



HAL
open science

Etudes pétrographique et géochimique des échappements de fluides du Bassin de la Côte Est de l'île nord de Nouvelle-Zélande et modélisation de la lithosphère

Mikael Sabin

► **To cite this version:**

Mikael Sabin. Etudes pétrographique et géochimique des échappements de fluides du Bassin de la Côte Est de l'île nord de Nouvelle-Zélande et modélisation de la lithosphère. Autre. Université de Cergy Pontoise, 2012. Français. NNT : 2012CERG0583 . tel-00793691

HAL Id: tel-00793691

<https://theses.hal.science/tel-00793691>

Submitted on 27 Nov 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE : Sciences et Ingénierie (ED S&I)

THÈSE

Présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR

de l'Université de Cergy-Pontoise

par

Mikaël SABIN

**Etudes pétrographiques et géochimiques des échappements de fluides
du Bassin de la Côte Est de l'île nord de Nouvelle-Zélande et
modélisation de la lithosphère**

Soutenue le 12 Novembre 2012 devant la commission d'examen

Rapporteurs :	Jacky FERRIERE Michel DIAMENT
Examineurs :	Philippe HUCHON Siegfried LALLEMANT Frank CHANIER Danièle BARTIER
Directrice de thèse :	Béatrice LEDESERT
Co-Directeur de thèse :	Hermann ZEYEN

REMERCIEMENTS

Un long travail de traitement de données d'origines et de natures diverses a été nécessaire durant ces années de thèse. Thèse qui a été effectuée au laboratoire Géosciences et Environnement de l'Université de Cergy-Pontoise bien qu'étant boursier du CNRS.

Je remercie vivement les membres du Jury de m'avoir accordé de leur temps afin de juger ce travail.

Sans la collaboration de géochimistes, de géophysiciens, d'hydrogéologues, rien n'aurait été possible. Je tiens donc à remercier chaque personne m'ayant soutenu et aidé durant ce doctorat.

A Ronan HEBERT, que je considère comme étant un de mes co-directeurs de thèse et non comme un encadrant. Merci d'avoir cru en moi malgré nos particularismes, de m'avoir aiguillé et rassuré à chaque moment de doute.

Merci au Pr Béatrice LEDESERT, ma directrice de thèse, pour sa gentillesse, sa disponibilité et sa patience. J'espère avoir été à la hauteur du travail qu'elle attendait de moi.

Tous mes remerciements au Pr Hermann ZEYEN, de l'Université PARIS XI-ORSAY, co-directeur de thèse pour son humanité, sa rigueur scientifique et sa sagesse.

De tout cœur un grand merci au Pr Maurice PAGEL de l'Université PARIS XI-ORSAY pour m'avoir accordé son aide et son soutien inflexible. Il m'a permis de démarrer dans les meilleures conditions alors que j'étais complètement perdu et n'a pas hésité à me secouer quand il le fallait. Il a fortement contribué à interpréter certaines données obscures à mes yeux.

Merci également au Pr Jacques-Marie BARDINTZEFF, à Laurent BERGONZINI et à Florent BARBECOT de PARIS XI-ORSAY pour m'avoir fait partager leurs expériences et leurs connaissances.

Jacques-Marie BARDINTZEFF, volcanologue, m'a aidé à comparer le fonctionnement des volcans magmatiques à celui des volcans de boue, à la fois proches et radicalement opposés.

Laurent BERGONZINI et Florent BARBECOT, hydrogéologues, m'ont permis d'interpréter les données de la phase liquide de la boue.

Sans oublier, Gilles BERGER de l'Université P. SABATIER de Toulouse et Frank CHANIER de l'Université LILLE 1 qui ont effectué la plupart des

prélèvements et des mesures. Cette thèse existe avant tout grâce à leurs données qu'ils m'ont autorisé à exploiter.

Merci Gilles de m'avoir reçu à deux reprises dans votre laboratoire toulousain.

Je tiens aussi à exprimer ma gratitude à Stéphanie LEVET, Doctorante de l'Université P SABATIER de Toulouse pour sa contribution.

De par la complexité géologique des secteurs étudiés, de nombreuses informations sur la sédimentologie locale faisaient cruellement défauts. Merci infiniment au Pr Jarg PETTINGA, à Brad FIELD, à Giuseppe ETIOPE et David FRANCIS de m'avoir aidé à trouver celles-ci. Merci infiniment de m'avoir accordé de leurs temps en courriers électroniques.

Je tiens à saluer et à remercier du fond du coeur Valérie GODARD, litholamelleuse de l'Université PARIS XI-ORSAY, solidaire de mon handicap physique, qui n'a pas hésité à me faire des lames minces manquantes.

Une pensée pour tous les membres du Laboratoire GEC de l'Université de Cergy-Pontoise où je poursuivais cette thèse. Etant en télétravail en mon domicile cette dernière année, vous m'avez tous manqués.

Merci pour vos encouragements et paroles chaleureuses.

Merci à Christian, Béatriz, Siegfried, Bertrand, Dominique, Pascale, Philippe, Danielle, Charly et tous les autres membres que je n'ai que trop peu côtoyés.

Enfin, j'adresse toute mon admiration et ma gratitude à ma mère, à la fois infirmière, secrétaire, assistante, chauffeur, garde du corps... psychologue, pour son soutien indéfectible.

Je lui dédie cette thèse. Elle qui m'a transmis le goût des études et sa passion pour la géologie alors que l'on voulait me caser dans un centre.

Elle qui a su me donner le courage lors de mes hospitalisations et l'énergie de poursuivre quand j'étais à deux doigts de démissionner.

Je viens de consacrer cinq années au CNRS sans qui, rien n'aurait été possible. Je ne le remercierai jamais assez d'avoir permis au modeste géologue à roulettes que je suis, cloué au fond de mon fauteuil roulant électrique très, trop imposant, frustré de ne plus me rendre sur le terrain, d'accéder au doctorat et de graviter dans votre monde de valides.

Il n'est pas évident d'être différent.

Merci à tous ceux qui ont cru en moi...

Un clin d'oeil et un grand merci à :

- mon cardiologue d'avoir maîtrisé mes palpitations et mon arythmie,
- mon gastro d'avoir annihilé mon ulcère à l'estomac,
- ma dermato d'avoir enrayé ma calvitie précoce ainsi que mes crises de psoriasis

Voilà, je leur dis : j'ai résisté.....

RÉSUMÉ

En 2004 et 2007, neuf structures d'échappements de fluides (SEF), constituées de volcans de boue (VdB), d'événements de gaz (GS, gas seeps en anglais) et/ou de sources, ont été échantillonnées dans la partie émergée du Bassin de la Côte Est (BCE) de l'île nord de la Nouvelle-Zélande.

L'étude granulométrique indique que la boue émise par les VdB, les roches encaissantes et les niveaux de décollement voisins sont composés d'argiles et de silts en majorité. L'étude de la fraction argileuse et de la roche totale par diffraction des rayons X (DRX) a révélé de nombreuses similitudes. Les volcans de boue, les roches encaissantes et les niveaux de décollement présentent ainsi le même assemblage minéralogique, à savoir smectite, illite, chlorite, kaolinite, quartz et feldspaths. Les proportions sont variables d'un échantillon à un autre mais le couple smectite-illite est toujours majoritaire.

L'étude géochimique de la fraction solide indique que les échantillons sont riches en SiO_2 , pauvres en Fe_2O_3 , MgO , MnO et en alcalins, à quelques exceptions près. La composition en éléments majeurs s'organise entre un pôle argileux alcalin et un pôle carbonaté. Les spectres de terres rares sont similaires et caractéristiques des argiles. Ils présentent également un faible degré de fractionnement, lié à la formation des carbonates. Ce sont donc les mêmes minéraux qui contrôlent la chimie des échantillons.

L'étude géochimique de la phase liquide montre que l'eau impliquée dans les volcans de boue est d'origine marine essentiellement, et des réactions eau/roche similaires, notamment l'altération de smectite en illite. Cette étude a permis aussi d'obtenir une estimation de la température d'équilibre, comprise entre 60 et 110°C, impliquant une profondeur d'origine de 2 à 4 km, voire plus.

L'étude de la distribution de la résistivité électrique en trois dimensions (3D) sous le VdB de Mangapakeha a mis en évidence la présence de zones de faible résistivité, sous chaque événement, jusqu'à 6 mètres de profondeur maximum. De 6 à 15 mètres de profondeur, on n'observe plus de corrélation entre la distribution de la résistivité et les événements. Cependant, la résistivité s'organise autour d'une sorte de conduit, reliant vraisemblablement le VdB à une poche de boue plus profonde.

La modélisation en deux dimensions (2D) de la lithosphère sous le BCE indique qu'à l'aplomb des VdB et des deux sources chaudes étudiées, la croûte continentale a sensiblement la même épaisseur et que la profondeur

de la croûte océanique en subduction avoisine les 20 km. A cette profondeur, la fusion de la péridotite n'est pas possible et la fusion résultante de la croûte continentale, responsable du volcanisme d'arc, non plus. Le gradient géothermique mesuré à Te Puia est donc influencé par un autre phénomène, mais la modélisation de la lithosphère ne nous a pas permis de déterminer lequel.

Ces différentes études mettent en évidence des caractéristiques géochimiques, pétrographiques et minéralogiques communes aux volcans de boue de Nouvelle-Zélande. Les fluides impliqués dans ces structures proviendraient donc d'un niveau source de même nature, recouvert du même assemblage sédimentaire. L'étude géophysique ne nous apporte aucune information à ce sujet mais permet cependant d'établir avec certitude que le régime thermique est le même du Nord de Hawke's Bay au Sud du BCE ; la région de Te Puia étant un cas particulier, peut-être influencée par le complexe volcanique de Matakaoa.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	2
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	10
Objectif de la thèse	11
Contenu de la thèse	13
CHAPITRE 1 - LES STRUCTURES D'ÉCHAPPEMENTS DE FLUIDES (SEF)	14
1. Généralités sur les SEF	15
1.1 Les processus de mobilisation de fluides intervenant durant la consolidation	
1.2 Classification des structures	16
2. Généralités sur les volcans de boue et les événements de gaz	20
2.1 Travaux antérieurs sur les échappements de fluides	21
2.2 Formation des différentes structures	23
2.3 Origine de la boue	26
2.4 Origine des fluides	
2.5 Classification et morphologie des volcans de boue terrestres	29
2.6 Classification et morphologie des volcans de boue marins	30
CHAPITRE 2 - CADRE GÉODYNAMIQUE	32
1. Introduction	33
2. Les éléments morpho-structuraux	34
3. Evolution géologique de la Nouvelle-Zélande	37
3.1 Introduction	
3.2 Le cycle de Tuhua	
3.3 Le cycle de Rangitata	38
3.4 Le cycle de Kaikoura	
4. Géologie du socle	41
4.1 La province ouest	
4.2 La province est	42
4.3 La Zone Tectonique Médiane	46
5. Géologie des districts de la côte est	48
5.1 Le district de Gisborne	
5.2 Le district de Hawke's Bay	
5.3 Le district de Wellington	49
CHAPITRE 3 - ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES VOLCANS DE BOUE DU BASSIN DE LA CÔTE EST	51

1. Matériels et méthodes	52
1.1 Présentation des échantillons	
1.2 Matériels utilisés et méthodes	
1.2.1 La boue et les sédiments	53
1.2.2 L'eau	
2. Contexte géologique local	56
2.1 Te Puia	
2.2 Morere	
2.3 Waimarama	
2.4 Roundaway	57
2.5 Porangahau	58
2.6 Mangapakeha, Langdale et Blairlogie	59
2.7 Glenburn	60
3. Etude Pétrographique	68
3.1 Analyse granulométrique	
3.2 Analyse par Diffraction des Rayons-X	69
3.2.1 Préparation des échantillons	
3.2.2 Mesures	
3.2.3 Méthode d'identification des espèces minérales	
3.2.4 Espèces minérales en présence	72
3.2.5 Quantification des minéraux argileux	76
4. Analyses géochimiques de la fraction solide	81
4.1 Les éléments majeurs	
4.2 Les éléments en traces et terres rares	85
5. Analyses géochimiques de la fraction liquide	87
5.1 Les ions	
5.1.1 Alcalinité et pH	
5.1.2 Na ⁺ et Cl ⁻	
5.1.3 Na ⁺ /Cl ⁻ et Cl ⁻	88
5.1.4 Cl ⁻ et Br ⁻	
5.1.5 K ⁺ et Cl ⁻	89
5.1.6 Mg ²⁺ et Cl ⁻	
5.1.7 Ca ²⁺ et Cl ⁻	
5.1.8 Sr ²⁺ et Cl ⁻ , Ca ²⁺	
5.2 Les isotopes	92
5.3 Géothermométrie	
6. Discussion	95
CHAPITRE 4 - IMAGERIE 3D DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE SUB-SURFACE D'UN VOLCAN DE BOUE	101
CHAPITRE 5 - MODÉLISATION DU MANTEAU SUPÉRIEUR SOUS L'ÎLE NORD	113
1. Introduction	114
2. Matériels	

3. Principe	116
3.1 Calcul en une dimensions (1D)	
3.2 Calcul en deux dimensions (2D)	118
4. Méthode	120
4.1 Modélisation des sédiments	
4.2 Modélisation de la lithosphère	121
5. Résultats	124
5.1 Modèle en une dimension	
5.2 Modèle en deux dimensions	
6. Discussion	130
CONCLUSIONS	133
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	137-159
ANNEXES	160
Annexe I	161
Annexe II	163

INTRODUCTION

Objectif de la thèse

Le Bassin de la Côte Est de l'île nord de la Nouvelle-Zélande correspond à la partie frontale émergée du prisme d'accrétion d'Hikurangi, formé par la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australienne (Pettinga, 1982; Davey et al., 1986; Lewis et Pettinga, 1993) à la vitesse de 50 mm/an (Bailleul, 2005). Dans ce type d'environnement géodynamique, de grandes quantités de fluides circulent dans la couche sédimentaire et remontent parfois vers la surface, au gré de réseaux de failles complexes, sous forme de boues riches en brèches, en sédiments fins (Brown, 1990; Moore et Vrolijk, 1992) et en gaz. Les volcans de boue (VdB) et diapirs de boue résultent directement de ce phénomène.

Les VdB se forment dans les zones à taux de sédimentation élevé comme les prismes d'accrétion et les éventails sous-marins. La boue émise par ces structures provient de la fluidisation d'un niveau argileux sous-compacté plus ou moins profond (situé entre 2 et 12 km) et remonte vers la surface sous l'effet conjugué de divers phénomènes parmi lesquels les contraintes tectoniques et la vaporisation de méthane thermogénique et/ou biogénique (Kopf, 2002).

L'activité et la morphologie des volcans de boue dépendent de la viscosité du matériel émis, donc de la proportion en fluides du mélange. Certaines zones d'échappements de fluides présentent un ou plusieurs VdB parfois associés à des événements de gaz. Par la suite, nous parlerons de VdB lorsqu'au moins un événement présente un cône éruptif et émet de la boue principalement (Waimarama, Roundaway, Mangapakeha, Glenburn, par exemple), et d'événements de gaz lorsque l'événement ne présente pas de cône et qu'il émet principalement du gaz (Blairlogie, Langdale).

De nombreuses structures similaires ont été étudiées dans le monde, dans des bassins périorogéniques comme en Roumanie (Baciu et al., 2007) et en Azerbaïdjan (Planke et al., 2003), dans des prismes d'accrétion comme en Indonésie (Barber et al., 1986; Davies et al., 2007), à Taiwan (You et al., 2004) et au Japon (Boulègue et al., 1989), et dans des marges passives comme au Maroc (Mhammedi et al., 2008).

Le but de cette étude est de caractériser les relations existantes entre les structures d'échappements de fluides (SEF), les discontinuités (failles, niveaux de décollement) et les formations géologiques du prisme d'Hikurangi.

L'objectif est de :

- Définir le lien entre les SEF et les formations géologiques encaissantes.
- Identifier les processus géochimiques contrôlant la composition finale des fluides.
- Déterminer la profondeur du niveau source des volcans de boue, et l'identifier.

Pour répondre aux questions soulevées, une double approche, géochimique et géophysique, s'est avérée nécessaire. Pour ce faire, nous devons exploiter des analyses pétrographiques et géochimiques effectuées sur des prélèvements de boue, de roche et d'eau, répartis le long de la côte est de l'île nord de la Nouvelle-Zélande : Te Puia, Morere, Waimarama, Roundaway, Porangahau, Mangapakeha, Langdale, Blairlogie et Glenburn.

Des analyses effectuées sur d'autres volcans de boue dans le monde et des analyses d'eau de sources et d'aquifères de Nouvelle-Zélande, extraites de la littérature, des travaux du NIWA (National Institute of Water and Atmospheric Research) et du GNS (Institute of Geological and Nuclear Sciences), viendront compléter les nôtres.

Enfin, des modélisations de la résistivité proche de la surface, sous un des VdB, et de la lithosphère sous le BCE, seront réalisées afin d'obtenir une image en 3D d'un VdB sur 30 mètres de profondeur et de la lithosphère en 2D ; Le but étant de déterminer si l'origine des volcans de boue est superficielle ou profonde, de vérifier la présence d'un corps ophiolitique dans le nord du BCE, induisant probablement une surproduction de gaz et d'eau, et d'expliquer certaines anomalies thermiques. En effet, l'île nord semble présenter deux régions fondamentalement différentes : le nord est soumis à un volcanisme actif et présente des sources chaudes ; le sud ne montre aucune trace de volcanisme avec uniquement des SEF froides.

Contenu de la thèse

Ce manuscrit s'articule en quatre parties :

Le premier chapitre présente les mécanismes responsables de la formation des SEF et les principales structures existantes, dont les volcans de boue, sur lesquels l'accent est mis plus particulièrement.

Le chapitre suivant porte sur la géologie du socle de la Nouvelle-Zélande et des districts du Bassin de la Côte Est.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation et l'interprétation des données géochimiques et pétrographiques recueillies au cours des campagnes de 2004 et 2007 en Nouvelle-Zélande ou extraites de la littérature internationale (dont certaines traitent d'autres VdB dans le monde).

Le quatrième chapitre présente une modélisation de la distribution de la résistivité électrique sous le VdB de Mangapakeha.

Le dernier chapitre présente les résultats de modélisations lithosphériques sous l'île nord, obtenues par inversion de données gravimétriques et topographiques.

Nous concluons cette thèse par un résumé du travail effectué, des résultats obtenus, des questions auxquelles nous avons pu répondre et des pistes à suivre pour répondre aux questions restées en suspens.

CHAPITRE 1

LES STRUCTURES D'ÉCHAPPEMENTS DE FLUIDES

1. Généralités sur les SEF

Il n'y a pas de définition standard pour décrire les structures d'échappements de fluides, ni de classification précise. Pour simplifier, ce sont toutes les structures sédimentaires facilitant ou résultant de l'émission de gaz, d'hydrocarbures et/ou d'eau contenus dans des strates géologiques non-consolidées. Elles se forment toujours dans les zones à sédimentation rapide, le plus souvent dans des silts et des sables grossiers, aussi bien sur terre qu'en mer (Kopf, 2002). On les trouve principalement près des marges continentales, dans les éventails sous-marins et les prismes d'accrétion.

Les SEF se forment au cours de processus de consolidation, eux-mêmes associés à des échappements de fluides interstitiels et à la compaction des sédiments. Dans le cas présent, le terme de consolidation se réfère à la formation de structures sédimentaires diagénétiques suite au déplacement de fluides interstitiels (Lowe, 1975).

Les quatre principaux mécanismes d'échappement de fluides sont le « seepage », la liquéfaction, la fluidisation et l'éluvation.

1.1 Les processus de mobilisation de fluides intervenant durant la consolidation

Le seepage

La compaction liée à l'enfouissement sédimentaire provoque la mise en place de gradients de pression au sein de la colonne lithologique, et ainsi un ajustement des particules par augmentation des contraintes grain à grain. Au cours de ce remaniement, des fluides interstitiels sont éjectés. Ce type d'échappement de fluide est appelé seepage (Lowe, 1975).

La liquéfaction

Lorsque la pression de fluides interstitiels augmente rapidement et que l'assemblage des grains se déstabilise, au sein d'une formation sédimentaire sous-consolidée (consolidation inférieure à la normale), on parle de liquéfaction. Les grains entrent temporairement en suspension, jusqu'à un rééquilibrage de l'assemblage par dissipation des hautes pressions interstitielles et du débit de fluides ascendants (Terzaghi, 1947). Ce phénomène de liquéfaction est donc souvent associé à une perte de fluides.

Plusieurs facteurs contrôlent la liquéfaction (Seed, 1968), notamment:

- La taille des grains ; les sables fins se liquéfient plus facilement que les sables grossiers.
- La densité granulométrique; les sédiments de faible densité se liquéfient plus facilement que les sédiments plus denses.
- La pression de confinement initiale ; l'énergie nécessaire à la liquéfaction augmente avec la pression de fluides.
- Les séismes ; les secousses de forte intensité et de longue durée favorisent la liquéfaction.

La présence d'argiles et autres phyllosilicates joue également un rôle sur la liquéfaction, en accroissant la durée du phénomène (Seed, 1968).

La liquéfaction est citée comme une cause possible des mouvements gravitaires (Morgenstern, 1967 ; Middleton et Hampton, 1973) et de la formation de structures sédimentaires, comme les dish structures et les pillars par exemple (Selley, 1969 ; Allen et Banks, 1972 ; LoPiccolo et Lowe, 1973).

La fluidisation

Ce phénomène se produit lorsqu'un fluide ascendant traverse un corps granuleux et exerce sur ses grains une force de traction suffisante pour les déplacer (Lowe, 1975).

La fluidisation concerne surtout les fluides magmatiques (Reynolds, 1954), les coulées gravitaires (nuées ardentes, avalanches ; Fisher, 1966) et les structures sédimentaires (LoPiccolo, 1973).

L'élutriation

Lorsque la force de fluides générée par l'expulsion des fluides interstitiels surpasse la gravité, il arrive que des grains de petite taille et de faible densité soient séparés des gros grains environnants et déplacés vers le haut. Ce mécanisme s'appelle l'élutriation (Sylvester et Lowe, 2003). Les argiles et micas sont les plus concernés par ce phénomène (Ledésert et al., 2009).

1.2 Classification des structures

Certaines structures sont très superficielles et de petite taille comme les pillars dans les éventails sous-marins (Postma, 1983), alors que d'autres sont d'origine profonde et sont plus imposantes, comme les volcans de boue dans les prismes d'accrétion. La taille de ces structures est très variable, de l'ordre du centimètre pour les « pillar structures », au kilomètre pour les VdB.

Même s'il est difficile de classifier les SEF, il est possible de les regrouper en deux catégories et plusieurs types :

- Les structures superficielles (profondeur < 50 m), à savoir les laminations, les dish structures, les pillars et les pockmarks.
- Les structures profondes (profondeur et/ou amplitude verticale supérieure au km), à savoir les diapirs, les volcans de boue, les événements de gaz et les diatrèmes.

Elliot (1965) et Swarbrick (1968) ont été les premiers à répertorier les principales structures d'échappements de fluides puis Lowe (1975) a complété la liste et a établi une classification précise des structures superficielles. Sylvester et Lowe (2003) ont ensuite proposé une classification plus globale. Pour les structures profondes, il n'existe pas de classification, cependant, la plupart d'entre elles présente de nombreuses analogies avec les structures superficielles, à une échelle différente.

Les laminations de consolidation et « dish structures »

Elles se forment durant les processus de seepage et de liquéfaction, dans des zones de faible cohésion et de perméabilité variable. Leur taille varie, allant du centimètre à plusieurs dizaines de mètres.

Les laminations de consolidation sont le résultat de la ségrégation gravitationnelle de grains de densités différentes dans des sédiments liquéfiés et de la ségrégation hydraulique de particules (Lowe, 1975) ; Les fluides ascendants sont partiellement bloqués par ces structures semi-perméables et migrent latéralement, jusqu'à rencontrer une fracture d'où ils peuvent s'échapper. Avec le temps, des grains fins s'accumulent le long des linéations et sont partiellement emportés par ces fluides.

Il arrive que les laminations deviennent concaves, par subsidence différentielle associée à une diminution du volume de fluides. On parle dans ce cas de « dish structures » (Lowe et LoPiccolo, 1974 ; Figure 1).

Les canaux verticaux d'échappement de fluides : les pillars

Si une zone d'échappement de fluides verticale restreinte se met en place et que le débit de fluides est suffisamment fort pour fluidiser le sédiment et éluvier les grains les plus fins, la perméabilité augmente et il se forme une zone sub-verticale pauvre en boue appelée pillar (Figure 2).

Les plis sédimentaires

Il existe deux types de plis sédimentaires : les stratifications convolutes et entrecroisées (Owen, 1987 ; Sylvester et Lowe, 2003).

Les stratifications convolutes (Figure 3) se forment dans les turbidites à grains fins suite à des échappements rapides de fluides, issus des sédiments sous-jacents.

Les stratifications entrecroisées concernent principalement les dépôts sableux turbiditiques et fluviaux. Des particules issues de l'érosion de rides ou de dunes sont progressivement accumulées et liquéfiées du côté opposé au courant, sous forme de laminations.

Les intrusions sédimentaires

Il arrive que les sédiments liquéfiés ou fluidisés durant l'échappement de fluides migrent et s'agglomèrent au sein de couches géologiques environnantes. On parle alors d'intrusion sédimentaire, ou de dykes lorsqu'elles sont planaires.

Elles se forment par contrastes de densité (les sédiments liquéfiés sont peu denses) ou par baisse brutale de pression.



Figure 1 : Photographie d'une paroi rocheuse plurimétrique prise au Sud du Chili dans la formation de Cerro Toro. Sur cette image, on peut voir des « dish structures ».

Source :

<http://zsylvester.blogspot.com/2008/02/dish-structures.html>



Figure 2 : Photographie d'un affleurement en Californie, montrant un pillar de quelques cm de largeur (flèche blanche).

Source :

<http://geology.about.com/od/geoprocesses/ig/sedstruc/s/pillar-structure.htm>



Figure 3 : Photographie d'un affleurement en Californie. La structure en forme de vague est une lamination convolutive.

Source :

<http://geology.about.com/od/geoprocesses/ig/sedstruc/s/convolutelam.htm>

Si le débit de fluides est suffisant, une grande partie des sédiments intrudés peut être entraînée avec les fluides.

Les diapirs

Les diapirs de boue sont des poches de liquéfaction superficielles, alimentant souvent une ou plusieurs extrusions de boue. Leur taille est variable, allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres.

Le diapirisme de boue peut être créé par expulsion de fluides (Westbrook et Smith, 1983), par surcharge sédimentaire (Limonov et al., 1996), par sédimentation rapide puis compression tectonique (Yassir, 2003) ou d'autres mécanismes. Leur origine est toujours controversée.

Les diatrèmes

Ce sont des canaux verticaux formés par liquéfaction puis fluidisation de sédiments non-consolidés, suite à des mouvements de fluides.

Ils sont souvent associés à des diapirs (Brown, 1990).

Les pockmarks

Les pockmarks sont des dépressions formées par effondrement des sédiments, lors du changement de volume provoqué par des échappements de fluides. Il peut s'agir de gaz thermogénique, volcanique ou biogénique, ou simplement d'eau souterraine (Anketell et al., 1970 ; Hovland 1988 ; Kelley et al., 1994 ; Judd et Hovland, 2007).

Ils peuvent mesurer de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre.

Les volcans de boue et événements de gaz

La partie suivante leur est consacrée.

2. Généralités sur les volcans de boue et les événements de gaz

Les structures émettant le plus de fluides sont incontestablement les volcans de boue et les événements de gaz. Il existe des VdB de tailles très variables : les plus grands sont sous-marins et atteignent 1 kilomètre de hauteur, les plus petits sont souvent terrestres et mesurent entre 1 et 30 mètres. Les volcans de boue marins émettent deux fois plus de matière cumulée que les volcans de boue terrestres, surtout grâce à la forte porosité et donc la grande quantité de fluides contenus dans les sédiments océaniques.

Ils sont localisés sur tout le globe (Figure 4), dans les zones à forte sédimentation : dans les prismes d'accrétion, près des marges continentales actives et dans les éventails sous-marins, près des marges passives.

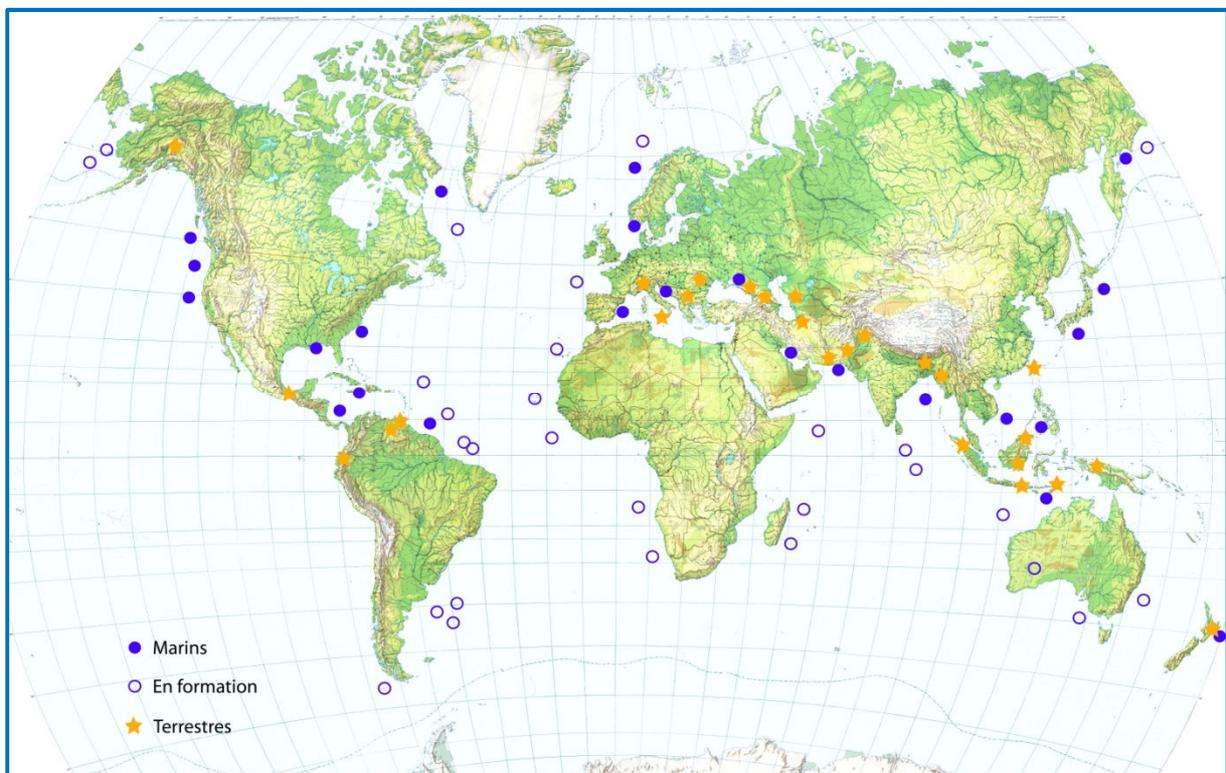


Figure 4 : Répartition mondiale des principaux volcans de boue.
Modifiée d'après Kopf (2002).

Les volcans de boue sont l'expression en surface d'un mécanisme intrusif appelé diapirisme. Les diapirs de boue migrent vers la surface par inversion de densité, mécanisme intervenant aussi dans le diapirisme de sel (Nelson, 1989 ; Jackson et Talbot, 1991 ; Kopf, 2002). Quand la densité de l'encaissant surpasse celle de la poche de boue constituant les diapirs, l'ascension commence. La quantité de gaz en présence est directement responsable de cette inversion.

En surface, le diapirisme de boue peut s'exprimer sous diverses formes, mais les plus courantes sont sans conteste les volcans de boue, les mud pools et les événements de gaz.

Dans la littérature, il est courant de constater que certains auteurs considèrent les événements de gaz comme étant des volcans de boue produisant du gaz en grande majorité. En réalité, il est plus logique de distinguer les deux. A cela deux raisons :

- Les volcans de boue émettent de la boue et du méthane gazeux (jusqu'à 70% en volume de fluides) alors que les événements de gaz n'émettent que du gaz, associé parfois à des suintements de boue.
- La morphologie des VdB est un cône plus ou moins prononcé alors que celle des événements de gaz rappelle la forme d'un puits ou d'un trou dans le sol.

Dans ce rapport, nous ferons donc la distinction entre ces deux structures d'échappement.

2.1 Travaux antérieurs sur les échappements de fluides

2.1.1 Les échappements d'hydrocarbures et de boue dans le monde

Les structures d'échappement de fluides intéressent les géologues depuis la fin du 19^{ème} siècle, mais c'est à partir des années 30 avec l'expansion de l'exploration pétrolière que débute la compréhension de ces phénomènes, et que les premières théories pertinentes font leur apparition, notamment sur les processus de migration des gaz (Laubmeyer, 1933 ; Muskat, 1946) au travers des sédiments. Au cours des années 70, le perfectionnement des techniques d'analyse et des instruments a apporté de nombreuses données géochimiques sur le dégazage (Golubev et al., 1974). Les premiers modèles mathématiques de migration ont été développés durant cette période, pour la prospection géothermique (Andrews et Wood, 1972 ; Stoker et Kruger, 1975) puis durant les années 80 pour la recherche d'uranium (Fleischer et Mogro-Campero, 1978 ; Kristiansson et Malmqvist, 1982, 1987 ; Varhegyi et al., 1986, 1988). Plus récemment, de nouveaux modèles ont été développés pour l'étude des seepages d'hydrocarbures dans les bassins sédimentaires (Brown, 2000 ; Klusman et al., 2000).

Concernant les échappements de boue appelés aussi volcans de boue (VdB), ils existent presque partout dans le monde, sur terre et au fond des océans. Kopf (2002) présente une carte du monde avec la localisation des volcans de boue alors répertoriés. Ils sont situés dans des zones à fort taux de sédimentation et notamment au niveau des zones de convergence. Un très grand nombre de publications sont consacrées à ce sujet, depuis le 19^{ème} siècle où elles étaient purement descriptives (Goad, 1816 ; Abriutski, 1853 ; Abich, 1869), à aujourd'hui. Au début du 19^{ème} siècle sont évoqués pour la première fois des mécanismes physiques crédibles contrôlant le fonctionnement et l'activité des volcans de boue (Athy, 1930 ; Kugler, 1933).

Depuis les années 50, les progrès de la géochimie, la géophysique, la pétrologie et la sédimentologie ont permis d'étudier plus précisément ces structures d'échappements de fluides (SEF) et de les classer (Lowe, 1975).

Des modèles mathématiques ont été créés ensuite pour étudier la circulation dans les sédiments, des fluides impliqués dans le volcanisme de boue (Moore, 1989 ; Moore et Vrolijk, 1992).

2.1.2 Les échappements d'hydrocarbures et de boue du Bassin de la Côte Est de l'île nord de Nouvelle-Zélande

Les nombreux échappements d'hydrocarbures découverts dans le Bassin de la Côte Est (BCE) ont vite attiré l'attention de compagnies pétrolières. Devant le potentiel de cette région, à partir du milieu du 20^{ème} siècle les pétroliers ont commencé à réaliser de nombreuses études géologiques et géochimiques.

Les premiers travaux cartographiques ont été publiés sous forme de bulletins et de rapports dès 1920 par Henderson et Ongley, puis King en 1934. A cette période de grandes compagnies pétrolières ont commencé à réaliser de vastes campagnes d'exploration. Des cartographies ont été progressivement réalisées dans tout le BCE et publiées, notamment dans la région de Hawke's Bay en 1953 et 1971 par Lillie et Kingma respectivement, dans la péninsule de Raukumara en 1975 par Speden, et dans la région de Wairarapa en 1980 et 1984 par Johnston et Neef respectivement.

Entre 1874 et 1996, 46 forages pétroliers ont été effectués dans le BCE. Le plus profond est Rere-1, avec 4352 m. Sur 46, seulement deux forages ont été réalisés en mer, en 1975 et 1994 : Hawke's Bay-1 et Titihaoa-1.

Des forages moins profonds, réalisés lors de campagnes stratigraphiques, couvrent les régions du nord de Wairarapa et l'île sud (Haskell, 1994).

Parmi les échappements de fluides, les VdB et événements de gaz occupent une place importante en termes de volume de matériel mobilisé et de gaz émis. L'île nord de la Nouvelle-Zélande possède plusieurs dizaines d'événements de gaz, mais très peu de VdB. Ces structures ont été peu étudiées par rapport à d'autres plus grandes et plus spectaculaires comme en Roumanie (Baciu et al., 2007) et en Azerbaïdjan (Planke et al., 2003).

Quelques articles ont été consacrés aux événements de gaz terrestres du BCE, les données existantes étant surtout exploitées par les pétroliers pour déterminer le niveau de maturité du pétrole. Les principaux événements de gaz cités comme référence dans la bibliographie sont ceux de Brookby Station, Campbell Station (Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Lyon et al., 1992 ; Etiope et al., 2009a), Raukawa, Mt Gender, Kopuawhara, Morere, Te Pohue, Wilsons Farm et Tiromoana (Whiticar et al., 1986 ; Whiticar, 1994). Les premières études sur les événements de gaz de la partie marine du BCE, près de la marge d'Hikurangi, ont été réalisées et publiées par Lewis et Marshall (1996). Par la suite de nombreux autres sites d'échappements de gaz ont été découverts et décrits (Pecher et al., 2004 ; Faure et al., 2006 ; Bialas et al., 2007).

Le BCE compte une dizaine de volcans de boue répertoriés, tous terrestres, répartis du Nord au Sud. Certains sont méconnus et ont été peu étudiés, comme

ceux de Mangaehu Stream, Arakihi Road et Hangaroa près de Gisborne (Strong, 1931 ; Ridd, 1970). Le volcan de boue le plus connu est celui de Waimarama, qui entra en éruption en 1994 (Pettinga, 2003).

Il existe différents types de volcans de boue, de toutes tailles et de toutes formes. Dans la partie terrestre du BCE, un type de structure particulier a suscité la curiosité des géologues : les concrétions tubulaires (Ledéseret et al., 2003 ; Nyman, 2010), correspondant vraisemblablement à des paléo-conduits d'alimentation de volcans de boue.

2.2 Formation des différentes structures

Dans la littérature, tous les auteurs s'accordent sur le fait que les volcans de boue et les événements de gaz continentaux se forment entre 1 et 5 km de profondeur, jusqu'à 10 km pour ceux d'origine marine, en s'appuyant notamment sur le géothermomètre de Giggenbach (1988).

Les VdB et événements de gaz sont non seulement le résultat de la conjugaison d'une sédimentation rapide, de contraintes tectoniques et de la sous-compaction d'une formation argileuse (Yassir, 1987), mais également de la formation de gaz, de la déshydratation de minéraux argileux ou encore de l'activité sismique.

Des fluides d'origines diverses, piégés dans une épaisse couche géologique de faible porosité (argile, shale, silt argileux), (Figure 5-A), engendrent une surpression au sein de la formation et un phénomène de sous-compaction (Tableau 1). Lorsque la pression devient trop importante, la couche argileuse se fragilise localement par liquéfaction (Kopf, 2002) et libère une partie des fluides (Figure 5-B). Progressivement, durant l'ascension, du méthane thermogénique et/ou biogénique sous forme liquide se mêle aux fluides sous pression et se transforme en gaz, facilitant énormément la remontée.

D'autres fluides, issus de la déformation et de l'altération hydrothermale de la croûte, de la déshydratation de minéraux (transformation de smectite en illite, opale) et/ou de flux latéraux (le long de réseaux de failles, de niveaux de décollement) ainsi que du matériel solide arraché à l'encaissant par fluidification (Figure 5-C), s'ajoutent à ce mélange et modifient sa composition tout au long de la remontée.

En s'approchant de la surface un second mécanisme intervient dans l'ascension du fluide boueux : le diapirisme. La boue s'accumule sous forme de poches (Figure 5-D et E) de densités variables ou diapirs, qui remontent progressivement lorsque la densité de ces derniers devient inférieure à celle de la roche encaissante. Cette inversion de densité se produit par différence de minéralogie (la smectite et l'illite interstratifiées sont moins denses que le quartz et les feldspaths de l'encaissant), par la formation d'hydrocarbures et/ou par diagenèse. Tous ces mécanismes agissent souvent en même temps (Deer et al., 1992).

Certains diapirs stagnent dans la colonne sédimentaire pendant plusieurs milliers d'années (Kopf, 2002), d'autres atteignent la surface et forment des zones

d'extrusions de boue (VdB, mudpools, etc), (Figure 5-G) ou se fixent à quelques mètres de profondeur (Figure 5-E) et alimentent des volcans de boue par l'intermédiaire de un ou plusieurs conduits (Figure 5-F).

Plus la taille du conduit est grande (diamètre > 1 m), plus la vitesse d'ascension est importante (Kopf et Behrmann, 2000). Ainsi des VdB marins comme ceux que l'on trouve en Méditerranée présentent des vitesses d'ascension dans les conduits, de 60 à 300 mètres par an (Kopf et Behrmann, 2000). Le mécanisme de formation de ces cheminées d'alimentation reste encore un mystère.

Origine	Mécanisme	Environnement	Rôle
Enfouissement	Compaction, charge sédimentaire	Deltas, marges actives et passives	Majeur
	Affaissement, glissement	Talus marins	Majeur
Tectonique	Compression tectonique	Marges compressives, zones de failles	Majeur
	Déshydratation minérale	Zones d'accrétion	± important
Thermogénique	Déshydratation minérale	Zones à forte sédimentation argileuse	± important
	Métamorphisme	Zones profondes de subductions	Localement important
	Méthanogenèse, génération d'hydrocarbures	Tous	Localement important
	Pression hydrothermale, expansion thermique	Arcs magmatiques, rides	Localement important
Biogénique	Méthanogenèse	Zones marines peu profondes, prismes d'accrétion	Majeur

Tableau 1 : Principales causes de surpression dans différents environnements sédimentaires. D'après Kopf (2002).

Dans certains cas, lorsque le niveau source est peu profond, la boue remonte directement le long de diatrèmes.

En général, les volcans de boue sont associés à un ou plusieurs événements de gaz jouant le rôle de soupapes. Cette constatation n'est pas toujours vraie car il existe de nombreux événements de gaz indépendants. Dans ces cas on peut supposer que la boue est restée piégée en profondeur ou que les fluides issus de la couche sous-compactée étaient constitués de gaz principalement.

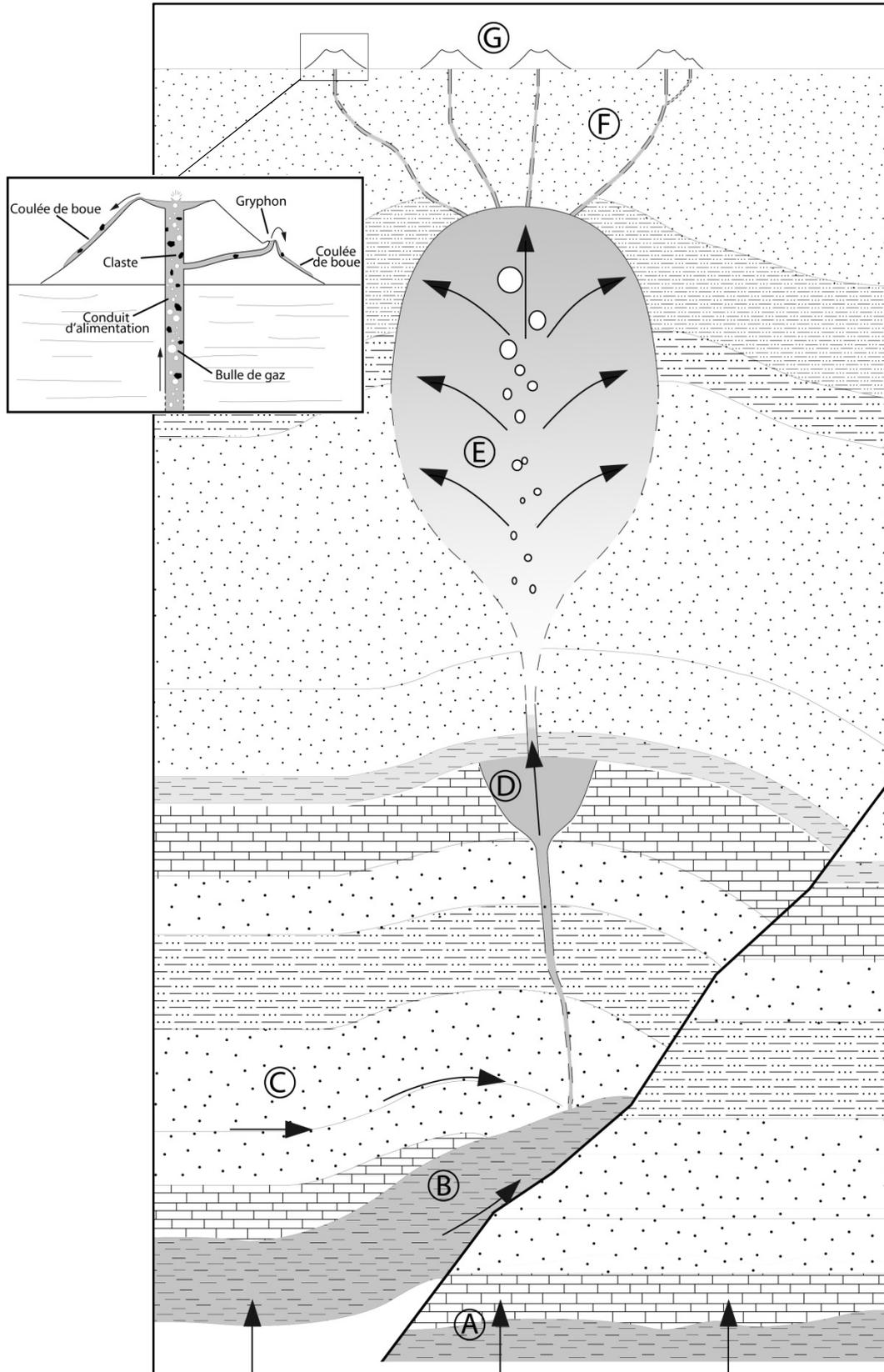


Figure 5 : Représentation schématique simplifiée du fonctionnement d'un volcan de boue (figure personnelle). (A) Fluides crustaux, (B) Niveau argileux parent + Fracture, (C) Fluides exotiques suivant une limite de strates, (D) Poche de boue intermédiaire, (E) Diapir, (F) Canaux d'alimentation, (G) Volcans de boue et/ou gaz seeps. Profondeur = 2 à 5 km.

2.3 Origine de la boue

Pour déterminer la profondeur et la nature du ou des niveaux sources des volcans de boue, les géologues disposent de plusieurs techniques : le forage, la micropaléontologie, l'étude des clastes et de la matrice argileuse.

