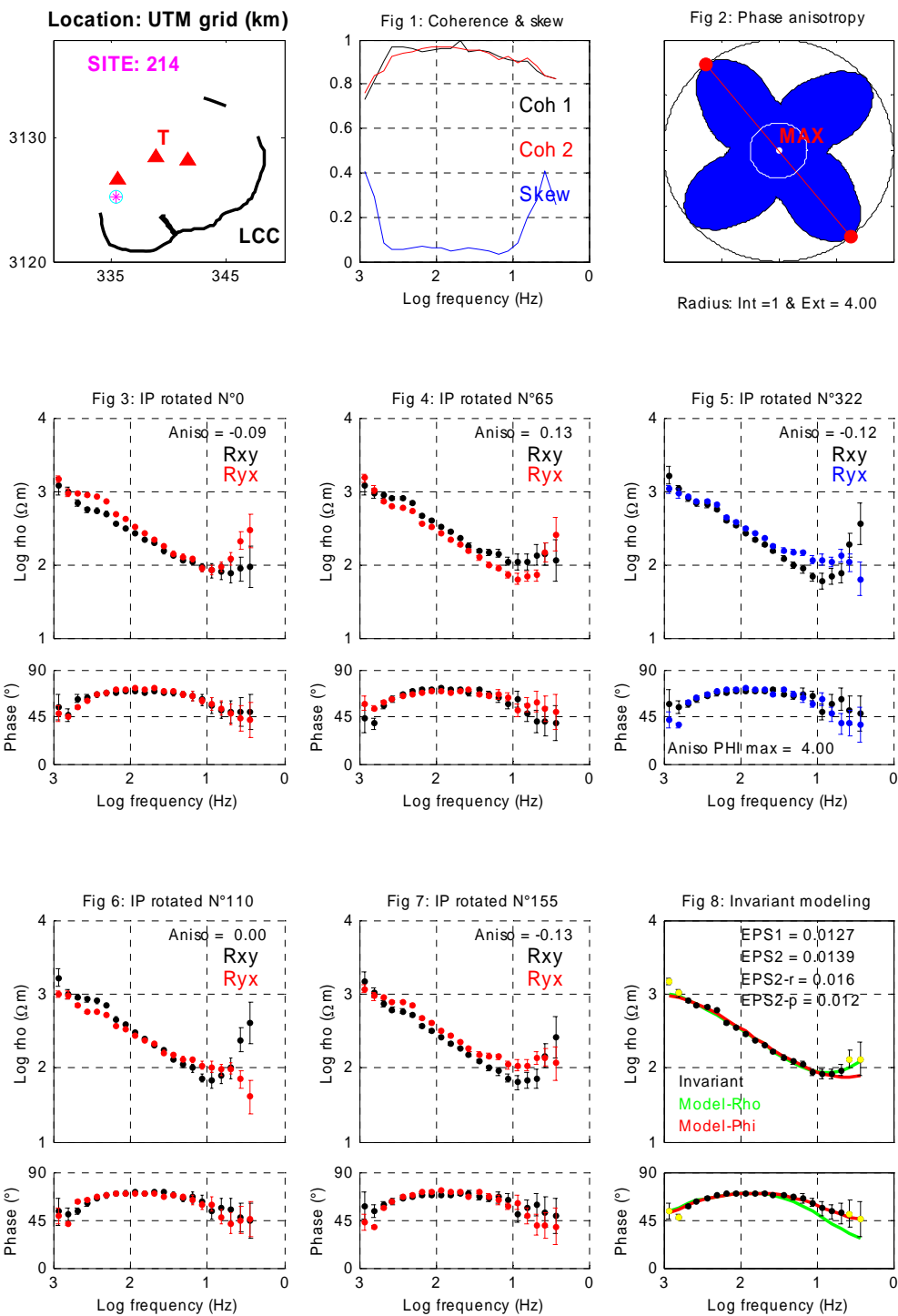
## D.2. – AMT SOUNDING 176



### D.3. – AMT SOUNDING 193

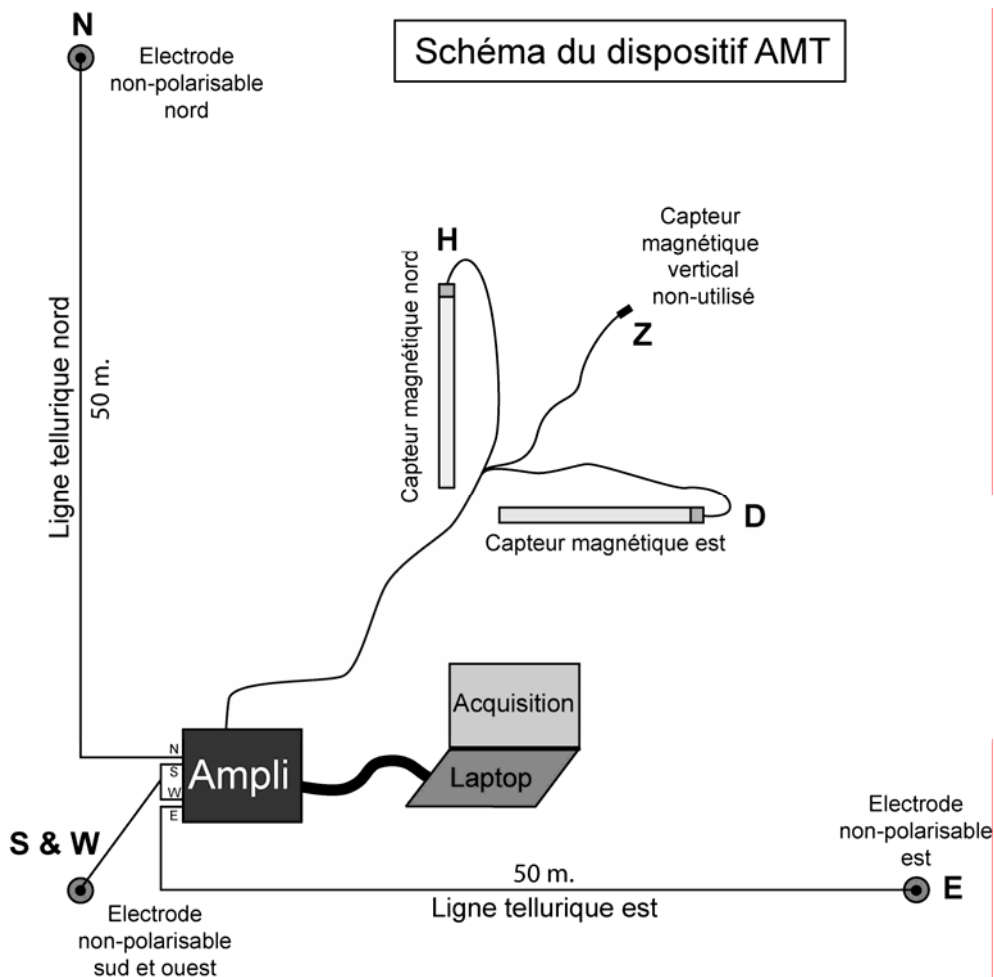


### D.4. – AMT SOUNDING 214



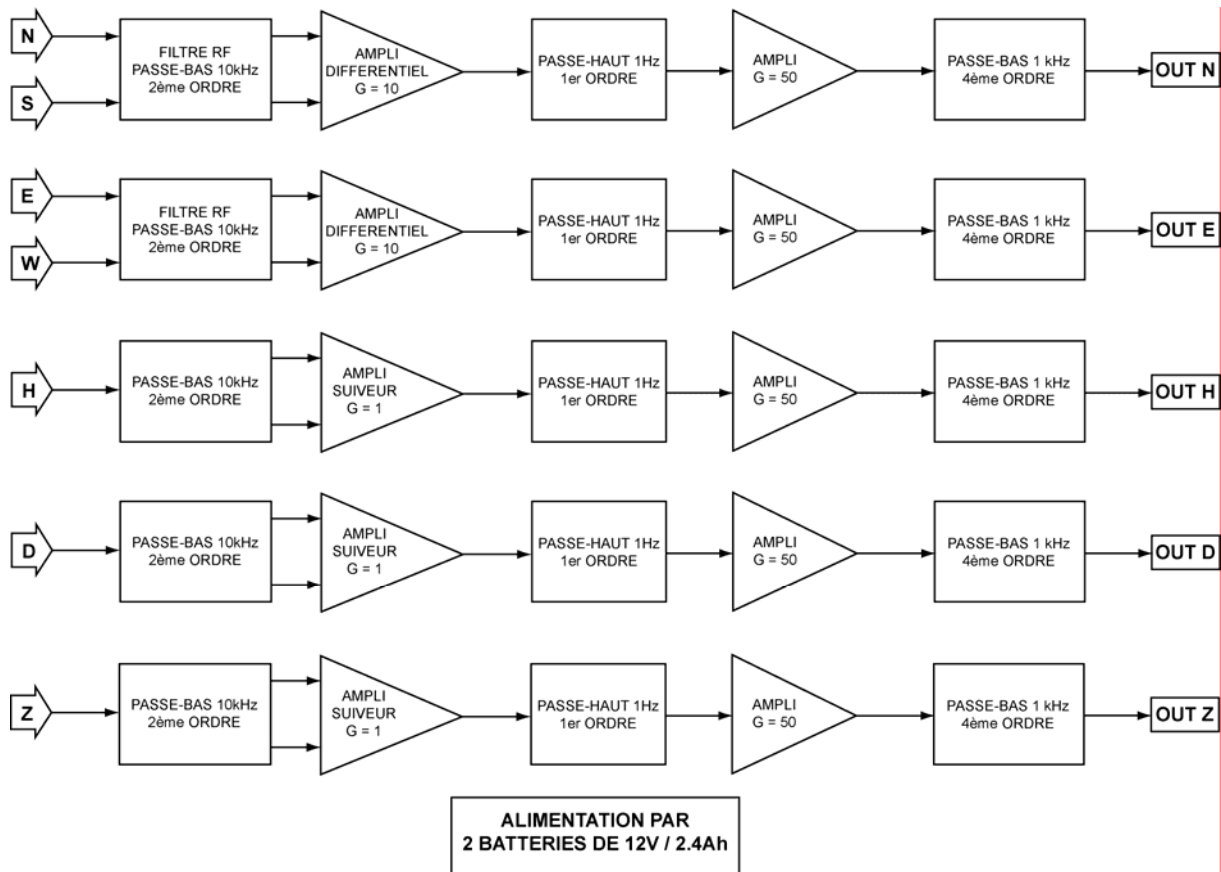
## ANNEXE E : Spécificités de l'équipement AMT

L'équipement AMT utilisé au cours de ce travail (Fig. E.1) a été développé à l'Université de Neuchâtel par le groupe de géomagnétisme, avec comme objectif principal l'optimisation du poids de l'appareillage. En effet, hormis les deux bobines d'induction de type ECA-CM16 et les électrodes non polarisables destinées à la mesure des champs électriques, dont le poids est fixe, l'effort s'est principalement concentré sur la réduction (taille et poids) de l'amplificateur et l'utilisation d'un ordinateur portable de petite taille pour l'acquisition des données.



**Figure E.1** : Schéma du dispositif AMT utilisé

L'expérience acquise lors de précédents travaux, a permis de supprimer quelques filtres inutiles dans le contexte de cette étude et par conséquent de réduire d'autant l'électronique, finalement optimisée grâce à la technologie SMD (électronique réduite). Les figures E.2, E.3 et E.4 présentent les spécificités de l'amplificateur. Le principe de fonctionnement est le suivant : premièrement, les signaux sont filtrés par un filtre basse-bas du 2<sup>ème</sup> ordre (40 dB / décade) à 10 kHz puis amplifiés par 10 et 1 pour les canaux telluriques et magnétiques, respectivement. Ensuite un filtre passe-haut est fixé à 1 Hz, suivi d'une amplification de 50 pour tous les canaux. Finalement, un dernier filtre passe-bas de 4<sup>ème</sup> ordre fournit les signaux pour l'acquisition (Fig. E.2). L'amplificateur est alimenté par deux batteries de 12 V / 2.4 Ah.