Le forage a pour intérêt d'obtenir la lithologie précise du secteur étudié et donc la profondeur des strates échantillonnées lors de l'ascension des fluides.

Les microfossiles piégés dans la matrice argileuse (parfois dans les clastes), et la pétrographie des clastes sont de bons indicateurs des formations géologiques rencontrées par les fluides.

Une autre technique, géochimique, consiste à estimer le degré de maturation de la matière organique dans la boue en calculant l'indice TTI (Time-Temperature Index of maturity) défini par Lopatin (1971) et développé par Waples (1980). Cet indice tient compte des températures atteintes et de la durée de séjour.

Dans certains cas, la boue ne contient ni fossiles, ni clastes. Seule la géochimie, grâce notamment au géothermomètre de Giggenbach (1988), peut nous donner une estimation de la profondeur d'équilibre de l'eau avec les sédiments. Cette technique a toutefois ses limites, car elle a été développée pour les eaux géothermales théoriquement non contaminées alors que l'eau des VdB est issue d'un mélange entre deux voire trois eaux d'origines différentes. De plus, le contact plus ou moins prolongé avec des couches géologiques de compositions différentes, a certainement modifié la composition finale de l'eau. Tout ceci doit donc augmenter l'incertitude sur la profondeur calculée.

2.4 Origine des fluides

Les fluides impliqués dans les phénomènes d'extrusion de boue sont souvent d'origine exotique (Figure 5-C) et sont transportés par advection latérale ou verticale le long de failles (Kopf, 2002). Au cours de ces mouvements, de nombreux ions sont échangés entre les fluides et l'encaissant par diagenèse, et en moindre proportion par métamorphisme (Guangzhi, 1996).

Ces fluides sont expulsés, hérités ou produits au cours de processus chimiques ou mécaniques, tels la compaction des sédiments (Moore et Vrolijk, 1992), la déshydratation minérale et la transformation de produits carbonés (Moore et Vrolijk, 1992)

Compaction des sédiments

Durant ce mécanisme, la majorité de l'eau interstitielle est expulsée par réduction du volume des pores. Au cours de cette diminution, la tension effective à l'interface eau-sédiment augmente, ce qui a pour effet de ralentir exponentiellement la compaction (Bekins et Dreiss, 1992).

Dans le cas des prismes d'accrétion, le volume d'eau produit diminue également exponentiellement en s'éloignant du front de déformation (Figure 6).

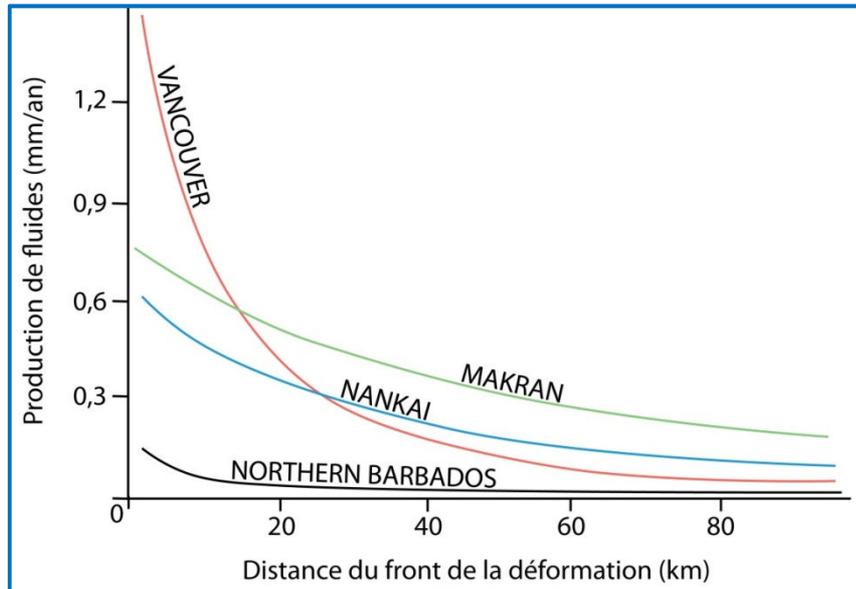


Figure 6 : Production de fluide (eau) par compaction des sédiments dans différents prismes d'accrétion. La forte production initiale du prisme de Vancouver est due à l'angle important du cône formé par le prisme d'accrétion (en coupe) et à l'épaississement rapide de ce dernier. Modifiée d'après Moore et Vrolijk (1992).

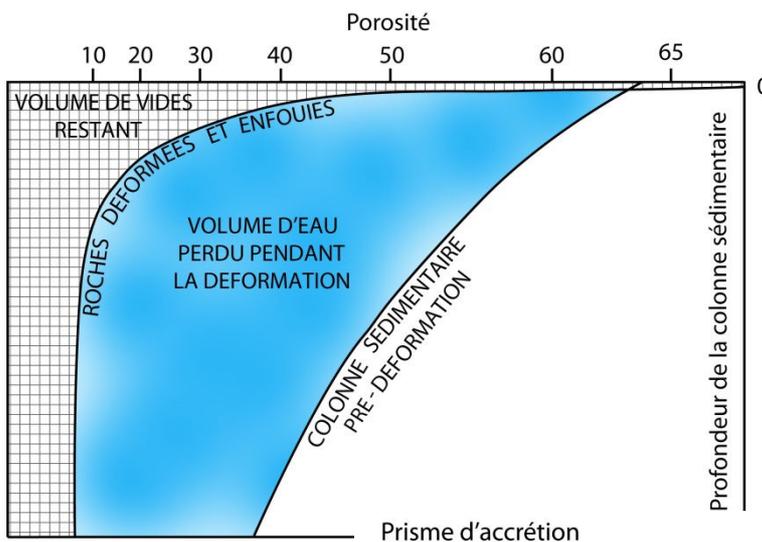
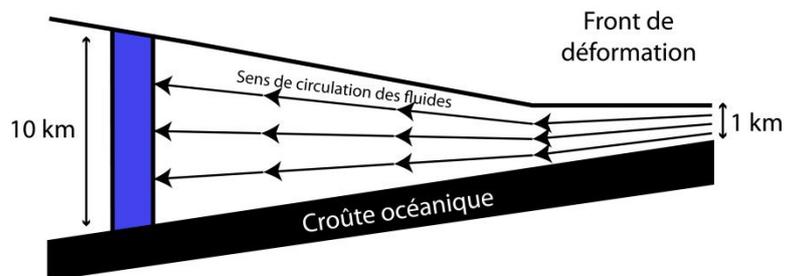


Figure 7 : Modèle en cisaillement pur montrant le volume d'eau perdu entre le front de déformation, où l'épaisseur de sédiments est de 1 km, et la zone du prisme d'accrétion atteignant 10 km d'épaisseur. Modifiée d'après Moore et Vrolijk (1992).



Pour estimer la quantité d'eau émise durant ce processus, on utilise des modélisations (Le Pichon et al., 1990b) car les mesures directes sont difficilement réalisables (peu de forages profonds et trop de processus interagissant entre eux). Le calcul se base sur une courbe empirique de porosité en fonction de la profondeur (Figure 7 ; Moore et Vrolijk, 1992).

Le modèle présenté sur la figure 7 est valable à proximité du front de la déformation, car plus on s'en éloigne plus les paramètres contrôlant la production de fluides sont nombreux.

Déshydratation minérale

Dans les sédiments de zone de subduction, les minéraux argileux constituent la principale réserve d'eau ; la smectite y est l'espèce minérale argileuse la plus abondante (Vrolijk, 1990). La transformation de smectite en illite est la réaction de déshydratation la plus courante et dépend principalement de la température et du temps (Elliott et al., 1991) et de la pression en moindre mesure (Colten-Bradley, 1987). Au cours de ce processus, la géochimie des eaux interstitielles subit vraisemblablement des modifications (Vrolijk et al., 1991).

La Smectite contient 10 à 20 % d'eau en poids (Keren et Shainberg, 1975 ; Bird, 1984), dont la totalité est libérée par dissolution du minéral.

La réaction de transformation de matériaux d'origine fossile (radiolaires, diatomées), d'opale-A en opale-CT puis en quartz, joue également un rôle important mais plus localement. L'opale-A contient 11 % d'eau en poids (Keene, 1976 ; Jones et Renaut, 2004). L'eau produite au cours de la transformation d'opale-A en quartz, représente 23 % du volume original. Durant les changements de phase, l'effondrement de la structure des microfossiles provoque une baisse brutale de la porosité (Isaacs et al., 1983), ce qui a pour effet d'augmenter la pression interstitielle.

Transformation de produits carbonés

Les hydrocarbures constituent une part importante des fluides produits dans les zones à forts taux de sédimentation (zones de subduction, deltas, marges passives). Dans les prismes d'accrétion, le contenu en carbone organique représente moins de 1% en volume, mais le volume des sédiments sous-plaqués est énorme (Moore et Vrolijk, 1992).

La plupart du méthane produit à faible profondeur est issu de la décomposition bactérienne de matière organique. Au-delà de 10 km de profondeur, le méthane est d'origine thermogénique uniquement.

Lorsque la roche est de faible perméabilité, ce qui limite l'échappement de fluides, la génération de méthane provoque une augmentation de la pression de fluide. En remontant vers la surface, la diminution de température favorise l'exsolution du méthane contenu dans l'eau sursaturée et ensuite l'expansion volumique de la phase exsoute par changement de phase. A partir de 2 km de

profondeur, le méthane est sous forme gazeuse uniquement (Moore et Vrolijk, 1992). Du CO₂ est également produit par décomposition de matière organique, mais en moindre quantité.

2.5 Classification et morphologie des extrusions de boue terrestres*

Les extrusions de boue forment des structures de morphologies différentes selon la nature du niveau source, la viscosité et l'état de consolidation du matériel émis. Elle varie énormément en fonction de la proportion en eau, en gaz, en brèches (ou clastes) et en sédiments : les volcans de boue, les dômes, les rides et les galettes constituent des anomalies positives ; les mudpools, les bassins et les pockmarks constituent des anomalies négatives (Kopf, 2002).

En 1964, Kalinko a établi un système de classification à partir de données de nombreux volcans de boue terrestres. Il distingue trois types :

Lokbatan type

Il s'agit des volcans de boue explosifs avec émission de méthane gazeux en combustion. Ils sont caractérisés par l'alternance de courtes périodes d'activité et de longues périodes de « sommeil ». Les volcans d'Azerbaïdjan (péninsule d'Apsheron, Cap d'Alyat) et de la mer Caspienne (Dzuhau-Tepe) en sont des exemples. Ils comptent parmi les plus grands VdB terrestres et atteignent jusqu'à 100 mètres de hauteur avec un cratère de 200 mètres de largeur, à l'image du Dashgil (Figure 8-A). L'activité explosive de ces volcans vient du volume important de gaz généré en profondeur et est amplifiée par la formation d'un bouchon de boue dans le canal d'alimentation.

Les brèches émises par ces structures sont peu visqueuses, ce qui détermine la forme conique très régulière et prononcée de ce type de VdB (Figure 8-B)

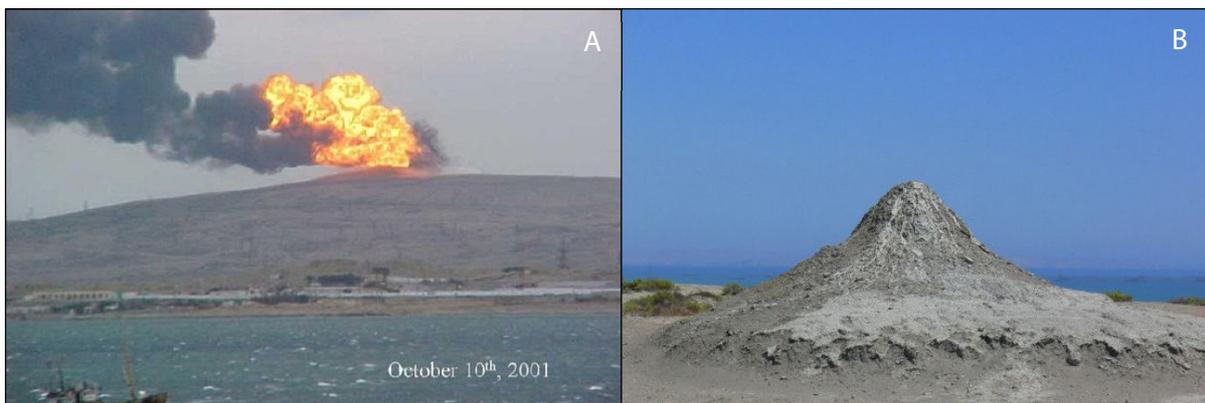


Figure 8 : Photos illustrant la forme conique et l'activité explosive des volcans de boue de la péninsule d'Apsheron, en Azerbaïdjan.

Source : <http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/1626310.stm>;
http://www.travelthewholeworld.com/what_to_see/asia.html

*Le mot terrestre signifie dans le cas présent : observable à terre

Chikishlyar type

A l'inverse du type précédent, ces volcans de boue ont une activité faible et continue. Leur taille est également plus petite et ils forment des cônes très plats ou des dépressions remplies d'eau. Ces VdB produisent peu de boue et d'eau, et émettent en permanence une quantité de gaz (CO_2 , NH_4) régulière.

L'activité de ces volcans est fortement influencée par la présence de couches géologiques superficielles, saturées en eau (Dimitrov, 2002).

Ces structures sont courantes sur la péninsule de Kerch, en Ukraine (Figure 9). La plupart des sites d'échappements de fluides étudiés dans cette thèse présentent ces mêmes structures.



Figure 9 : Photo illustrant la forme extrêmement plate des volcans de boue de la péninsule de Kerch, en Ukraine.

Schugin type

Ils sont caractérisés par l'alternance de périodes de repos et de faibles activités. Ils en existent de différentes formes et possèdent souvent des cratères composites. La plupart des volcans de boue dans le monde sont de ce type (Dimitrov, 2002), sauf ceux étudiés dans cette thèse, qui constituent un 4^{ème} type.

2.6 Classification et morphologie des extrusions de boue marines

Les volcans de boue sous-marins sont difficilement classifiables, de par le nombre de morphologies différentes observées. Cependant, Ivanov et al (1996) ont proposé une méthode de classification basée sur la forme du cratère, la nature des coulées, en comparant différents édifices de la Mer Noire et de la ride Méditerranéenne :

- Type 1

Ils font partie des plus larges structures, à savoir un diamètre supérieur à 2,5 km et 100 à 150 m de hauteur. Leur cratère est complexe et présente au moins trois générations de coulées. Ils sont souvent associés à plusieurs jeunes volcans plus petits.

- Type 2

Ils mesurent entre 1 et 1,5 km de diamètre et atteignent 60 à 80 m de hauteur. Leurs flancs sont plus escarpés que le type 1, ce qui indique un âge plus jeune ou qu'ils n'ont vécu qu'une seule éruption. Les volcans de type 2 sont le stade intermédiaire d'évolution vers le type 1.

- Type 3

Leur forme est irrégulière et leur diamètre supérieur à 1,5 km. Ils sont les plus actifs mais également les plus jeunes.

- Type 4

Ils mesurent 2 à 2,5 km de diamètre. Leur forme est aplatie (30 m de haut maximum) et circulaire. Ce sont les restes d'anciennes caldeiras de volcans de boue éteints. Au milieu de ces édifices se forment parfois de jeunes événements de 100 à 150 m de diamètre.

- Type 5

Ils mesurent 2,5 à 4,5 km de diamètre et 60 à 120 m de hauteur. Ils ont une forme conique régulière et possèdent un cratère de petite taille (100 à 200 m) caractéristique. Leur base est entièrement recouverte d'au moins deux générations de coulées de boue.

- Type 6

Ce sont les structures les plus larges et les plus complexes. Ils sont asymétriques, dépassent les 7 km de diamètre et leur hauteur est limitée (200 m). Leur cratère central n'est pas visible mais ils présentent plusieurs petits cratères parasites.

- Type 7

Ils mesurent jusqu'à 4 km de diamètre et 200 m de haut. Ils ont une forme circulaire, des pentes escarpées et un toit très plat. Pour cette raison, ces volcans de boue sont appelés « mud pie ».

- Type 8

Leur diamètre n'excède pas 150 m et ils forment un léger bombement sur le plancher océanique. Ils ne présentent aucune trace de coulées sur leurs flancs et sont recouverts de plusieurs mètres de sédiments stratifiés. Ces volcans de boue sont caractérisés par de faibles éruptions ou par des produits éruptifs très visqueux.

- Type 9

Ces édifices forment des dômes de plus de 200 m de haut et 1 km de diamètre, dont le toit est très irrégulier. Leurs flancs sont pentus (plus de 10°) et ne présentent aucune trace de coulées.

CHAPITRE 2

CADRE GÉODYNAMIQUE

1. Introduction

La Nouvelle-Zélande est la partie émergée d'une masse continentale de 6 millions de km², anciennement appelée Zélandia (Te Ara Encyclopedia, 1966). L'île ne représente que 250.000 km², soit 4% des terres immergées. Elle est située dans la partie la moins profonde et la moins accidentée de l'Océan Pacifique, et occupe un vaste système de monts sous-marins, de plateaux et de rides, séparée de l'Australie par la mer de Tasman à l'Ouest.

La Nouvelle-Zélande est bordée au Nord par le Bassin Sud Fidjien, à l'Ouest par le Bassin de Tasman, au Sud et à l'Est par le Bassin du Pacifique Sud-Ouest, et est composé de plusieurs grandes structures géologiques, à savoir : les plateaux de Campbell et de Challenger, les massifs de Chatam et de Lord Howe ainsi que le Bassin de Nouvelle Calédonie et la Ride de Norfolk (Figure 10, p36).

La partie sud de la Nouvelle-Zélande est traversée du Nord-Est au Sud-Ouest par la faille Alpine transformante dextre, correspondant à la jonction entre deux subductions à vergences opposées, entre les plaques Pacifique et Australienne : la subduction d'Hikurangi à vergence Ouest et la subduction de Puysegur à vergence Est (Figure 10). La vitesse de subduction augmente progressivement vers le Nord de 50 à 100 mm/an, le long des fosses d'Hikurangi, de Kermadec et des Tonga (Pelletier et al., 1998), en témoigne la position du pôle de rotation Australie-Pacifique au Nord-Est du plateau de Campbell (DeMets et al., 1994).

Au cours des 200 derniers millions d'années, la Nouvelle-Zélande a subi de nombreux changements. Tantôt émergées, tantôt immergées, certaines parties ont été plissées et fracturées à plusieurs reprises. Ainsi, la Nouvelle-Zélande actuelle est composée de nombreux types de roches d'âges variés.

La géologie est donc particulièrement complexe tant au Nord qu'au Sud.

Certaines parties du socle, héritées lors de la séparation du Gondwana, datent de plus de 500 Ma. Parmi les roches les plus anciennes, les greywackes dits Greenland Group occupent la partie ouest de l'île sud et datent de l'Ordovicien, autour de 480 Ma.

Le socle est divisé en plusieurs blocs structuraux d'origines tectoniques et paléogéographiques différentes (Figure 12, p42) :

- Île nord

Waipapa, Torlesse, Caples, Dun Mountain, Murihiku, Brook Street, les batholites Median et Hohonu, et les allochtones du Northland et de la côte est.

- Île sud

Morrinsville, Hunua, Takaka, Buller et les batholithes Karamea et Paparoa.

La Nouvelle-Zélande, surtout l'île nord, est caractérisée par son volcanisme intense, notamment autour de Whangarei, Auckland, Rotorua, Taupo, Taranaki et son activité hydrothermale, autour de Raukumara. Des éruptions régulières sont observées à White Island, Ngauruhoe et Ruapehu, et la Zone Volcanique Centrale

de Taupo est la plus active. Ce volcanisme continue de s'exprimer en mer de part et d'autre de la vallée du Havre Lau, en formant les rides de Lau Colville et des Tonga-Kermadec.

L'île sud est plus connue pour son relief très accidenté et ses séismes, dus au régime transpressif de la faille Alpine.

L'hydrothermalisme de l'île nord est lié au prisme d'accrétion d'Hikurangi, riche en fluides, et à la subduction active de Hikurangi. En plus de l'eau, la compression des sédiments provoque l'expulsion de plusieurs fluides : du méthane, du CO₂, de la boue et du pétrole. Le prisme d'Hikurangi fait partie d'un bassin pétrolier deux fois plus étendu, appelé Bassin de la Côte Est. La masse continentale dont fait partie la Nouvelle-Zélande compte une vingtaine de bassins sédimentaires.

2. Les éléments morpho-structuraux (Bailleul, 2005)

Le bassin de Nouvelle-Calédonie mesure 1000 km de long sur 150 km de large et atteint une profondeur de 3500 m. Il s'étend de l'île nord de Nouvelle-Zélande à la Nouvelle-Calédonie (Figure 10). La partie nord contient plus de 8 km de sédiments crétacés syn. et post-rift reposant sur une croûte continentale de 10 à 15 km d'épaisseur. La partie sud contient moins de sédiments (4 km) et la croûte est de nature océanique ou transitionnelle.

La ride de Norfolk est une structure en crête orientée Nord-Sud, située à 1300 km de la côte australienne et dont la profondeur est comprise entre 0 et 2000 m. La géologie de cette ride est peu connue. Elle est caractérisée par la présence de horsts et de grabens contenant plus de 3000 m de sédiments, et s'élargit vers le Sud où elle est recouverte de dépôts carbonatés.

Le plateau de Challenger est un plateau continental sous-marin situé à l'Ouest de la Nouvelle-Zélande, à une profondeur de 500 à 1500 m. Il est recouvert de 3500 m de sédiments datant du Crétacé à aujourd'hui.

Le bassin Sud Fidjien est une région complexe de 3 à 4 km de profondeur, composée d'anciens arcs volcaniques, de plateaux et de bassins, située entre l'arc actif de Taupo-Kermadec-Tonga, l'île nord de Nouvelle-Zélande, la ride de Norfolk et la Nouvelle-Calédonie. La croûte océanique a été datée du Miocène inférieur (Mortimer, 2007) et est recouverte de plus de 500 m de sédiments.

La ride de Lau Colville fait partie d'un arc volcanique abandonné durant le Pliocène suite à l'ouverture du bassin arrière-arc de Lau. Cet arc a ensuite été immergé au début du Pléistocène par subsidence puis recouvert par des calcaires. A la fin du Pléistocène, certaines îles ont ré-émergé. Il borde le bassin Sud-Fidjien et longe la ride de Tonga-Kermadec sur plus de 1000 km.

La ride de Tonga-Kermadec mesure plus de 2000 km de long et fait partie des arcs volcaniques les plus actifs du monde. Il est directement associé à la subduction de Tonga-Kermadec depuis le début du Tertiaire.

Le bassin de Tasman s'étend sur plus de 2000 km, de la côte est Australienne au massif de Lord Howe. Il s'est formé il y a 90 Ma, lors de la séparation de la Nouvelle-Zélande et de l'Australie. Le rifting a commencé dans la partie sud du bassin, au niveau du massif de Tasman à la fin du Crétacé, et s'est propagé ensuite vers le Nord. La production de croûte océanique ainsi que l'expansion du bassin s'arrêta au début de l'Eocène, il y a 53 Ma (Gaina et al., 1998).

Le massif de Lord Howe est un plateau immergé de 2000 km de long, allant du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie au plateau de Challenger. Il se situe à une profondeur de 1000 à 2000 m. Ce fragment continental a été séparé de l'Australie par rifting durant l'ouverture de la mer de Tasman au Crétacé. L'épaisseur de la croûte décroît globalement vers l'Ouest indiquant une augmentation de l'étirement crustal vers le bassin de Tasman.

Le plateau de Campbell est une large plateforme sous-marine au Sud de la Nouvelle-Zélande, de 900 km de large sur 600 km de long (Nord-Sud). Sa profondeur varie entre 0 et 2000 m. Sa surface présente des bancs émergés depuis la dernière glaciation, vraisemblablement des reliquats de volcans érodés : ce sont les îles Bounty, Antipodes, Auckland et Campbell.

Le massif de Chatam est une plateforme allongée s'étendant jusqu'à 150 km à l'Est des îles de Chatam, et atteignant une profondeur maximum de 550 m. Sa surface est couverte de boue pélagique (Globigérines) parfois mélangée avec de la glauconite.

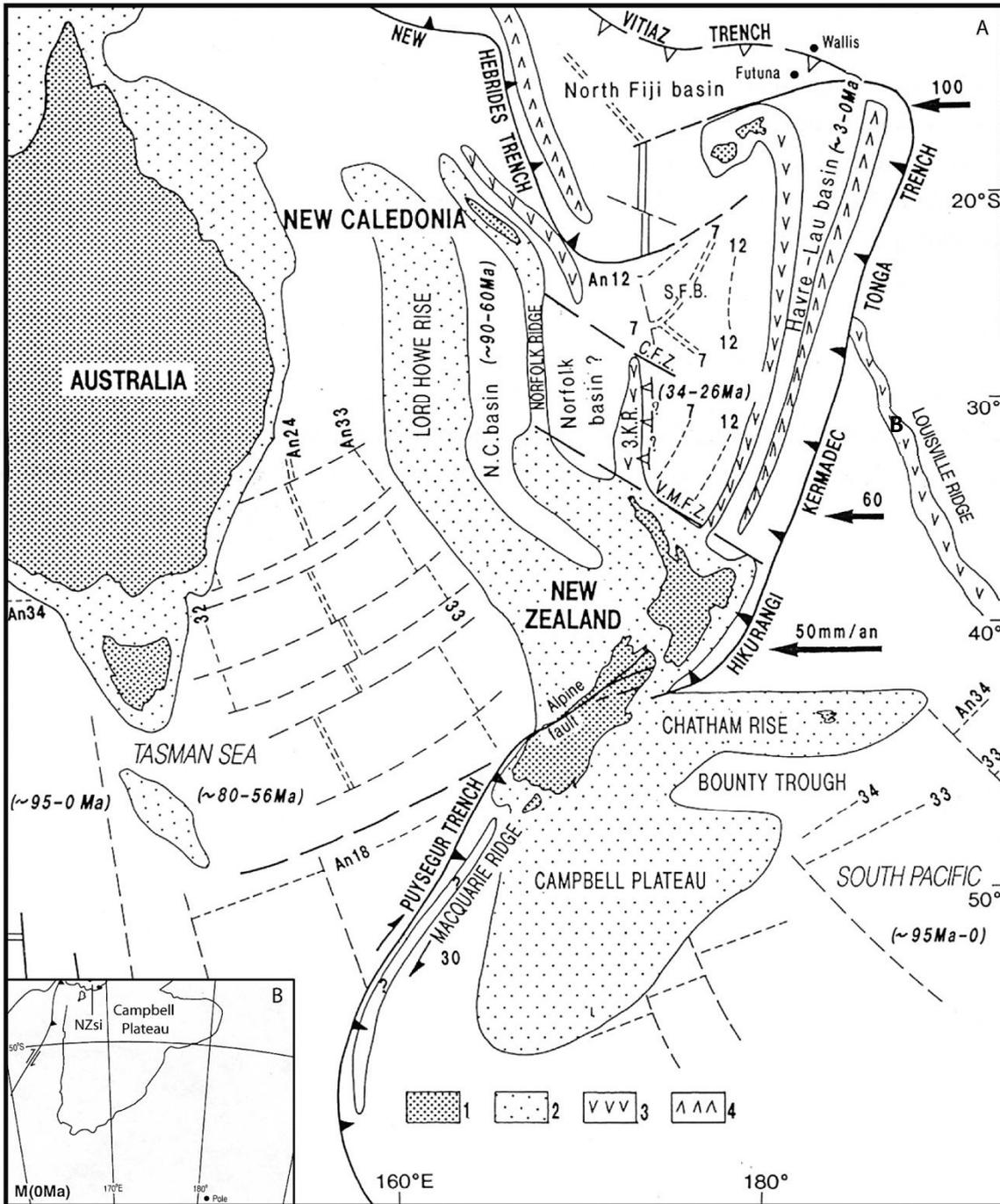


Figure 10 : Carte géodynamique de la Nouvelle-Zélande (Ferrière et Chanier, 1993). 1) zones émergées, 2) croûte continentale immergée, 3) arcs volcaniques inactifs, 4) arcs volcaniques actifs. NC, bassin de Nouvelle-Calédonie ; 3 KR, ride des Trois-Rois ; SFB, bassin Sud-Fidjien ; VMFZ, zone de fracture de Vening-Meinesz ; CFZ, zone de fracture de Cook ; An, anomalies magnétiques ; B, pôle de rotation Australie-Pacifique.

3. Evolution géologique de la Nouvelle-Zélande (Thornton, 1997 ; Ferrière et Chanier , 1993)

3.1 Introduction

La Nouvelle-Zélande est la partie émergée d'un corps continental bien plus étendu. Ce microcontinent a émergé il y a plus de 80 Ma mais certaines formations géologiques le recouvrant sont bien plus anciennes (plus de 500 Ma); des roches datant du Silurien ont été préservées près de Nelson et dans le Fiordland au Nord et au Sud-Ouest respectivement de l'île sud. Peu d'indices nous permettent de savoir quels événements se sont produits durant le Paléozoïque et le Trias.

La Nouvelle-Zélande a connu trois grands cycles de dépôt et d'orogénèse: Tuhua (de -500 à -300 Ma), Rangitata (de -300 Ma à -100 Ma), et Kaikoura, dont la phase orogénique active encore aujourd'hui, a commencé au début du Miocène (-25 Ma), (Figure 11).

Entre le début du Jurassique supérieur (vers -150 Ma) et la fin du Crétacé inférieur (vers -100 Ma) le microcontinent néo-zélandais était connecté à un bloc constitué de l'Australie et de l'Antarctique. La formation d'un rift au centre de ce dernier provoqua la formation d'un bloc au Nord, composé de l'Australie et de la partie ouest du microcontinent actuel, et d'un bloc au Sud, composé de l'Antarctique et de la partie est du microcontinent. Progressivement, le rifting engendra un mouvement de rotation horaire et un déplacement vers l'Est du bloc nord, et inversement pour le bloc sud. Une zone de contrainte compressive dextre est apparue ainsi au centre du microcontinent (future faille alpine).

Au milieu du Crétacé supérieur (vers -80 Ma) un nouvel épisode de rifting se mit en place à l'Ouest du microcontinent néo-zélandais et le sépara définitivement de l'Australie et l'Antarctique en créant la mer de Tasmanie. Puis, de la fin du Crétacé à aujourd'hui s'est formée progressivement la Nouvelle-Zélande, alternant entre épisodes de sédimentation et mouvements crustaux, provoquant tantôt la surrection de certaines parties de la future île, tantôt leur immersion.

3.2 Le cycle de Tuhua

Il a commencé par une phase sédimentaire (entre -500 et -380 Ma) et s'est terminé par une phase orogénique (de -380 à -300 Ma) . Les événements qui se sont produits durant la phase sédimentaire sont mal connus. Au cours de la phase orogénique s'est mis en place un prisme d'accrétion, des dépôts continentaux appelés greywackes et un volcanisme ultramafique.

De la phase orogénique résulta plusieurs événements majeurs, notamment l'émergence de la partie Sud-Ouest de la Nouvelle-Zélande (régions de Nelson et de Fiordland) en même temps que la moitié ouest de l'Australie et de

l'Antarctique actuelles, la formation d'intrusions de granite (batholite de Karamea) et l'émergence d'un corps métamorphique composé de schiste et de gneiss.

3.3 Le cycle de Rangitata

Il est composé d'une phase sédimentaire (de -300 Ma à -150 Ma) suivie d'une phase orogénique (de -150 Ma à -100 Ma). Le début de ce cycle est marqué par la naissance d'une subduction.

Durant la phase de dépôts se sont formés deux blocs, nommés aujourd'hui provinces ouest et est. Le bloc ouest était composé (d'Ouest en Est) d'un corps sédimentaire intrudé par le batholite de Karamea (ZTM ; Figure 13, p43) et d'un corps métamorphique schisteux, tous deux émergés durant la phase orogénique de Tuhua, ainsi que d'une zone volcanique d'arc naissante (future formation de Brook Street) et d'un bassin d'avant-arc composé de sédiments dérivés du bloc ouest (future formation de Murihiku). Le bloc est était constitué de sédiments, issus d'un vaste cône détritique sous-marin, formant un prisme d'accrétion dit du Torlesse. Au cours du cycle de Rangitata, on ne sait pas quand exactement, se sont formées les ophiolites de Dun Mountain – Maitai par obduction. Cette formation, constituée de basaltes et de roches ultramafiques, sépare encore actuellement les blocs ouest et est.

Durant la phase orogénique, l'activité volcanique augmenta continuellement jusqu'au Crétacé inférieur, puis diminua progressivement en même temps que le soulèvement du fond marin, pour cesser totalement vers -100 Ma. La compression croissante engendrée par le déplacement de la plaque Pacifique et le recul de la ligne de subduction provoqua la surrection massive de schistes, qui composent actuellement le socle de la partie est de l'île sud, et la fusion des blocs ouest et est.

3.4 Le cycle de Kaikoura

L'arrêt de la subduction à la fin du Crétacé inférieur, marqua le début du cycle de Kaikoura, au cours duquel se mit en place une phase d'érosion, dite de pénéplanation, qui dura jusqu'à la fin du Crétacé et durant laquelle la totalité du microcontinent néo-zélandais fut aplani. Puis, du Crétacé supérieur à la fin du Paléocène s'est formé un rift qui ouvrit progressivement la mer de Tasmanie et sépara définitivement le microcontinent néo-zélandais du Gondwana (bloc Australie-Antarctique). La formation du batholite de Karamea est probablement liée à cet évènement tectonique car ce type de roche est caractéristique des zones de rifting ; on trouve ces granites sur la marge est-australienne également. L'élargissement de la mer de Tasmanie et la production de croûte océanique cessèrent vers -60 Ma, et n'ont plus évolué depuis.

Jusqu'à la fin de l'Oligocène (-25 Ma), la mer a tantôt reculé tantôt immergé certaines parties du microcontinent néo-zélandais, au gré de l'érosion

météorique. De nombreux mudstones, siltstones, limestones et charbons sont associés à cette période.

C'est à la fin de cette période que débuta la subduction d'Hikurangi.

De -25 à -22 Ma, se mit en place une obduction dite pelliculaire, car il existe très peu de péridotites obductées. Puis, au début du Miocène, la migration de l'activité tectonique au sein du microcontinent néo-zélandais initia la phase orogénique de Kaikoura. Le mouvement dextre de la faille alpine naissante engendra une rotation progressive de la limite de plaque, située alors au Nord-Est de la Nouvelle-Zélande, jusqu'à la configuration actuelle où la faille se trouve dans la continuité de la subduction.

Ce phénomène engendra la formation du prisme d'accrétion d'Hikurangi, de horsts, de grabens et donc de nouveaux bassins sédimentaires, ainsi que de deux arcs volcaniques andésitiques dans l'Est et l'Ouest de la région du Northland. La surrection tectonique d'un bloc de sédiments au Nord-Est du Northland provoqua un glissement de terrain massif vers l'Est (au Nord du BCE actuel) formant l'allochtone du Northland. Des morceaux de croûte océanique furent également poussés et déposés sous forme de collines plates, actuellement au centre du Northland, formant la chaîne de Tangihua.

Durant le Miocène supérieur, la plaque Pacifique commença à subduire sous la plaque Australienne au sud de la Nouvelle-Zélande, créant ainsi la fosse de Puysegur. Puis, au début du Pliocène (-5 Ma), le mouvement décrochant de la faille alpine sous régime compressif croissant, provoqua la convergence des parties est et ouest de l'île sud actuelle et la surrection de la chaîne des Alpes.

L'orogénèse de Kaikoura est encore active aujourd'hui. Ainsi le mouvement permanent de la faille alpine ne cesse de provoquer des changements de l'activité volcanique et tectonique dans différentes parties de la Nouvelle-Zélande.

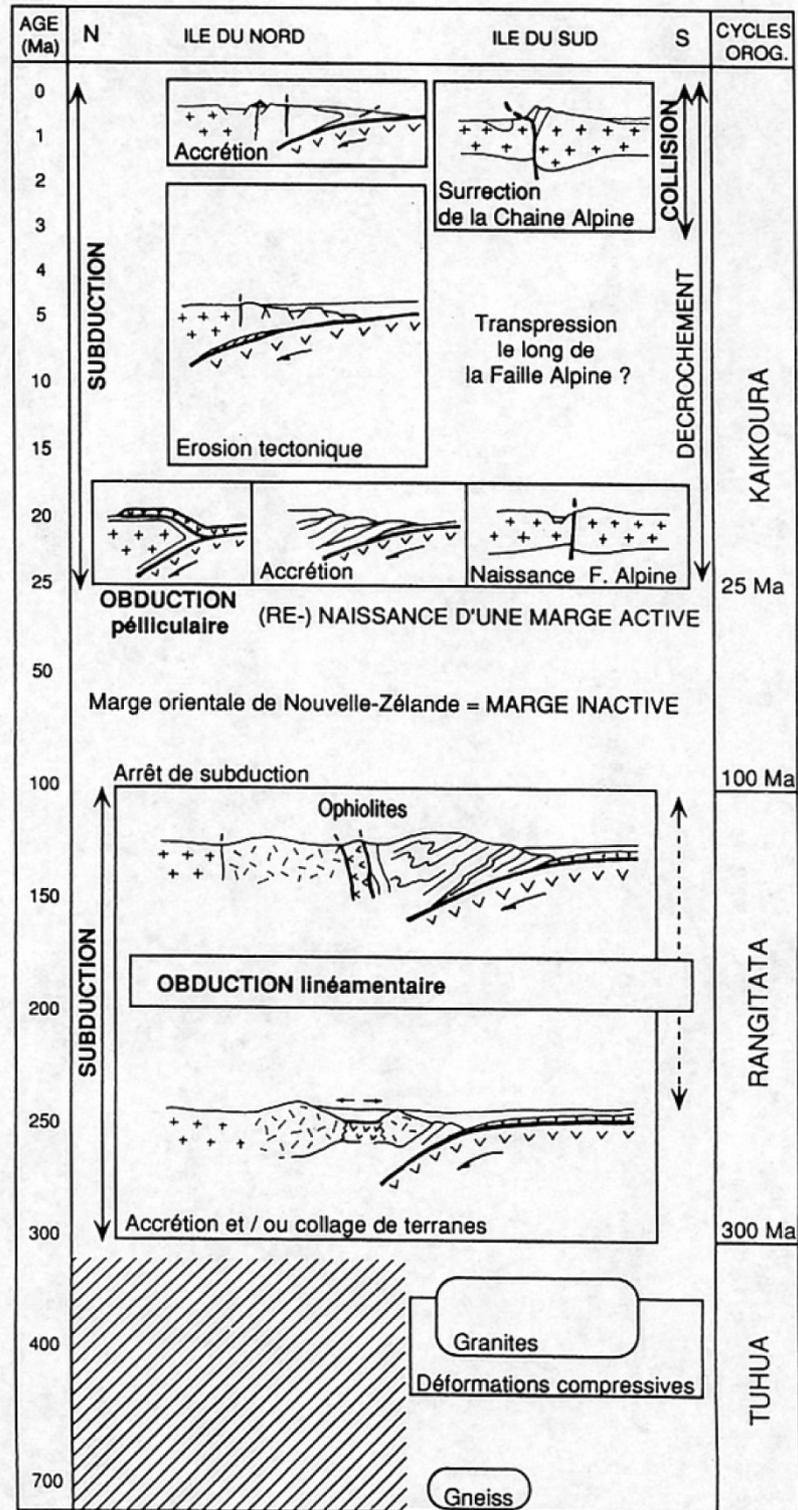


Figure 11 : Résumé de l'histoire géodynamique de la Nouvelle-Zélande (Ferrière et Chanier, 1993).

4. Géologie du socle

Le socle de la Nouvelle-Zélande est constitué de plusieurs unités tectonostratigraphiques et de batholites (Mortimer et Tulloch, 1996) accrétés durant le Mésozoïque. Elles s'organisent en trois zones : la province ouest, la Zone Tectonique Médiane (ZTM) et la province est (Figure 12).

La province ouest regroupe l'unité structurale de Buller, composée de greywackes cambriens et ordoviciens et de granitoïdes paléozoïques (Nathan, 1976 ; Cooper et Tulloch, 1992) et l'unité structurale de Takaka, composée de sédiments paléozoïques et de roches volcaniques (Cooper et Tulloch, 1992).

La Zone Tectonique Médiane sépare les provinces ouest et est. Elle est composée de plutons calco-alcalins en majorité, de roches sédimentaires et de roches volcaniques (Kimbrough et al., 1994).

La province est est regroupée en huit unités structurales et est composée de méta-greywackes feldspathiques et d'assemblages volcaniques et ophiolitiques (Roser et al., 1993).

4.1 La province ouest

4.1.1 L'unité structurale de Buller

Elle comprend toutes les roches de plus de 380 Ma (Dévonien) situées à l'Ouest de la faille d'Anatoki (Figure 12). La séquence sédimentaire est formée du Greenland Group, composé de turbidites déposées le long de la marge du Gondwana de la fin du Cambrien au début de l'Ordovicien dans des éventails sous-marins, et du Golden Bay Group, composé de black shale et de grès quartziques déposés au cours de l'Ordovicien. Ces roches ont ensuite été plissées au cours d'un évènement tectonique, daté de la fin de l'Ordovicien ou au Silurien (Adams et al., 1975).

4.1.2 L'unité structurale de Takaka

Plus complexe que l'unité de Buller, elle comporte une grande variété de types de roches et est caractérisée par une séquence de dépôts d'arc volcanique formée au Cambrien composant la partie ouest, et une séquence de marge passive formée du Cambrien au Dévonien (Roser et al., 1996), composant la partie est.

L'unité structurale de Takaka a subi de nombreuses fracturations, préservées aujourd'hui en une série de sous-corps structuraux de stratigraphies différentes, orientés Nord-Sud.

Il est possible que l'unité de Takaka soit elle-même le produit de plusieurs autres unités (Cooper, 1997).

Les caractéristiques tectoniques et géologiques des unités structurales de Buller et Takaka suggèrent qu'elles se sont formées à plusieurs centaines de kilomètres l'une de l'autre (Cooper, 1989).

4.2 La province est

4.2.1 L'unité structurale de Brook Street

La formation de Brook Street est présente sur les deux îles de la Nouvelle-Zélande. Au Nord, elle s'étend le long d'une bande de 1000 km et est coincée entre le batholite médian (ZTM) à l'Ouest et l'unité de Murihiku à l'Est (Figure 13). Au Sud, elle occupe la partie ouest de la province et sépare la ZTM de l'unité de Murihiku.

Elle constitue les restes d'un arc insulaire disloqué lors du processus d'accrétion sur la marge du Gondwana (Houghton et Landis, 1989) durant le Permien, et ensuite lors de la division de ce dernier (Spandler et al., 2005).

La plupart de l'unité structurale est composée d'une séquence de roches mafiques et volcanoclastiques (Ballard, 1989).

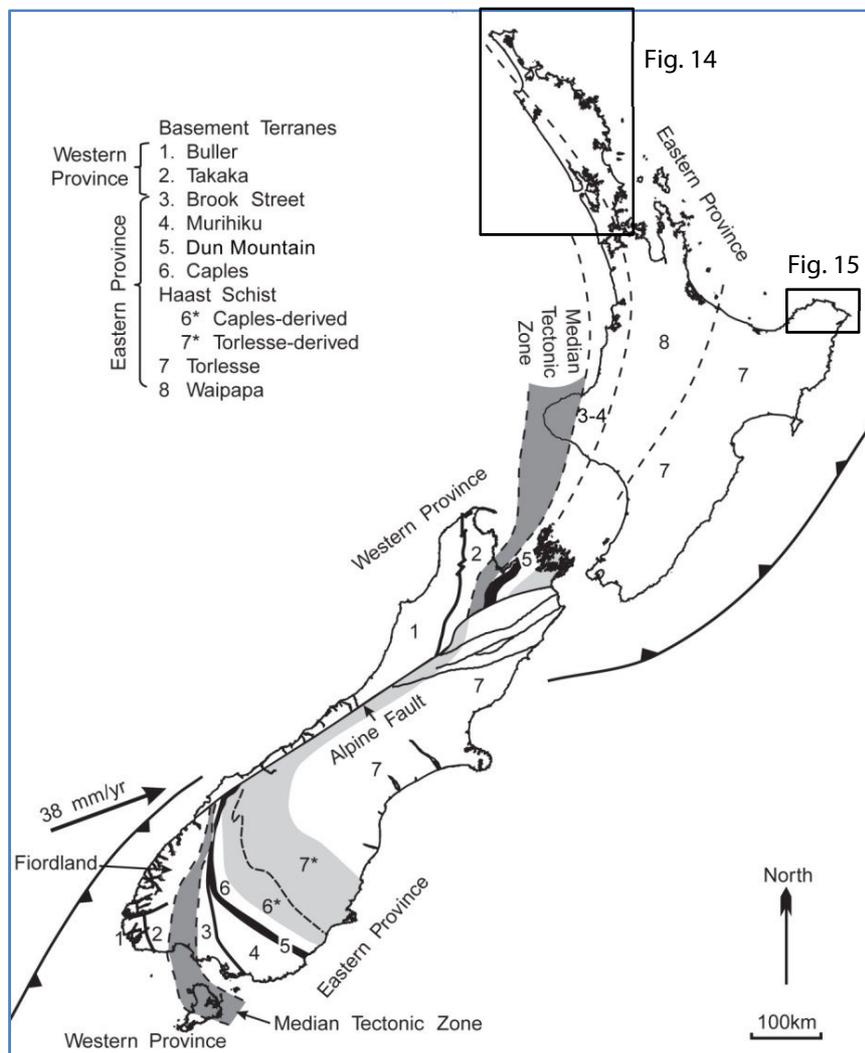


Figure 12 : Unités structurales du socle de la Nouvelle-Zélande. Extrait de Sutherland (1999) d'après Bishop et al. (1985), Kimbrough et al. (1994), Mortimer (1995) et Mortimer et al. (1997). La position des figures 14 et 15 est également indiquée.