**Figure E.2** : Schéma-bloc de l'amplification



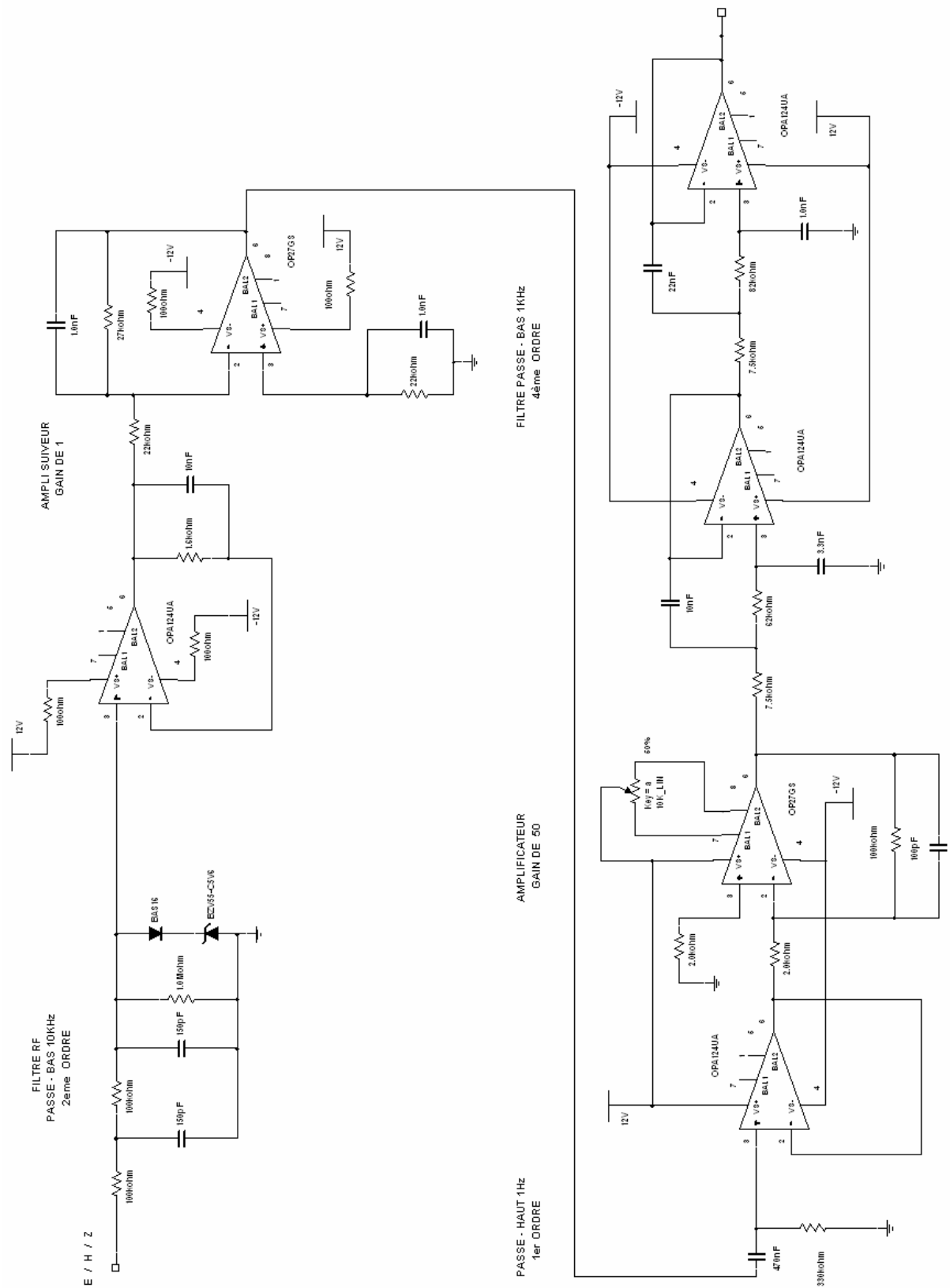
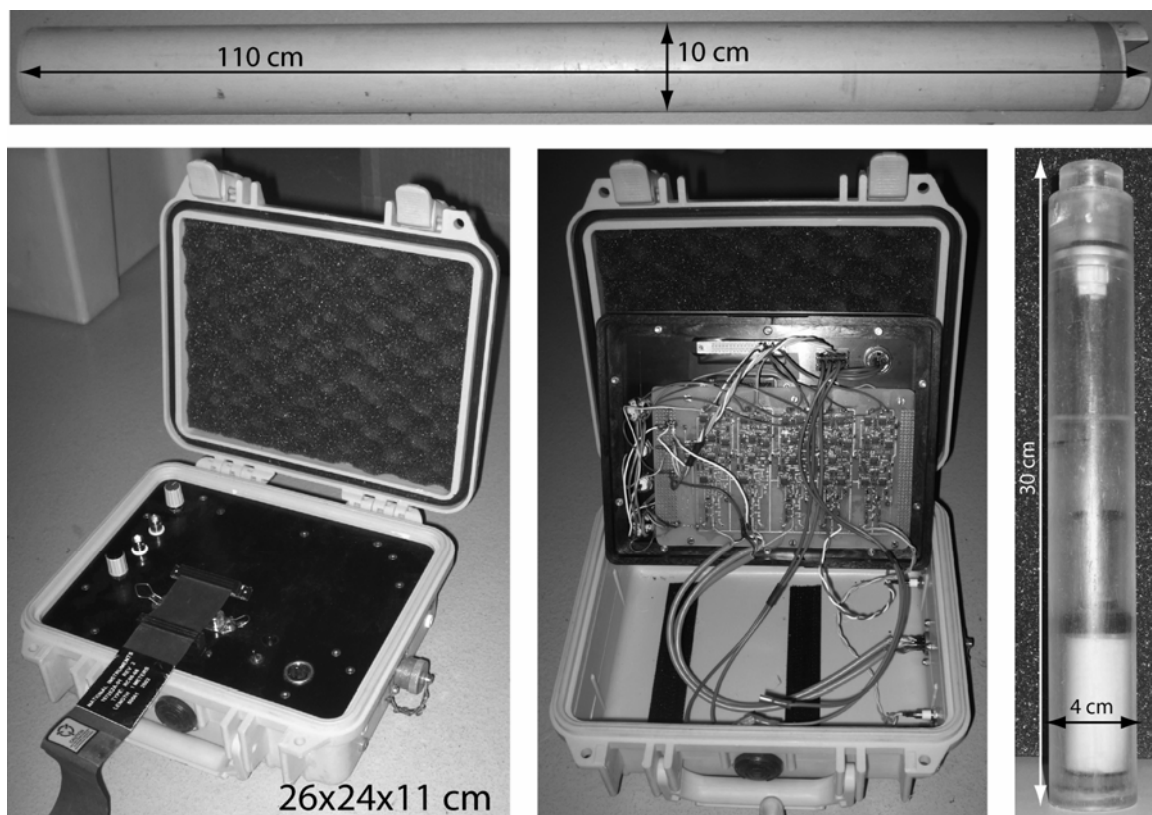