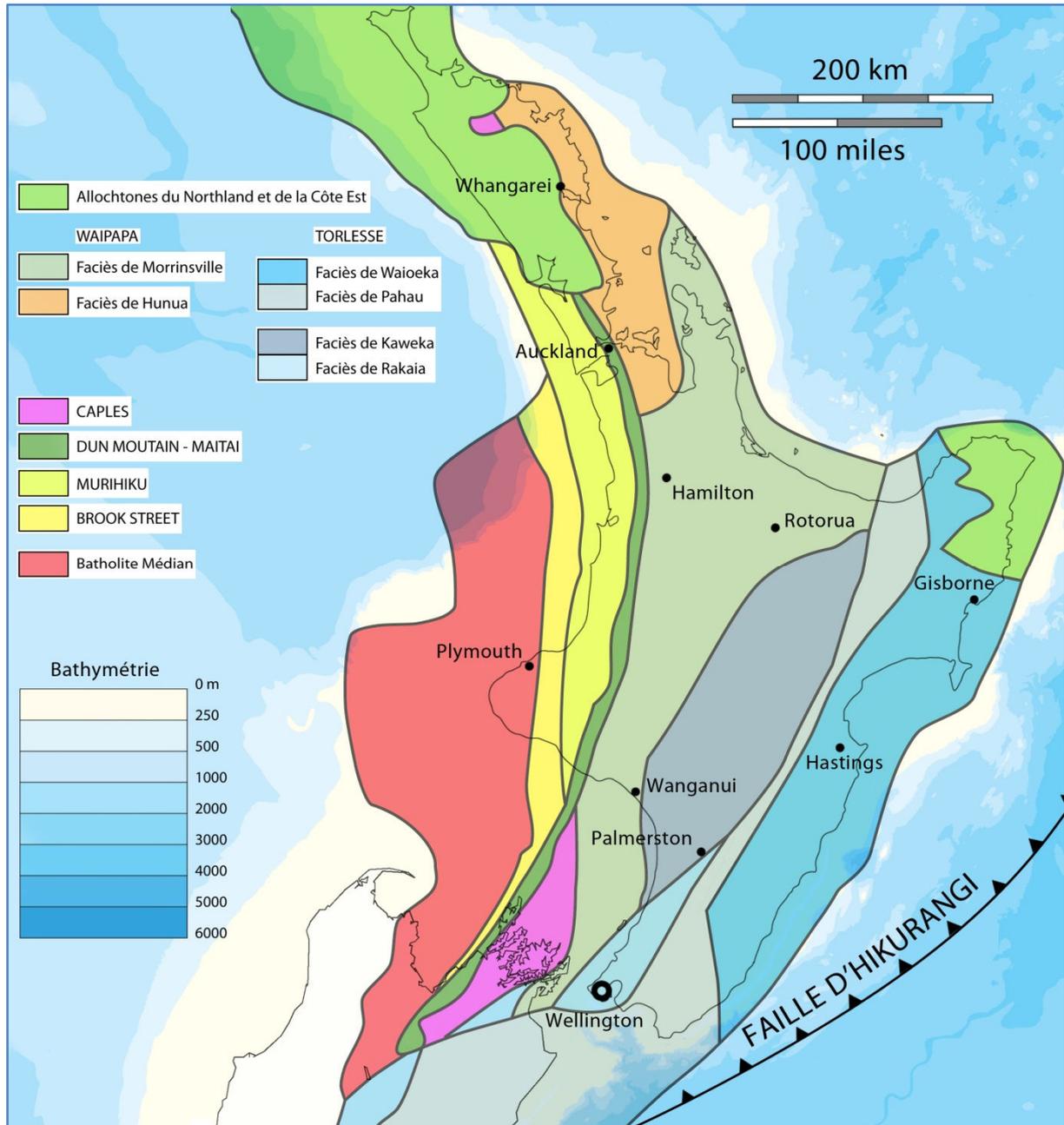


Figure 13 : Carte tectonostratigraphique du socle de l'île nord de Nouvelle-Zélande. Les unités structurales sont indiquées en majuscule. Les allochtones, le batholite médian (ZTM) et la bathymétrie (en mètres) sont également indiqués. Modifiée d'après <http://www.gns.cri.nz/Home/Our-Science/Energy-Resources/Geological-Mapping/Geological-Origins-Research/Geological-Basement/Basement-terranes-of-New-Zealand>

4.2.2 L'unité structurale de Murihiku

La formation de Murihiku est en contact direct avec la formation de Brook Street, au Nord comme au Sud de la Nouvelle-Zélande, et est bordée par des failles.

C'est un ancien bassin d'avant-arc, formé le long de la marge du Gondwana durant le Mésozoïque. L'arc en question correspond à la zone tectonique médiane (Mortimer et al., 1999).

L'unité structurale de Murihiku est caractérisée par de grands plis ouverts peu érodés (Ballance et Campbell, 1993). Elle est composée essentiellement de grès volcanoclastiques et de mudstones turbiditiques. La partie nord de la formation comprend cinq groupes de roches datant du Trias au Jurassique tardif.

4.2.3 L'unité structurale de Dun Mountain-Maitai

Elle comprend deux formations géologiques, à savoir :

- Les ophiolites de Dun Mountain, correspondant à un reste de croûte océanique du Permien inférieur (Kimbrough et al., 1992).
- La formation de Maitai, a été ensuite déposée au-dessus (Coombs et al., 1976).

Les ophiolites de Dun Mountain sont constituées de roches ultramafiques (Dun Mountain Group) composées de serpentinite, de gabbro et de péridotite (Hyden, 1979), et de roches volcaniques (Livingstone Group) composées de dolérite et de roches sédimentaires volcanoclastiques.

La formation de Maitai est constituée de roches sédimentaires bien litées, subdivisées en plusieurs sous-groupes et formations.

4.2.4 L'unité structurale de Caples

La formation de Caples est une séquence volcanoclastique principalement andésitique (Coombs et al., 2000). Elle s'est accumulée dans des éventails sous-marins de type fosse marine (Turnbull, 2000) puis a été accrétée lors d'une subduction, probablement de la fin du Permien au Trias (Turnbull, 1979 ; Adams et al., 2002 ; Coombs et al., 2000). Elle a ensuite subi un métamorphisme du Jurassique inférieur au Crétacé (Graham et Mortimer, 1992) avec un maximum vers -170 Ma et enfin une rapide surrection au Crétacé inférieur vers -135 Ma (Little et al., 1999).

4.2.5 L'unité structurale de Waipapa

Elle représente presque la moitié de l'île nord et est composée des faciès de Hunuas et de Morrinsville (Kear, 1971). Dans certaines publications, les formations de Caples, Rakaia lui sont également associées (Black, 1994).

Le faciès de Hunuas est caractérisé par la présence de matériel océanique (spilites, cherts, calcaires) datant du Trias supérieur au Jurassique inférieur (Aita et Spörli, 1992) associé à des sédiments terrigènes volcanoclastiques datant du Jurassique supérieur.

Le faciès de Morrinsville est plus récent que le faciès de Hunuas et est dominé par des grès feldspathiques grossiers (McFarlane, 1993 ; Skinner, 1993) et des conglomérats d'argilite (chipwackes) datant du Jurassique supérieur au Crétacé (Black, 1994).

4.2.6 L'unité structurale du Torlesse

Jusqu'au début des années 80, le Torlesse était associé à toutes les roches composant le socle de la Nouvelle-Zélande (Suggate, 1961 ; Coombs et al., 1976 ; Spörli, 1978). Aujourd'hui, la formation du Torlesse est subdivisée en quatre sous-unités principales : Rakaia, Kaweka, Waioeka et Pahau (Mortimer, 1994 et 1995).

La sous-unité de Rakaia est un complexe d'accrétion datant du Permien au Jurassique tardif, comprenant des grès et des mudstones quartzo-feldspathiques en grande quantité, des conglomérats et des assemblages océaniques. Les datations K-Ar et Rb-Sr effectuées sur les roches du Rakaia indiquent au moins deux épisodes de métamorphisme et déformation, au Jurassique inférieur et au Crétacé inférieur (Adams et Graham, 1996).

La sous-unité de Kaweka est composée de greywackes essentiellement et d'autres formations non-identifiables. Elle est caractéristique pour son absence totale de fossiles. La datation U-Pb de zircons détritiques indique un âge du Jurassique inférieur à moyen (Adams et al., 2009).

La sous-unité de Waioeka est un complexe d'accrétion (Mazengarb et Harris, 1994) composée de litharénites (Mortimer, 1995), de grès volcanoclastiques (Moore, 1978) et de feldsarenites, du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, Elle est associée régionalement à du matériel océanique (basalte, calcaire, cherts), notamment au niveau des failles (Bradshaw, 1973 ; Silberling et al., 1988). La sous-unité de Pahau n'a jamais été vraiment définie (Bassett, 2004) : il s'agirait d'un bassin arrière-arc distal ou d'un prisme d'accrétion, formé entre le Jurassique inférieur et le Crétacé inférieur (MacKinnon, 1983). Elle est composée globalement de mudstones, de grès et de conglomérats.

4.2.7 L'allochtone du Northland

L'allochtone du Northland s'étend le long de la côte occidentale de la péninsule du Northland, sur 200 km de longueur et 10-60 km de largeur (Figure 13). Il est constitué d'un empilement inverse de roches jeunes issues du continent, à la base, et de roches océaniques distales plus vieilles, au-dessus (Evans, 1992 ; Rait, 2000). D'après l'orientation de ces chevauchements, Rait (2000) a pu démontrer un transport de ces roches vers le Sud-Ouest.

Bradshaw (2004) suggère une mise en place de l'allochtone en deux temps. Au Crétacé-Oligocène, les roches auraient formé un prisme d'accrétion épais dans la zone de subduction est de la ride des Trois Rois, terminée par une faille

transformante majeure qui aurait ainsi déplacé les roches les plus tendres du prisme à l'extrémité sud de la zone. Puis un changement de direction de la convergence au Miocène inférieur, lié à la formation de la subduction sous l'île nord, aurait déstabilisé le prisme et initié une succession de glissements gravitaires des roches vers le Sud, formant l'allochtone du Northland.

L'allochtone est constitué de quatre assemblages (Isaac et al., 1994 ; Figure 14) : le complexe de Tupou, composé de turbidites indurées grossières du Crétacé inférieur ; le complexe de Mangakahia, composé de turbidites sableuses, de mudstones et d'argiles formées du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur ; le complexe de Motutau, composé de mudstones, de grès glauconieux et de calcaires de l'Eocène-Oligocène ; et le complexe de Tangihua, composé d'ophiolites, de brèches volcaniques et de mudstones pélagiques.

4.2.8 L'allochtone de la côte est

L'allochtone de la côte est occupe la moitié nord-est de la péninsule de Raukumara, sur 120 km de long et 40-60 km de large (Figure 13). Il est constitué en majorité de sédiments crétacés-oligocènes, et d'un mélange de roches volcaniques mafiques et de sédiments pélagiques (assemblage de Matakaoa) formés durant la subduction de la croûte océanique (Cluzel et al., 2010). Il est recouvert de calcaires, de grès et de siltstones d'âge Miocène à Pliocène, donc l'allochtone est certainement plus vaste en profondeur (Mazengarb et Speden, 2000).

L'assemblage de Matakaoa forme les massifs de Mangaroa et Pukemaru (Figure 15), séparés par un graben néogène, à l'extrémité nord de l'allochtone. Il est constitué de basaltes en pillows associés à des hyaloclastites et des sédiments pélagiques et abyssaux (Cluzel et al., 2010).

4.3 La Zone Tectonique Médiane

Le terme de Zone Tectonique Médiane (ZTM) a été proposé la première fois par Blake et al (1974) et fut utilisé par la suite dans plusieurs cartes géologiques et publications (Frost et Coombs, 1989 ; Kimbrough et al., 1992 ; Bradshaw, 1993).

La Zone Tectonique Médiane ou batholite médian, sépare les roches permienne de l'unité de Brook Street (province est), de l'assemblage paléozoïque de la province ouest. Elle forme une longue bande étroite de 10 à 35 km de largeur, composée de complexes plutoniques calco-alcalins, mafiques à ultra-mafiques, de roches volcaniques terrestres et de grès volcano-clastiques (Kimbrough et al., 1994). Ces roches représentent les restes de nombreux arcs magmatiques liés à l'existence de zones de subduction (Challis et Lauder, 1977 ; Williams et Smith, 1983). Les roches plutoniques de la ZTM ont une composition très différente des séries magmatiques de la province ouest (Tulloch, 1983 ; Bradshaw, 1990).

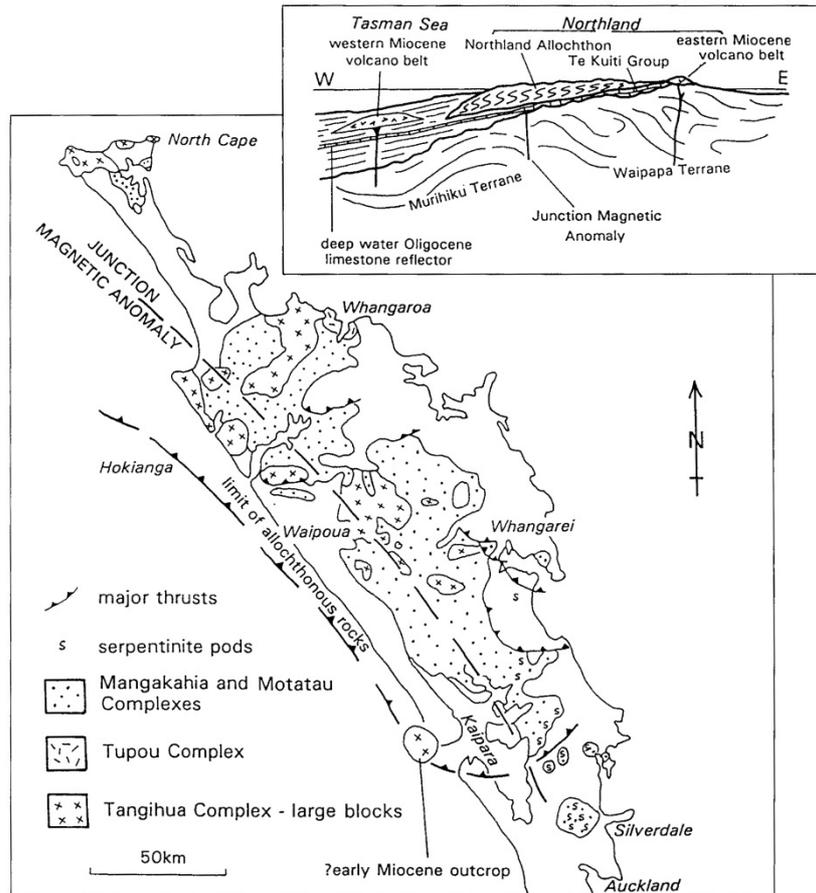


Figure 14: Distribution des unités lithologiques majeures composant l'allochtone du Northland. Extrait de Spörl et Hayward (2002).

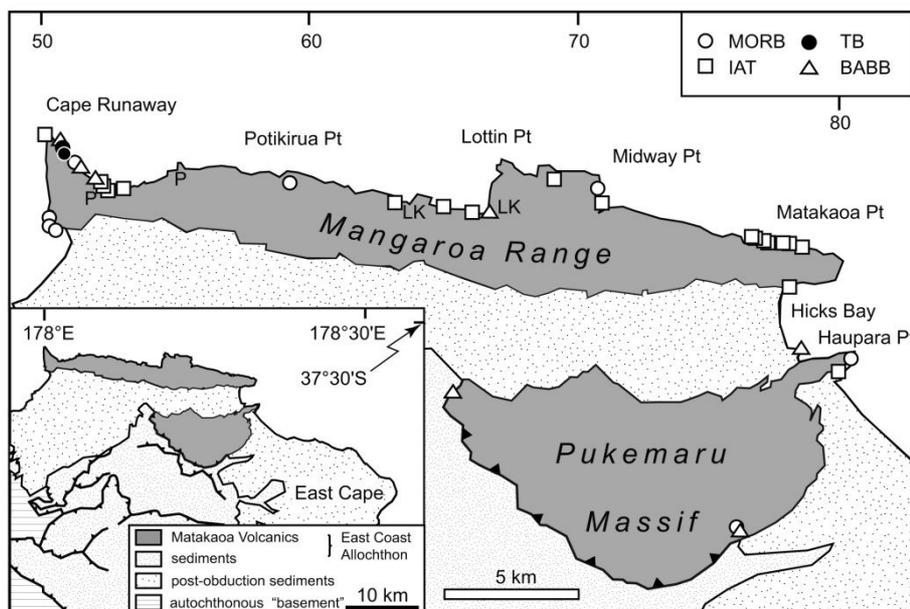


Figure 15: Carte géologique de l'allochtone de la côte est, au Nord de la péninsule de Raukumara. En gris sont indiqués les massifs composant l'assemblage volcanique de Matakaoa. Extrait de Cluzel et al. (2010).

5. Géologie des districts de la côte est (Te Ara Encyclopedia of New Zealand, 1966)

Le Bassin de la Côte Est est situé sur les districts géologiques de Gisborne, Hawke's Bay et Wellington.

5.1 Le district de Gisborne

Le district de Gisborne est subdivisé en plusieurs secteurs géologiques : l'Ouest, est occupé en majorité par le Torlesse et longe une partie de la chaîne montagneuse de l'île nord (dite chaîne axiale) composée de greywackes, d'argilites et de grès jurassiques à crétacés ; le Nord, est constitué de la région volcanique de Matakaoa (Figure 15) formée au Jurassique-Crétacé ; enfin l'Est et le Sud, sont composés de sédiments tertiaires.

Les secteurs ouest et est sont séparés par les chaînes escarpées de Raukumara et Huiarau, hautes de 1500 et 1200 mètres respectivement. Ces chaînes forment l'axe central du district et sont composées d'argilites faiblement fossilifères, de grès et de conglomérats crétacés.

La région volcanique de Matakaoa forme un plateau de 300 mètres d'altitude et est traversé d'Est en Ouest par la fosse de Wharekahika, composée de sédiments tertiaires. Les roches volcaniques composant cette région sont principalement basaltiques et la présence de pillow-lavas très étendus indique des éruptions sous-marines, au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur.

L'Est du district est occupé par une grande épaisseur de sédiments d'âge tertiaire. Le Miocène et le Pliocène atteignent 6000 mètres d'épaisseur en moyenne.

Cette partie du district est constituée des bassins fracturés de Wairoa et Tutamoe.

La côte est présente une série de dépressions structurales remplies de dépôts fins récents d'alluvions, intercalés avec des couches épaisses de cendres et de ponces issues d'éruptions de la région volcanique de Taupo.

5.2 Le district de Hawke's Bay

Le district de Hawke's Bay est constitué de trois régions structurales : la partie ouest est formée de chaînes montagneuses massives orientées SO-NE et composées de greywackes trias-jurassiques ; la partie est est caractérisée par des collines fracturées composées de sédiments crétacés et tertiaires ; la dernière partie, centrale, est dans la continuité de la vallée de Wairarapa et est composée de sédiments tertiaires et pléistocènes.

Les greywackes occupent près du quart du district et sont privés de fossiles. Ils sont souvent associés à des spilites et des shales rouges. Leur émergence s'est

produite du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, mais ils ont ensuite été fortement érodés au cours du Crétacé et du Tertiaire.

La région côtière est constituée de petites chaînes montagneuses et de collines accidentées. Les sédiments crétacés-tertiaires qui la composent, sont plissés et fracturés et forment un système de plis complexe orienté NE-SO. A noter que les roches tertiaires de cette région sont riches en fossiles, contrairement aux roches du Crétacé. Cette région doit sa complexité à l'orogénèse de Kaikoura, active encore aujourd'hui. La succession d'épisodes de fracturation a formé des dépressions remplies rapidement par des grès, des conglomérats et des argiles.

La partie centrale est constituée des dépressions de Ruataniwha et Heretaunga, composées de sédiments du Tertiaire au Pléistocène inférieur, et d'alluvions plus récents. Cette région est caractérisée par la présence d'ignimbrites et de galets de ponce, mêlés aux sédiments du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, et de couches de cendres notamment dans les séries sédimentaires de Wanganui du milieu du Pléistocène.

La zone de failles de Wairarapa traverse cette région, et de nombreux séismes intenses peuvent en témoigner.

5.3 Le district de Wellington

Le district de Wellington comprend la chaîne de Rimutaka-Tararua et les bassins sédimentaires de Palmerston North, Wanganui et Wairarapa.

La chaîne montagneuse de Rimutaka-Tararua est composée de greywackes datés principalement du Trias et s'étendant des chaînes de Ruahine et Kaweka (district de Hawke's Bay) à la chaîne de Kaimanawa au Nord du district de Wellington.

Les bassins sédimentaires de part et d'autre des chaînes de Rimutaka-Tararua et Ruahine, ont été comblés par les produits d'érosion de ces dernières, au cours du Tertiaire. Le bassin est s'est rempli en premier, du Crétacé au Miocène, puis le bassin ouest, du Miocène à aujourd'hui encore.

Durant l'orogénèse de Kaikoura, au Pliocène et au Pléistocène, les deux bassins ont été différemment affectés. Ainsi, le bassin est a subi de légers plissements alors que le bassin ouest a été fracturé en plusieurs blocs. Ce phénomène a engendré la formation de nombreuses failles profondes, affectant les greywackes du socle et les roches sédimentaires plus jeunes du district.

Les failles de la péninsule de Wellington sont la continuation de failles de l'île sud, et certaines continuent en mer le long de la côte ouest de Wellington.

La vallée de Wairarapa est bordée par deux failles majeures, à l'Est et à l'Ouest, qui se poursuivent dans Hawke's Bay. La faille est délimite les montagnes de Aorangi et la faille ouest délimite les chaînes de Rimutaka et Tararua.

Le district de Wellington présente également une zone volcanique, dans le Parc National de Tongariro, composée de cinq volcans andésitiques associés à de nombreux petits volcans et événements.

Ces volcans se sont formés le long d'une zone où la croûte est amincie, marquée par la présence de failles actives, de volcanisme et de sources chaudes, traversant la zone de Rotorua-Taupo jusqu'au Pacifique Sud-Ouest.

CHAPITRE 3

ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES VOLCANS DE BOUE DU BASSIN DE LA CÔTE EST

1. Matériels et méthodes

1.1 Présentation des échantillons

Entre 2004 et 2007, 62 prélèvements de sédiments mobilisés (appelés « boue » par la suite), de roche et d'eau issus de 10 sites différents (Tableau 2) ont été effectués dans la partie émergée du Bassin de la Côte Est (BCE), couvrant ainsi une distance de 300 km du Nord au Sud :

- 15 échantillons de boue
- 33 échantillons de roche encaissante
- 4 échantillons de niveau de décollement
- 10 échantillons d'eau

Au Nord de Hawke's Bay, trois sites ont été échantillonnés (Figure 16). Un prélèvement d'eau a été réalisé sur chaque site : dans une piscine de boue à Waiotapu, dans la zone géothermale de Rotorua, à Te Puia dans une source à 58°C et à Morere dans une source à 45°C. A Morere, onze prélèvements de roche ont également été effectués, dans une concrétion tubulaire.

Au Sud du BCE, de nombreux prélèvements de roche, de boue et d'eau ont été réalisés sur sept sites (Figure 16). A Waimarama, quatre échantillons ont été prélevés dans des marnes grises et un niveau volcano-sédimentaire et cinq dans des volcans de boue et événements de gaz. A Roundaway, quatre échantillons ont été prélevés dans deux événements du même volcan de boue et un niveau de décollement à proximité, sur la plage de Porangahau, et un cinquième dans l'eau extraite de la boue d'un des volcans. A Porangahau, 18 échantillons ont été extraits d'une concrétion tubulaire, mais seul l'échantillon prélevé au centre a été exploité dans cette thèse. A Mangapakeha, deux échantillons de boue issue d'événements de gaz et deux échantillons d'eau extraite de cette boue ont été prélevés. A Langdale, trois échantillons ont été prélevés dans des événements de gaz, dont deux de boue et un dans un écoulement d'eau issu de ce dernier. A Blairlogie, un échantillon de boue a été prélevé dans un événement de gaz et un échantillon d'eau issue du même écoulement. Enfin, à Glenburn, six échantillons ont été prélevés : quatre dans un volcan de boue (trois de boue et un d'eau extraite de cette dernière) et deux dans un niveau de décollement à proximité.

1.2 Matériels utilisés et méthodes

Des analyses géochimiques et pétrographiques ont été réalisées sur la plupart des prélèvements. L'analyse géochimique a consisté en une étude des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares contenus dans les échantillons de roche et de boue, et des ions contenus dans la phase fluide de la boue. L'analyse pétrographique des échantillons de roche et de la fraction solide de la boue a consisté en une étude par diffraction des rayons X et une étude de la granulométrie.

1.2.1 La boue et les sédiments

Les échantillons solides (roches encaissantes, niveaux de décollement et boue) ont été analysés au SARM de Nancy (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) pour la quantification des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares. Les analyses d'eau ont été effectuées par le LMTG de Toulouse (Laboratoire des Mécanismes et des Transferts en Géologie).

Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti et P) ont été dosés par ICP-AES (Jobin-Yvon JY 70). La quantification du CaCO_3 a nécessité un analyseur Carbone-Soufre (Leco SC 144DRPC). L'analyse des éléments en traces a été réalisée par ICP-MS (Perkin Elmer 5000 et 6000).

La distribution de taille des grains des sédiments et de la fraction solide des boues a été déterminée au laboratoire Processus et Bilan des Domaines Sédimentaires de l'Université Lille I, par granulométrie laser (Malvern Mastersizer 2000).

L'analyse de la composition minéralogique a été effectuée par diffraction des rayons X, à l'aide d'un diffractomètre Philips PW1730 muni d'une anticathode au cuivre.

1.2.2 L'eau

Les ions Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} ont été quantifiés par spectrophotométrie d'adsorption atomique (Perkin Elmer 5100 PC), et Cl^- et SO_4^{2-} par chromatographie ionique (Dionex ICS 2000). La silice a été analysée par colorimétrie (Technicon Autoanalyser 2). Les éléments en trace Al et Ba ont été mesurés par ICP-MS (Perkin Elmer Elan 6000). Les isotopes du Strontium ont été obtenus par spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS).

Le pH a été mesuré grâce à une électrode Schott-Gerate Blue Line, et l'alcalinité par titration HCl et la méthode de Gran.

Secteur	Echantillon	Mudpool	Nature
WAIOTAPU	W/AT	Source chaude	T° = 58°C
	TE PUIA	Centre du conduit	
MORERE	MOR 0	Bordure externe	0
	MOR 1		2
	MOR 2		4
	MOR 3		
	MOR 4	Encaissant	
	MOR 5		10
	MOR 6		15
	MOR 7		20
	MOR 8		25
	MOR 10		40
	MOR 11		100
MOR	Source chaude	T° = 45°C	

Concrétion carbonatée

	Centre du conduit	Distance à partir du conduit (en cm)	
PORANGAHAU	POR 1		Concrétion carbonatée
	POR 2		
	POR 3		
	POR 4		
	POR 5		
	POR 6		
	POR 7	14	
	POR 8		
	POR 9		
	POR 10		
	POR 11		
	POR 12	23	
	POR 13	53	
	POR 14	83	
	POR 15	113	
	POR 16	143	
	POR 17	146	
	POR 18	155	

Bordure externe

Encaissant

WAIMARAMA	W/AI 1	Marne grise
	W/AI 3	Niveau volcano-sédimentaire
	W/AI 4	Marne grise
	W/AI 5	Marne grise
	W/AI 6	Gas seep
	W/AI 7	Gas seep
	W/AI 8	Volcan de boue
	W/AI 10	Gas seep
	W/AI 11	Volcan de boue fossile
	W/AI 10	Écoulement issu du gaz seep
	RND 1	Volcan de boue
RND 2	Volcan de boue	
RND 3	Niveau de décollement	
RND 4	Lentille de glauconite dans le niveau de décollement	
RND 2	Eau extraite de la boue	

MANGAPAKEHA	MAN 1	Gas seep
	MAN 2	Gas seep
	MAN 1	Écoulement issu du gaz seep
LANGDALE	MAN 2	Écoulement issu du gaz seep
	LAN 1	Gas seep
	LAN 2	Gas seep
BLAIRLOGIE	LAN 1	Écoulement issu du gaz seep
	BLA 2	Volcan de boue
	BLA 2	Écoulement proche de l'édifice
GLENBURN	GLE 1	Niveau de décollement (rouge)
	GLE 3	Niveau de décollement (vert)
	GLE 4	Volcan de boue
	GLE 5	Volcan de boue
	GLE 6	Volcan de boue
	GLE 4	Eau extraite de la boue

Tableau 2: Récapitulatif des échantillons de boue, de roche et d'eau effectués, des sites de prélèvement et de la nature des échantillons. La charte de couleur utilisée dans ce tableau sera la même dans toutes les figures. Rouge, volcan de boue – Rose, évent de gaz – Orange, concrétion – Vert, encaissant – Bleu, niveau de décollement.

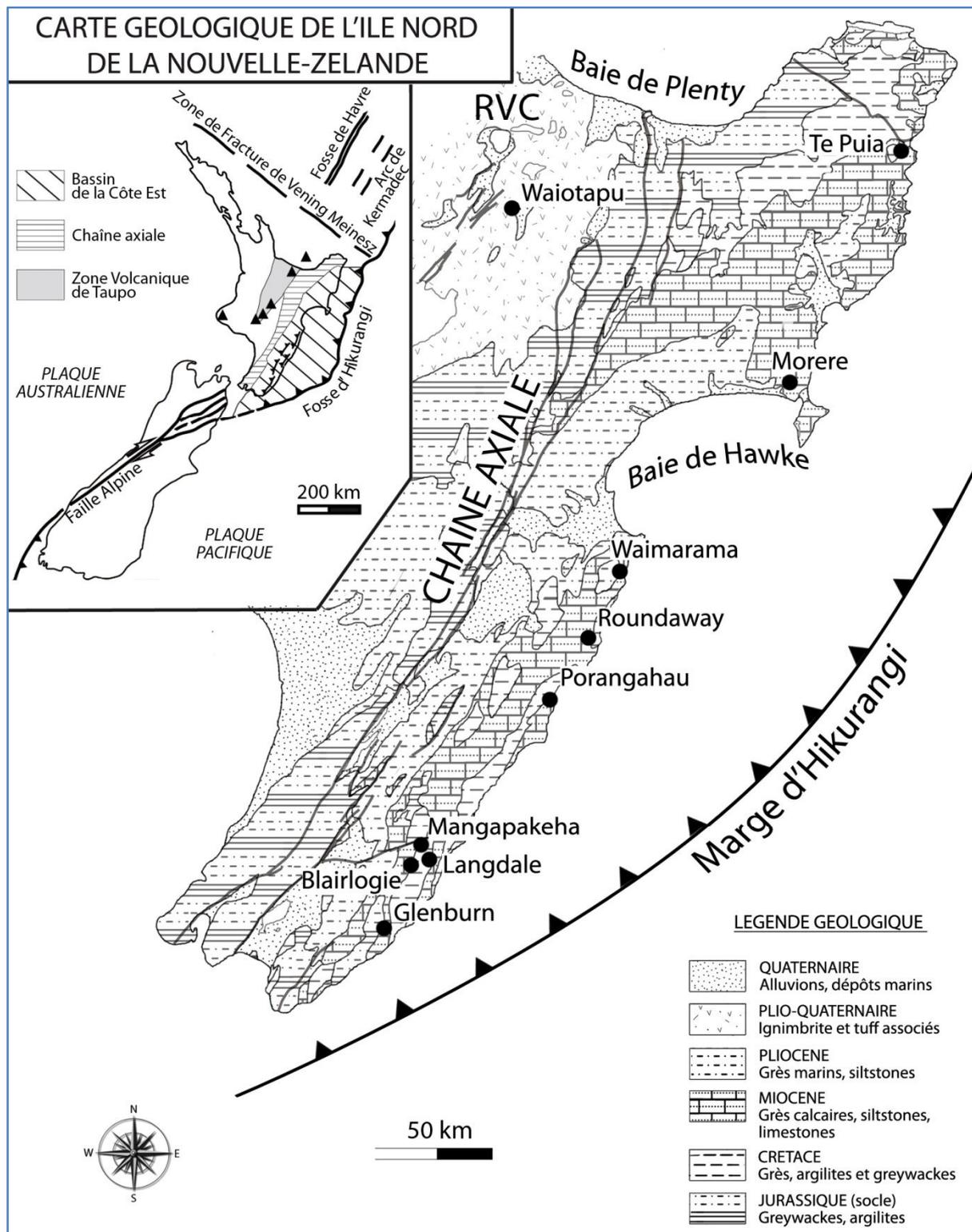


Figure 16 : Carte géologique simplifiée de l'île nord de la Nouvelle-Zélande. Les sites étudiés sont localisés par un point noir. D'après Francis et al. (2004).

2. Contexte géologique local

2.1 Te Puia

Les sources chaudes de Te Puia (Figure 21, p61), sont situées à 50 km au sud de la région volcanique de Matakaoa dans une zone a priori isolée de toute source de chaleur magmatique. Elles traversent les séries crétacées de Taitai, composées de grès et de greywackes, recouvertes localement de mudstones, de siltstones et de grès calcaires du Paléocène à l'Eocène, eux-mêmes parfois recouverts de sédiments et de tuffs miocènes (Kingma, 1966).

Les sources se situent sur un glissement de terrain se déplaçant de 55 mm/an vers l'Est. Elles sont bordées et surplombées sur une longueur de 600 mètres d'Ouest en Est par des travertins, formant une ride de 30 mètres de hauteur (Alacali, 2002) et 20 mètres de largeur.

Une seule source a été échantillonnée et s'ajoute ainsi aux mesures effectuées sur une autre source citée dans Lewis et Pettinga (1993). Aucun volcan de boue n'a été répertorié dans ce secteur.

2.2 Morere

La source chaude de Morere se situe à l'extrémité sud-ouest de l'anticlinal du même nom, près de la rivière Tunanui, et traverse une série épaisse de grès miocènes appelée formation de Tunanui (Figure 22, p62). Une concrétion a également été échantillonnée dans la même formation, à 6 km au nord-ouest de cette source, près du synclinal de Nuhaka.

2.3 Waimarama

Le volcan de boue de Waimarama (Figure 17) est situé à l'extrémité d'un éventail alluvial près de la marge ouest de la vallée de Puhokio (Coastal Structural High = CSH), dans une zone étroite (< 300 m de largeur) bordée par la formation de Whangai / Waimarama à l'est et la formation de Makara à l'ouest (Figure 23, p63). Il traverse une zone de mélange composée des formations de Wanstead, Whangai et des Waipapa Black Shales, elle-même recouverte dans la partie ouest par le glissement de terrain de Kaiwhakapiripiri.

La géologie de cette région est compliquée par un contraste tectonique de part et d'autre de la zone de mélange : l'ouest est soumis à un régime extensif marqué par la présence de failles normales actives, parallèles et orientées nord-est sud-ouest, et la formation de horsts, de grabens et de glissements de terrain, tandis que l'est (CSH) est soumis à un régime compressif marqué par la présence de failles inverses et chevauchantes actives (Pettinga, 2003).

Le site de Waimarama (Brookby Station) est composé d'un unique volcan de boue (WAI 8) associé à plusieurs événements de gaz, situés à plusieurs dizaines de mètres de distance entre eux. L'activité du volcan et des événements de gaz est très réduite

depuis la précédente éruption paroxysmale de 1994, étudiée par Pettinga (2003). WAI 6, 7 et 10 proviennent de trois de ces événements de gaz. WAI 1 à 5 ont été prélevés dans les mudstones miocènes de la formation de Makara et un niveau volcano-sédimentaire (WAI 3) sur la côte à quelques centaines de mètres des événements. Le dernier échantillon WAI 11 provient du volcan de boue considéré comme éteint, à proximité des événements de gaz.

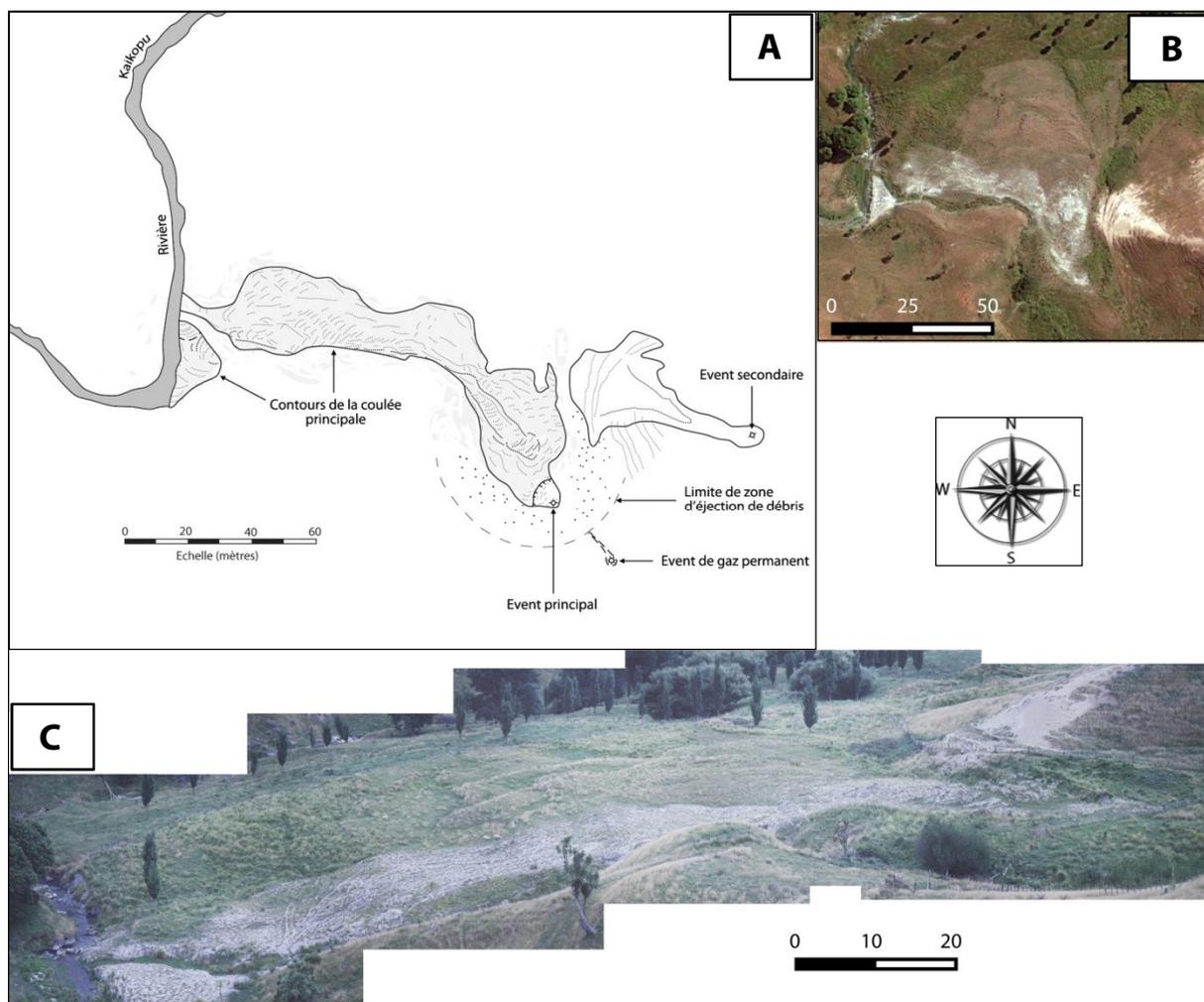


Figure 17 : A) Carte morphologique, B) photos aérienne et C) terrestre du VdB de Brookby Station (Waimarama). Sources : Google Earth, Pettinga (2003).

2.4 Roundaway

Le volcan de boue de Roundaway Station (Figure 18) est situé à quelques centaines de mètres d'une faille traversant des grès miocènes riches en concrétions calcaires (Figure 24). Un niveau de décollement a été échantillonné (RND 3 et 4) à 3 km du site, sur la plage de Roundaway, à titre de comparaison. Le volcan de boue s'apparente à une petite colline présentant à son sommet de nombreux événements actifs. Cette topographie serait due à l'accumulation de coulées de boue durant chaque épisode éruptif.

Le niveau de décollement échantillonné est hétérogène, principalement composé de bentonite (Ferrière, com. pers.) mais aussi de lentilles de glauconite et de galets de grès glauconieux montrant une fragmentation intense fossilisée.

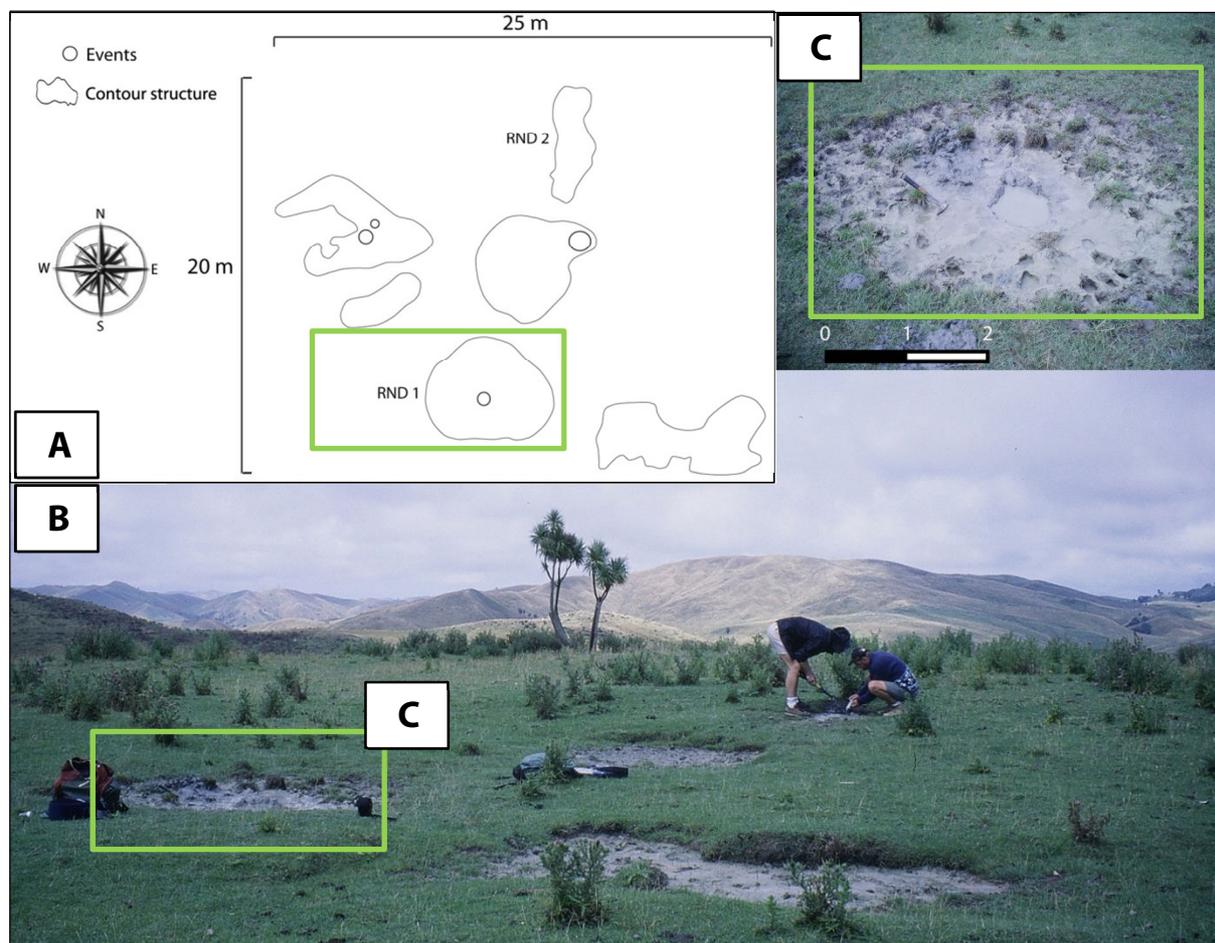


Figure 18 : A) Représentation schématique et B) photo du VdB de Roundaway; C) Photos de l'événement RND 1 (cadre vert).

2.5 Porangahau

Les prélèvements dits de Porangahau, ont été effectués dans une paroi rocheuse riche en concrétions carbonatées d'âge Miocène, située à 5 km au Sud-Est de la ville (Figure 25, p65). Plusieurs travaux ont déjà été réalisés et publiés sur ces concrétions, notamment Nyman et al. (2010) et Ledésert et al. (2003), parmi les plus récents.

L'affleurement échantillonné est composé de grès marins et de siltstones datés du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, constituant la formation de Wangaehu.

Le secteur d'étude se situe à l'Est de la chaîne côtière, dans un bassin sédimentaire néogène composé de siltstones et de formations turbiditiques (Field et al., 1997).

2.6 Mangapakeha, Langdale et Blairlogie

Le volcan de boue de Mangapakeha (Figure 19) se situe dans la plaine d'inondation du cours d'eau Mangapakeha, plus précisément à l'intersection entre les failles de Carterton et Adams-Tinui, où la formation crétacée de Mangapokia entre en contact avec des mudstones calcaires miocènes (Figure 26, p66). Il n'est pas formé d'un édifice principal comme à Waimarama mais de 19 événements, répartis sur une zone de 40 m de large et 60 m de long. Les événements se présentent en surface sous forme de cônes très plats ou de simples trous à peu près circulaires.

Les événements de gaz de Langdale occupent une surface très réduite, sur le flanc d'une des plus hautes collines, à quelques kilomètres au Sud du volcan de boue de Mangapakeha. Ils se situent au bord de la faille d'Adams-Tinui, dans la formation crétacée de Mangapokia. Les événements ne présentent pas de cône et produisent de légères coulées de boue mélangée avec du pétrole.

L'événement de gaz de Blairlogie est similaire aux structures de Langdale et émet de la boue discrètement, voire pas du tout, au milieu de mudstones calcaires miocènes, près de la formation de Gentle Annie, caractérisée par une composition riche en brèches.

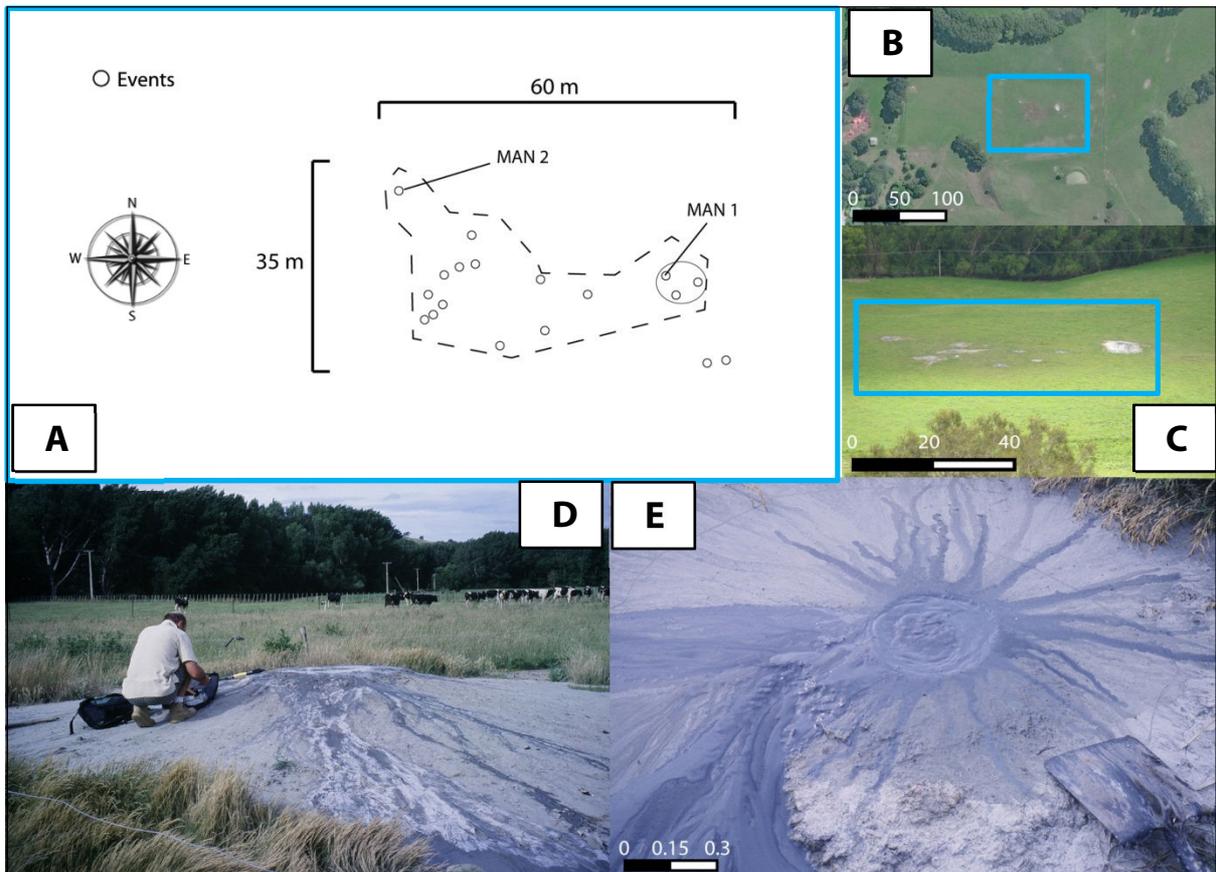


Figure 19 : A) Représentation schématique, B) photos aérienne et C) terrestre du VdB de Mangapakeha; D)-E) Photos de l'événement MAN 1. Source : Google Earth.

2.7 Glenburn

Le volcan de boue de Whatipu (Figure 20), près de Glenburn Station, se trouve à l'intersection de la faille décrochante dextre de Whatipu (Chanier et al., 1999), et d'un groupe de failles inverses à vergence océanique (Figure 27, p67), formées durant le Miocène inférieur, au début de la subduction de la plaque Pacifique sous l'île nord (Chanier et Ferrière, 1991 ; Rait et al., 1991). Ce système de failles met en contact la formation de Wanstead, composée de mudstones smectitiques et de grès glauconieux, la formation de Whangai, composée de mudstones calcaires et siliceux, et la formation de Glenburn, composée de grès fossilifères, de mudstones et de conglomérats.

Le volcan est constitué d'une 50^{aine} d'événements très aplatis et entourés de boue, sur une surface de 3500 m² environ (40 x 90 m).

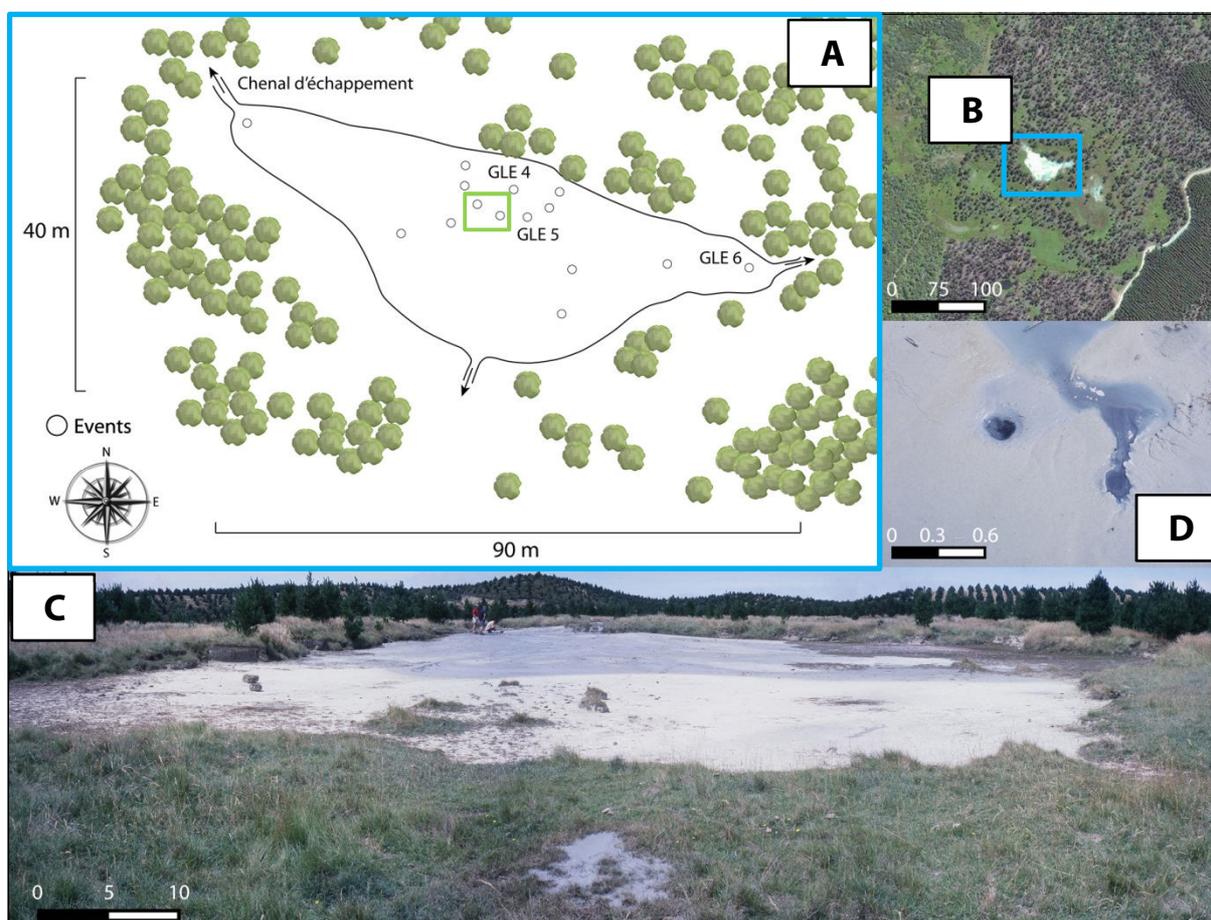


Figure 20 : A) Représentation schématique, B) photos aérienne et C) terrestre du VdB de Mangapakeha; D) Photo d'un événement. Source : Google Earth.

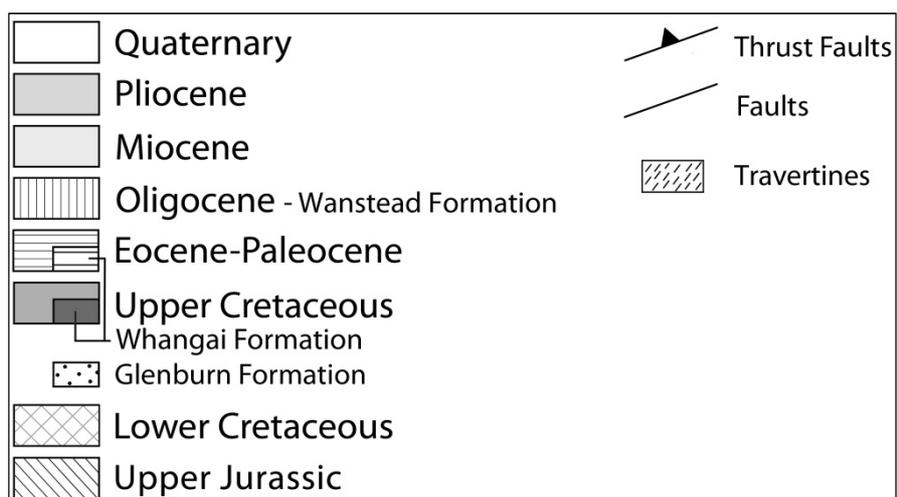
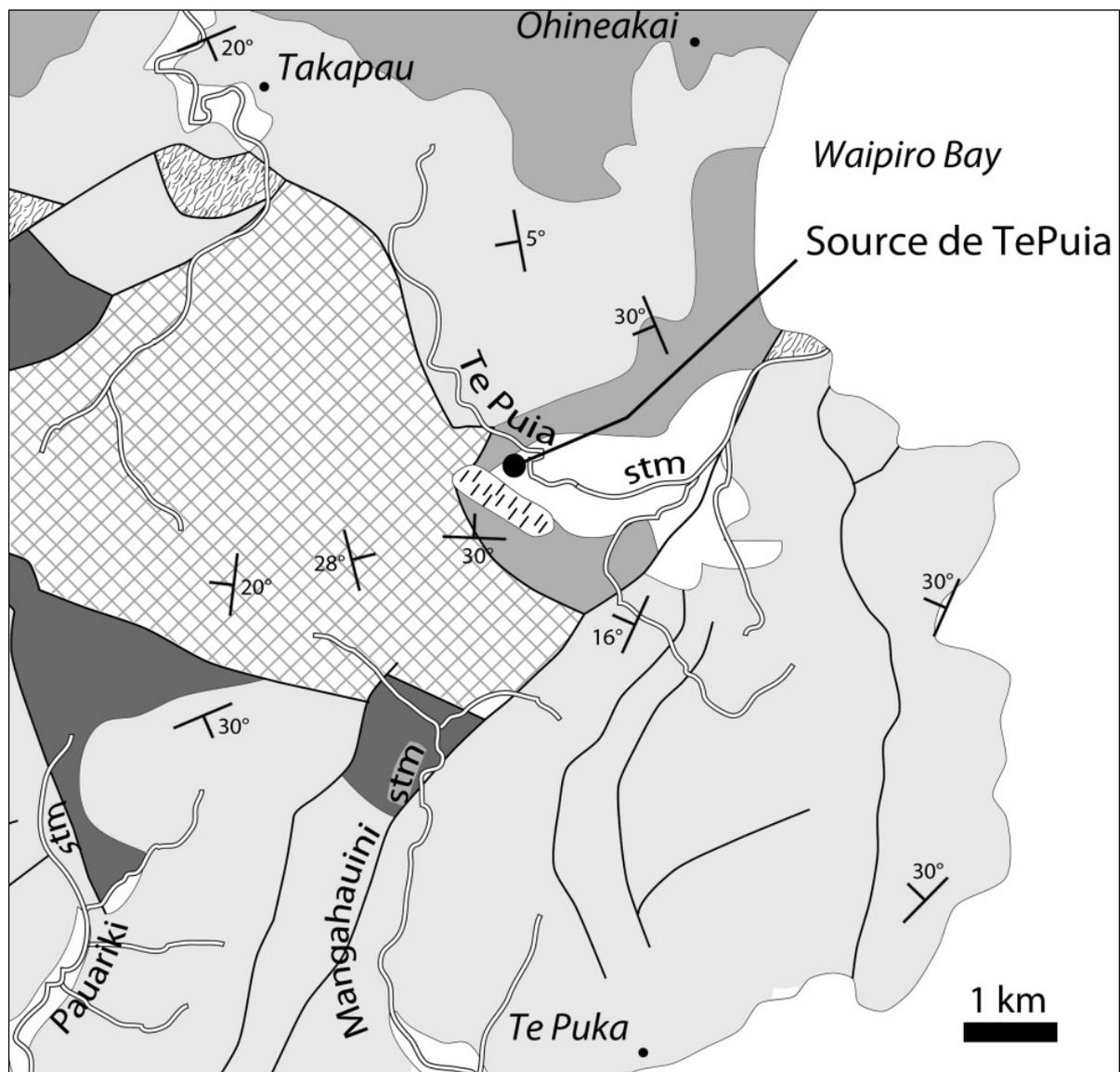


Figure 21: Carte géologique simplifiée de la région de Te Puia. Stm = stream (rivière).
D'après GNS - Geological map of Raukumara, 1:250.000.

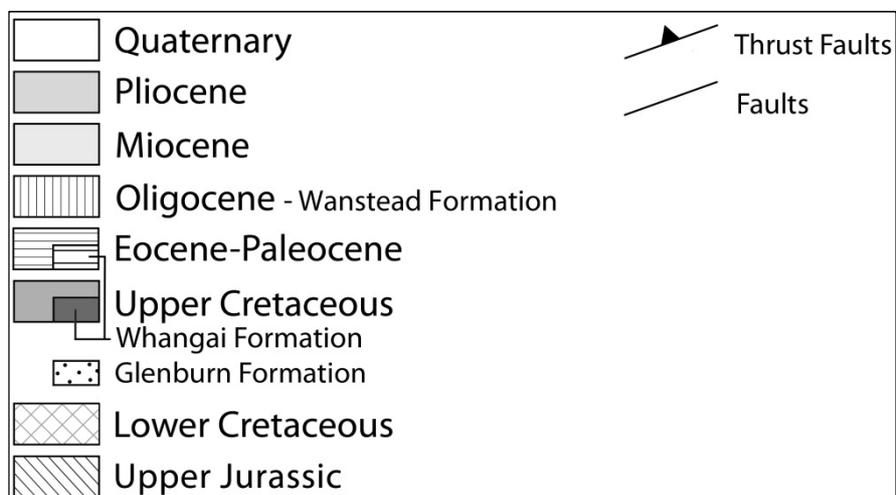
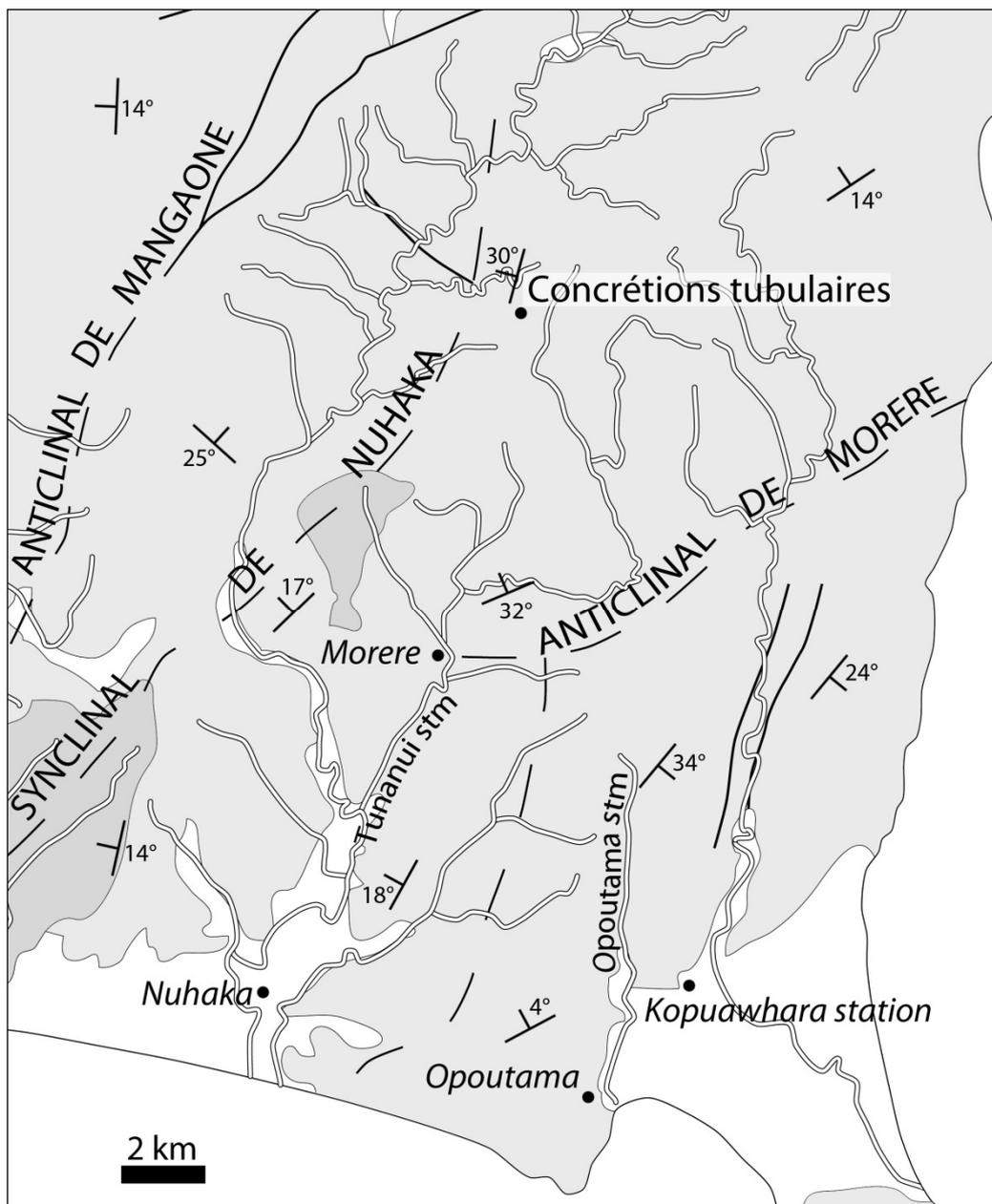


Figure 22: Carte géologique simplifiée de la région de Morere. Stm = stream (rivière). D'après GNS - Geological map of Raukumara, 1:250.000.

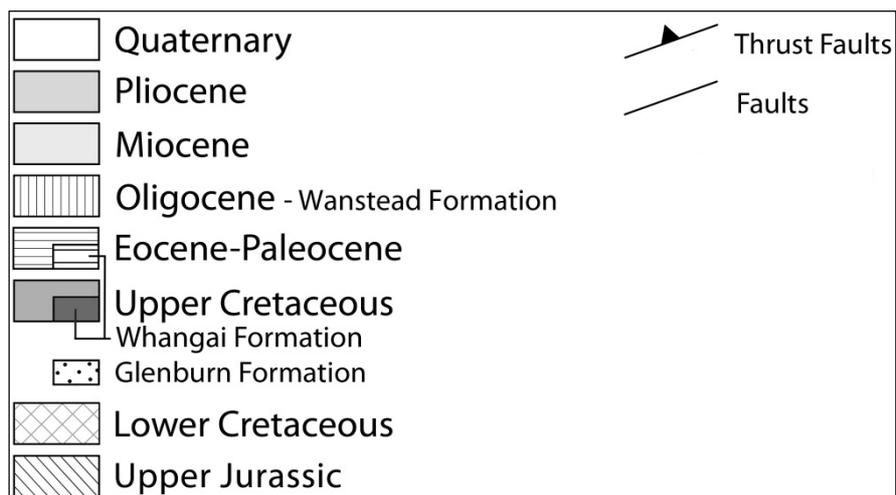
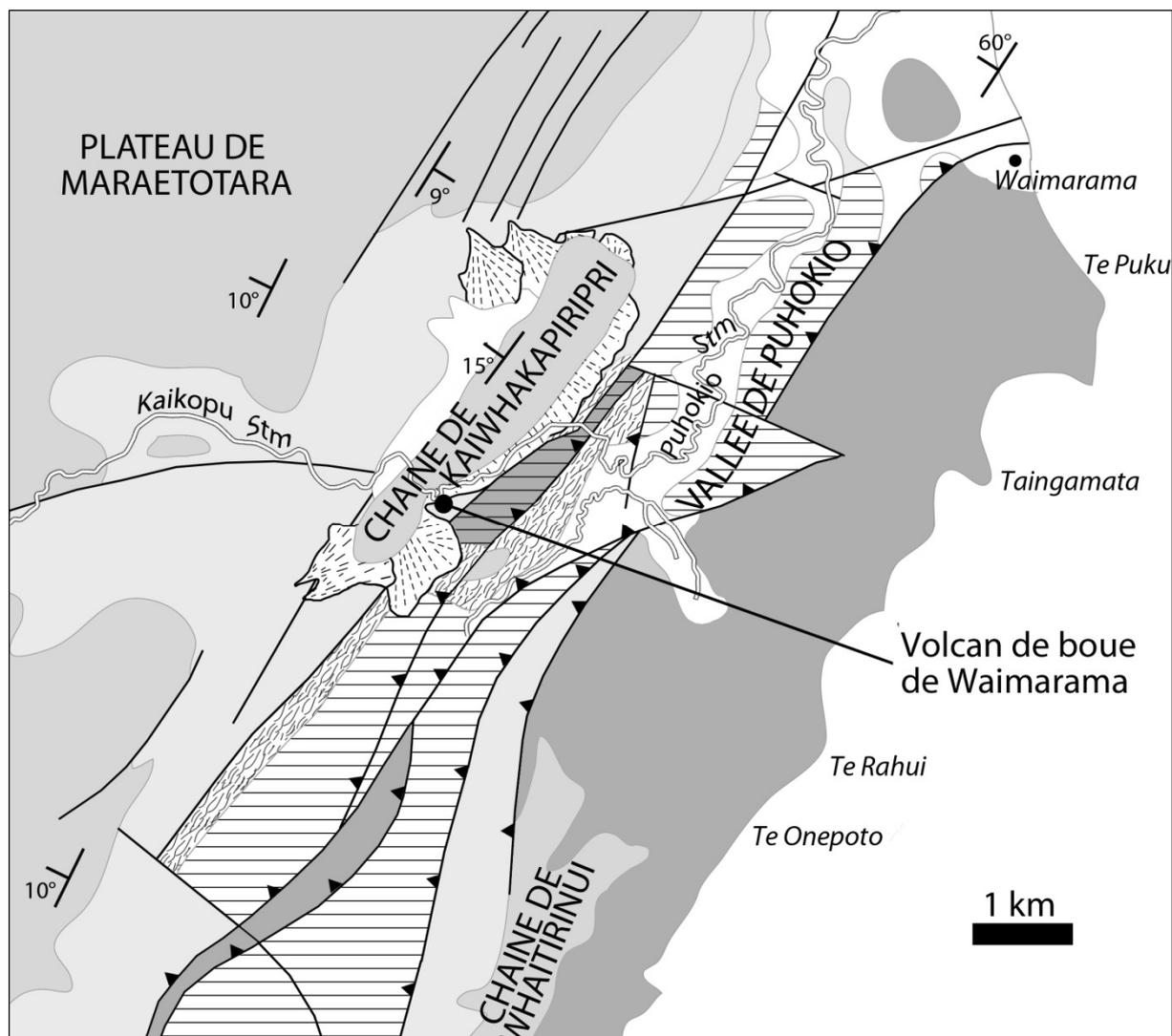


Figure 23: Carte géologique simplifiée de la région de Waimarama. Stm = stream (rivière). CSH, Coastal Structural High. D'après GNS – Waipawa-Waimarama-Waipukurau geological map, 1:63.500.

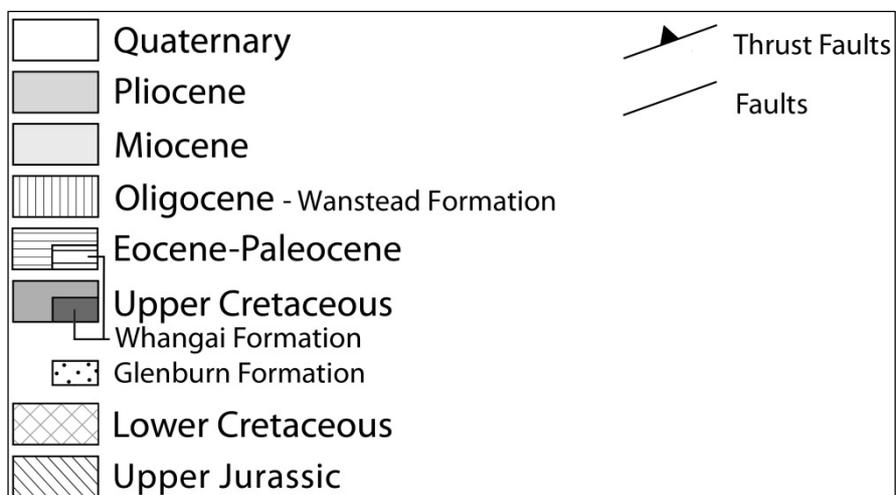
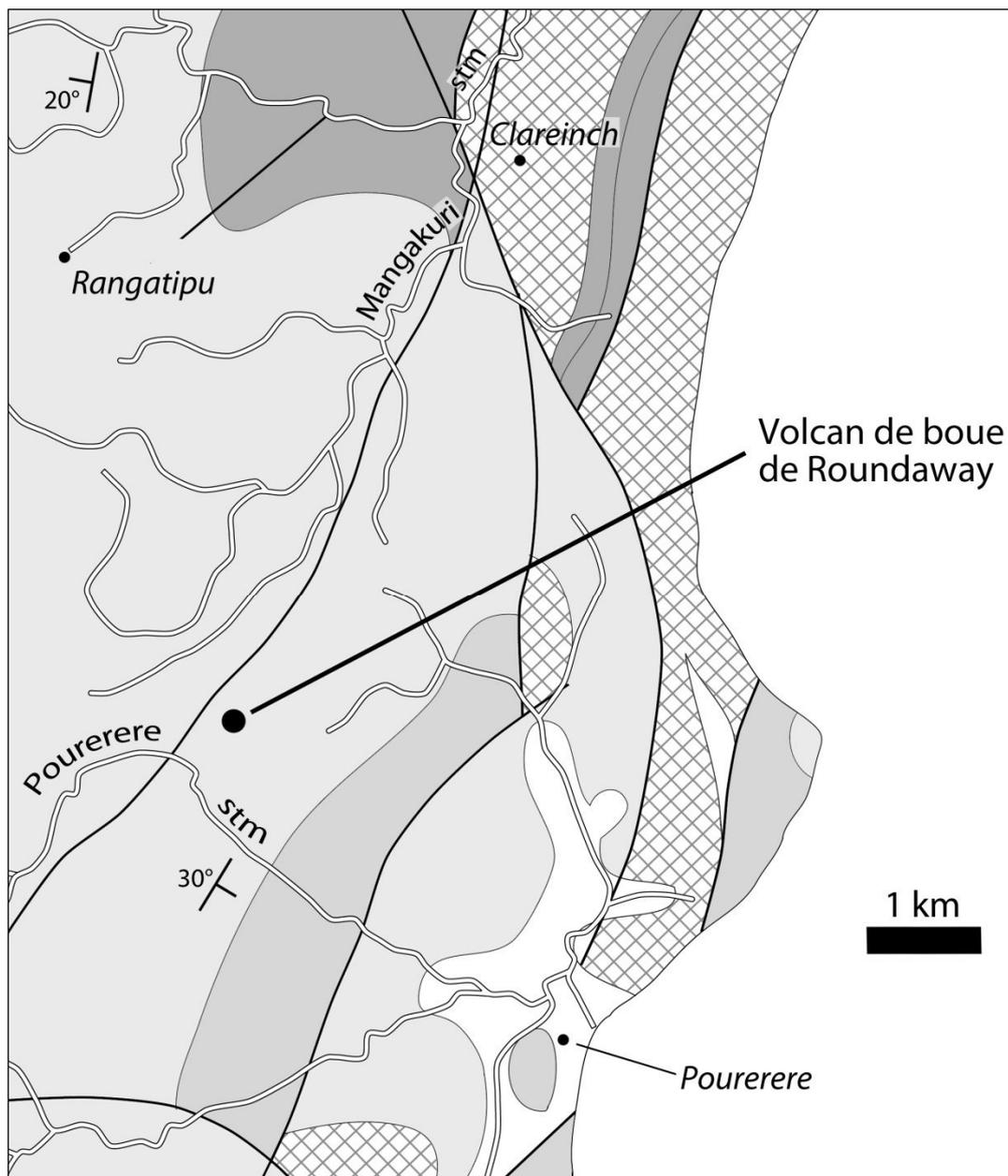


Figure 24: Carte géologique simplifiée de la région de Roundaway. Stm = stream (rivière). D'après GNS – Waimarama coast geological map, 1:250.000.

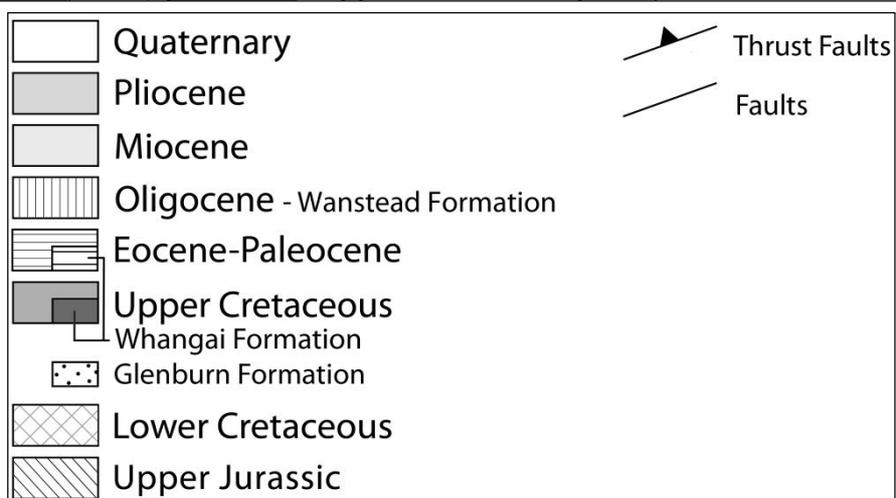
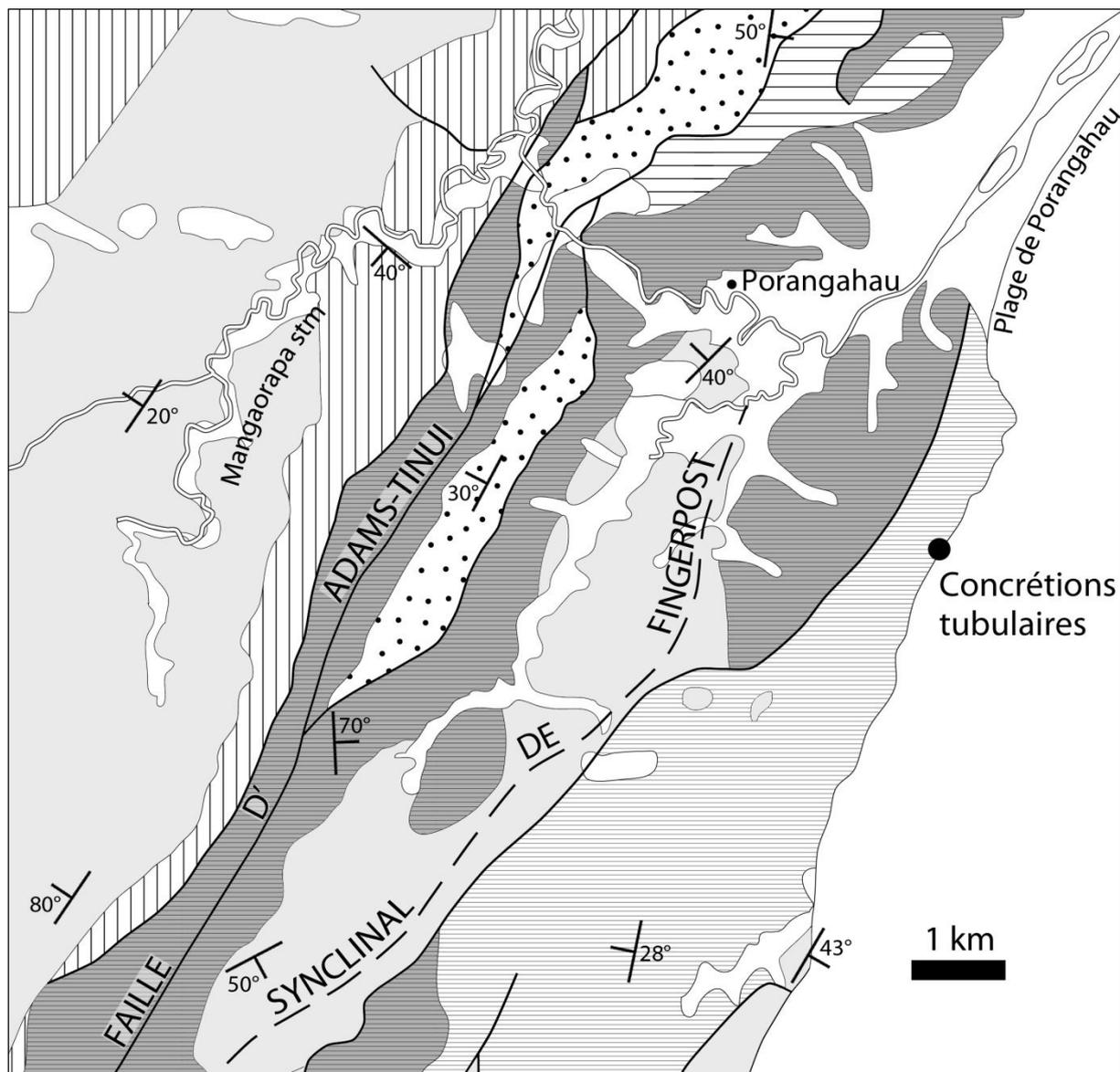


Figure 25: Carte géologique simplifiée de la région de Porangahau. Stm = stream (rivière). D'après GNS – Geological map of Wairarapa, 1:250.000.

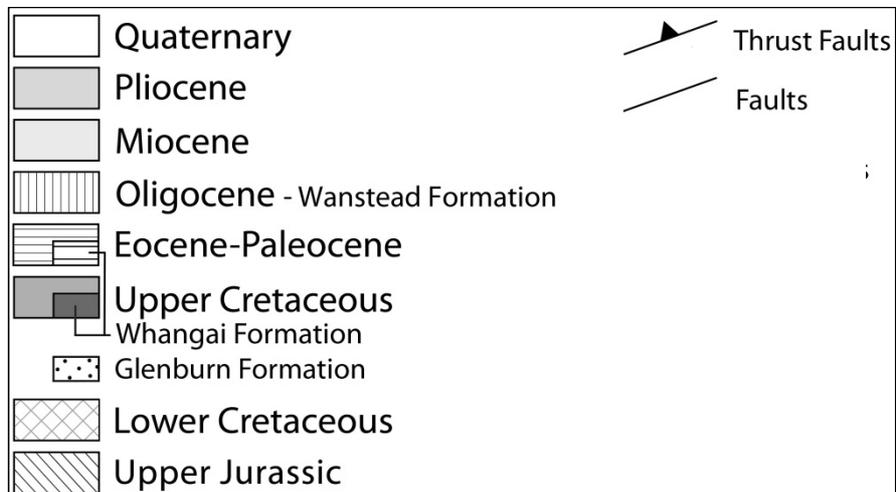
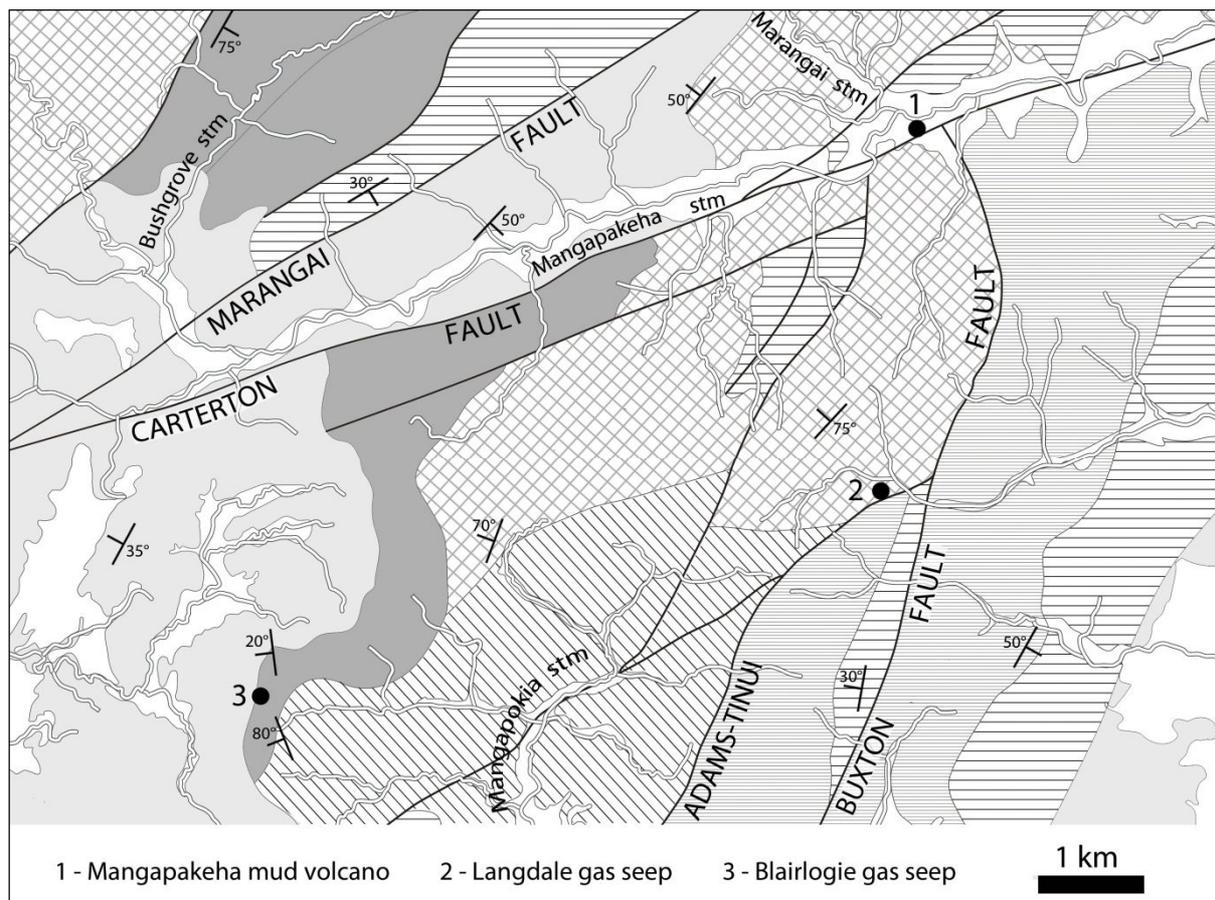


Figure 26: Carte géologique simplifiée de la région de Mangapakeha, Langdale et Blairlogie. Stm = stream (rivière). D'après GNS – Tinui-Awatoitōi geological map, 1:65.000.

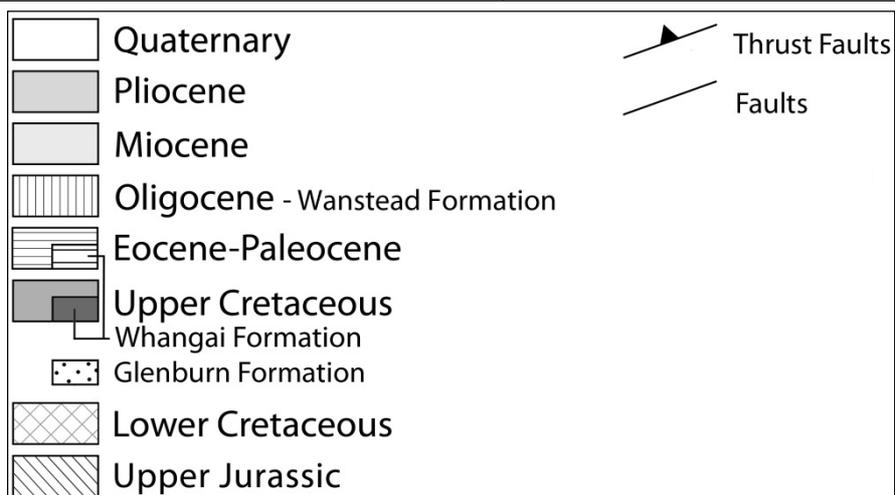
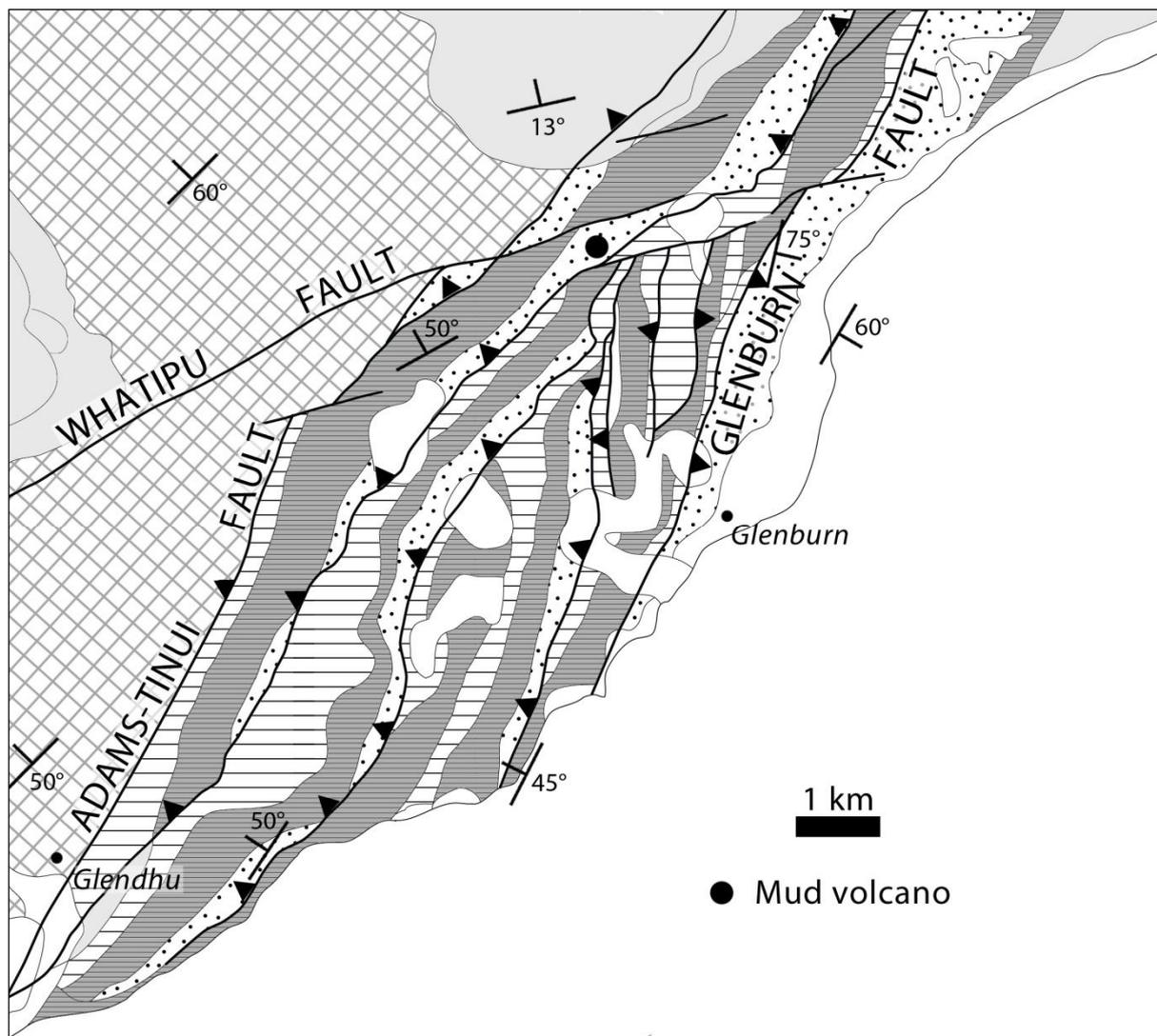


Figure 27: Carte géologique simplifiée de la région de Glenburn. D'après GNS
 – Geological map of Wairarapa, 1:250.000.

3. Etude Pétrographique

L'analyse pétrographique présentée ci-dessous comprend une étude de la granulométrie des boues et des roches encaissantes ainsi qu'une analyse minéralogique réalisée par diffraction de rayons X.

3.1 Analyse granulométrique

L'analyse de l'ensemble des données granulométriques indique que les sédiments (roches encaissantes) et les boues (issues des volcans de boue et des événements de gaz échantillonnés) sont composés de grains de $0,08\ \mu\text{m}$ à $800\ \mu\text{m}$, correspondant aux classes des argiles, des silts et des sables fins à grossiers, d'après la classification ISO 14688. Ils contiennent principalement des silts et rarement des sables grossiers (Figure 28). Deux gammes granulométriques dominent : $6,3\ \mu\text{m} - 25\ \mu\text{m}$ et $150\ \mu\text{m} - 450\ \mu\text{m}$.

La plupart des courbes granulométriques sont unimodales (LAN 1, LAN 2, MAN 2, RND 4, GLE 4, BLA 2, WAI 1, WAI 3, WAI 4, WAI 5) ou bimodales (RND 1, RND 2, RND 3, WAI 6, WAI 7, WAI 8, WAI 10, GLE 3, GLE 6), (Figure 29). Certaines d'entre elles présentent une large distribution de grains de taille différente, sans classe dominante (MAN 1, GLE 5), quand d'autres présentent un unique pic très marqué indiquant des sédiments très bien classés (LAN 1, LAN 2, MAN 2).

Certains volcans de boue et événements de gaz éloignés de plusieurs dizaines de kilomètres montrent des distributions granulométriques similaires, à l'image de RND 1 et WAI 6 (Figure 29). À l'inverse, des événements d'un même site (Mangapakeha) présentent des distributions granulométriques totalement différentes (Figure 28), et d'autres sont caractérisés par une distribution relativement homogène (Langdale).

Les niveaux de décollement échantillonnés à Roundaway et Glenburn montrent des distributions granulométriques similaires, sauf RND 4 qui vient d'une lentille de glauconite piégée dans une couche bentonitique (RND 3). Quant à GLE 1 et 3, ils ont été prélevés dans le même niveau de décollement, dans des formations rouge et verte respectivement, riches en galets de grès glauconieux.

L'échantillon collecté sur la plage de Roundaway dans la lentille de glauconite (RND 4) présente une distribution granulométrique très différente des échantillons prélevés dans la roche encaissante et dans le niveau de décollement (Figure 28), ce qui n'est pas surprenant. RND 3 est composé principalement de silts, ce qui est également le cas dans les échantillons issus du volcan de boue (RND 1 et 2) et indiquerait peut-être un lien de parenté entre ce niveau de décollement et la boue.

Les échantillons prélevés dans le niveau de décollement de Glenburn ont des distributions granulométriques relativement différentes. L'échantillon vert (GLE

3) est plus grossier que le rouge (GLE 1), qui ne possède aucune fraction grossière (Figure 28). Deux des volcans de boue échantillonnés présentent une granulométrie très proche de celle du niveau de décollement, à savoir GLE 6-GLE 1 et GLE 5-GLE 3. Cela indiquerait peut-être un lien de parenté entre les niveaux de décollement et la boue ici également.

3.2 Analyse par Diffraction des Rayons-X

3.2.1 Préparation des échantillons

L'échantillon est d'abord réduit en poudre désorientée pour effectuer une première mesure dite sur « roche totale », puis subit une série de traitements (mise en suspension, décantation et centrifugation) pour en extraire la fraction argileuse sous forme de pâte. Elle est ensuite étalée pour orienter la face basale des minéraux parallèlement au porte-échantillon. Enfin, après séchage, trois essais sont réalisés. Pour le premier, l'échantillon est laissé à l'état naturel. Pour le second, l'échantillon est glycolé et pour le troisième, l'échantillon est chauffé. Le but étant de distinguer et de quantifier certains minéraux, notamment la smectite et la chlorite dont les réflexions 001 se confondent parfois et la kaolinite dont les réflexions 001 et 002 se confondent avec les réflexions 002 et 004 de la chlorite.