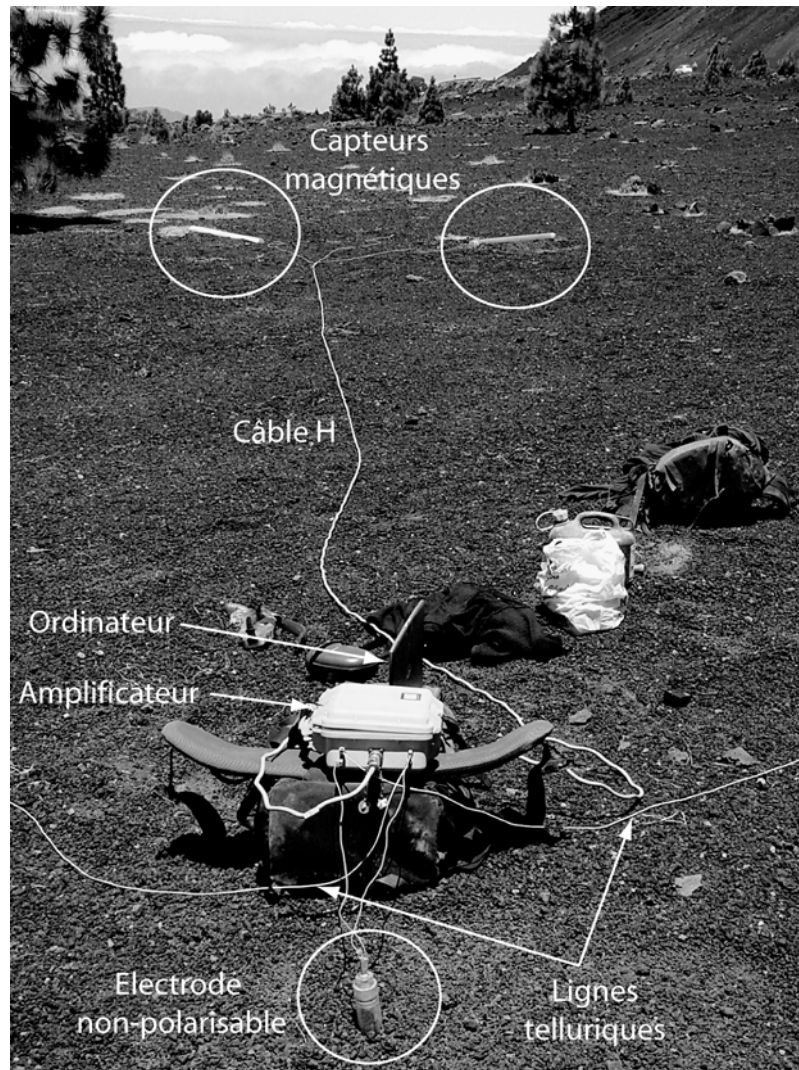
Figure E.4 : Schéma électronique du canal magnétique