3.2.2 Mesures

Les rayons X traversent d'abord un monochromateur pour mesurer les angles de diffraction avec une très grande résolution (5 secondes d'arc). Puis à l'aide d'un goniomètre, les plans cristallins sont amenés en position de diffraction. Enfin, grâce à un compteur de rayons X (Geiger-Muller) qui détecte les rayons diffractés et leurs différentes intensités, l'appareil affiche un diffractogramme.

3.2.3 Méthode d'identification des espèces minérales

Un diffractogramme de rayons-X est composé d'une succession de pics de tailles et de formes différentes. Chaque pic correspond à la diffraction d'un rayon sur un plan réticulaire du minéral. Sur les diffractogrammes, la valeur indiquée en abscisse est la distance réticulaire (en Angström), celle indiquée en ordonnée est l'intensité (en nombre de coups) \pm proportionnelle à la quantité du minéral correspondant. Chaque minéral possède ainsi son propre ensemble de pics. Dans le cas d'une roche constituée de plusieurs minéraux, le diffractogramme obtenu est une superposition de diffractogrammes élémentaires. On utilise ensuite des logiciels d'interprétation ou la méthode manuelle pour identifier les phases minérales. Cependant, ils ont leurs limites et ne peuvent pas toujours identifier certains minéraux notamment quand les petits pics sont masqués par le bruit de fond ou quand un ou plusieurs pics se juxtaposent. Pour identifier les minéraux argileux, on fait de nouvelles mesures sur un essai chauffé et un autre

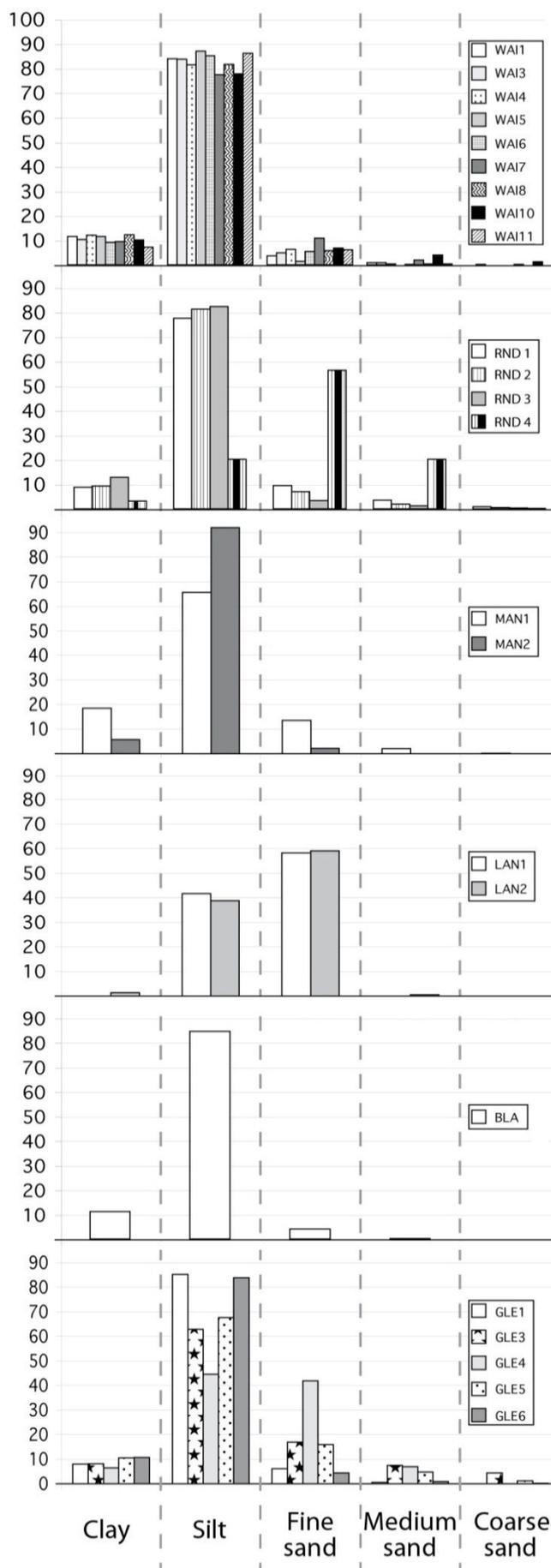


Figure 28 : Distribution granulométrique et proportions pour chaque site.

Classes ISO 14688 (µm)

- < 2 – Argiles
- 2 <> 63 – Silts
- 63 <> 250 – Sables fins
- 250 <> 500 – Sables moyens
- 500 <> 2000 – Sables grossiers

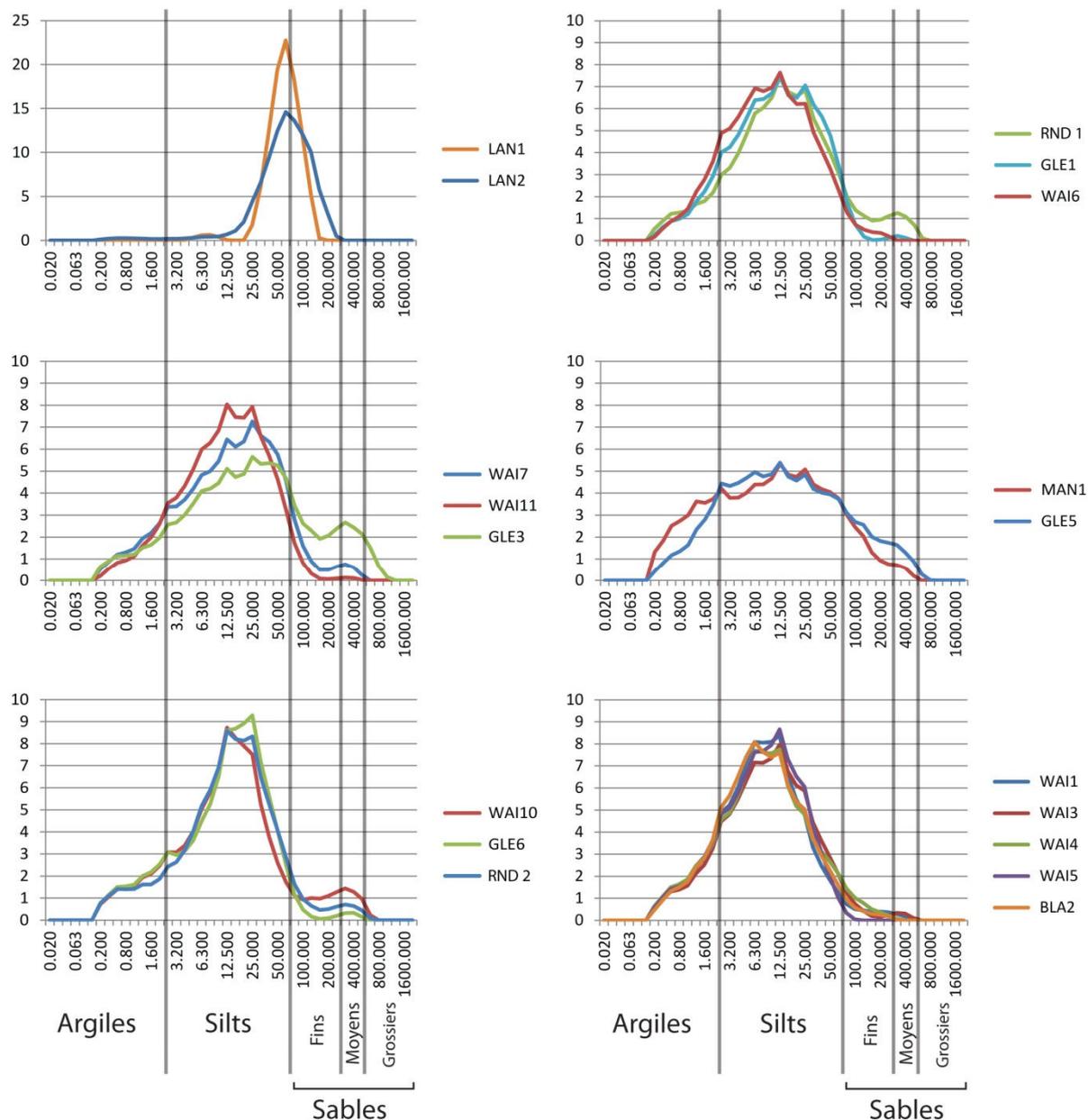


Figure 29 : Principaux types de courbes granulométriques mis en évidence lors de l'analyse pétrographique. En abscisse est indiquée la taille des grains en μm , et en ordonnée le pourcentage.

Glycolé. Puis on compare les diffractogrammes obtenus. Le traitement au glycol fait gonfler certains minéraux argileux qui voient ainsi leur distance réticulaire augmenter (smectites par exemple), tandis que le chauffage détruit d'autres minéraux argileux (kaolinite par exemple) dont les pics disparaissent alors.

3.2.4 Espèces minérales en présence

Les mesures ont permis d'identifier six à sept phases minérales, à savoir : smectite, kaolinite, illite, chlorite, quartz, albite et calcite. Tous les diffractogrammes présentent les mêmes réflexions, avec quelques nuances cependant. Nous avons d'abord comparé les diffractogrammes des échantillons issus des volcans de boue et des événements de gaz (Figure 30), puis ceux des échantillons de roches encaissantes et des niveaux de décollement (Figure 31).

- ROCHE TOTALE

a) Les volcans de boue

On trouve les mêmes espèces minérales dans tous les VdB ; le quartz étant toujours majoritaire. Certains diffractogrammes coïncident entièrement, à l'image de RND 2 et WAI 8 ou BLA 2 et WAI 10, alors que les échantillons ont été prélevés à 60 et 150 km d'écart respectivement.

b) Les roches encaissantes et niveaux de décollement

Les diffractogrammes des roches encaissantes sont différents de ceux des niveaux de décollement. Les échantillons de Waimarama présentent de nombreuses réflexions supplémentaires comparés à ceux de Roundaway et Glenburn.

Les diffractogrammes de Waimarama sont similaires, cependant, les réflexions des minéraux argileux sont plus faibles dans WAI 4.

L'intensité des réflexions présente quelques différences dans les échantillons 3 et 4 de Roundaway, particulièrement celles du quartz et de la calcite.

A Glenburn, on observe également une différence au niveau de la calcite, GLE 4 en contient peu comparé à GLE 3. La tendance est inverse pour les minéraux argileux, plus abondant dans GLE 4.

- FRACTION ARGILEUSE

D'après la nature des échantillons et les similitudes observées sur les diffractogrammes, une étude globale simplifiée a d'abord été effectuée (Figures 32 et 33). Ensuite, une étude ciblée des échantillons de boues, de roches encaissantes et de niveaux de décollement, a été réalisée pour chaque site.

a) Etude globale

Les diffractogrammes montrent tous huit réflexions dominantes correspondant à la smectite, la kaolinite, la chlorite, l'illite, le quartz et l'albite. Les principales différences se situent au niveau de la proportion des espèces minérales, de la

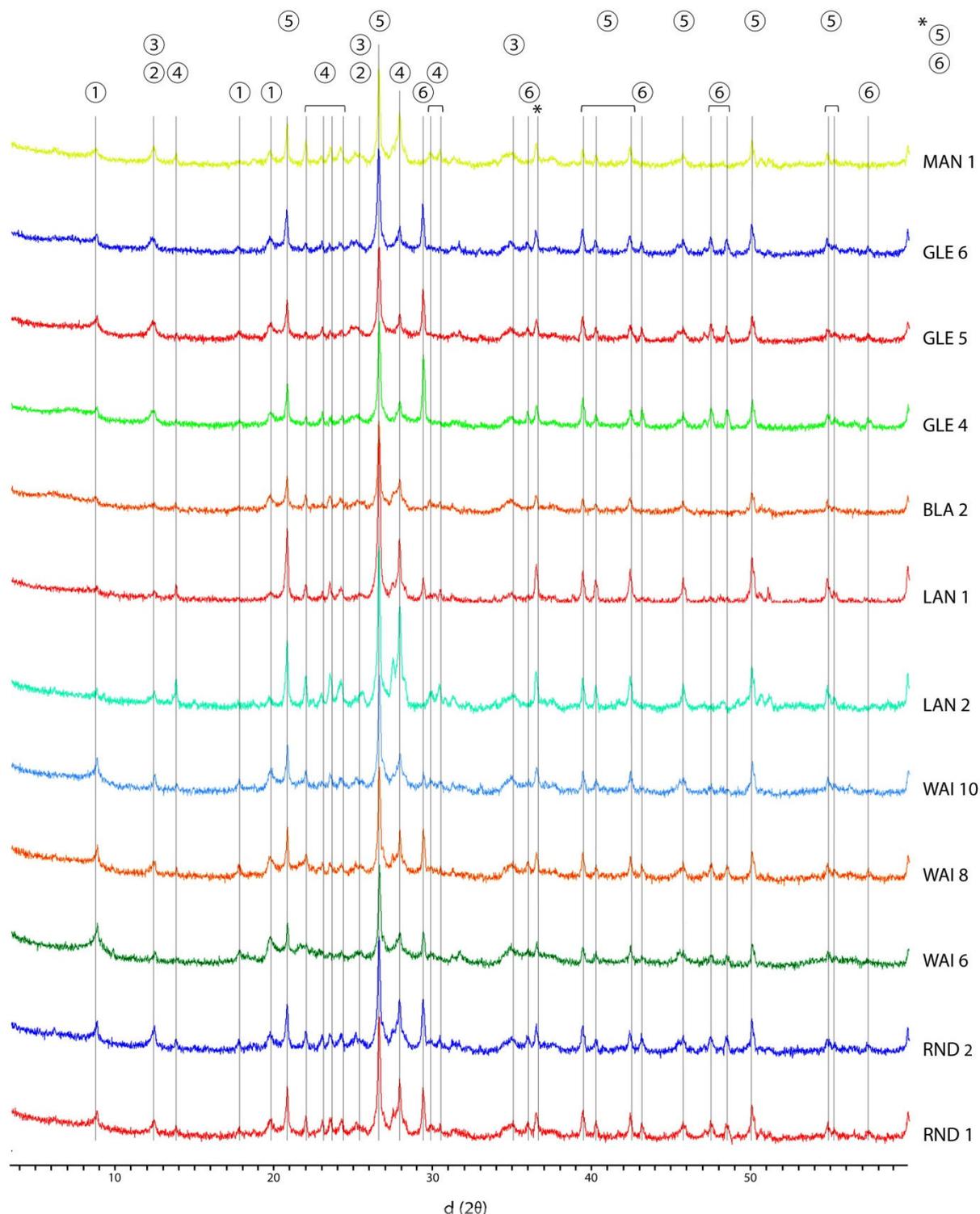


Figure 30 : Diffractogrammes naturels des échantillons issus des volcans de boue et événements de gaz (en degrés d'angle). Les réflexions sont indexées de 1 à 6, 1 = illite, 2 = kaolinite, 3 = chlorite, 4 = albite, 5 = quartz, 6 = calcite.

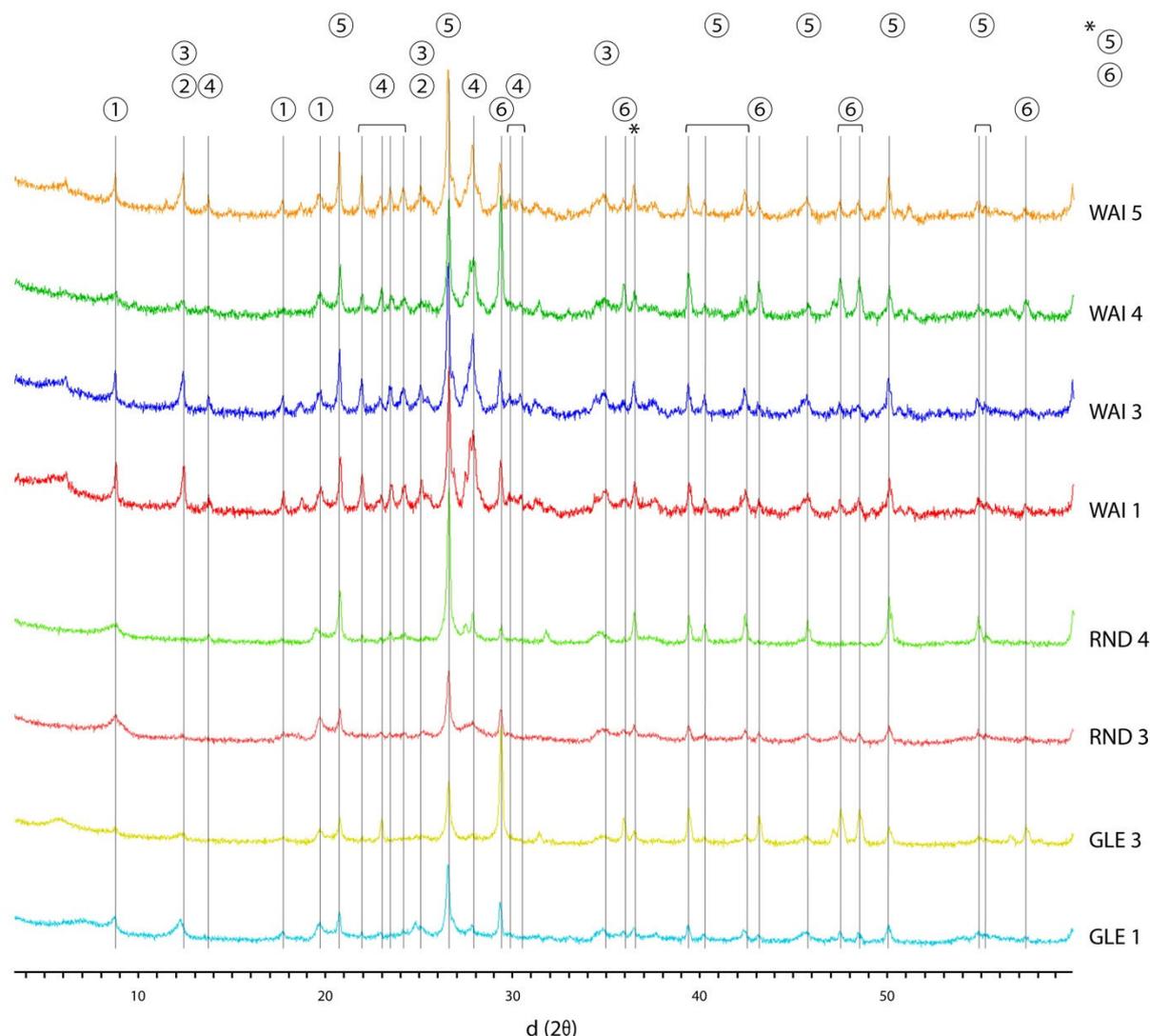


Figure 31 : Diffractogrammes naturels des échantillons de roches encaissantes et niveaux de décollement (en degrés d'angle). Les réflexions sont indexées de 1 à 6, 1 = illite, 2 = kaolinite, 3 = chlorite, 4 = albite, 5 = quartz, 6 = calcite.

nature de la réflexion autour de 5.9° - 15 \AA (interstratifiés), de la présence d'albite et de la réflexion 003 de chlorite.

La kaolinite est associée à la chlorite sur tous les diffractogrammes ; les deux réflexions 001 et 002 de kaolinite sont cumulées aux réflexions 002 et 004 de chlorite. Seules les diffractogrammes chauffés permettent de les distinguer et les quantifier. La kaolinite et la chlorite semblent être en quantités assez proches. L'intensité des réflexions de la chlorite est variable mais toujours inférieure à celle des réflexions de kaolinite, est même négligeable sur certains diffractogrammes (LAN 1, WAI 11, RND 3), ce qui indique une faible proportion en chlorite dans ces échantillons. WAI 11 ne contient pas de kaolinite ni de chlorite du tout, car le diffractogramme ne présente aucune des réflexions. Sur certains diffractogrammes, on note la présence de la réflexion 003 de la chlorite, qui va de pair avec la réflexion 001 du même minéral.

Tous les échantillons présentent trois réflexions intenses d'illite, même si deux d'entre elles (à $17,8^\circ$ et $26,82^\circ$) sont parfois invisibles car superposées avec une réflexion de smectite et de quartz.

D'après la hauteur des réflexions 001 et 002 (à $5,94^\circ$ et $17,8^\circ$), la smectite est majoritaire face à la chlorite et la kaolinite.

La moitié des diffractogrammes montre une ou deux réflexions entre $26,82^\circ$ et $27,9^\circ$, indiquant la présence de feldspaths également (albite probablement).

b) Etude ciblée

Neuf échantillons ont été prélevés à Waimarama : quatre proviennent de roches encaissantes et cinq de volcans de boue.

Les diffractogrammes obtenus sur les échantillons de roches encaissantes montrent d'importantes similitudes, tout comme ceux des échantillons de boues. La ressemblance observée entre les diffractogrammes issus d'échantillons de même nature, nous autorise à limiter notre comparaison à deux échantillons (un de chaque sorte choisi arbitrairement) soit WAI 10 et WAI 4, plus un troisième (WAI 11) qui est différent des autres.

Les différences de hauteur des réflexions de kaolinite, de chlorite, d'illite, et d'albite d'une part, et de smectite d'autre part, observées entre les diffractogrammes de roches encaissantes et de boues, indiquent un enrichissement des roches encaissantes en kaolinite, chlorite, illite et albite mais un appauvrissement en smectite, et inversement pour les boues.

L'échantillon de boue WAI 11 présente une particularité : la réflexion 001 de la smectite est décalée, à $5,94^\circ$ - $14,8^\circ$ au lieu de $6,86^\circ$ - $12,8^\circ$. Ce qui peut indiquer la présence d'une smectite calcique dont la réflexion 001 se situe autour de 15° (Matsuda, 2002) ou d'une smectite hydratée en profondeur (>1000 mètres en ordre de grandeur ; Bazargani-Guilani, 2008).

Quatre échantillons ont été collectés à Roundaway, deux proviennent d'un événement de gaz et deux autres d'un niveau de décollement voisin. L'absence de réflexion de chlorite sur les diffractogrammes du niveau de décollement indique un enrichissement de la boue issue des événements de gaz en chlorite, d'origine externe. La proportion en kaolinite dans la boue est également supérieure à celle du niveau de décollement.

Deux échantillons de boue ont été effectués à Mangapakeha dans le même événement de gaz. D'après leurs diffractogrammes, ils présentent la même signature mais certains minéraux sont dans des proportions différentes, à savoir la kaolinite, l'illite et le quartz. Dans les deux échantillons, la chlorite est le minéral majoritaire, ce qui est rarement le cas dans les boues issues des événements de gaz et des volcans de boue de la côte est.

Deux échantillons ont été réalisés à Langdale, à proximité du même événement de gaz. Malgré cela, leurs diffractogrammes sont très différents. La boue provenant

d'un des événements a peut-être été contaminée lors de sa remontée ou il peut s'agir simplement d'une erreur de mesure.

Un seul échantillon a été effectué à Blairlogie. Son diffractogramme indique l'absence de chlorite mais, la présence de calcite et d'albite avec une réflexion à 3° -29,76 Å et deux réflexions à $3,8^{\circ}$ -23,38 Å et $3,2^{\circ}$ -27,8 Å.

Les cinq derniers échantillons ont été prélevés dans le sud du BCE, près de Glenburn : trois proviennent de volcans de boue et deux d'un niveau de décollement rouge et vert. Les échantillons de boue présentent un enrichissement en chlorite par rapport à ceux du niveau de décollement, mais en dehors de cette différence les cinq diffractogrammes sont similaires.

3.2.5 Quantification des minéraux argileux

Le couple smectite-illite domine largement dans tous les échantillons de Nouvelle-Zélande et la smectite est l'espèce minérale majoritaire (tableau 3-A) sauf dans le cas de Mangapakeha où l'illite est plus abondante, peut-être à cause de la présence d'interstratifiés smectite/illite (Higgins et Saunders, 1974).

La proportion en kaolinite et chlorite cumulée n'excède jamais celle de la smectite et de l'illite. Cette dominance s'observe également dans tous les volcans de boue terrestres et marins ailleurs dans le monde, à la Barbade (Lance et al., 1998) et dans l'Est de la Méditerranée (Zitter, 2004) par exemple (tableau 3-A et B)

La composition minéralogique de la fraction argileuse des roches encaissantes et des volcans de boue est sensiblement la même, hormis à Waimarama où les roches encaissantes présentent clairement un déficit en smectite. Une raison possible pouvant expliquer cette différence est la proportion en eau de l'encaissant, qui serait plus faible à Waimarama. D'après (Kerr et al., 1970) l'altération de l'illite en smectite serait favorisée par une proportion croissante en eau.

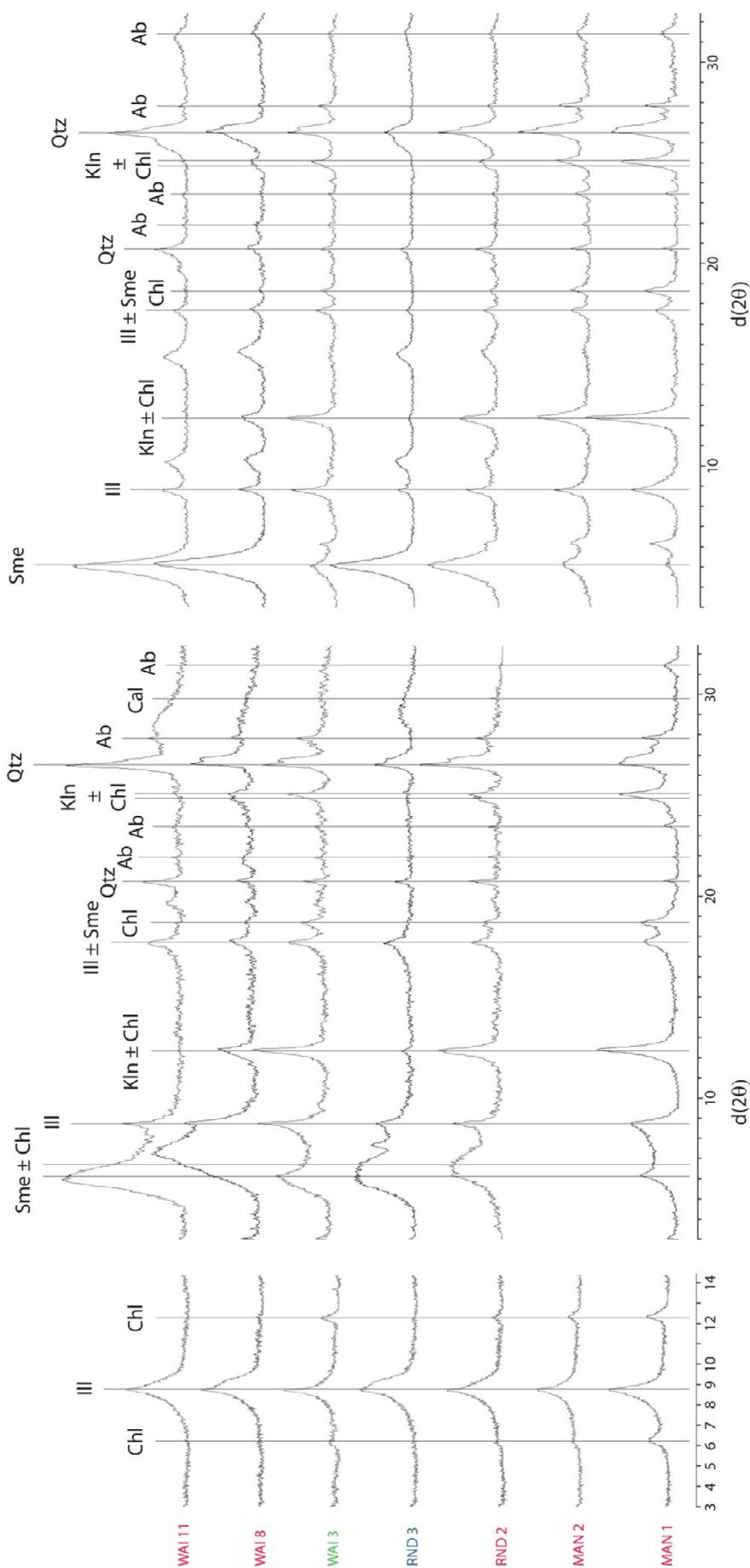


Figure 32 : Diffractogrammes chauffés (à gauche), naturels (au centre) et glycolés (à droite) de plusieurs échantillons de boues, de roches encaissantes et de niveaux de décollement. Les noms des échantillons sont indiqués dans la partie gauche de la figure, dans une couleur différente selon leur nature : en rouge les boues, en vert les roches encaissantes, en noir les événements de gaz et en bleu les niveaux de décollement.

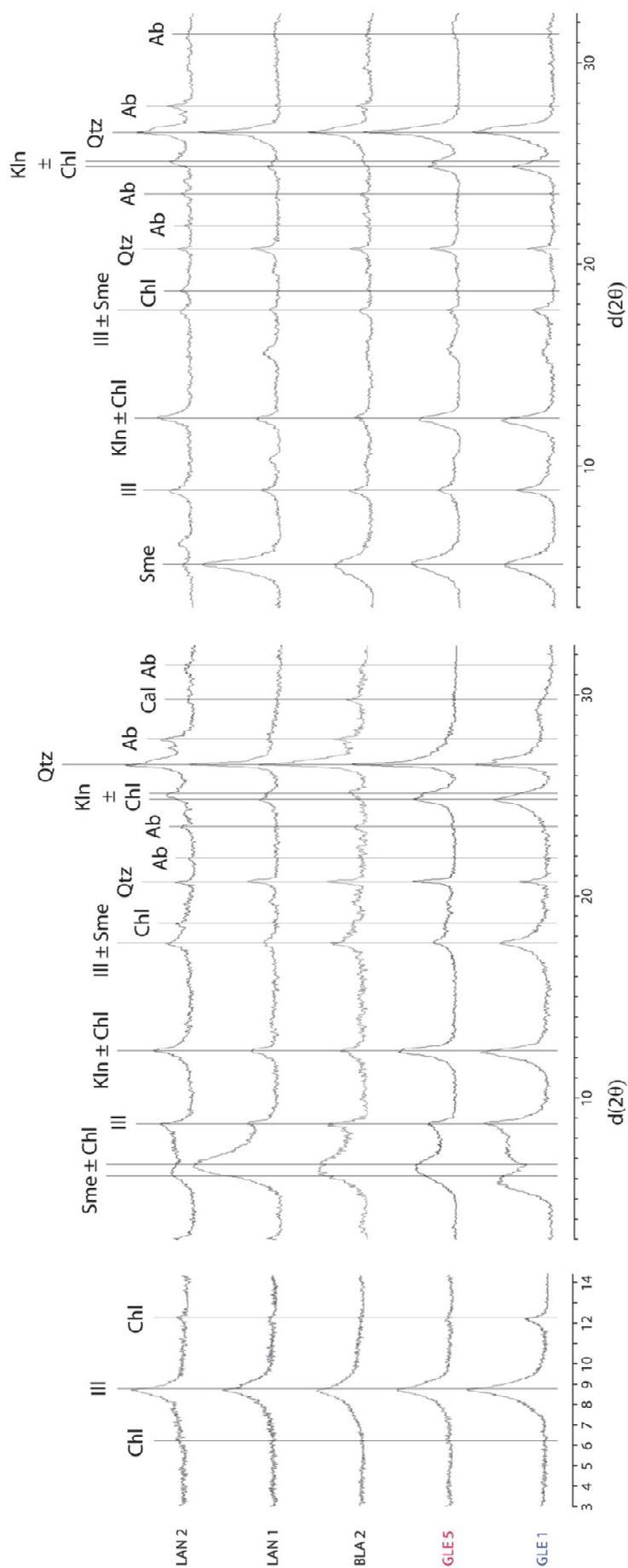


Figure 33 : suite de la figure 33 indiquant les diffractogrammes chauffés, naturels et glycolés de plusieurs échantillons de boues, de roches encaissantes et de niveaux de décollement. Sur les deux figures, les traits verticaux n'indiquent pas la présence ou non des phases minérales mais la position théorique de leurs réflexions. Les noms des échantillons sont indiqués dans la partie gauche de la figure, dans une couleur différente selon leur nature : en rouge les boues, en vert les roches encaissantes, en noir les événements de gaz et en bleu les niveaux de décollement.

Echantillons	Classification granulométrique						Fraction argileuse				Description	Réf.
	Argile	Silt	Fin	Moyen	Grossier	Sable	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite		
Nouvelle-Zélande, île du Nord												
Waimarama												
-WAI 1							++	++	++	++		Marne grise à proximité d'un gas seep
-WAI 3	10-12	81-87	1-6	0-1	0		++	++	+	+		Niveau volcano-sédimentaire à proximité de d'un gas seep
-WAI 4							+++	++	+	+		Marne grise à proximité d'un gas seep
-WAI 5							++	++	+	++		Marne grise à proximité d'un gas seep
-WAI 6							++++	++	+	+		Boue issue d'un gas seep
-WAI 7	9-10	77-85	5-11	0-4	0-1		++++	++	+	+		Boue issue d'un gas seep
-WAI 10							++++	++	+	+		Boue issue d'un gas seep
-WAI 8							++++	+	+	+		Boue issue du VdB principal, à quelques 10aines de mètres
-WAI 11	7-12	81-86	6	0.5	0		++++	++	+	+		Boue issue d'un VdB supposé comme fossile
Roundway												
-RND 1	9	78-81	7-9	2-3	0.5-1		+++	++	+	+		Boue issue d'un VdB
-RND 2							+++	++	+	+		Boue issue d'un VdB
-RND 3	13	82	3	1	1		++++	+	+	+		Niveau de décollement affleurant à 4 km des VdB, bentonite glauconieuse
Mangapakeha												
-MAN 1	18	66	14	2	0		+	++	++	++		Boue issue d'un VdB
-MAN 2	6	92	2	0	0		++	++	++	++		Boue issue d'un VdB
Langdale												
-LAN 1	0-1	39-42	58-59	0-0.5	0		++++	++	+	+		Boue issue d'un gas seep
-LAN 2							++	++	++	++		Boue issue d'un gas seep
Glenburn												
-GLE 1	8	63	17	8	4		+++	++	+	+		Niveau de décollement de nature indéterminée
-GLE 3	8	85	6	0.5	0		+++	++	+	+		Niveau de décollement de nature indéterminée
-GLE 4	7	45	41	7	0		+++	++	+	+		Boue issue d'un VdB
-GLE 5	10	68	16	5	1		+++	++	++	+		Boue issue d'un VdB
-GLE 6	11	84	4	1	0		+++	++	++	+		Boue issue d'un VdB
Taiwan												
Aoshenshui (T1, T2)	27-28	47-55		18-25			0	61-63	37-39			
Wushanting (T3)	33	59		8			0	78	22			
Chienchuliao (T4)	31	63		6			0	71	29			
Hsiaokungshui (T5, T6)	25-32	66-70		2-5			0	72	28			
											Boue issue des VdB	b

Tableau 3-A : Classification granulométrique et composition de la fraction argileuse (en %) d'échantillons de boue et de roche issus de volcans de boue de Nouvelle-Zélande (BCE) et de Taiwan. Les VdB marins sont indiqués par un astérisque. Les proportions relatives des minéraux argileux contenus dans les échantillons de Nouvelle-Zélande sont indiquées par un ou plusieurs signes positifs. Références : a) Thèse M. Sabin, 2012, b) Yassir, 2003.

Trinidad												
Digit Dig												
-Dig1	19	66	15	50	35						Boue issue des VdB	
-Dig2	10	45	9	36	55							
Lagon Bouffe (LB)	65	34	1	51	40							
Piparo (Pip)	43-51	40-46	9-11	41-44	42							
Palo Seco (PS1&2)	33	47	20	34	38							
PS3	51	41	8	38	53							
Anglais Point (AP)	57	30	13	43	37							
Azerbaijan												
Dashgil												
-Conduit	45	42	Faible									Brèche de boue prélevée dans le conduit Brèches de boue prélevées sur les flancs
-Flancs	35-41	Elevé	13-24									
Java												
Lusi			Aucune donnée	68	12	18	2				Coulée de boue	
Barbades												
Atalante												
-*MA13-2	7-8	77-78	14	25	15	5					Coulée de boue issue d'une ride Coulée de boue issue d'une piscine Coulée de boue Boue issue du cratère	
-*KF01	29-30	66-70	2	25	10-15	0-5						
*Cyclope (KF22)	29-30	66-70	2	25	15	0-5						
*Volcan C (KS35)	21-23	76-78	<1	25-30	40-45	5						
Maroc												
*Meknès (C-535G)	45±10	15±5	30±5	14	68	8	10				Flanc du VdB, silts argileux	
*Ginsburg (C-521G)	60	35	5	45	40	10	7				Cratère du VdB, brèches de boue grise	
Méditerranée Est												
*Kazan			Aucune donnée	85	2	10	0				Coulée de boue	
Olimpi field												
-*Milano 970-A/C			Aucune donnée	55	25	20	0				Brèche de boue Brèche de boue	
-*Napoli			Aucune donnée	55	25	20	0					
Golfe de Cadix												
*Almazan (TG08)			Aucune donnée	15-25	35-45	30-50					Brèche de boue issue d'une coulée gravitaire	
*Gades (TG04)			Aucune donnée	55-70	0	30-45					Brèche de boue verte issue d'une coulée gravitaire	
Scandinavie												
*Haakon Mosby PL96-45, AT-130G	60	30	10	28	41	31					Pérites prélevées à l'intérieur du cratère	

Tableau 3-B : Classification granulométrique et composition de la fraction argileuse (en %) d'échantillons de boue et de roche issus de volcans de boue de Trinidad, d'Azerbaïdjan, des Barbades, du Maroc, de Méditerranée, d'Espagne et de Scandinavie. Les VdB marins sont indiqués par un astérisque. Références : b) Yassir, 2003 ; c) Kopf et al., 2009 ; d) Hartnett et al., 2008 ; e) Lance et al., 1998 ; f) Mhammedi et al., 2008 ; g) Werne et al., 2004 ; h) Akhmanov et Woodside, 1998 ; i) Martin-Puertas et al., 2007 ; j) Krupskaya et al., 2002.

4. Analyses géochimiques de la fraction solide

4.1 Les éléments majeurs

Nous disposons de deux groupes de données : des analyses de la phase solide extraite des niveaux sédimentaires environnants et de concrétions carbonatées, et de la phase solide contenue dans la boue issue des événements de gaz et des volcans de boue.

En regardant les données brutes des échantillons de roche et de boue, on constate que les valeurs ne suivent pas de schéma particulier suivant un profil nord-sud.

Globalement, les roches encaissantes ainsi que les sédiments extraits des volcans de boue et des événements de gaz, contiennent autant de SiO_2 (Figure 34-A), excepté LAN 1 (85%) et GLE 3 (45%), qui contiennent autant de silice que MOR 0, et POR 1 où la phase carbonatée est majoritaire.

Tous les prélèvements sont pauvres en FeO, MgO, MnO et en alcalins, hormis GLE 3 et MOR 0 qui contiennent trois et six fois plus de MnO respectivement, et POR 1 qui contient huit fois plus de MgO que les autres échantillons, MOR 0 compris. MOR 0 et POR 1 étant des concrétions carbonatées, il est logique qu'ils soient enrichis en MgO et MnO. La figure 35-A confirme bien le lien du MgO et du MnO avec la phase carbonatée.

La composition des volcans de boue en éléments majeurs montre une homogénéité étonnante : ils sont riches en SiO_2 (66-86%) et en Al_2O_3 (7-17%), pauvres en FeO (<5%), en MgO, MnO, P_2O_5 et TiO_2 (<1%), (Figure 34-B, C et D).

Seul LAN 1 présente une anomalie au niveau de la teneur en éléments majeurs. C'est le VdB le plus riche en silice (10% de plus que LAN 2) et le plus pauvre en Al_2O_3 , FeO, MgO, MnO, P_2O_5 , TiO_2 et en alcalins (tableau 4).

En regroupant les compositions en éléments majeurs des échantillons solides dans des diagrammes ternaires la disposition des points nous indique plusieurs choses. D'après les figures 35-D et E, la composition des prélèvements se répartit entre un pôle argileux alcalin et un pôle carbonaté.

L'alignement très net observé sur ces deux figures indique que les concrétions carbonatées de Morere et Porangahau, sont le résultat de la précipitation d'un fluide d'origine similaire à celui présent dans la boue issue des VdB étudiés dans cette thèse.

L'anomalie constatée précédemment pour GLE 3 s'observe particulièrement bien sur la figure 35-D et E. Il est intéressant de noter que ce prélèvement effectué dans un niveau de décollement ait la même composition que les concrétions carbonatées. Les pôles correspondant aux concrétions carbonatées et aux autres échantillons sont très distincts (Figure 35-E et F), hormis WAI 4 qui est légèrement enrichi en magnésium et GLE 3.

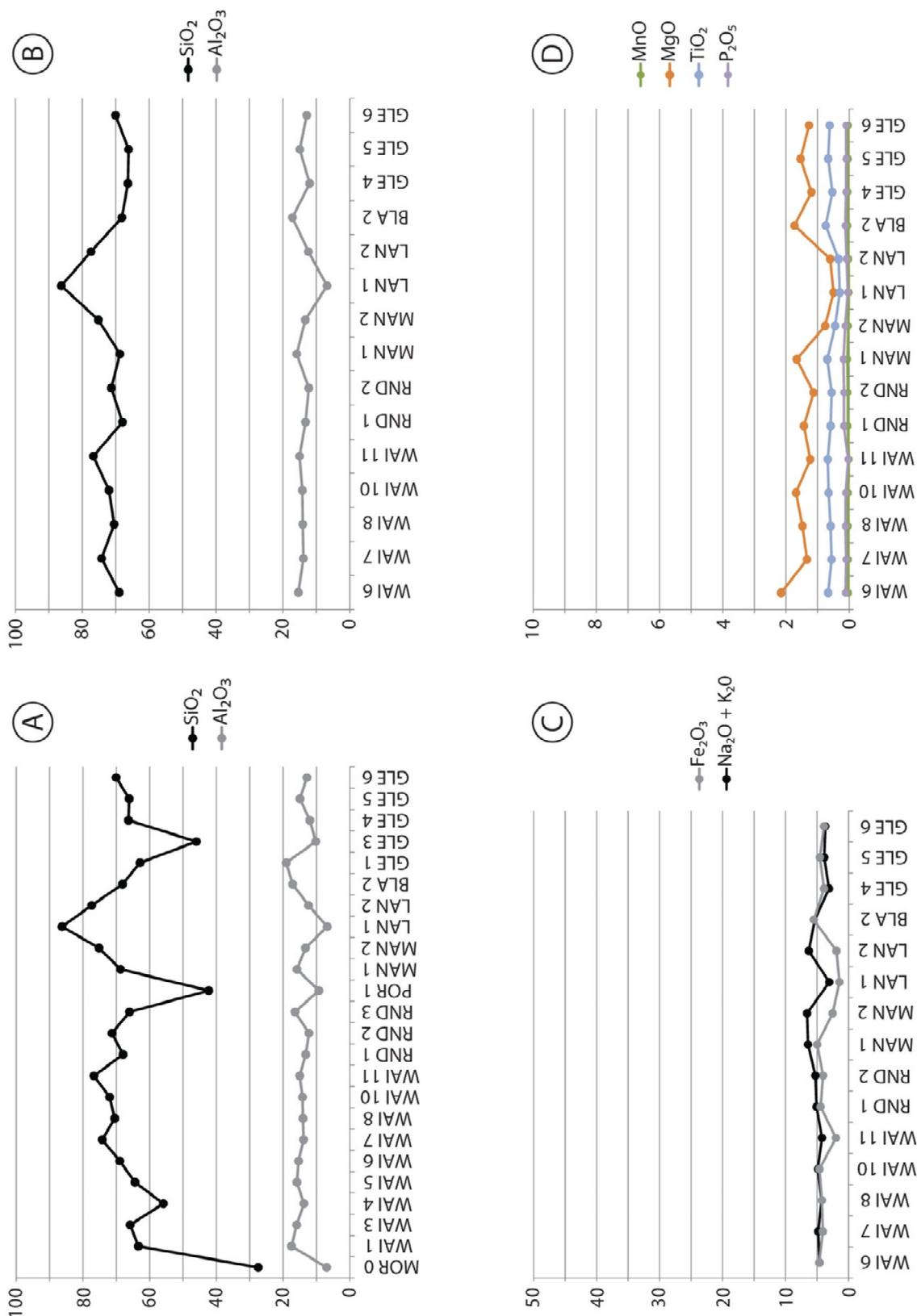


Figure 34 : A) Composition en SiO_2 et Al_2O_3 des échantillons de boue et de roche; B) Composition en SiO_2 et Al_2O_3 des échantillons de boue; C) Composition en Fe_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ des échantillons de boue; D) Composition en MgO , MnO , P_2O_5 et TiO_2 des échantillons de boue. La composition en éléments majeurs est exprimée en pourcentage de masse.

ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES VOLCANS DE BOUE DU BASSIN DE LA CÔTE EST

Location	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
NEW-ZEALAND										
<i>Studied samples</i>										
MOR 0	27.3	6.9	4.5	55.9	1.1	1.2	1.5	0.32	0.32	0.33
WAI 1	63.5	17.5	5.1	5.6	2.7	2.8	2.0	0.75	0.05	0.14
WAI 3	65.8	15.9	5.3	2.2	2.8	2.8	2.0	0.69	0.05	0.14
WAI 4	55.8	13.7	4.7	4.6	2.3	2.2	2.0	0.65	0.04	0.11
WAI 5	65.0	16.0	5.4	2.3	2.8	2.9	2.0	0.71	0.06	0.16
WAI 6	69.4	15.5	4.7	2.3	2.2	2.4	2.2	0.67	0.03	0.12
WAI 7	73.8	13.8	4.1	1.3	2.3	2.5	1.3	0.55	0.03	0.10
WAI 8	70.1	14.0	4.2	1.8	1.8	2.4	1.5	0.59	0.04	0.12
WAI 10	72.5	14.3	4.7	1.7	2.4	2.6	1.7	0.65	0.03	0.11
WAI 11	77.0	15.1	2.0	1.1	1.6	2.6	1.2	0.68	0.01	0.03
RND 1	68.3	13.3	4.5	2.0	2.7	2.4	1.4	0.59	0.05	0.17
RND 2	71.1	12.2	4.0	1.5	3.1	2.1	1.1	0.55	0.05	0.16
RND 3	66.6	16.6	5.2	2.5	1.5	2.2	2.1	0.73	0.03	0.12
RND 4	84.3	3.8	6.2	0.9	0.8	1.9	0.9	0.13	0.02	0.08
POR 1	42.6	9.4	3.4	18.8	2.1	1.6	16.8	0.40	0.07	0.14
POR 8	69.6	15.3	4.8	1.8	3.1	2.6	1.8	0.66	0.05	0.14
MAN 1	68.5	15.8	5.0	1.6	3.4	3.0	1.7	0.69	0.06	0.18
MAN 2	75.2	13.3	2.5	0.8	4.1	2.5	0.8	0.45	0.03	0.12
LAN 1	86.0	6.8	1.4	0.5	1.9	1.1	0.5	0.30	0.01	0.05
LAN 2	77.5	12.4	1.9	0.6	3.9	2.5	0.6	0.34	0.02	0.08
BLA 2	68.6	17.3	5.6	1.7	2.1	3.3	1.7	0.75	0.05	0.12
GLE 1	63.5	19.3	6.1	2.3	0.6	2.9	1.8	0.78	0.04	0.11
GLE 3	46.2	10.3	3.0	10.3	0.5	1.5	1.2	0.41	0.18	0.10
GLE 4	66.3	12.0	3.9	2.7	1.5	1.6	1.2	0.53	0.04	0.10
GLE 5	66.5	15.0	4.6	2.3	1.8	2.1	1.5	0.67	0.03	0.10
GLE 6	70.2	12.9	3.9	1.9	1.9	1.7	1.3	0.62	0.03	0.10
Wanstead	67.0	18.4	0.1	9.4		3.0	0.6	1.24	0.02	0.28
Wanstead	64.2	18.7	4.1	6.9		4.0	1.4	0.70	0	0
Wanstead	61.2	18.8	3.8	10		4.0	1.3	0.94	0	0
Wanstead	59.9	17.4	6.1	12.6		1.6	1.8	nd	0	nd
Wanstead	51.0	13.3	4.1	28.1		1.7	1.3	nd	nd	nd
Whangai	85.8	9.6	nd	1.3		2.0	0.2	0.83	nd	0.26
Whangai	52.7	7.9	0.1	26.2		1.8	10.4	0.53	0.04	0.26
Whangai	78.0	14.8	0.2	0.8		3.7	1.4	1.08	nd	0.11
Whangai	78.3	12.7	nd	4.8		2.2	0.9	1.08	nd	0.05
Whangai	75.3	11.2	nd	9.6		1.8	1.3	0.78	nd	0.06
Mangatarata	85.4	8.3	1.4	1.8		2.0	0.9	nd	nd	nd
Mangatarata	69.7	19.3	4.6	0.6		4.1	1.3	nd	nd	nd
Weber	51.1	9.6	3.3	31.5		2.6	1.3	0.46	0	0.19
CHINA										
<i>Wusu MV</i>										
Site 1	59.5	18.4	7.3	3.8	3.3	3.2	3.2	0.78	0.14	0.22
Site 2	59.4	18.0	6.9	5.2	2.0	3.3	4.2	0.74	0.09	0.23
<i>Dushanzi MV</i>										
Site 8	57.8	19.7	7.4	3.6	2.3	3.6	4.0	0.82	0.08	0.16
Site 9	58.5	17.5	6.6	5.6	2.2	3.1	3.4	0.73	0.10	0.17
AFGHANISTAN										
<i>Jebel-u-Ghurab MV</i>										
Jebel-u-Ghurab MV	58.0	18.5	7.4		0.9	3.4	3.7	0.96	0.04	0.11
<i>Chandragup MV</i>										
Chandragup MV	63.2	17.3	5.5		1.1	2.8	2.8	0.95	0.03	0.07

Tableau 4 : Composition chimique (sur roche totale) de la boue et des roches prélevées dans les volcans de boue de Nouvelle-Zélande, de plusieurs formations géologiques du BCE, et de volcans de boue de Chine (Nakada et al., 2011) et d'Afghanistan (Delisle et al., 2002). La composition est exprimée en pourcentage de masse.

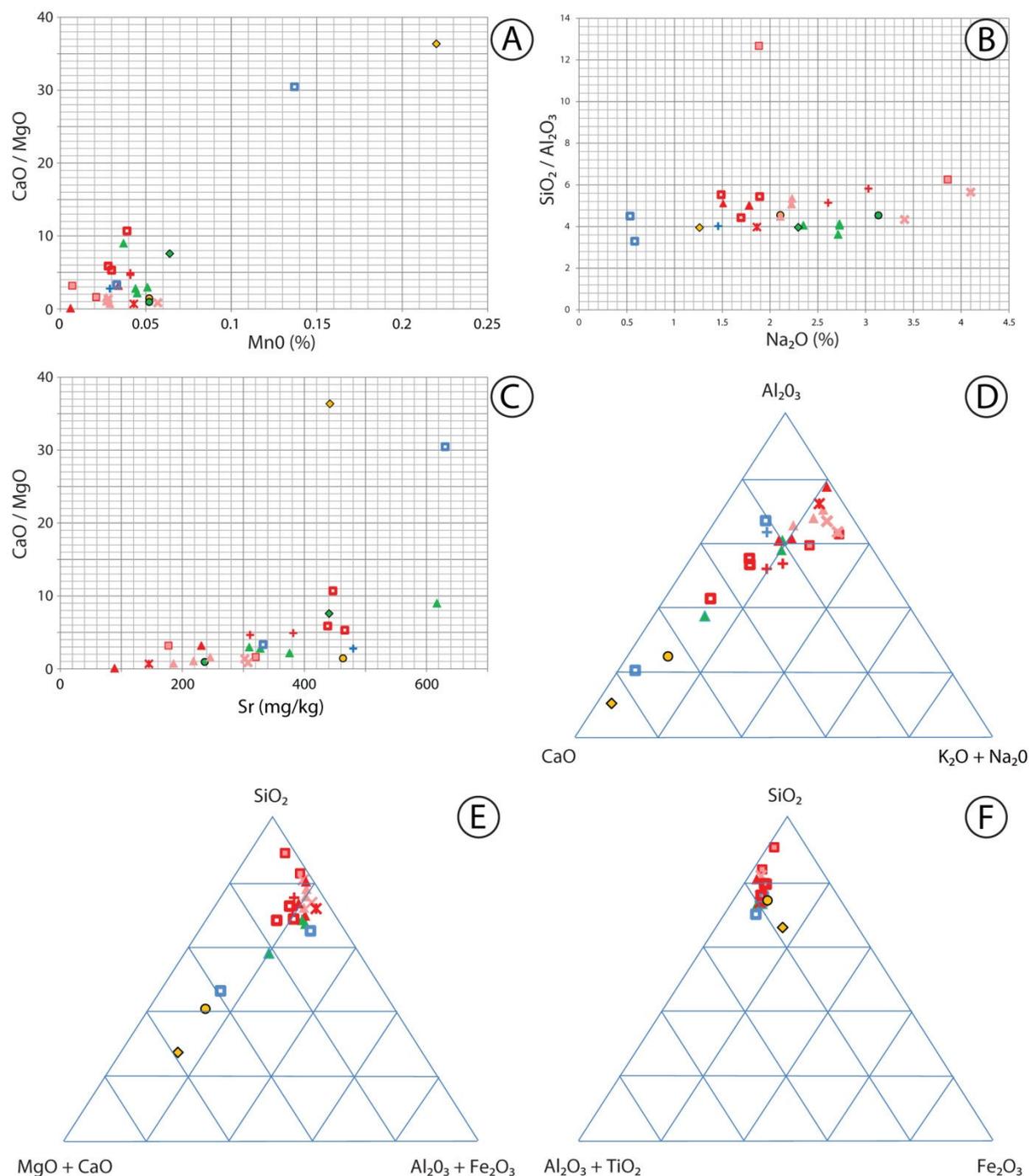


Figure 35 : Composition en éléments majeurs et en Sr des échantillons de boue et de roche. A) Variations du rapport CaO/MgO et du MnO ; B) Variations du rapport SiO₂/Al₂O₃ et du Na₂O ; C) Variations du rapport CaO/MgO et du Sr ; D) Diagramme ternaire CaO-Al₂O₃-K₂O+Na₂O ; E) Diagramme ternaire MgO+CaO-SiO₂-Al₂O₃+Fe₂O₃ ; F) Diagramme ternaire Al₂O₃+TiO₂-SiO₂-Fe₂O₃. La composition en éléments majeurs est exprimée en pourcentage de masse. La composition en Sr est exprimée en mg/kg.

4.2 Les éléments en traces et terres rares

On peut séparer les données en deux groupes: les métaux alcalins et alcalino-terreux (>40 mg/kg) et les métaux de transition (<5 mg/kg).

La concentration en métaux de transition est sensiblement la même dans tous les échantillons. A l'inverse, la concentration en métaux alcalins et alcalino-terreux varie énormément, surtout celle du Ba et du Sr. Ce sont d'ailleurs les éléments traces les plus abondants, jusqu'à 1800 mg/kg de Ba dans WAI 10 et 630 mg/kg de Sr dans WAI 4.

La composition des concrétions carbonatées se distingue par un appauvrissement en Ba et Rb. La similitude observée au niveau des éléments majeurs entre GLE 3 et les concrétions se confirme seulement au niveau des métaux alcalins et alcalino-terreux. GLE 3 est plus riche en métaux alcalins, notamment en Ba (4 fois plus) et en Sr. Le Sr est normalement lié aux carbonates, ce qui se vérifie sur la figure 35-C dans la plupart des échantillons, mais pas dans les concrétions carbonatées ni dans GLE 3. La précipitation du CaO (surtout dans MOR 0) semble ne pas avoir d'impact sur la concentration en Sr qui atteint un maximum de 450 mg/kg au centre des concrétions.

A l'échelle des volcans de boue, les variations de concentration en métaux alcalins et alcalino-terreux sont moins contrastées, excepté le Ba dont les valeurs oscillent entre 360 et 1800 mg/kg (LAN 1 et WAI 10), (Figure 36-A).

Tous les échantillons possèdent la même signature et présentent un enrichissement modéré en terres rares légères. Les valeurs obtenues après normalisation à la chondrite C1 sont caractéristiques des argiles (Nyakairu and Koeberl, 2000). 90% des échantillons de boue et de roche sont étroitement regroupés. Parmi les échantillons restants : les concrétions carbonatées, GLE 3 et LAN 1 sont appauvris en terres rares alors que BLA 2 et MAN 1 sont au contraire enrichis.

Tous les échantillons présentent une anomalie négative en Eu et un faible degré de fractionnement LREE/HREE ($5.3 < La/Yb_{C1} < 9$), lié à la formation des carbonates (Figure 36-B), (Nakada et al., 2011).

Le spectre des terres rares lourdes est relativement plat, avec un rapport Gd/Yb (C1) variant entre 1.11 et 1.62, ce qui laisse suggérer une source felsique (Nyakairu and Koeberl, 2000).

Les faibles différences observées entre les spectres de terres rares sont vraisemblablement dues à l'altération météorique des minéraux (Nyakairu and Koeberl, 2000).

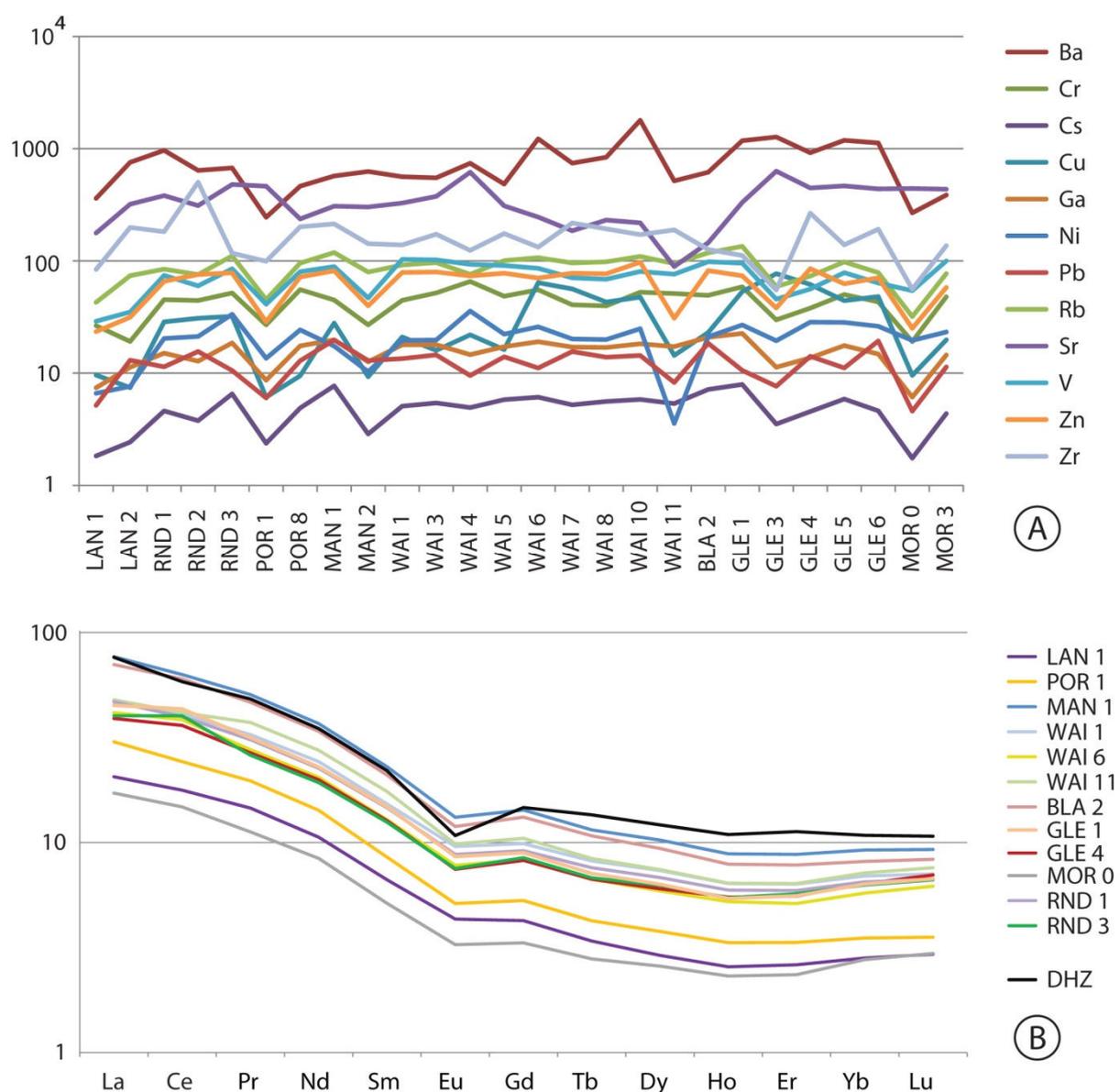


Figure 36: Composition en éléments en traces (A) et terres rares (B) des échantillons de boue et de roche prélevés dans le BCE. La composition est exprimée en mg/kg. Les données brutes sont regroupées en annexe II. DHZ) VdB Dushanzi (Nakada et al., 2011).

5. Analyses géochimiques de la fraction liquide

5.1 Les ions

5.1.1 Alcalinité et pH

A l'échelle du Bassin de la Côte Est, il n'y a pas de corrélation évidente entre l'alcalinité et le pH (Figure 37-A). Concernant les sources froides et VdB, en dehors de Waimarama et Roundaway, on observe une légère tendance à l'augmentation du pH avec l'alcalinité, ce qui indiquerait une dissolution des carbonates.

On n'observe aucune corrélation entre le pH des VdB et celui des sources à proximité, ce qui n'est pas forcément le cas pour l'alcalinité, mais il y a trop peu de données pour en être certain.

Globalement, les aquifères du BCE ont un pH inférieur aux volcans de boue (compris entre 6.8 et 7.5).

Les sources chaudes de la chaîne axiale et de la Zone Volcanique Centrale ont un pH plus élevé et une alcalinité plus faible que les VdB, ce qui suggère une origine différente et des interactions eau/roche plus importantes (S. Levet et G. Berger, comm. pers.).

En comparant l'évolution du Ca^{2+} et de l'alcalinité, on constate une légère tendance (Figure 37-B, n°2), indiquant que la dissolution de la calcite est un des mécanismes contrôlant le pH.

Blairlogie et Mangapakeha présentent la même signature Ca^{2+} -Alcalinité-pH, ce qui n'est pas illogique car ils sont géographiquement très proches. Par contre, Langdale est appauvri en Ca^{2+} , alors qu'il est également à proximité.

Contrairement aux autres volcans de boue, Waimarama et Roundaway s'éloignent de la tendance générale. D'autres réactions doivent donc contrôler leur composition.

5.1.2 Na^+ et Cl^-

La première information apportée par la Figure 37-C est que l'eau de mer est la source principale des fluides du BCE ; tous les points étant relativement bien alignés (Figure 37-C, n°1), hormis Morere. La concentration en Na^+ et Cl^- , plus faible que l'eau de mer, indique au moins une autre source.

Deux groupes de données apparaissent :

- Les sources froides minéralisées du nord du BCE et les volcans de boue.
- Les sources géothermales du nord de la RVC, les sources chaudes de la SBZ (Shear Belt Zone) et les aquifères du BCE.

Les sources froides non minéralisées et les sources chaudes du nord de la RVC s'écartent de la droite de l'eau de mer, vers la droite de haute dissolution

(coefficient directeur égal à 1 ; figure 37-C, n°2), et indiquent donc une dissolution moyenne à forte des feldspaths (Hensen et al., 2007).

Roundaway est enrichi en Na^+ , comparé aux autres VdB, et semble suivre une droite définie par les points correspondant aux sources froides minéralisées ; celles-ci étant très éloignées géographiquement, on peut exclure un mélange avec l'eau d'une de ces sources, cela indiquerait cependant un processus géochimique commun.

Les deux sources de haute température de la RVC présentent une composition semblable aux fluides du BCE, ce qui implique une origine similaire et un rôle limité du volcanisme régional.

5.1.3 Na^+/Cl^- et Cl^-

La majorité des fluides du BCE présente un rapport Na^+/Cl^- compris entre 0.87 (celui de l'eau de mer) et 1 (Figure 37-D), ce qui indique un apport de Na^+ lors de la transformation minérale d'argiles (Hensen et al., 2007).

La quantité de Cl^- est similaire dans tous les volcans de boue, sauf Blairlogie, alors que la quantité de Na^+ varie de façon conséquente, notamment entre Mangapakeha 1 et 2. Cela peut s'expliquer par la proportion de Na^+ contenue dans la smectite : plus le rapport Na^+/Cl^- augmente, plus la smectite est riche en Na^+ (Hensen et al., 2007).

Certains échantillons présentent un rapport Na^+/Cl^- proche de l'eau de mer, Te Puia notamment, synonyme d'une interaction limitée avec la smectite.

Les prélèvements de Morere semblent répondre à un autre mécanisme car leur rapport est très inférieur à celui des autres sources.

5.1.4 Cl^- et Br^-

Sur la Figure 37-E on constate que les points correspondant aux sources du BCE, aux sources de haute température de la zone RVC, à quelques aquifères et une source chaude de la SBZ, suivent la droite de l'eau de mer (Figure 37-E, n°1). Seules les sources chaudes de la RVC et de la SBZ s'en écartent.

Ceci confirme d'une part que la source des fluides du BCE est marine majoritairement, et d'autre part que les sources de haute température ont une origine commune avec les fluides du BCE.

La composition des volcans de boue en Br^- n'a pas été mesurée, cependant, l'analogie entre l'évolution de la composition en Na^+-Cl^- et $\text{Br}^- - \text{Cl}^-$ des sources du BCE nous permet d'estimer avec une bonne probabilité, que la quantité de Br^- contenu dans les VdB se situe entre 5.7 et 13 ppm (correspondant aux points les plus proches en composition) et donc que leur rapport Cl^-/Br^- avoisine également celui de l'eau de mer.

5.1.5 K^+ et Cl^-

Le rapport K^+/Cl^- des volcans de boue et des sources du BCE est nettement inférieur à celui de l'eau de mer (Figure 37-F, n°2 et 1). Des réactions d'absorption d'ions K^+ en sont probablement la cause (Martin et al., 1996).

Seuls les aquifères, la plupart des sources de la RVC et Blairlogie, présentent un rapport K^+/Cl^- supérieur à celui de l'eau de mer ; cela proviendrait de la dissolution de minéraux potassiques, notamment de feldspaths (Martin et al., 1996). Blairlogie diffère, encore une fois, des autres VdB avec un rapport K^+/Cl^- approximativement 100 fois plus élevé, proche de celui des aquifères.

5.1.6 Mg^{2+} et Cl^-

On observe deux tendances : la première est suivie par les aquifères, l'autre par les sources froides et les volcans de boue du BCE, ainsi que deux des sources chaudes de Morere (Figure 38-A, n°1 et 2). La concentration en Mg^{2+} est sensiblement la même dans les VdB de Langdale, Mangapakeha et Glenburn, mais est supérieure dans les deux VdB plus au Nord. L'augmentation de la quantité d'ions Mg^{2+} résulte probablement de la réaction de transformation de smectite en illite qui provoque un appauvrissement en K^+ dans la smectite, la libération de Mg^{2+} et d'eau enrichie en ^{18}O (Hower et al., 1976).

Une autre différence notable est le rapport Mg^{2+}/Cl^- de Blairlogie, nettement supérieur aux volcans de boue du BCE et dans la continuité des aquifères.

5.1.7 Ca^{2+} et Cl^-

Le rapport Ca^{2+}/Cl^- des VdB est relativement proche de celui de l'eau de mer, voire similaire à Mangapakeha et Waimarama (Figure 38-B). Glenburn, Roundaway et Langdale présentent un rapport deux fois plus faible, peut-être à cause de la précipitation de calcite (Martin et al., 1996).

En dehors de Kaikopu et Tukituki (Annexe I), au sud de Hawke's Bay, toutes les sources du Nord du BCE sont enrichies en Ca^{2+} et présentent des rapports Ca^{2+}/Cl^- nettement supérieurs à l'eau de mer, ce qui indique une source de Ca^{2+} extérieure (Martin et al., 1996).

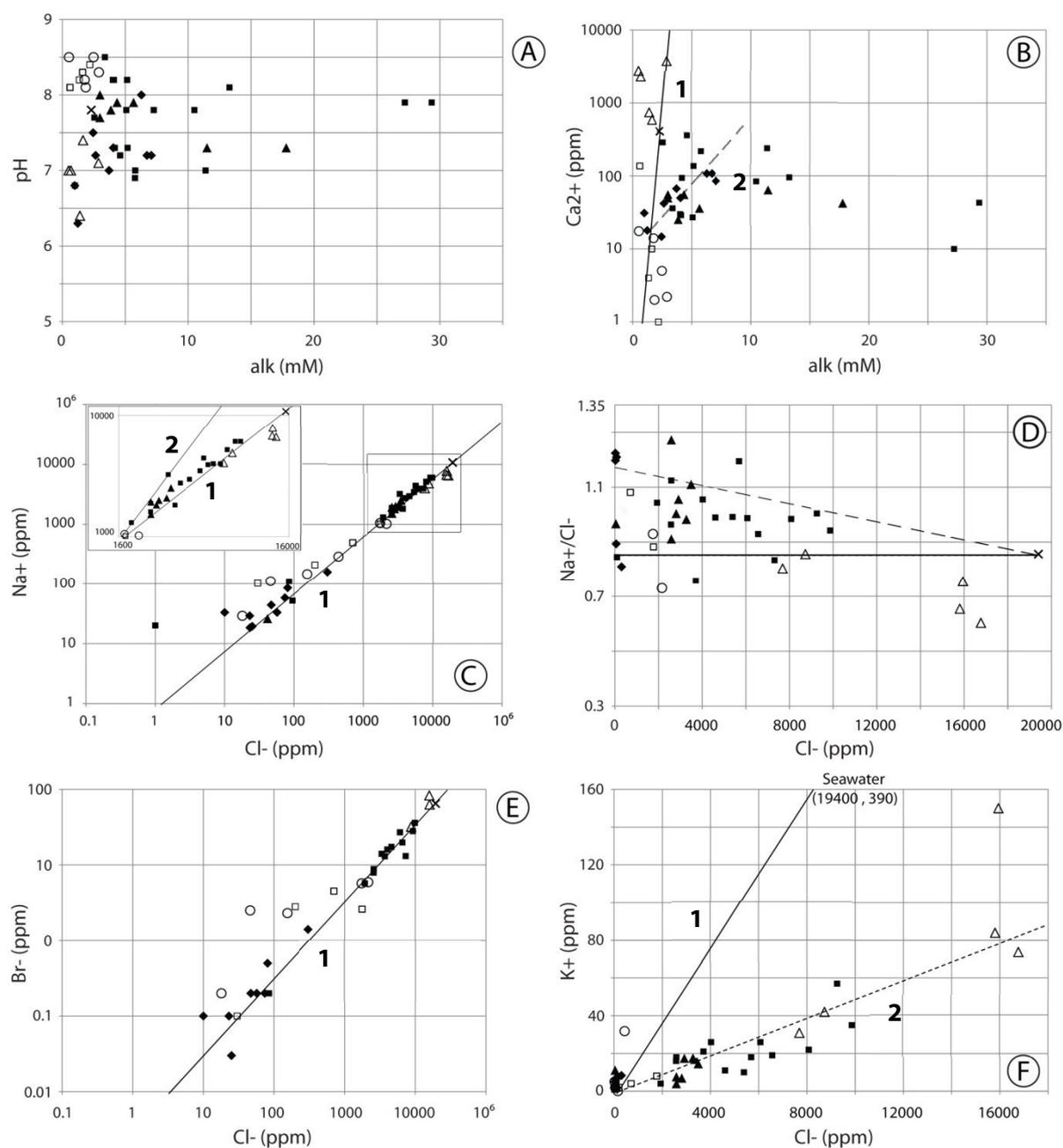
Morere est de loin la source la plus riche en Ca^{2+} (six à neuf fois plus), d'où la présence de concrétions carbonatées.

5.1.8 Sr^{2+} , Cl^- et Ca^{2+}

L'augmentation de la concentration en Sr^{2+} dans les volcans de boue, sauf Blairlogie, peut s'expliquer par une dissolution ou une recristallisation croissante de carbonates (Hawkesworth et Elderfield, 1978), (Figure 38-D). L'énorme enrichissement observé à Te Puia et surtout Morere, quant à lui, vient peut-être d'un apport de fluides hydrothermaux (Figure 38-C).

Le rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} est très proche dans tous les VdB, ce qui indique une même origine des fluides émis (Figure 38-D).

On constate également une augmentation nord-sud des rapports Sr^{2+}/Cl^- et Sr^{2+}/Ca^{2+} ; cette légère variation pourrait s'expliquer par une différence de volume d'hydrates de gaz produits (Martin et al., 1996).



▲	MV	Mud Volcano
△	MHS	Mineralised Hot Spring
■	MCS	Cold Spring
□	SBHW	Shear Belt Hot Water
○	GHS-HTGS	Geothermal Hot Spring High Temperature Geothermal Spring
◆	WB	Water-Bearing
×	SW	Sea Water

Figure 37 : Composition en ions dans les échantillons de boue et d'eau prélevés dans le BCE (Bassin de la Côte Est), la RVC (Région Volcanique Centrale) et la SBZ (Shear Belt Zone). A) pH et alcalinité ; B) Ca^{2+} et alcalinité ; C) Na^+ et Cl^- ; D) Na^+/Cl^- et Cl^- ; E) Br^- et Cl^- ; F) K^+ et Cl^- . La composition est exprimée en ppm. Les données brutes sont regroupées en annexe I. 1 – Droite de l'eau de mer; 2 – Autres droites d'évolution. Les droites pointillées sont placées arbitrairement.

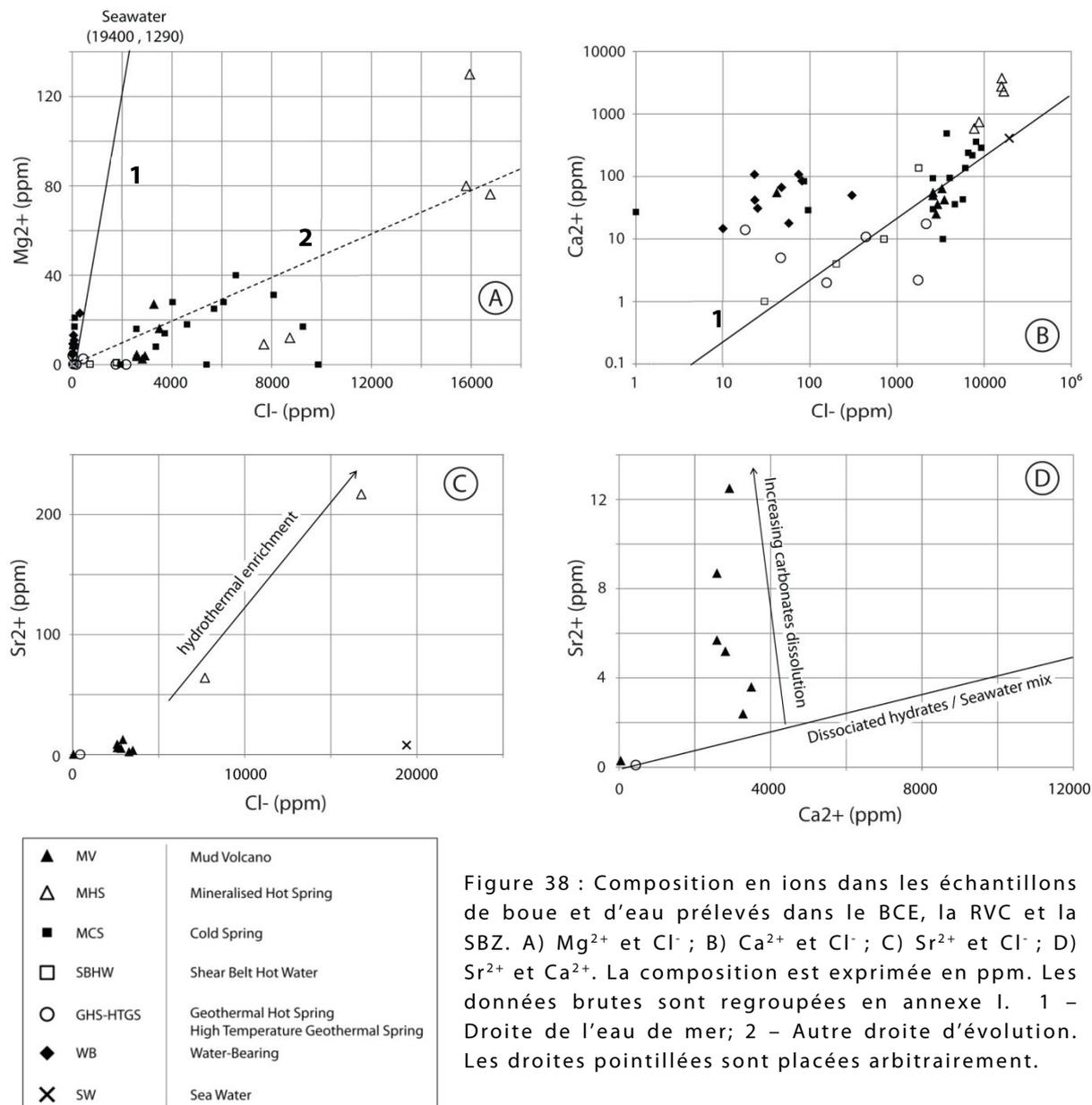


Figure 38 : Composition en ions dans les échantillons de boue et d'eau prélevés dans le BCE, la RVC et la SBZ. A) Mg²⁺ et Cl⁻ ; B) Ca²⁺ et Cl⁻ ; C) Sr²⁺ et Cl⁻ ; D) Sr²⁺ et Ca²⁺. La composition est exprimée en ppm. Les données brutes sont regroupées en annexe I. 1 - Droite de l'eau de mer; 2 - Autre droite d'évolution. Les droites pointillées sont placées arbitrairement.

Principaux résultats de l'étude géochimique des VDB :

- Dissolution des carbonates, dissolution des feldspaths, transformation de la smectite en illite = principales réactions contrôlant la composition chimique.
- Les processus géochimiques ci-dessus sont communs avec la plupart des sources du BCE = même origine.
- Les fluides du BCE (sources + VdB) sont d'origines marine et météorique.

5.2 Les isotopes

Les volcans de boue et plusieurs sources froides s'alignent le long d'une droite de mélange probablement, avec de l'eau appauvrie en Cl^- . Celle-ci frôle le pôle des hydrates de gaz dissociés et laisse donc supposer un mélange avec de l'eau issue de la dissociation des hydrates de méthane, pauvre en Cl^- (Figure 39-A). Une origine possible à l'enrichissement en ^{18}O , qui expliquerait la tendance observée, est la déshydratation de minéraux argileux typiquement plus riches en ^{18}O (Dahlmann et de Lange, 2003).

Trois des sources froides présentent une composition similaire à des VdB à proximité : Kaikopu à 2 km de Waimarama, Marapua à 10-15 km de Langdale, Mangapakeha et Blairlogie, et Waikekino à 1.5 km de Glenburn ; une origine commune est donc à envisager. Blairlogie est une nouvelle fois à l'écart et il semble définitivement évident qu'il soit composé d'eau de surface. De plus, sa composition est proche de celle de l'eau de pluie.

La majorité des fluides du BCE occupe une zone réduite, avec un $\text{d}2\text{H}$ compris entre -25 et -10 % et un $\text{d}18\text{O}$ compris entre -4,7 et 7,1 % (Figure 39-B). Leur composition est donc le résultat des mêmes réactions géochimiques (Giggenbach et al., 1993).

Les sources minéralisées, aussi bien chaudes que froides, et les volcans de boue suivent une droite reliant un pôle appauvri (A) et un pôle enrichi (B). Cela indique une intensité décroissante de dilution d'eaux de déshydratation des argiles avec des eaux souterraines peu profondes (Giggenbach et al., 1993). L'eau extraite des VdB est donc partiellement diluée, voir totalement pour Blairlogie qui est à proximité du pôle A. Le pôle B marque l'intersection entre la droite de dilution et une autre droite définie comme la droite de mélange entre de l'eau de mer et de l'eau de déshydratation, libérée lors de la transformation de smectite en illite et par compression tectonique. La composition des eaux prélevées dans les VdB serait donc issue du mélange entre de l'eau marine, de l'eau météorique et de l'eau de déshydratation.

5.3 Géothermométrie

Il n'existe pas de géothermomètre spécifique aux volcans de boue, cependant, en partant du principe que l'eau impliquée dans ces structures d'échappement de fluides a subi les mêmes réactions géochimiques que les sources minéralisées environnantes, la majorité des géologues utilise le géothermomètre Na-K-Mg mis au point par Giggenbach en 1976 pour obtenir une estimation de la température d'équilibre.

Grâce au diagramme ternaire Na/400-K/10-vMg (Figure 40), il est possible d'obtenir également la température d'équilibre des VdB.

Sur ce graphe, on peut constater que la majorité des points se situe près de la courbe d'équilibre total entre l'eau et la roche. Les sources minéralisées (chaudes et froides) et les VdB présentent des températures d'équilibre oscillant entre 60

et 100°C. La position des points dans le diagramme suggère un équilibre avec les feldspaths (Giggenbach et al., 1993).

Waimarama et certaines sources froides non minéralisées s'éloignent de la courbe d'équilibre, ce qui indique la présence d'eau de surface ou d'eau de mer partiellement équilibrée (Giggenbach et al., 1993).

Blairlogie est totalement à part et ne répond donc pas aux mêmes processus géochimiques que les volcans de boue. Sa proximité avec les points correspondant aux aquifères, confirme une origine purement superficielle.

Les sources chaudes de Te Puia et Morere montrent elles aussi un équilibre avec les feldspaths, et une température d'équilibre autour de 90-110°C.

Ces sources auraient par conséquent une origine commune avec les VdB et les autres sources du BCE.

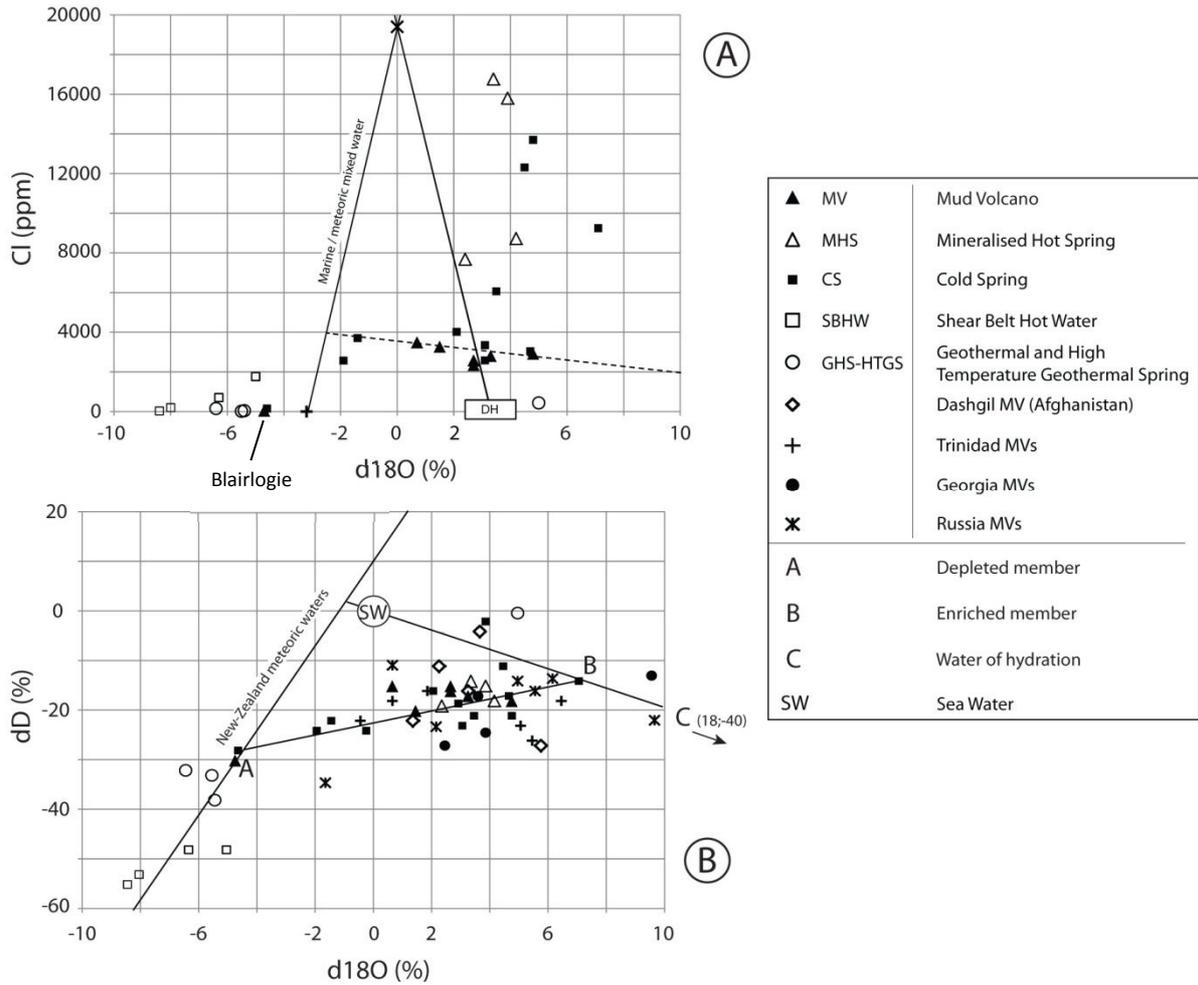


Figure 39 : A) Variations du Cl⁻ et du d¹⁸O dans les échantillons de boue, d'eau de source et d'aquifère prélevés dans le BCE, la SBZ, la RVC de l'île nord de Nouvelle-Zélande; B) Variations du dD et du d¹⁸O dans les échantillons de boue, d'eau de source et d'aquifère prélevés dans le BCE, la SBZ, la RVC de l'île nord de Nouvelle-Zélande, et dans les volcans de boue d'Afghanistan, de Trinidad, de Géorgie et de Russie (données issues de la littérature). Les données brutes et les références sont regroupées en annexe I.

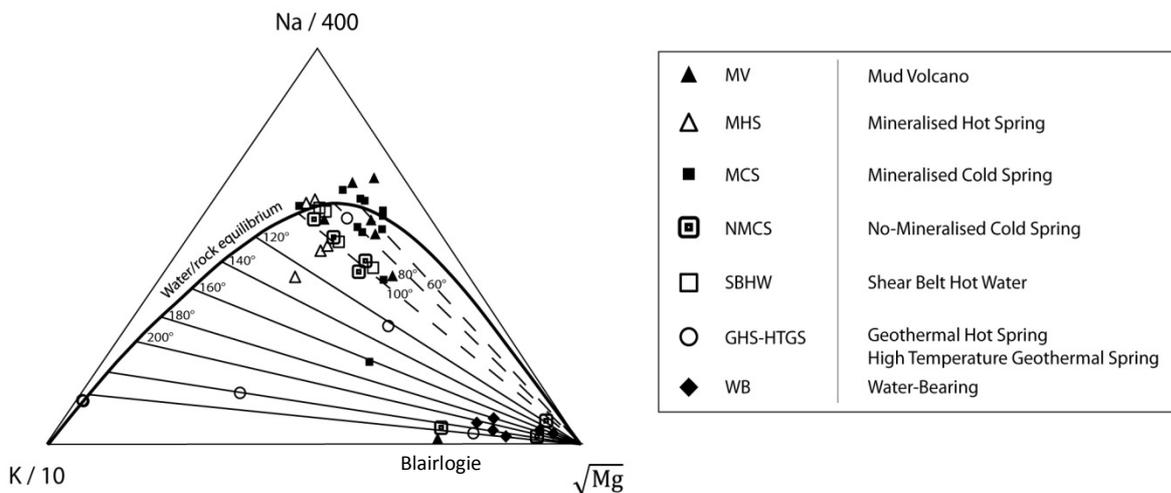


Figure 40 : Diagramme ternaire Na-K-Mg de Giggenbach (Giggenbach, 1993).

6. Discussion

Toutes les boues émises par les structures d'échappements de fluides* (SEF) du Bassin de la Côte Est (BCE) ont la même granulométrie (Tableau 3-A), à savoir des silts en majorité (~70%), des sables et des argiles (10 et 20% respectivement). La granulométrie des roches encaissantes prélevées sur les sites d'étude est très proche de celle des SEF, voire similaire (Waimarama par exemple), ce qui indique un héritage de la granulométrie des sédiments de surface, et des sédiments profonds probablement. Malheureusement, sans informations précises sur la granulométrie des sédiments traversés par la boue durant son ascension, il est difficile d'affirmer quoique ce soit.

A l'échelle du globe, on observe que les silts sont souvent majoritaires dans les SEF de ce type (Tableau 3-A et B), comme à Taiwan (Yassir, 1989; Kopf, 2002) et à la Barbade (Lance et al., 1998). Il arrive parfois que la boue contienne autant d'argiles que de silts, notamment en Azerbaïdjan (Kopf and al., 2009). Dans certains cas, elle présente même une granulométrie totalement hétérogène, comme à Trinidad (Lance and al., 1998). Ces variations de proportion dépendent probablement de l'épaisseur et de la nature des sédiments traversés par les fluides lors de leur ascension.

La proportion majoritaire en grains fins (silts principalement) contenue dans la boue est commune à la plupart des VdB du monde, et semble indiquer l'importance de la présence de couches géologiques peu perméables de type siltstone dans le fonctionnement des VdB. De précédents travaux effectués sur la boue des SEF du BCE (NZ Petroleum Co. Ltd., 1940; Francis, 2004) ont montré qu'elle était constituée du même faciès, à savoir des siltstones, des mudstones et des grès.

La granulométrie des structures d'échappements de fluides du BCE est relativement homogène, ce qui signifie que les niveaux parents sont de même nature. On constate une grande similarité avec les niveaux de décollement à proximité, indiquant probablement leur implication dans le drainage de la boue vers la surface. Les galets de grès glauconieux trouvés dans le matériel visqueux émis par le volcan de boue de Waimarama (Pettinga, 2003) tendent à confirmer cette hypothèse car des grès de ce type ont été découverts dans les niveaux de décollement de Porangahau and Glenburn.

Certaines SEF du Bassin de la Côte Est présentent une granulométrie moins homogène, notamment Mangapakeha (Tableau 3-A). Cela peut résulter d'un phénomène de ségrégation au sein de la structure elle-même.

En comparant les VdB de Nouvelle-Zélande, du Maroc (Mhammedi, 2008), d'Espagne (Martin-Puertas et al., 2007), de la Barbade (Lance and al., 1998), de l'Est de la Méditerranée (Zitter, 2004), de Taiwan (Yassir, 2003) et de Java (Hartnett et al., 2008), il s'avère qu'ils présentent tous les mêmes espèces

minérales, à savoir de la smectite, de l'illite, de la kaolinite, de la chlorite, du quartz et des feldspaths.

L'analyse DRX de la fraction argileuse des SEF du Bassin de la Côte Est a révélé que la composition minéralogique de la boue est homogène et que le couple smectite-illite est presque toujours majoritaire (~80%) ; la kaolinite et la chlorite représentant environ 10% chacune. Ce résultat est très proche de ceux obtenus dans les VdB cités au début du paragraphe.

Quatre de nos événements (WAI 1, MAN 1, MAN 2 and LAN2) présentent cependant un assemblage minéralogique différent, avec une proportion équivalente en smectite+illite et kaolinite+chlorite (Tableau 3-A).

La composition des roches encaissantes, quant à elle, est similaire à celle des VdB et événements de gaz, avec quelques légères variations de l'abondance relative des espèces minérales et de la proportion en minéraux argileux interstratifiés. Un résultat similaire a été trouvé dans des sédiments oligocènes du BCE étudiés par Lance et al. (1998).

Les prélèvements de roche et de boue effectués dans les SEF du BCE présentent des compositions chimiques similaires, à savoir une proportion majoritaire en SiO_2 (entre 55 et 75%, si on exclut les concrétions carbonatées, LAN 1 et GLE 3) et en Al_2O_3 (entre 12 et 20%), et une faible quantité de FeO , MgO , MnO et d'alcalins. On remarque une homogénéité encore plus grande au niveau des volcans de boue (Figure 34-B, C et D). A l'échelle du globe, il semble que l'on retrouve la même composition dans les autres volcans de boue, comme en Chine (Nakada et al., 2011) et en Afghanistan (Delisle et al., 2002) par exemple (tableau 4).

Les valeurs obtenues sur les prélèvements de Nouvelle-Zélande, de Chine et d'Afghanistan, s'organisent entre un pôle argileux et un pôle carbonaté, occupés par les VdB et les concrétions respectivement (Figure 35-D). En s'appuyant sur les résultats de la DRX, sur la granulométrie et sur ces dernières constatations, on peut conclure que les minéraux contrôlant la composition chimique de la boue sont les mêmes dans tous les volcans de boue. Ceci nous donne une première information sur les conditions de formation d'un volcan de boue, à savoir la nécessité d'un empilement sédimentaire de même nature. En effet, les particules solides contenues dans la boue ont été arrachées aux roches encaissantes (dont le niveau source) durant l'ascension des fluides. La composition finale de la fraction solide est donc caractéristique et dépend du type de formation géologique rencontrée ; les colonnes lithologiques obtenues pour Te Puia, Morere et Waimarama indiquent une série majoritairement composée de siltstones et de sandstones, et de quelques mudstones (Figures 41, 42 et 44).