Les capteurs magnétiques ECA-CM16 proviennent du CRG de Garchy (France) (Clerc, 1971). La modification de leur préamplificateur a permis d'étendre la gamme de fréquences mesurées de 1 à 1000 Hz. Les électrodes non-polarisables ont été construites à l'Université de Neuchâtel sur la base des travaux de Filloux (1987), ciblés sur la conception d'électrodes adaptées au milieu marin. Spécifiquement, elles sont constituées d'un tube en acrylique dans lequel est immergée une électrode Ag-AgCl dans une solution de KCl (Fig. E.5). Le contact au sol est assuré par une céramique poreuse et optimisé par la mise en place d'une boue de bentonite.



**Figure E.5 :** Images des différents constituants de l'équipement AMT. En haut : capteur magnétique ; à droite : électrode non polarisable; au centre et à gauche : amplificateur.

Les quatre signaux analogiques N, E, H, et D sont fournis à une carte PCMCIA de conversion analogique - numérique placée dans l'ordinateur portable.



**Figure E.6** : Dispositif AMT installé sur le terrain

## **ANNEXE F : Liste des communications**

### **Publications**

**Coppo N., Schnegg P.-A., Heise W., Falco P. and Costa R., 2007.** Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

**Coppo N., Schnegg P.-A., Défago M. and GSCB, 2006.** Mapping a shallow large cave using high-resolution Very Low Frequency Electromagnetic method. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> Conference on Limestone Hydrogeology – 21<sup>th</sup>-25<sup>th</sup> September 2006, Neuchâtel, Switzerland.*

**Coppo N., Schnegg P.-A., Heise W., Falco P. and Costa R., 2006.** Multiple caldera collapse processes inferred from shallow electrical prints: example of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. Extended abstract of the 18th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 17th - 23th of September 2006, El Vendrell, Spain.

**Gottsmann J., Carniel R., Coppo N., Wooller L., Hautmann S. and Rymer H., 2006.** Oscillations in hydrothermal systems as a source of periodic unrest at caldera volcanoes: Multiparameter insights from Nisyros, Greece. *Geophysical Research Letters*, 34, L07307, doi: 10.1029/2007GL029594.

### **Submitted**

**Coppo N., Schnegg P.-A., Falco P. and Costa R., 2007.** Tsunamigenic risk for north Atlantic shorelines. *Earth and Planetary Science Letters*.

**Coppo N., Schnegg P.-A., Falco P. and Costa R., 2007.** Conductive structures around the Las Cañadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): a structural control. *Geologica Acta*.

**Coppo N., Schnegg P.-A., Falco P., Costa R. and Burkhard M., 2007.** Structural pattern of the western Las Cañadas caldera, Tenerife. *Swiss Journal of Geosciences*.

### **In prep.**

**Coppo N., Coppo P. and P.-A. Schnegg, 2008.** Audio-Radio-Magnetotelluric and Very Low Frequency - Electromagnetic (VLF-EM) study of the caldera of Nisyros (Greece), implications for the geothermal system. To be submitted to *Journal of Applied Geophysics*.

**Coppo N., Allanic C., 2008.** Detailed EM, thermal and magnetic study of the Stephanos Crater, Nisyros, Greece. To be submitted to *Near Surface Geophysics*

**Coppo N., Gottsmann J., Carniel R., Wooller L., Hautmann S. and Rymer H., 2008.** Multiparameter high frequency monitoring of geothermal systems. To be submitted to Journal of Geophysical Research.

**Coppo N., Gaud B., Kauffmann J.-P. and Zwahlen F., 2008.** Chemical groundwater characterisation in complex geological environment. To be submitted to Hydrogeology.

**Coppo N., Gaud B., Kauffmann J.-P. and Zwahlen F., 2008.** Paleo-hydrology for future hydrogeology in the Arve valley. To be submitted to Journal of Groundwater Resources.

**Coppo N., Charollais J., Wernli R., Kindler P. and Allanic C., 2008.** Nouvelles observations géologiques au front ouest des Préalpes Chablaisiennes.

## **Review**

**Sarkar R.K, Chakraborty P.K. and Ghosh D.C., 2006.** Curie depth and apparent magnetic susceptibility contrast mapping from aeromagnetic data in parts of (A) Dharwar greenstone belt and (B) Singhbhum craton and mobile belt, India. Submitted to Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata.

## **Meeting participation**

**International Workshop on the Application of Isotope Techniques in Hydrological and Environmental Studies, UNESCO, Paris, France, 6<sup>th</sup> - 8<sup>th</sup> of September 2004, 1 oral communication.**

E. Siwertz, B. Gaud , G. de Los Cobos and N. Coppo : "Contribution à l'étude de la dynamique de la nappe franco-suisse du Genevois à l'aide de 3H et 18O".

**MEEMSV IV International Workshop, La Londe les Maures, France, 5<sup>th</sup> - 9<sup>th</sup> of September 2004, 1 poster communication.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise and P. Falco : "Subsurface study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands) using audiomagnetotelluric (AMT) method".

**17<sup>th</sup> Workshop on EM Induction, Hyderabad, India, 18<sup>th</sup> - 22<sup>th</sup> of October 2004, 1 oral communication.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise and P. Falco : " Subsurface study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands) using audiomagnetotelluric (AMT) method".

**The International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), Toulouse, France, 18<sup>th</sup> - 29<sup>th</sup> of July 2005. 1 oral communication.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise and P. Falco : “ Subsurface study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands) using the AMT (audiomagnetotellurics) method ”.

**International Workshop on “Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response”, Tenerife, Canary Islands, Spain, 16<sup>th</sup> - 21<sup>st</sup> of October 2005. 1 oral communication.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise and P. Falco : “ Audio Magnetotelluric Study of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands): electrical structures, an additional key! ”.

**Congrès régional de Spéléologie, Ornans, Doubs (25), France, septembre 2005.**

N. Coppo : " La méthode inductive VLF-EM pour la projection hydrogéologique en continu du milieu fissuré"

**18<sup>th</sup> International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 17<sup>th</sup> - 23<sup>th</sup> of September 2006, El Vendrell, Spain. 1 poster communication (and expanded abstract). Co-chairman at the session EM applications on seismology and volcanology.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise, R. Costa and P. Falco: “ Multiple caldera collapse processes inferred from shallow electrical prints: example of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands ”.

**8<sup>th</sup> Conference on Limestone Hydrogeology, 21<sup>th</sup> - 25<sup>th</sup> of September 2006, Neuchâtel, Switzerland. 1 poster communication (and expanded abstract).**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, M. Défago and GSCB: “ Mapping a shallow large cave using high-resolution Very Low Frequency Electromagnetic method “.