Outre la nature des roches encaissantes, une autre condition semble nécessaire à la formation des volcans de boue et des événements de gaz. En effet, d'après les cartes géologiques, il y a toujours une ou plusieurs failles à proximité des SEF du BCE et de la plupart des SEF du monde, comme par exemple en Azerbaïdjan (Mazzini et al., 2009), à Taiwan (You et al., 2004), en Indonésie (Mazzini et al.,

2007], à Trinidad (Dia et al., 1999), à l'Est de la Méditerranée (Dahlmann et al., 2003), en Russie (Kopf et al., 2003), en Géorgie (Lavrushin et al., 2005), en Chine (Nakada et al., 2011), en Afghanistan (Delisle et al., 2002) et au Maroc (Mhammedi et al., 2008). Le mécanisme des structures d'échappements de fluides, notamment les volcans de boue et les événements de gaz, requiert nécessairement la présence de failles pour permettre l'ascension des fluides vers la surface (Kopf, 2002).

L'étude de la composition en éléments en traces et en terres rares des volcans de boue de Nouvelle-Zélande indique non-seulement une forte similitude entre eux (Figure 38), mais aussi avec d'autres volcans de boue dans le monde.

Tous les spectres de terres rares présentent une anomalie négative en Eu, caractéristique de la dissolution de feldspaths. Les concrétions carbonatées de Porangahau et Morere présentent la même signature en terres rares que les VdB, avec cependant une anomalie négative en Eu moins marquée et des concentrations deux à six fois plus faibles. Les concrétions sont également plus pauvres en éléments en traces que la plupart des VdB. Lors de la précipitation des carbonates, une partie des éléments en traces et en terres rares est incorporée, ainsi, plus la proportion en carbonates augmente, plus ils s'enrichissent. POR 1 contient deux fois plus de CaCO_3 que MOR 0 : d'après la figure 36, il présente un facteur deux d'enrichissement en éléments en traces et en terres rares.

La nature de la couche parent des volcans de boue est toujours argileuse, mais aucune étude n'a pu identifier avec certitude la couche parent des volcans de boue de Nouvelle-Zélande. La formation oligocène de Wanstead est évoquée car il a couramment été observé une augmentation marquée de la pression au niveau de celle-ci, lors de forages pétroliers. La présence d'argiles gonflantes (parfois appelées bentonites) dans cette formation est un indicateur (D. Francis, pers. comm.). L'analyse géochimique des prélèvements effectués dans la formation de Wanstead est également un indicateur (Lillie, 1953), car on retrouve la même composition en éléments majeurs que celle de nos échantillons, à part une proportion légèrement plus élevée en CaO (tableau 4).

La profondeur du niveau parent de chacun des volcans de boue de Nouvelle-Zélande et des sources chaudes de Morere et TePuia, a pu être estimée grâce au géothermomètre de (Giggenbach, 1988), en émettant comme hypothèses que les réactions chimiques contrôlant la composition de la boue sont les mêmes que pour l'eau des sources minéralisées du BCE, et que la boue est en équilibre avec les feldspaths. La température d'équilibre calculée de la boue et de l'eau des sources de Morere et TePuia se situe entre 90 et 110°C (Figure 40), ce qui équivaut à des profondeurs de 2 à 4 km en fonction du gradient géothermique local, de 17°C/km à Morere et 35°C/km à TePuia (Figure 54). A noter que ce dernier est deux fois plus élevé à TePuia mais qu'il n'existe aucun lien thermique avec le complexe volcanique de Matakaoa situé à 50 km au nord. Hunt et Glover

(1995) ont proposé deux explications à ce phénomène, l'étude géophysique permettra peut-être de favoriser l'une ou l'autre.

Le phénomène d'albitisation, observé sur le graphe $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs Na_2O (Figure 35-B), est courant à partir de 2-3 km de profondeur, et confirme les profondeurs calculées à l'aide du géothermomètre.

La colonne lithologique de Morere (Figure 42 ; NZ Petroleum Co Ltd, 1940 - PR 155) présente un niveau sableux riche en eau et recouvert d'une couche argileuse écrasée, à 5480 m de profondeur, qui serait le niveau parent de la source. Le géothermomètre de Giggenbach donne une température d'équilibre située entre 90 et 102°C, soit 5300 à 6000 m de profondeur en tenant compte du gradient géothermique local, ce qui confirme cette hypothèse. Concernant les VdB et la source de Morere, aucune donnée lithologique ne nous permet d'identifier leur niveau parent.

La composition de la fraction liquide de la boue est héritée des échanges chimiques entre des fluides d'origines diverses (eau marine, de surface et de déshydratation, méthane biogénique et/ou thermogénique) et les minéraux constituant les roches sus-jacentes, mais surtout le niveau parent (Kopf, 2002). En effet, le mélange de fluides sous-pression remonte rapidement vers la surface et ne reste pas aussi longtemps en contact avec les roches sus-jacentes, qu'avec le niveau parent.

L'étude géochimique a mis en évidence trois réactions chimiques principales : la déshydratation de la smectite, la dissolution des feldspaths et la précipitation de calcite. Ce sont elles qui contrôlent la composition finale de l'eau impliquée dans le volcanisme de boue. Ainsi, la transformation de smectite en illite provoque la libération d'eau enrichie en ions Na^+ et Mg^{2+} , et en ^{18}O , et la dissolution des minéraux potassiques, provoque un enrichissement en K^+ . Ces réactions sont courantes à partir de 2 km de profondeur (Hower et al., 1976 ; Boles, 1982 ; Morad et al., 1990).

La composition chimique de la phase liquide de la boue est avant tout le résultat du mélange de plusieurs eaux (Kopf, 2002).

La majorité des fluides du BCE présente un dD et un d^{18}O très proches (Figure 39-B). Leur composition est donc probablement le résultat des mêmes réactions géochimiques. Les sources minérales, aussi bien chaudes que froides, et les volcans de boue suivent une droite reliant un pôle appauvri (A) et un pôle enrichi (B), indiquant une intensité croissante de dilution d'eau souterraine peu profonde (A) avec de l'eau de déshydratation (B). Le pôle B marque l'intersection entre la droite de dilution des eaux souterraines et la droite de mélange entre l'eau de mer et l'eau de déshydratation (Giggenbach et al., 1993), libérée lors de la transformation de smectite en illite et par compression tectonique. L'eau contenue dans la boue des VdB du BCE est donc issue du mélange entre de l'eau d'origine marine, de l'eau de déshydratation, et en moindre mesure, d'eau souterraine d'origine peu profonde.

Depth (m)	Serie	Formation	Lithology
-23	LOWER CRETACEOUS	Taitai	Sandstone and siltstone
-558			
	EOCENE	Mokoiwi	Siltstone, mudstone and sandstone
		chaos	
	EOCENE	breccia	Siltstone, mudstone and sandstone
-6521	EO. PALEO.	Wanstead	Bentonitic green mudstone
-6700	UPPER CRETACEOUS	Tapuwaeroa	Sandstone and black shale
More than -9000			

Figure 41 : Colonne lithologique simplifiée du site de Te Puia, obtenues d'après les données du forage Te Puia-1 (Laing, 1972 - PR 257).

Depth (m)	Serie	Formation	Lithology
-40	MID. MIOCENE		Sandstone and mudstone
-540		Tunanui	Tuffaceous sanstone, minor mudstone
	LOWER MIOCENE		
-1270			
	UP. OLIGOCENE	Ihungia	Tuffaceous and sandy mudstone
-1830			
	MID. OLIGOCENE	Maungatapere	Glauconious marl, sandy bands
-2520			
	EOCENE	Te Hua	Grey sandy shale
-3190			
	DANIAN		Calcareous shale and glauconious sandstone
-4320			
	MAESTRICHIAN	Rakauroa	Crushed shale
-5480			Water sand
			Very hard grey-green and black siliceous shale
-5510			
	Puketoro		Shale and fine sandstone
-6360			
-6680			

Figure 42 : Colonne lithologique simplifiée du site de Morere, obtenues d'après les données du forage Morere-1 (NZ Petroleum Co Ltd, 1940 - PR 155).

Depth (m)	Serie	Formation	Lithology
+70	MIOCENE	Ocean Beach	Mudstone, siltstone, breccias, tuffs
0			
-70	MAESTRICHTIAN <> EOCENE	Mixing zone Wanstead + Waipawa + Whangai	Glaucous sandstone, mudstone and calcareous siltstone
-310			
-455	PALEOCENE	Waipawa Black Shale	Carbonaceous siltstone
-615	MAEST.	Whangai	Calcareous / siliceous siltstone
-730	PALEOC.	Waipawa Black Shale	Carbonaceous siltstone
-865	MAES. <> EOCENE	Mixing zone Wanstead + Waipawa + Whangai	Glaucous sandstone, mudstone and calcareous siltstone
-1250	MAESTRICHTIAN	Whangai	Calcareous / siliceous siltstone
-2430	TURONIEN <> CAMPANIEN	Waimarama	Stratified mudstone and siltstone
-2560	Not determined		

Figure 43 : Coupe géologique traversant Blairlogie, interpolée d'après (Johnston, 1975).

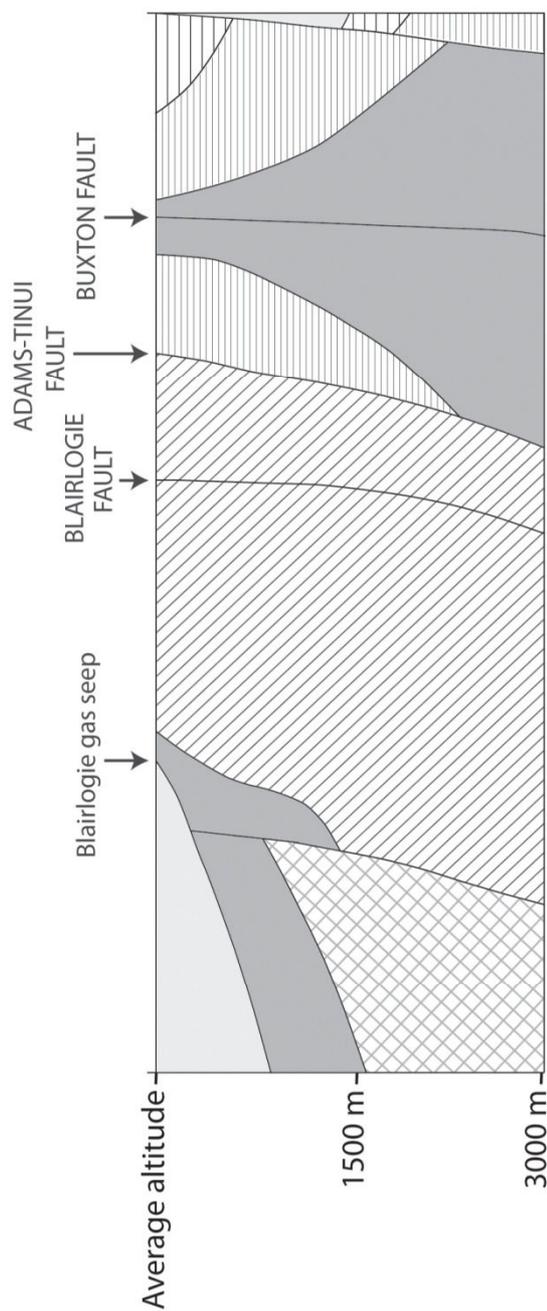


Figure 44 : Colonne lithologique simplifiée du site de Waimarama obtenue d'après (Francis, 1993 – PR1926).

CHAPITRE 4

IMAGERIE 3D DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE SUB-SURFACE D'UN VOLCAN DE BOUE

Durant cette thèse, la géochimie des roches et des eaux prélevées dans ou à proximité des VdB du Bassin de la Côte Est, et en particulier la géothermométrie, ont permis de localiser à une profondeur kilométrique les niveaux parents respectifs des volcans de boue. Ce chapitre présente les résultats d'une étude géophysique de sub-surface par prospection électrique réalisée sur le volcan de boue de Mangapakeha, pour montrer sa structure proche de la surface, jusqu'à 30 mètres en profondeur. Nous aurons ainsi un aperçu de la structure des VdB du BCE à différentes échelles.

Cette étude a fait l'objet d'une publication en 2011 dans « Tectonophysics » :

Zeyen, H., M. Pessel, B. Ledésert, R. Hébert, D. Bartier, M. Sabin, S. Lallemand, 3D electrical resistivity imaging of the near-surface structure of mud-volcano vents, Tectonophysics 509, 3-4, 181-190, 2011.



3D electrical resistivity imaging of the near-surface structure of mud-volcano vents

Hermann Zeyen ^{a,*}, Marc Pessel ^a, Béatrice Ledéseret ^b, Ronan Hébert ^b, Danièle Bartier ^c,
Mikaël Sabin ^b, Siegfried Lallemand ^b

^a UMR 8148 IDES, Université Paris-Sud-CNRS, Département des Sciences de la Terre, 91405 Orsay cedex, France

^b Géosciences Environnement Cergy, Université de Cergy-Pontoise, F-95000 Cergy-Pontoise cedex, France

^c CNRS-UMR7207, Muséum National d'Histoire Naturelle, 75005 Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 September 2010

Received in revised form 19 May 2011

Accepted 21 May 2011

Available online 30 May 2011

Keywords:

Resistivity

Tomography

Mud volcano

New Zealand

Hikurangi accretionary prism

ABSTRACT

A near-surface study of the 3D electrical resistivity distribution of a cold mud volcano field in New Zealand is presented. Inversion of 16 densely spaced profiles allowed to image the uppermost 25–30 m. The mud distribution is characterized by areas of very low resistivity (less than 7 Ω m) embedded in river terrace sediments with resistivities of above 30 Ω m. Within the first 4–6 m below the surface, a good correlation between mud vents and low electrical resistivities is observed. Between ca. 5 and 15 m depth, in contrast, the mud distribution does not reflect anymore the distribution of surface vents but is restrained to a few pipe-like structures that link a deeper mud reservoir to the vents at the surface. The obtained resistivity distribution allows also locating the Masterton strike-slip fault just north of the mud volcano field, confirming the role of this fault as conduit of the mud from deeper layers to the surface.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Mangapakeha valley located in the East Coast Basin in the SE of New Zealand's North Island (Fig. 1) offers the possibility to study an onshore field of cold mud volcanoes. These structures belong to the water and gas transport system out of the Hikurangi subduction complex (Kvenvolden and Pettinga, 1989; Pettinga, 2003). We present here a high-resolution 3D study of the near-surface electrical resistivity structure of such a mud volcano field. It allows imaging the pathways of the mud in the last 25–30 m before outflow at the surface, which turned out to be more complicated than expected. To our knowledge, this is the first study of this kind. The only similar study, but restricted to three 2D profiles was published by Accaino et al. (2007).

The basement is composed of weakly metamorphosed Triassic to early Cretaceous greywacke sandstone and mudstone (Torelesse Supergroup, Fig. 1). Above a regional unconformity, late Cretaceous is characterized by the deposition of terrestrial and paralic sediments in several kilometres deep rift basins. During late Paleocene, deposition of marine carbon-rich black shales occurs at the shelf/slope break. Continued marine transgression and deposition of marine muds and carbonates characterize the initial stages of convergent margin in middle Eocene. Oligocene rocks are generally highly calcareous, reflecting maximum marine inundation and reduction of available

clastic stock. Early Miocene, shelf and bathyal deposition of carbonates predominates while subduction develops. Since middle Miocene, increased rate of convergence throughout central New Zealand causes rapid uplift, erosion and sedimentation of thick turbiditic series in slope and basin-floor environments, progradation of continental shelves, with widespread basin inversions. Very high sedimentation rates (up to 1000 m/My) have been encountered in some of these turbiditic series. In such environments with high sedimentation rates, under-compaction is frequently observed, together with mud diapirs (Kopf, 2002). In the East Coast Basin where smectite-rich mudstones are common, mud volcanoes and diapirs are frequently encountered (Field and Uruski, 1997; Francis, 1995; Francis et al., 2004). In addition, in fore-arc basins where there has been a lot of deformation, faults act as pathways for mud and hydrocarbon ascent (Francis et al., 2004; Francis and Murray, 1997). Since our study area is located at the transition from subduction in the North to transform motion along the Alpine fault in the South, it is characterized by reverse faults generally parallel to the plate boundary cut by dextral strike-slip faults slightly oblique to the plate motion.

The Mangapakeha mud volcano (noted Mangapakeha gas vents on the Tinui-Awatoitoi geological map; (New Zealand Geological Survey, 1975)) is located within the flood plain of Mangapakeha Stream composed of interbedded gravels and clays ("bw" in Fig. 1). This alluvial terrace is incised by the stream of a 3 m depth suggesting strongly that this zone is indeed tectonically active. This mud volcano (as well as the nearby Langdale gas vents) is located close to the axis of the Blairlogie anticline, the core of which is made of

* Corresponding author. Tel.: +33 169154909; fax: +33 169154905.

E-mail address: hermann.zeyen@u-psud.fr (H. Zeyen).

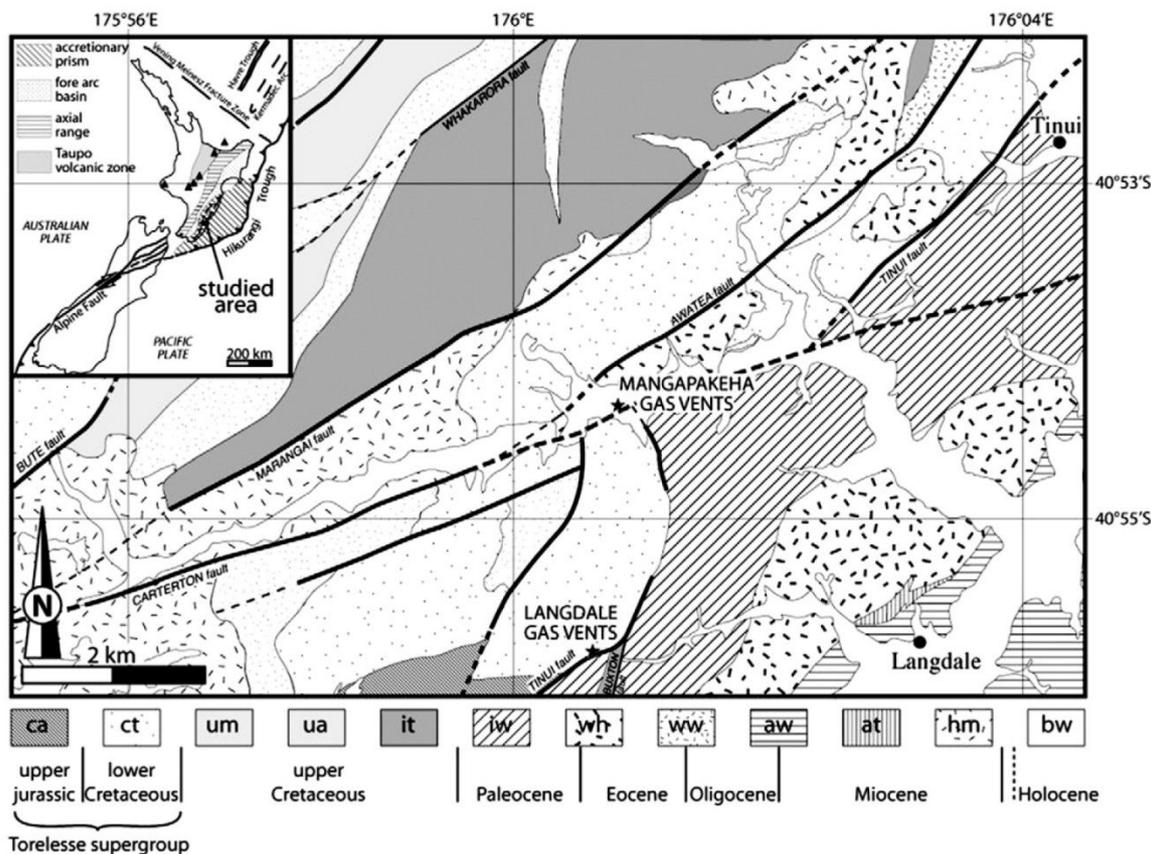


Fig. 1. Simplified geological map of the studied area, after New Zealand Geological Survey (1975). ca: Waewaepa fm; ct: Taipo fm (these formations compose the Torelesse Supergroup, which is the basement in the area); um: Maringi fm; ua: Gentle Annie fm; it: Te Mai fm; iw: Whangai fm; wh: Huatokitoki fm; ww: Weber fm; aw: Whakataki fm; at: Takaritiini fm; hm: Maunsell fm; bw: Whareama fm.

upper Jurassic to lower Cretaceous Torlesse Supergroup, mostly composed of indurated, interbedded quartzo-feldspathic and lithic sandstones and mudstones (recent geological map of Wairarapa, Lee

and Begg, 2002) frequently referred to as greywackes in the older maps (Tinui-Awatoitoi). The core of the anticline is faulted along a N20°E trend parallel to its axis. The position of the mud volcano is

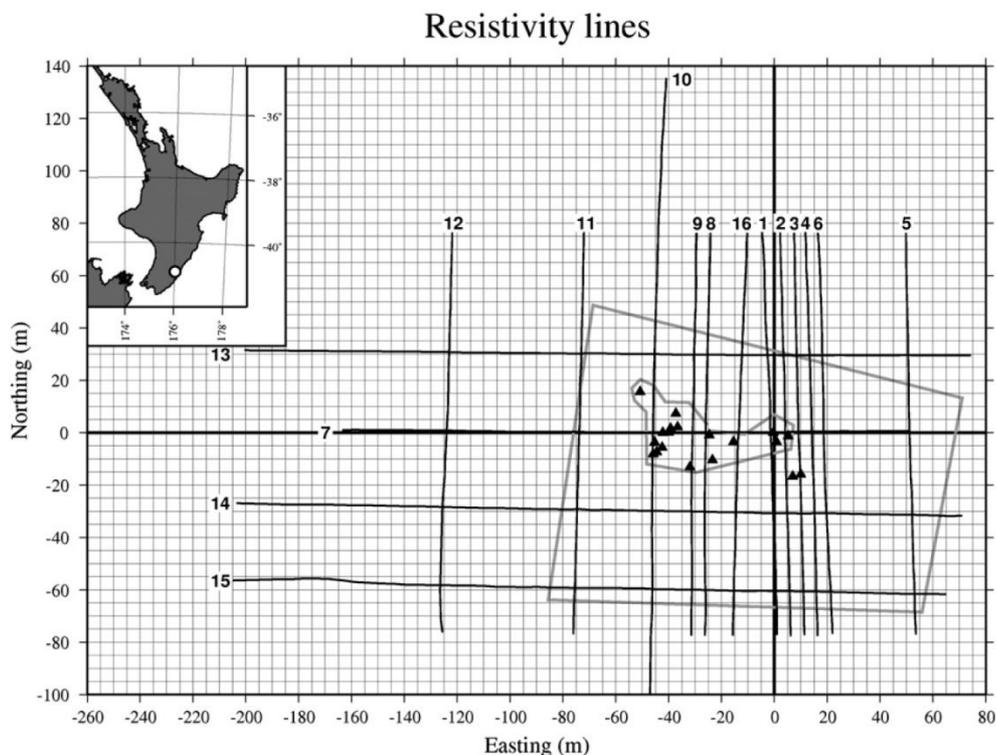


Fig. 2. Location of study area and resistivity lines. The inset shows the northern island of New Zealand, the study area being marked with the white dot. The main map shows the 16 measured resistivity lines as well as the positions of the vents and (grey lines) fences. Lines are numbered in the order of acquisition. The local coordinate origin of the main map is placed on the main vent and corresponds to 176°0'52.66"E, 40°54'16.66"S.

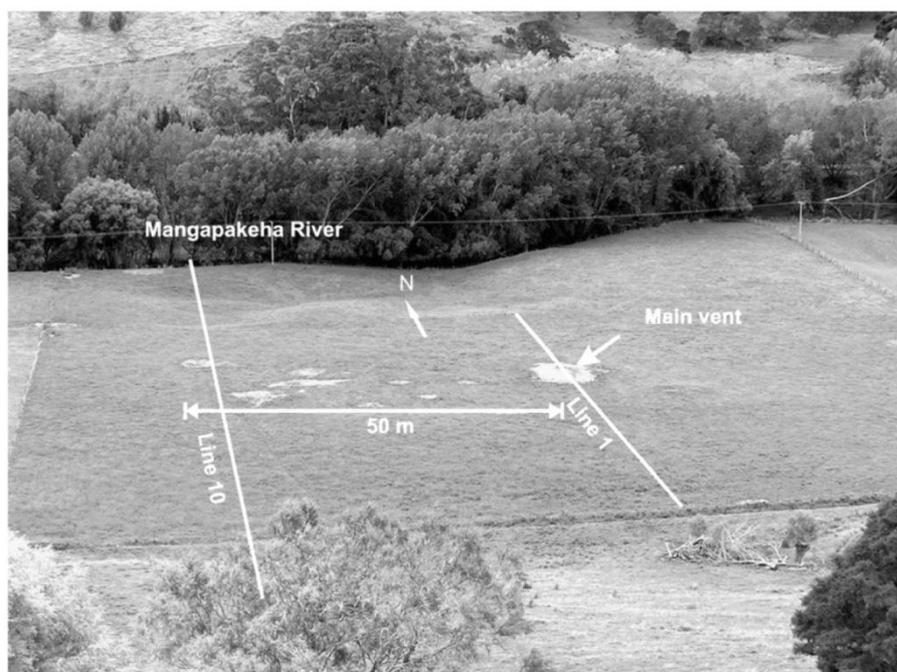


Fig. 3. Photograph of the Mangapakeha mud volcano field looking towards the North.

characterized by the intersection between the active Carterton strike-slip fault and the Adams Tinui reverse fault where the Torelesse Supergroup rocks are in contact with Miocene mudstones. Unlike other mud volcanoes (Langdale for example, located not far from it, see Fig. 1), its size is big enough to be seen on satellite photographs. 19 vents can be seen on the site (Fig. 2), most of them being active (17 out of 19 in 2007).

The Masterton district is characterized by mean annual rainfall of 969 mm (Opus, 2005) but that can be rather fluctuating. Thus groundwater is a vital resource for agriculture. According to Lee and Begg (2002), fractured Torlesse basement rocks in the west of Wairarapa area and Whangai Formation in the east can be useful aquifers. Even though volumes may not be large, they are commonly reliable, even in drought conditions. Coarse-grained and sometimes shelly sandstones of Miocene and Pliocene age are suitable aquifer lithologies. Groundwater within Holocene alluvial deposits, like at Mangapakeha, is found at shallow depths. Such plain aquifer systems yield up to thousands of m^3/day (Moore et al., 1992). Ongoing geochemical work suggests however, that an important part of the water and mud erupting from the Mangapakeha vents comes from deeper accretionary wedge sediments (G. Berger, Univ. Toulouse, oral communication).

The vents are located in a field of about $60 \times 40 \text{ m}^2$ that is fenced to prevent cattle from approaching the vents (Fig. 3). Most of the vents do not have any topographic signature, just a hole in the ground. Only one vent near the eastern edge of the field has a mound elevated by about 1 m with a diameter of 15 m at its base (located at $176^\circ 0' 53'' \text{ E}/40^\circ 54' 17'' \text{ S}$ corresponding to the origin of coordinates in Fig. 2). This vent will be called “main vent” in this paper. The openings of the mounds vary between about 10 cm for the smallest vents and 1 m for the main vent. The activity of these mud volcanoes is continuous but weak with gas bubbles rising at intervals of tens of seconds and an estimated total mud outlet of a few litres per day. One of the outlets shows traces of hydrocarbon content. The activity of the vents varies from one year to another. The two vents marked in the SE outside the fenced area (Fig. 2) were active in 2006 but had ceased activity in 2007.

2. Geophysical data

From Feb 1 to Feb 9 2007, after a period of dry weather, we measured 16 profiles for electrical resistivity imaging using a 32

electrode SYSCAL instrument. 12 lines cross the field in approximately N–S direction and 4 cross-lines in E–W direction were measured. All profiles have 5 m electrode spacing resulting in 155 m long lines with a maximum penetration depth of about 25 m. For some lines several of these segments were concatenated to obtain longer profiles with an overlap of 20 electrodes (Table 1). Most profiles were measured with a Wenner–Schlumberger configuration (561 measures per segment). Due to the limited available time, three cross-profiles were only measured in Wenner configuration with 155 measures per segment. Electrode positions were located using a differential GPS (Thales Promark 3).

3. 2D models

The data were first checked for erroneous values that may occur mainly due to bad electrode coupling with the ground that show up as spikes in the apparent resistivity. For all lines, we did then 2D inversion using the commercial program Res2DInv® (Loke, 1999,

Table 1

Characteristics of the acquired lines. Electrode spacing is 5 m for all lines. Numbers of first column correspond to numbers in Fig. 2. Config.: WS = Wenner–Schlumberger (561 quadrupoles), W = Wenner (155 quadrupoles); Segments: number of segments measured (each 155 m long); Length: total length of profile (m); RMS error given in %.

Nr.	Config.	Segments	Length	RMS error
1	WS	1	155	2.3
2	WS	1	155	2.9
3	WS	1	155	2.4
4	WS	1	155	4.2
5	WS	1	155	2.3
6	WS	1	155	2.6
7	WS	2	215	2.7
8	WS	1	155	1.8
9	WS	1	155	1.6
10	WS	3	275	7.9
11	WS	1	155	2.4
12	WS	1	155	3.0
13	W	3	275	1.0
14	W	3	275	2.7
15	W	3	275	3.7
16	WS	1	155	5.3

2000; Loke and Barker, 1996) including the exact topography. For most lines we obtained a root mean square (RMS) data adjustment better than 3% (Table 1). The uncertainties of the parameters given by the inversion program stay mostly below 10%. Only in the lines with less well adjusted data (lines 4, 10, 15 and 16) have more important parameter uncertainties below 7 m depth, going up to 35% for line 10 and up to 20% for the other three lines. No systematic misfit due to these uncertainties could be observed and also the resistivity distribution of the more problematic lines is coherent with the other

ones. The resulting resistivity profiles are shown in Figs. 4 and 5. The following observations should be highlighted:

In the near surface zone (0–5 m approx.), very low resistivities (less than 7 Ωm) correspond well with the presence of active vents. The lines clearly outside the vent area – lines 5, 11 and 12 – indicate a surface cover with resistivities between 20 and 30 Ωm . These values are still quite low and correspond to the Quaternary alluvial deposits (fluvial terrace). At the far ends of the profiles, especially towards the North, resistivities increase clearly up to 100 Ωm . This is

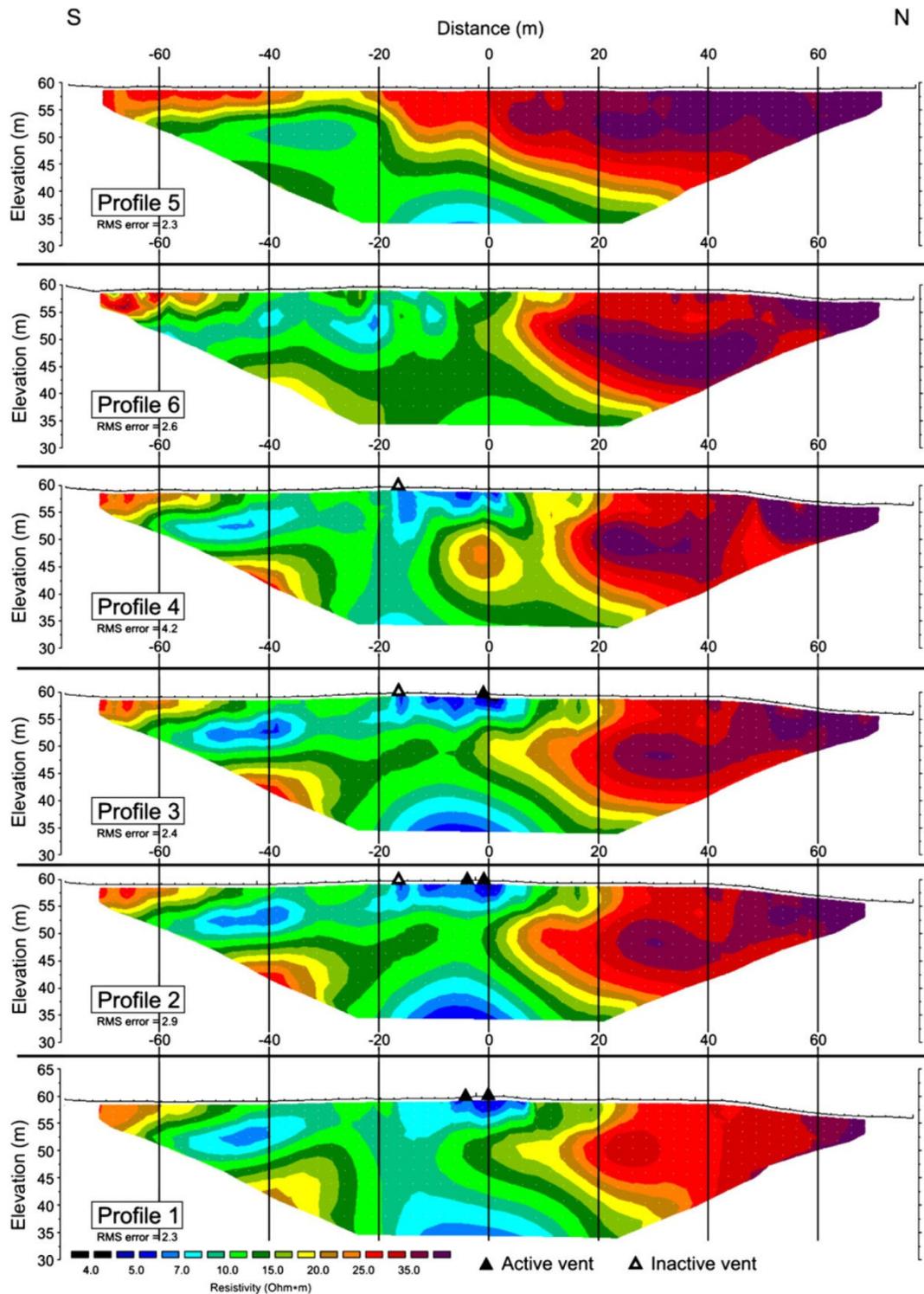


Fig. 4. Resistivity distribution along the measured profiles resulting from 2D inversion. The lines are ordered from E to W. Line 1 crosses the main vent. See Fig. 2 for position of the profiles. Blue areas correspond to very low resistivity associated with high water and mud content. Red areas indicate background Miocene marls. a): Lines East of the main vent, b): Lines West of the main vent.

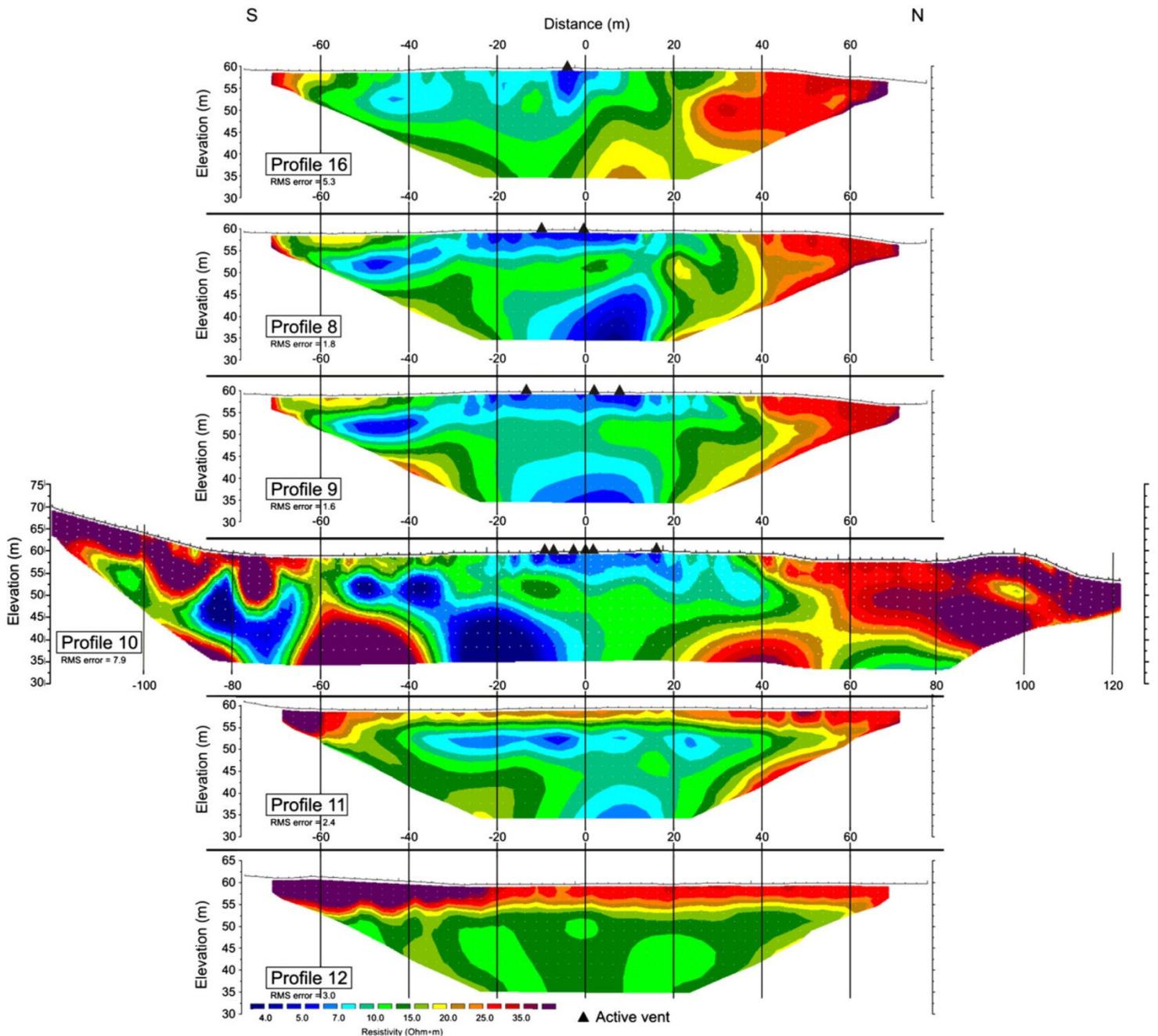


Fig. 4 (continued).

interpreted as terrace sediments not at all influenced by the mud flow activity.

- At depths below about 15 m, all profiles except for profile 12, the one farthest to the W, show a broad zone of very low resistivities that doesn't seem to be directly related to the surface expression of the vents.
- At intermediate depths (5–15 m), all profiles show intermediate resistivities (7–20 Ωm). These can be interpreted as resulting from a water content that is noticeable but lower than near the surface and at larger depth. Another explanation could be the result of averaging out resistivities of relatively dry zones crossed by mud veins the size of which is below the resolution of our data.
- The limits of the zones affected by mud-upwelling are different to the S and to the N. On most profiles, the northern side shows a clear near-vertical limit between very low and moderate resistivity, whereas in the South, this limit is less clear and more irregular. Most

profiles indicate a subsurface spreading-out of the mud towards the South which is not observed towards the North. This can be interpreted as due to a contact of rocks with different permeability, and therefore the position of a branch of the Carterton fault (Fig. 10), although morphologically, this fault seems to be located some 100 m further south (see Fig. S3).

These observations on the 2D models seem to indicate that the area is underlain at depth by a rather wide mud chamber approaching the surface to about 15 m. Comparison of the obtained resistivities at depth with those at surface show that this deep zone must contain an important amount of water. Near the surface, resistivities of less than 7 Ωm are only observed in areas where liquid mud flows out. The transfer from this chamber to the vents visible at the surface passes through a zone of intermediate resistivity, possibly through relatively narrow conduits before the mud spreads out again in the uppermost 5 m.

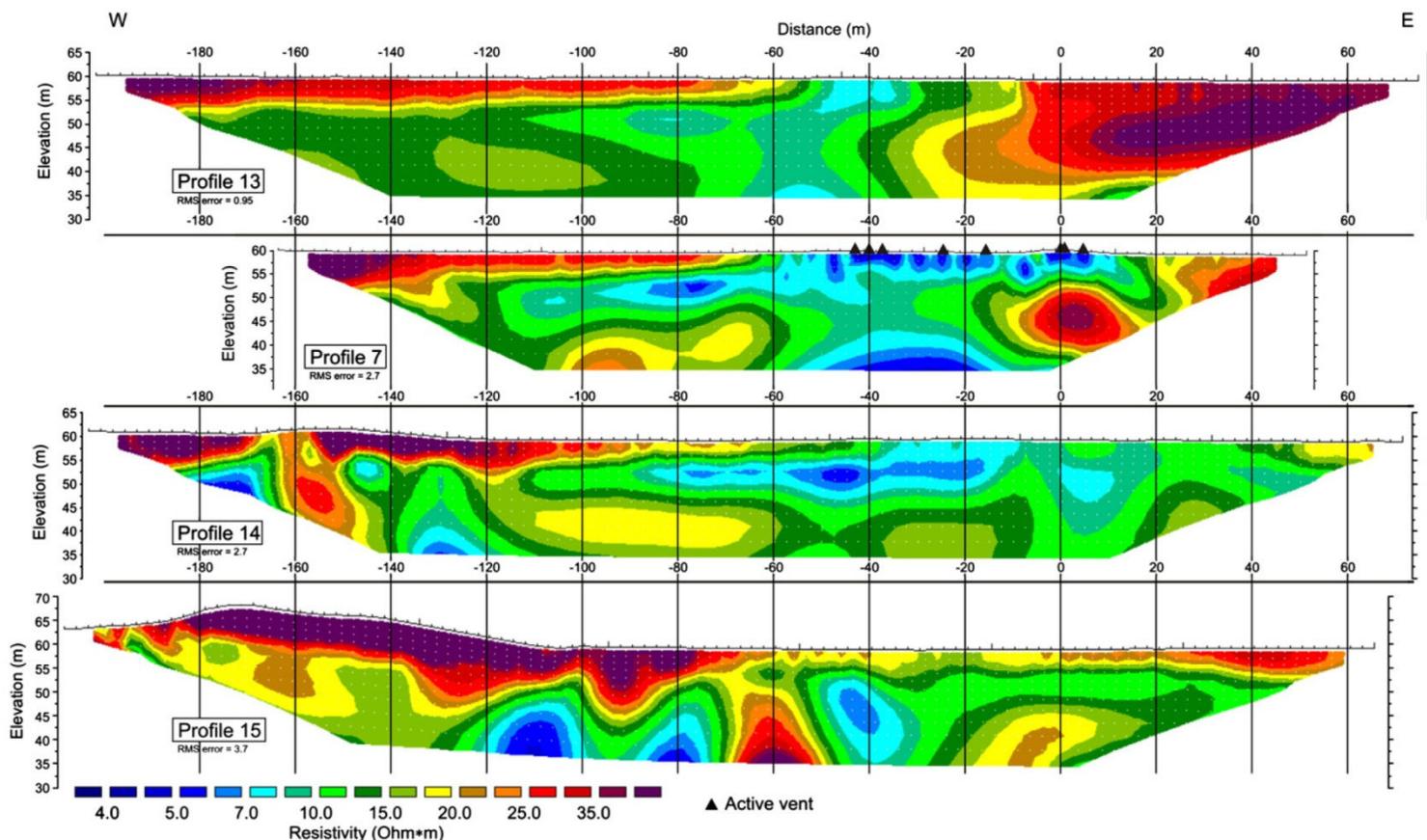


Fig. 5. Distribution of resistivities along the measured E–W lines. For further explanations, see Fig. 4.

4. 3D model

This kind of structures is certainly not 2D. Therefore and in order to get a better 3D view of the mud volcano field, we performed a 3D inversion of the whole data set. Since the inversion program we used (Res3DInv®) was unstable when dealing with real electrode coordinates, we redistributed the profiles slightly along rows of a regular $5 \times 5 \text{ m}^2$ grid and did not use topography for the inversion. Tests on the 2D profiles showed that the relief in the area of interest is sufficiently small and smooth, so that not taking it into account does hardly modify the results.

The resulting 3D model is shown in Fig. 6. The three near-surface layers, down to a depth of about 8 m (layers 1 to 3) show a very good correlation between low resistivity and the distribution of the surface vents. Beneath this depth and until about 20 m (layers 4 to 6), the smallest resistivities do not correspond to the areas of vent concentration and, surprisingly, certainly not to the position of the main vent. Below 20 m (layers 7 and 8), however, the area of low resistivity broadens and coincides again with the position of the vents at the surface. The 3D model confirms the results of the 2D inversions, mainly that there seems to be a near-surface layer with very low resistivities intimately linked to the distribution of the vents, a broad deep layer (<20 m) with similar resistivities and between 20 and 8 m a transition zone connecting the two layers through one main chimney near the western limit of the surface vents and two minor ones to the east and to the south.

Since our data were not acquired in a real 3D configuration, it is important to check to which degree the inversion result may contain artefacts from the non-ideal configuration. Therefore, we constructed a series of synthetic models containing a simplified version of the main observations: two broad horizontal layers (a shallow one between 0 and 5 m and a deep one below 20 m), connected by two chimneys, a broad one (20 m diameter, 8×8 blocks in the FD model) corresponding to the

main upwelling seen in the 3D inversion result and a narrow one (2.5 m diameter, 1 block in the FD model) corresponding to a hypothetical direct connection between the main vent and the deeper conductive layer (Fig. 7). The apparent resistivities corresponding to this model were calculated in an ideal 3D configuration (Res3DMod®) and 5% error were added to the calculated values, similar to the fit obtained in the data inversion. Then the values corresponding to our electrode positions were extracted and inverted with Res3DInv®. The inversion result (Fig. 8) shows that we reconstruct correctly the two layers (near surface, layers 1 to 3 and deep, layers 7 to 9 in Fig. 8) and the big chimney (layers 4 to 6 at $X = 60 \text{ m}$, $Y = 120 \text{ m}$) in terms of position and with a slightly reduced resistivity contrast, however the small chimney (layers 4 to 6 at $X = 80 \text{ m}$, $Y = 80 \text{ m}$) cannot be resolved.

This model was then modified, reducing the number of low-resistivity blocks within the main chimney, simulating in this way a broad region where the mud rises within a series of vertical conducts. We changed the density of low resistivity blocks stepwise from the original 100% to 75%, 50%, 25% and finally to 0% in order to be sure that the imaged low resistivities in the intermediate zone do not correspond to an artefact. Fig. 9 shows just one intermediate layer of the 50% density model and Fig. S1 shows the inversion result for this 50% density model. Fig. S2 shows the inversion result for the case of nonexistent chimney.

The 50% model resolves still correctly the position of the broad chimney (Fig. S1), although the obtained resistivity is somewhat too high. The 25% model, however (not shown here), doesn't recover any more correctly the chimney.