**Réunion des Sciences de la Terre, 4<sup>th</sup> - 8<sup>th</sup> of décembre 2006, Dijon, France. 1 oral communication.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise, R. Costa and P. Falco: “ The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): a giant lateral collapse versus successive vertical caldera collapses origin? The electrical prints contribution ”.

**AGU Fall Meeting, 5<sup>th</sup> - 9<sup>th</sup> of December 2006, San Francisco, CA, USA. 1 poster communication.**

J. Gottsmann, R. Carniel, N. Coppo, L. Wooller, H. Rymer and S. Hautmann: “ Short-Term Dynamic Processes at the Restless Nisyros Caldera, Greece: Insights from Joint and Simultaneous Potential Field, Geodetic and Seismic Records “.

**IUGG XXIV 2007, 2<sup>th</sup> – 13<sup>th</sup> of July 2007, Perugia, Italy. 3 oral communications.**

N. Coppo, P.-A. Schnegg, W. Heise, R. Costa and P. Falco: “The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): a vertical collapse caldera”.

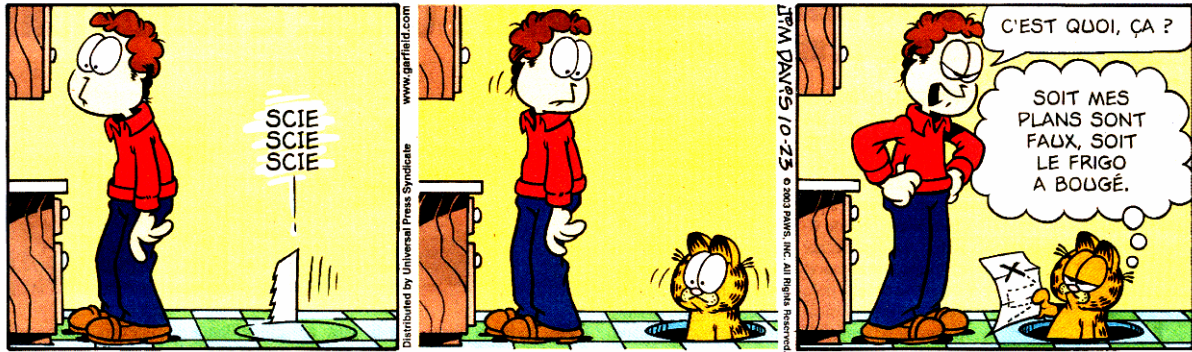
N. Coppo, P.-A. Schnegg, R. Costa and P. Falco: “Tsunamigenic risk for north Atlantic shorelines”.

J. Gottsmann J., R. Carniel R., N. Coppo, L. Wooller and H. Rymer: “Oscillations in hydrothermal systems as a source of periodic unrest at caldera volcanoes”.

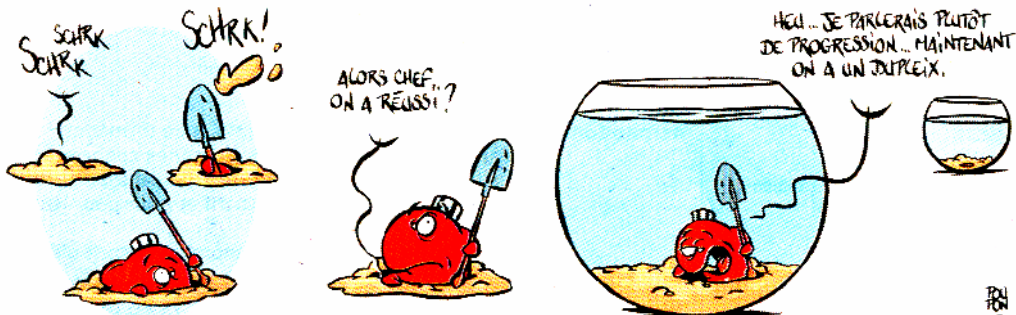
La thèse...

**GARFIELD** par Jim Davis

Garfield va au panier - © Dargaud



## LE FOND DU BOCAL



**GARFIELD** par Jim Davis

Garfield va au panier - © Dargaud