When no chimney is included in the synthetic model, the inversion gives clearly the two low resistivity layers at the surface and the bottom, separated by a high resistivity layer and without any sign of low resistivities in the transition zone (Fig. S2).

Another possible source of erroneous interpretation is the loss of resolution with depth. It could be that a single chimney would be

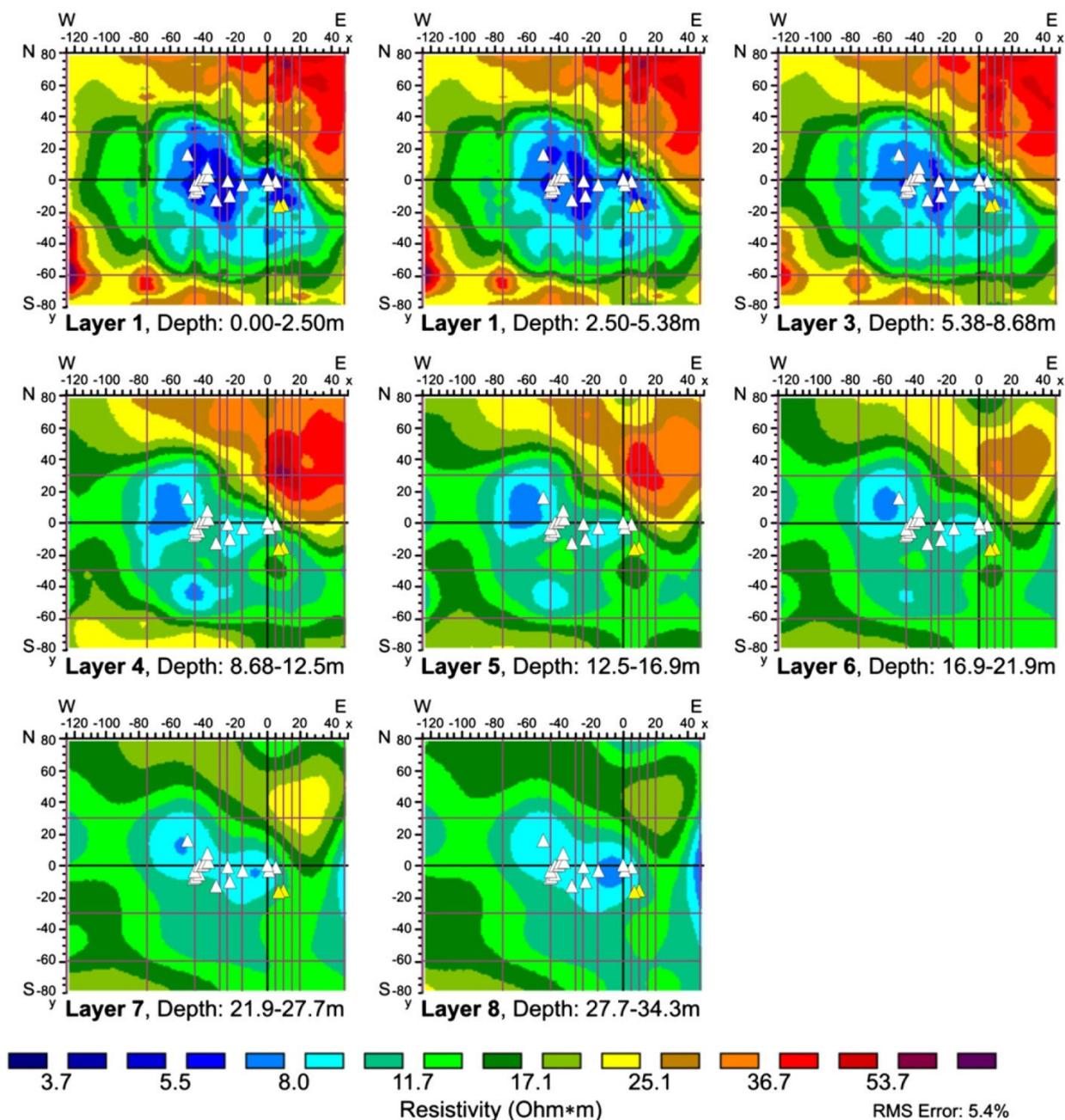


Fig. 6. 3D distribution of resistivities and position of the vents. The yellow triangles correspond to the vents that became inactive between 2006 and 2007. The thick lines correspond to the X and Y axes across the origin of the local coordinates system.

imaged as a broad zone of reduced resistivity. Therefore, we made another series of synthetic calculations in which we replaced the reservoir at depth by a series of 20 m diameter chimneys, going from 1 to 4 chimneys. In Fig. S3, we present the result of the 3-chimney case. The general observation is that as should be expected, the more chimneys we introduce, the more the final image resembles a continuous reservoir. However, even with 4 chimneys, the resistivity resulting from inversion stayed well above the real (synthetic) resistivity of the input model. If we suppose that the mud at depth is not much more conductive than the one at surface, we can conclude from this numerical experience that resistivity imaging shows effectively a mud reservoir below 20 m depth with a percentage of mud with respect to rock matrix of well above 50%.

5. Discussion

The high resolution images of resistivity distribution under the mud volcano field show a much more complex structure than one would expect. The mud deposits at the surface are characterized by

resistivities of 5–10 Ωm. The extension of the low resistivity values near the surface corresponds well to the zone of the vents including the ones extinct within the year before the measurements were done. Supposing that at depth the resistivities of the mud remain similar to the surface values, we distinguish three major, roughly circular areas where the mud rises towards the surface, starting from a larger zone that we interpret as mud chamber at a depth of about 20 m.

The most surprising finding of the resistivity images is that the deeper areas of rising mud are not well correlated to the distribution of the vents. Especially below the main vent, no connection between the upper and the lower mud reservoir can be seen. Our data do not allow to exclude a narrow, up to 3 m wide, mud conduit at this place, however a test with a plummet indicated the bottom of the superficial mud chamber at 6 m depth, which corresponds well with the base of the near surface low resistivity zone in our model.

Classically the choice of the measurement configuration depends on the studied structure. For example, the dipole-dipole configuration is more sensitive to vertical structures like dykes and Wenner

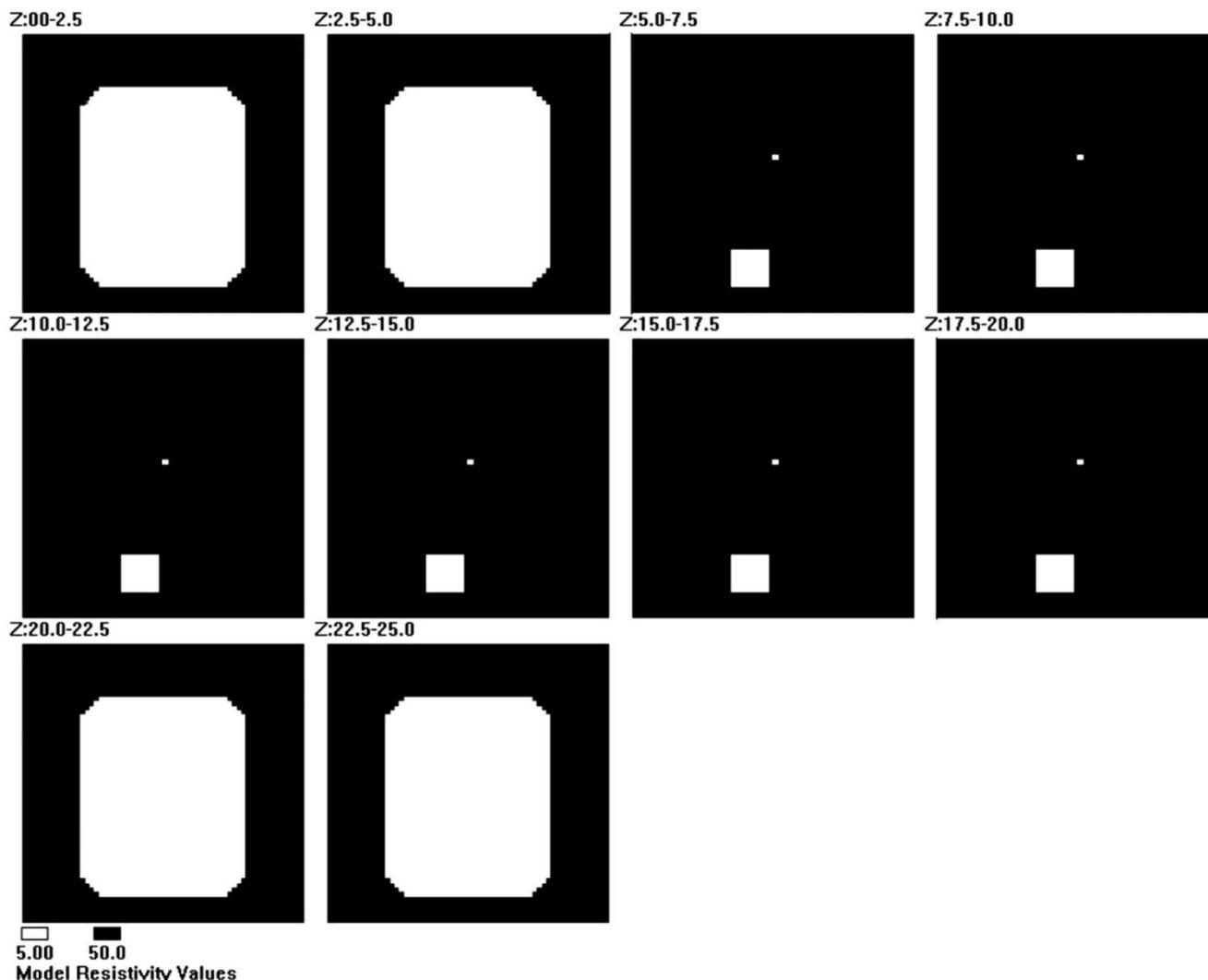


Fig. 7. Synthetic model simulating the principal features of the 3D inversion result. White corresponds to high resistivity (50 Ωm), black to low resistivity (5 Ωm).

configuration is very sensible to horizontal changes like tabular layers. The signal intensity is another important property for the protocol choice, indeed the dipole–dipole configuration gives often poor signal-to-noise ratio contrary to the Wenner configuration type. Numerical tests show that gradient configuration is a good choice for resolution and signal force in a 2D case (Dahlin and Zhou, 2004). The Wenner–Schlumberger configuration used here has similar properties to increase the vertical resolution of Wenner configuration and to conserve a very high signal-to-noise ratio. For investigation of an unknown area in a limited time, we considered very important to get data with a high signal intensity. Moreover for the 3D model it was not possible to really test the data before the end of the field acquisition. The structure found on the resistivity profiles confirmed a posteriori the choice of a Wenner–Schlumberger configuration since we found both vertical and horizontal structures.

The 2D models (Figs. 4 and 5) indicate that the mud rises within some 20 m wide chimneys and spreads out in the last 6–8 m before reaching the surface. In some places, it seems to descend again when spreading out further than the vent area. It is, however, also possible that these dipping mud fields are fed by some chimney located outside of the 3D model (e.g. line 10, Fig. 4). In this case, the deep reservoir would spread even further than imaged by the 3D model, strengthening the indications for sub-horizontal flow near the surface. At about 15 m depth, the rise of the mud seems to be blocked by a more impermeable layer, probably corresponding to a clay bed.

Another interesting feature is that, as discussed above, the 2D as well as the 3D models show a clear change of the resistivity structure just north of the vents that may be interpreted as the position of a branch of the active Masterton strike-slip fault (white line on Fig. 10). The main change in morphologic slope, however, is located about 80 m further south (black line in Fig. 10). We interpret this difference as due to the deposition of the river terrace lapping onto the slope of the southern (Torelesse) block. The topographic map reveals also a slight doming in the area of vents even where no mud has flown out. It seems that the doming has to be related to the presence of the mud chamber below 15 m depth.

6. Conclusions

A dense net of resistivity imaging profiles allowed us to investigate the near surface distribution of electric resistivities of a mud volcano field. 16 2D profiles of 155 to 275 m length have been inverted to a depth of about 25 m. The ensemble of profiles has then been inverted jointly in order to obtain a 3D image of the subsurface. In the uppermost 6–8 m, very low resistivities (around 5 Ωm) correspond well to the distribution of the mud volcano vents. However, at greater depth, the low resistivities are restrained to a few pipes without a clear relationship to the near-surface activities that seem to channelize the mud from a deeper larger reservoir (deeper than about 15–20 m) to the surface where it spreads out (Fig. 11). We suppose that this layer of condensed mud flow corresponds to a layer of reduced permeability.

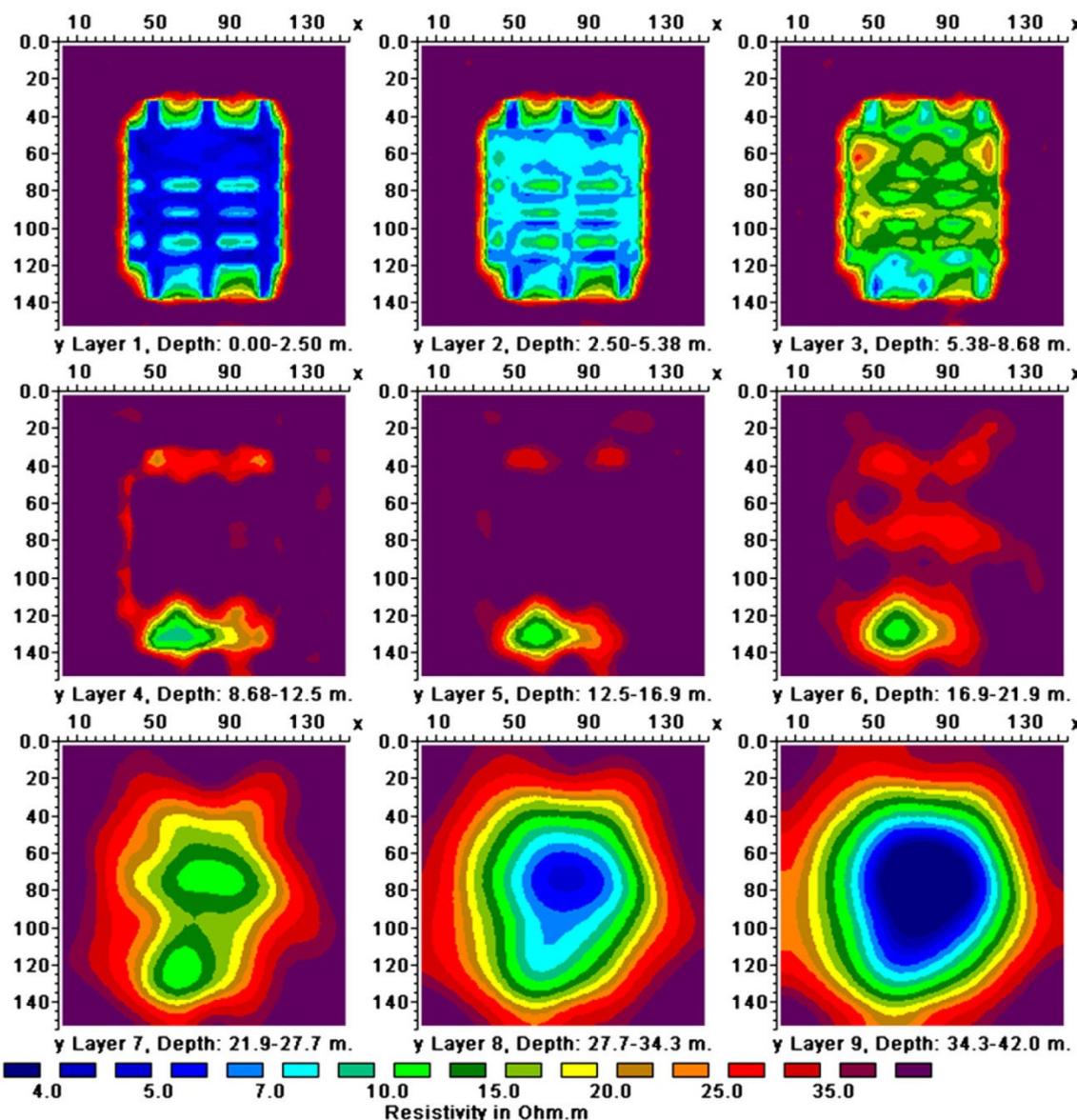


Fig. 8. Inversion result of the data obtained from the model shown in Fig. 6 using only the data corresponding to our electrode positions.

An interesting observation is that the mud spreads out southward and westward below the surface. Northwards, however, a clear near-vertical limit separates the low resistivities of the mud from higher resistivities

Z:10.0-12.5

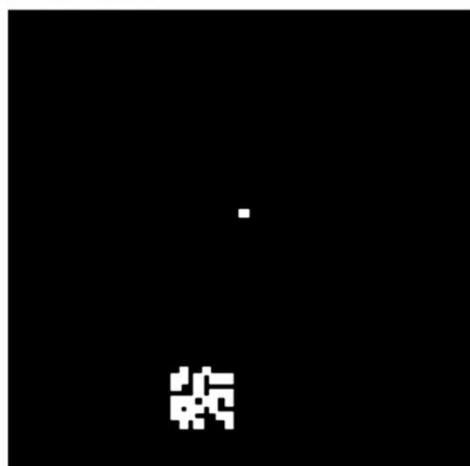


Fig. 9. Synthetic model with 50% density of low resistivities in the upwelling zone. For a better resolution, we show here only one layer corresponding to layers 3 to 8 (compare Fig. 7). White corresponds to high resistivity (50 Ωm), black to low resistivity (5 Ωm).

associated to the sediments of the river terrace. This structural difference points to the position of the Masterton strike slip fault at that position thought to be the main conduit of fluids, mud and gas from the deeper levels of the Hikurangi accretionary prism.

Supplementary materials related to this article can be found online at [doi:10.1016/j.tecto.2011.05.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.007).

Acknowledgements

This study has been supported by the GDR Marges (chantier “Marges Actives: processus sédimentaires et fluides froids”) of the French CNRS. We gratefully thank Mr Ian Douglas for giving us access to his land and logistic help. Two anonymous reviewers helped to improve considerably the manuscript.

References

Accaino, F., Bratus, A., Conti, S., Fontana, D., Tinivella, U., 2007. Fluid seepage in mud volcanoes of the northern Apennines: an integrated geophysical and geological study. *J. Appl. Geophys.* 63 (2), 90–101.
 Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys. Prospect.* 52 (5), 379–398.
 Field, B.D., Uruski, C.I., 1997. Cretaceous–Cenozoic geology and petroleum systems of the East Coast region, New Zealand. monograph 19. Institute of Geological and Nuclear Science, Lower Hutt.

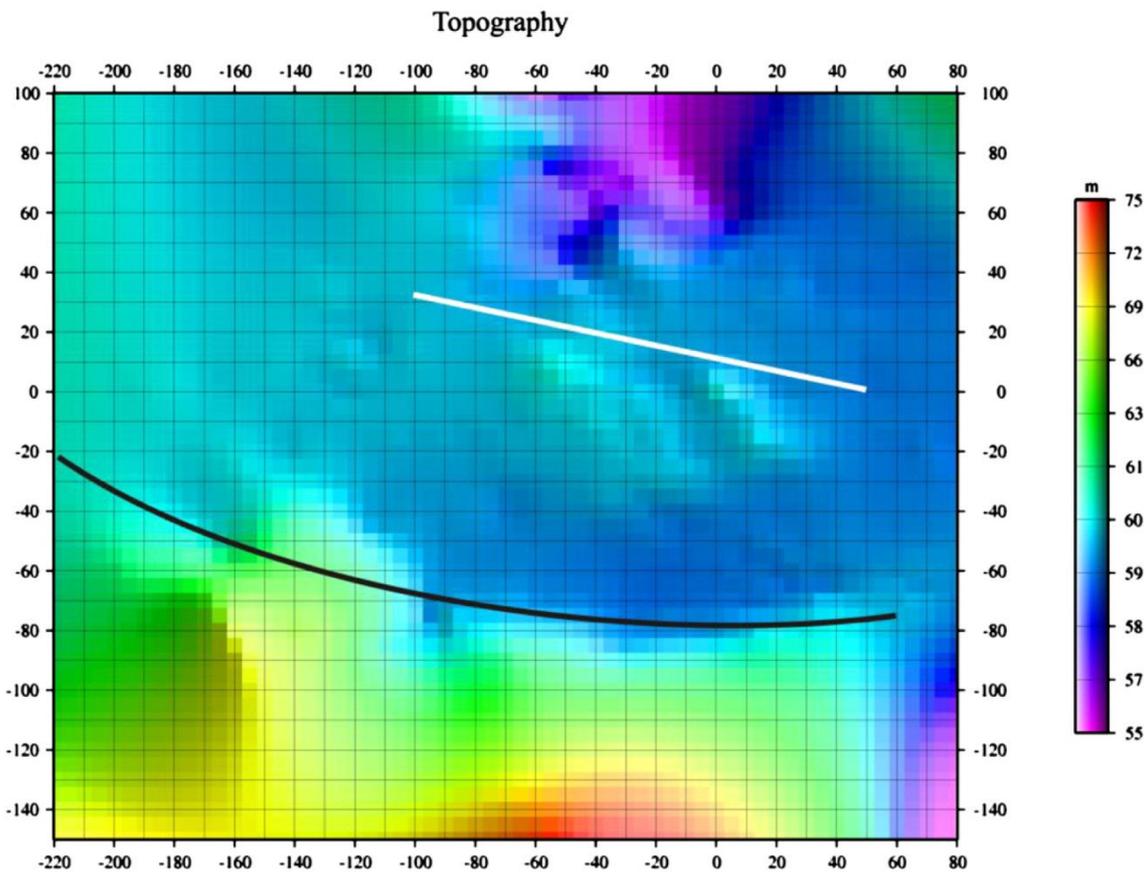


Fig. 10. Topography of the mud volcano field and its surroundings. Black line: break in morphologic slope. White line: northern limit of the low-resistivity area, interpreted as position of the Masterton fault near the surface.

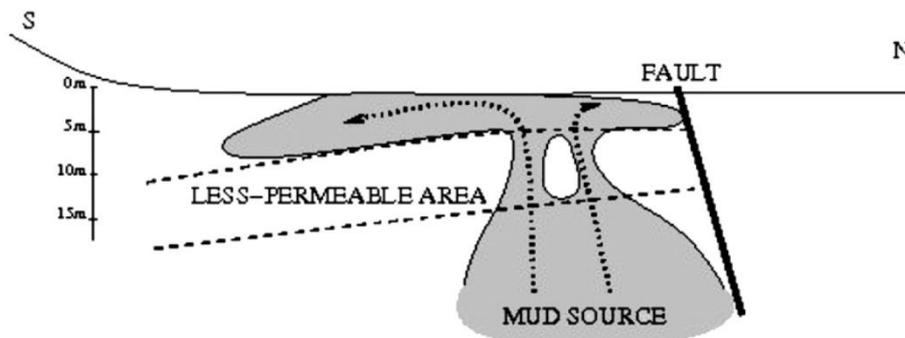


Fig. 11. Schematic model of mud-flow in the studied area.

- Francis, D.A., 1995. Oil and gas seeps of the northern and central East Coast Basin. *Petroleum Exploration in New Zealand*, 44, pp. 21–27.
- Francis, D.A., Murray, A.P., 1997. Oil and gas generation in the East Coast basin – an update. *Petroleum exploration in New Zealand*, 51, pp. 8–17.
- Francis, D.A., Bennett, D., Courtney, 2004. Advances in understanding of onshore East Coast Basin structure, stratigraphic thickness and hydrocarbon generation. *NZ Petroleum Conference*, pp. 1–20.
- Kopf, A.J., 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.* 40 (2), 1005.
- Kvenvolden, K.A., Pettinga, J.R., 1989. Hydrocarbon gas seeps of the convergent Hikurangi margin, North Island, New Zealand. *Mar. Petrol. Geol.* 6 (1), 2–8.
- Lee, J.M. and Begg, J.G., 2002. *Geology of the Wairarapa area, 1:250,000 Geological map*, 11, 1 sheet + 66 p. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand.
- Loke, M.H., 1999. *Res2DInv, manual of the Software*. In: <http://www.goelectrical.com> (Editor), <http://www.goelectrical.com>.

- Loke, M.H., 2000. Topographic modelling in electrical imaging inversion. *EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition*, Glasgow, UK.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.* 44, 131–152.
- Moore, P.R., King, M., Christie, A.B., Wyss, R.J., Brown, L.J., 1992. *Geological resource map of New Zealand 1:250,000, sheet QM342 Castlepoint*. Report M 187. New Zealand Geological Survey. 43 pp.
- New Zealand Geological Survey, 1975. *New Zealand geological map, scale 1:63 360, Sheet Tinui-Awatoitoti, Sheet N159 and Pt. N158*, 1st edition.
- Opus International Consultants Limited, 2005. *Assessment of water and sanitary services*. Report 5PN618.00, ed. Council of Masterton District, New Zealand.
- Pettinga, J.R., 2003. Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi margin, southern Hawke's Bay, New Zealand. *NZ J. Geol. Geophys.* 46, 107–121.

CHAPITRE 5

MODÉLISATION DU MANTEAU SUPÉRIEUR SOUS L'ÎLE NORD

1. Introduction

Après l'étude géochimique et minéralogique des échantillons de roche et de sédiments, il est nécessaire de connaître la structure de la lithosphère. Pour cela, j'ai utilisé une méthode de modélisation, basée sur l'analyse des variations du flux de chaleur, de la gravité, du géoïde et de la topographie : les logiciels « CAGES », « CAMOD » et « CAPLOT » (Zeyen et Fernandez, 1994). Le principal avantage de cet outil est son « rayon d'action ». Il permet d'obtenir une image de la lithosphère sur une distance de plusieurs centaines de km et jusqu'à 200 km de profondeur.

La lithosphère sous l'île nord a été modélisée à l'échelle globale en une dimension (profondeur Δz) et le long de trois profils (Figure 45) en deux dimensions (longueur Δx , profondeur Δz). Je présenterai d'abord le matériel utilisé puis le principe des calculs 1D et 2D, les logiciels utilisés et les modèles obtenus.

2. Matériels

Les avantages de cette méthode de modélisation, par rapport à d'autres comme la tomographie sismique, sont sa facilité d'utilisation et son faible coût : il suffit d'un PC et d'un accès à internet.

Il existe des bases de données sur internet proposant de télécharger librement à l'adresse <ftp://topex.ucsd.edu/pub>, les valeurs du géoïde (Pavlis et al., 2008), et de la gravité et la topographie (Sandwell et Smith, 1997,2009), en n'importe quel point du globe, avec une résolution spatiale d'un point tous les 2 à 4 km, suffisante dans notre cas.

Pour définir les limites des corps sédimentaires, la méthode est toujours la même, à savoir étudier la carte géologique de la zone géographique à modéliser (à l'échelle 1 :1.000.000^{ème}, dans le cas présent ; consultable sur le site du GNS*) ainsi que des coupes géologiques. On utilise également Google Earth pour placer géographiquement les profils à modéliser (avec une précision respectable, de l'ordre du km), la carte et les coupes géologiques.

*Institute of Geological and Nuclear Sciences

<http://data.gns.cri.nz/geoatlas>; <http://www.gns.cri.nz/research/qmap/qmapproducts.html>

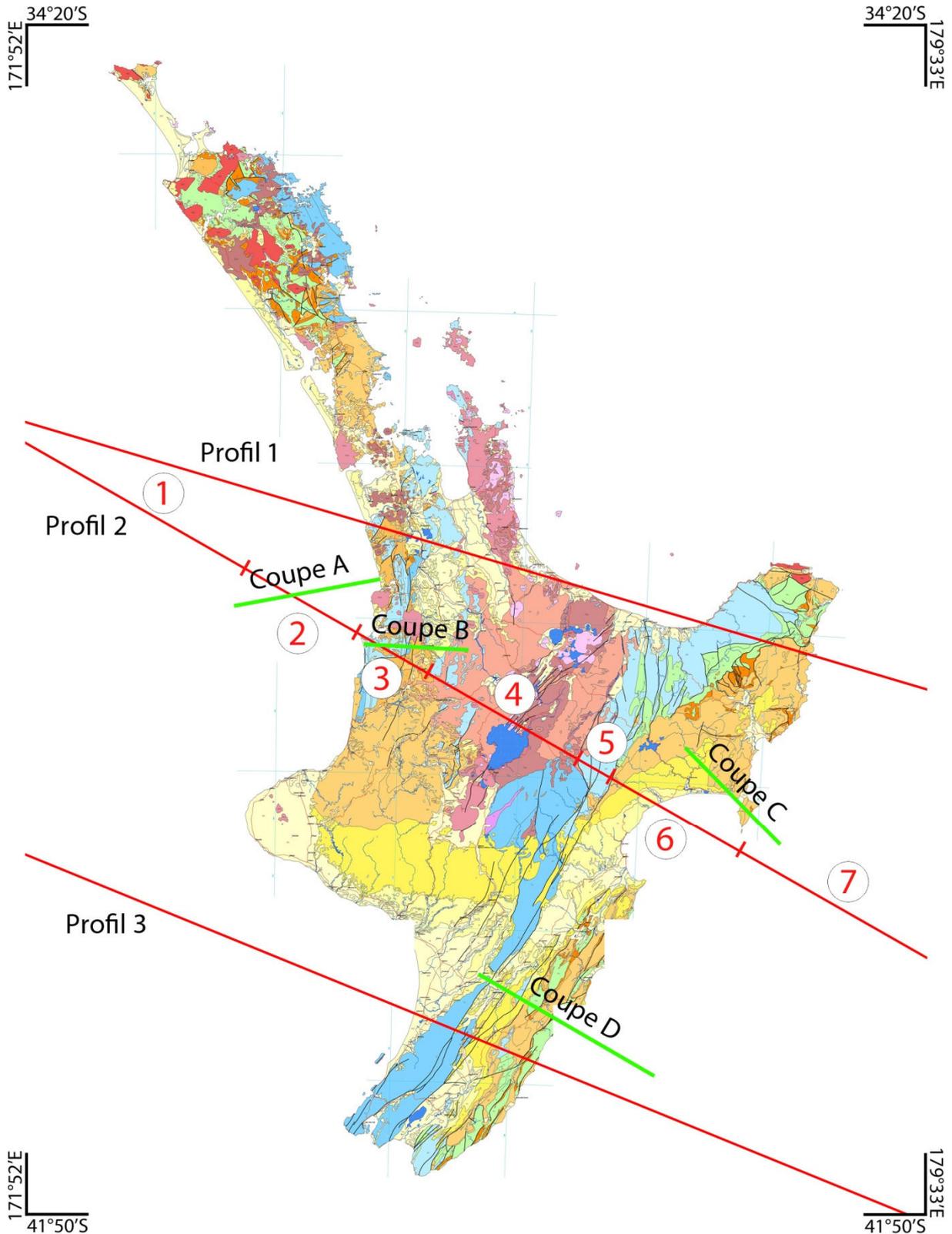


Figure 45: localisation des profils modélisés, des coupes géologiques utilisées pour déterminer les contours et la profondeur des corps sédimentaires (GNSZ, carte géologique 1 :1000000), et des corps sédimentaires pris en compte dans la modélisation du profil 2.

3. Principe

CAGES est un programme informatique basé sur l'interprétation conjointe de données de gravité, du géoïde et de topographie. Concrètement, il calcule avec un algorithme d'éléments finis la distribution des températures dans un modèle lithosphérique en équilibre thermique.

Lorsque la température diminue, la densité augmente et inversement, suivant l'équation de Parsons et Sclater (1977) :

$$\rho(z) = \rho_{Asth} \cdot (1 + \alpha \cdot (T_{Asth} - T_z)) \quad (1)$$

α est le coefficient d'expansion thermique

z est la profondeur

$\rho_{Asth} = 3200 \text{ kg/m}^3$, est la densité de l'asthénosphère

En fonction de la distribution des densités, CAGES calcule l'effet sur la gravité, le géoïde et la topographie :

$$\Delta g = G \cdot \int_V \frac{\Delta \rho}{r^2} \cdot \frac{z}{|r|} dV \quad (2) \quad \text{La gravité dépend de la densité et de la profondeur élevée au carré}$$

$$\Delta H = -\frac{2\pi G}{g} \cdot \int_V \frac{\Delta \rho}{r} dV \quad (3) \quad \text{Le géoïde dépend de la densité et de la profondeur}$$

$$\Delta \text{topo} = -\int_Z \frac{\Delta \rho}{\rho_{Asth}} dz \quad (4) \quad \text{La topographie répond au principe d'Archimède et dépend de la densité moyenne de la lithosphère}$$

Avec $\Delta \rho = \rho(z) - \rho_{Asth}$

3.1 Calcul en une dimension (1D)

Ce calcul est basé sur un algorithme d'inversion numérique au contraire du 2D qui est d'essai-erreur. En 1D, les densités et les épaisseurs varient le long de l'axe z uniquement. Il n'y a pas de variation latérale donc, chaque point de mesure n'est affecté que par la colonne qui se trouve en dessous. Contrairement à la 3D où le géoïde et le champ gravimétrique sont affectés par la distribution de masses dans toutes les colonnes.

Le logiciel prend les fichiers de topographie et du géoïde (ΔH) existants, et pour chaque point il calcule la profondeur (à partir de la surface) des différentes couches en résolvant ces deux équations (Fullea et al., 2007):

$$\Delta H = -\frac{2\pi G}{g} \cdot \int_{z_{Litho}} \rho(z) \cdot z \cdot dz \quad (5)$$

$$\text{topo} = F \cdot \left(Z_{\text{Litho}} - \frac{\rho_c \cdot Z_{\text{Moho}} + \overline{\rho_m} \cdot (Z_{\text{Litho}} - Z_{\text{Moho}})}{\rho_a} + \varepsilon_0 \right) \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \text{Avec } F &= 1 \text{ si } \text{topo} \geq 0 \\ &= \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{\text{eau}}} \text{ si } \text{topo} < 0 \end{aligned}$$

ρ_c = densité de la croûte
 ρ_a = densité de l'asthénosphère
 $\overline{\rho_m}$ = densité moyenne de la lithosphère
 ε_0 = -2380 mètres
 Z_{Litho} = épaisseur de la lithosphère
 Z_{Moho} = profondeur du moho

Dans ces équations, nous avons cinq inconnues : ρ_c , ρ_m , $\overline{\rho_m}$, Z_{Litho} et H_0 le niveau zéro du géoïde.

N'ayant que deux types de données, on ne peut pas résoudre les équations indépendamment.

Faisons donc les hypothèses suivantes :

- La densité moyenne de la croûte est constante et égale à 2800 kg/m³ (définie d'après les résultats de la modélisation en 2D).
- La densité du manteau ne dépend que de la température (équation 1).
- En supposant le gradient thermique linéaire dans le manteau lithosphérique et une production de chaleur constante dans la croûte, on peut estimer la température au niveau du Moho (T_{Moho}) en fonction de l'épaisseur de la lithosphère.

Ainsi, la densité du manteau devient une fonction linéaire de la profondeur :

$$\rho(z) = \beta + \gamma \cdot z \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \text{Avec } \gamma &= \rho_a \cdot \alpha \cdot \frac{T_{\text{Moho}} - T_{\text{Asth}}}{Z_{\text{Litho}} - Z_{\text{Moho}}} \\ \beta &= \rho_{\text{Moho}} - \gamma \cdot Z_{\text{Moho}} \end{aligned}$$

Notre modèle étant constitué de deux couches, l'équation 5 devient maintenant :

$$\Delta H = -\frac{2\pi G}{g} \cdot \left(\rho_c \frac{Z_{\text{Moho}}^2}{2} + \frac{\gamma \cdot (Z_{\text{Litho}}^3 - Z_{\text{Moho}}^3)}{3} + \frac{\beta \cdot (Z_{\text{Litho}}^2 - Z_{\text{Moho}}^2)}{2} \right) + H_0 \quad (8)$$

Il ne reste que trois inconnues. La variable H_0 est problématique, parce qu'il n'y a pas d'argument scientifique pour déterminer sa valeur. Si H_0 est choisi trop petit, des termes imaginaires peuvent apparaître dans la solution conjointe des équations 6 et 8. La valeur de H_0 a donc été cherchée proche du minimum sans qu'il y ait des solutions imaginaires. Dans la pratique, ceci s'est fait en définissant un modèle crustal de référence. L'influence de ce paramètre est de modifier les profondeurs absolues du Moho et de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB), sans cependant modifier significativement leurs variations latérales.

Puisque l'équation 8 contient des termes cubiques, le seul moyen de résoudre ces équations est par itération. Pour cela, nous fixons z_{Litho} pour en déduire z_{Moho} , puis nous calculons la topographie et le géoïde résultants. Selon les erreurs commises, nous modifions z_{Litho} et réitérons le calcul jusqu'à obtenir les valeurs de la topographie et du géoïde mesurées.

Enfin, le logiciel génère deux fichiers contenant la profondeur du Moho et de la base du manteau lithosphérique puis il affiche les résultats.

3.2 Calcul en deux dimensions (2D)

3.2.1 Principe

Le calcul se fait suivant les équations 1 à 4 en 2D. Puisque notre modèle a des dimensions limitées, il faut introduire des « conditions aux limites » dans l'équation du flux de chaleur pour pouvoir calculer une distribution réaliste des températures :

- 1) La température à la surface et à la base de la lithosphère est supposée constante, $T_0 = 25^\circ\text{C}$, $T_{\text{Asth}} = 1350^\circ\text{C}$.
- 2) pas de flux de chaleur à travers les limites latérales.

Il faut également définir la distribution de la conductivité thermique et de la production de chaleur. Ensuite, le logiciel calcule l'effet de la température sur la densité du manteau lithosphérique à chaque nœud de la grille d'éléments.

3.2.2 Utilisation du logiciel CAMOD

Pour définir la structure de la croûte et l'épaisseur de la lithosphère, on utilise l'interface graphique CAMOD (Figure 46). Ce logiciel nous demande de tracer les contours des différents corps de la lithosphère (sédiments, croûte supérieure, croûte inférieure, manteau, etc...), et de définir leurs paramètres internes: principalement la densité, la production de chaleur et la conductivité thermique.

Pour exécuter CAMOD il est nécessaire de copier dans son dossier d'installation le fichier de topographie téléchargé sur internet.

CAMOD affiche au début un modèle basique composé de quatre corps correspondant aux sédiments, aux croûtes supérieure et inférieure, et à la lithosphère inférieure. La profondeur de la limite sédiments/croûte ainsi que l'épaisseur de la croûte continentale et de la lithosphère inférieure sont fixées arbitrairement.

Ensuite, le logiciel nous demande de placer des points ou nœuds pour définir les contours des corps géologiques. Sur la figure 46, on distingue aisément les points aux limites de ces corps.

A chaque modification effectuée sur le modèle, il faut exécuter CAGES pour calculer l'effet sur le flux de chaleur, la gravité, le géoïde et la topographie théoriques, puis le logiciel CAPLOT pour afficher les résultats sous forme de courbes (Figure 47). Plus les valeurs théoriques (courbes rouges) se rapprochent des données mesurées (points gris), plus le modèle est réaliste. Pour faire coïncider au mieux les courbes réelles et calculées, il faut en premier lieu prendre en compte la nature (densité, épaisseur) des roches sédimentaires traversées par le profil étudié ainsi que l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère. Sur la figure 46, on voit que différents corps (numérotés de 1 à 7) constituent l'ensemble sédimentaire (en jaune).

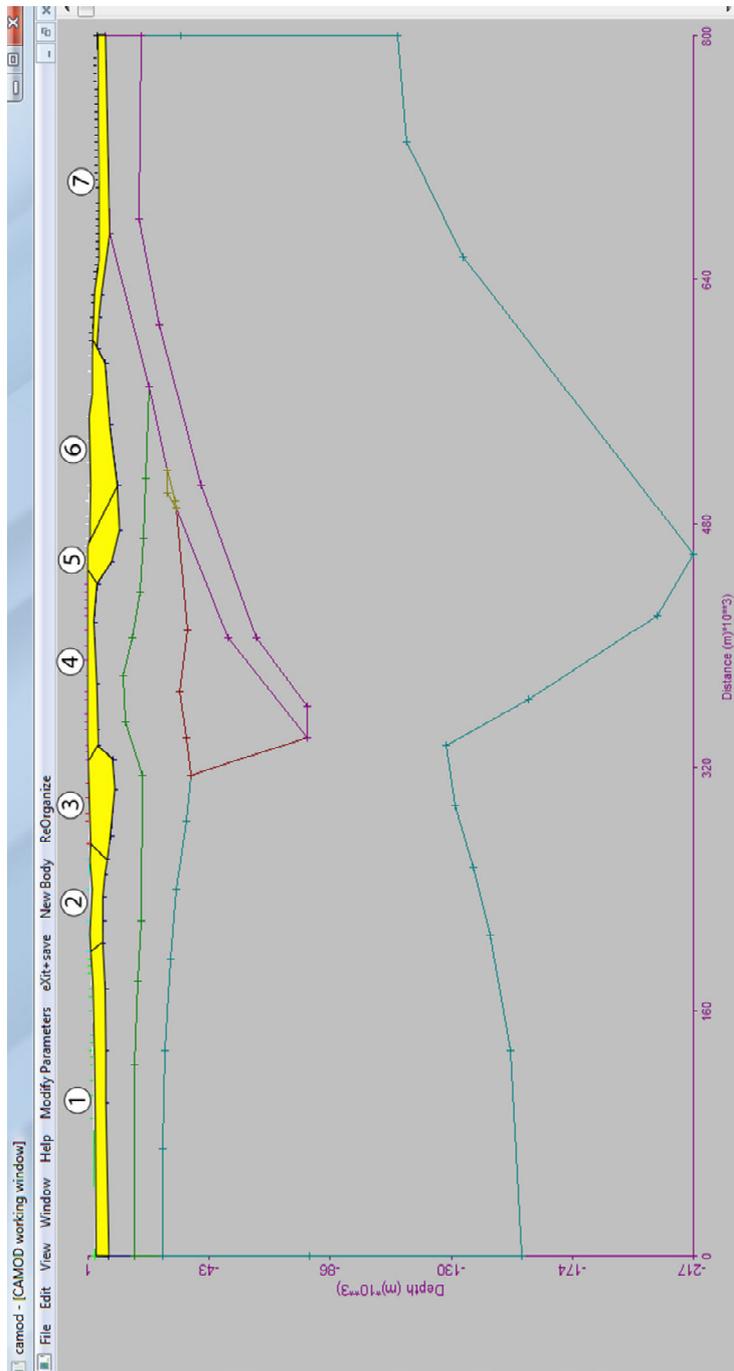


Figure 46 : interface graphique de CAMOD.

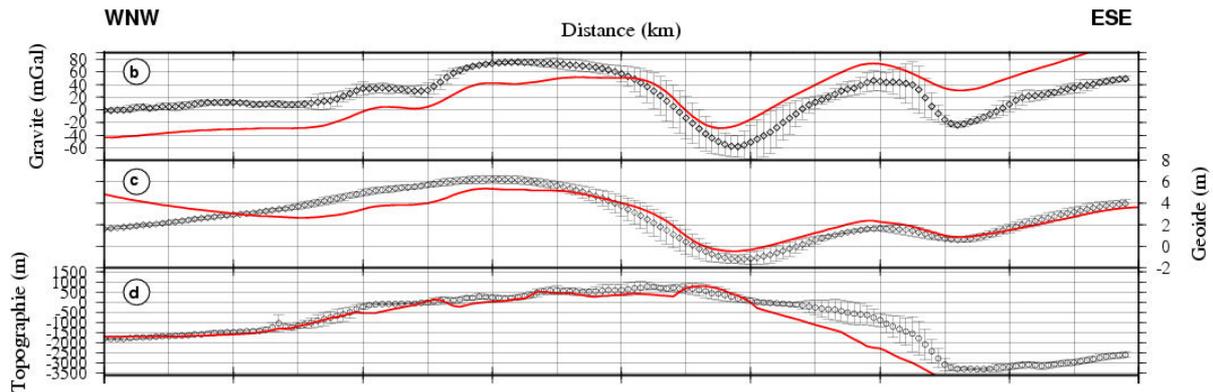


Figure 47: exemple de fenêtre de résultats générée par CAPLOT ; en rouge les valeurs calculées à partir du modèle géologique donné, en gris les valeurs mesurées avec leurs barres d'incertitude.

4. Méthode

Pour décrire la méthode utilisée pour modéliser la lithosphère le long d'un profil déterminé, prenons l'exemple du profil 2.

4.1 Modélisation des sédiments

Au moyen de cartes géologiques (GNS - New-Zealand 1:1000000, Geological map of Raukumara 1:250.000, Waimarama coast geological map 1:250.000, Geological map of Wairarapa 1:250.000, Geological map of Waikato 1:250.000), de coupes géologiques (Geological map of Raukumara 1:250.000, coupe C ; Geological map of Wairarapa 1:250.000, coupe A ; Geological map of Waikato 1:250.000, coupes A et B) et de données sismiques (Anderson et Webb, 1994; Ansell et Bannister, 1996; Henrys et al., 2004), il est possible de faire une estimation de l'épaisseur, de la masse volumique (densité) et des limites spatiales des principaux corps sédimentaires. Les valeurs obtenues sont très approximatives, mais pour débiter la modélisation, il est essentiel de limiter le nombre de corps à modéliser en s'affranchissant temporairement de la couche sédimentaire. Par la suite, les paramètres physiques des corps la constituant sont affinés.

La densité des corps 1 et 7 (Figure 45) a été fixée en se basant sur la densité moyenne du type de roche dont ils sont constitués. L'épaisseur a quant à elle été déterminée grâce à plusieurs coupes géologiques (Figure 45).

Le corps 4 étant situé dans une zone volcanique, j'ai mis une densité relativement élevée et une faible épaisseur (2 km). J'ai également considéré que l'épaisseur du corps 5 (8 km) est la même que celle du corps 6 (partie terrestre) car à proximité de ce dernier. Quant à la densité, j'ai mis la même car les roches sédimentaires sont de natures similaires et d'âges proches.

La coupe A (Figure 45) a permis d'estimer l'épaisseur du corps 2 ainsi que sa densité (en fonction de l'âge et du type de sédiment) ; même chose pour les corps 3 et 6 (partie terrestre), avec les coupes B et C respectivement.

La coupe D, malgré le fait qu'elle soit nettement plus au sud, a été utilisée pour déterminer l'épaisseur et la densité de la partie marine du corps 6, parce qu'elle traverse le même plateau continental que le profil 2 mais aussi parce que les sédiments marins coïncident avec ceux de la coupe C.

4.2 Modélisation de la lithosphère

Une fois la couche de sédiments pré-modélisée, il faut fixer la densité de la croûte supérieure, de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique puis tracer leurs contours. Il est donc essentiel de chercher dans la bibliographie un maximum d'informations, notamment des études sismiques à faibles et grandes profondeurs.

Enfin, il faut adapter l'épaisseur des corps crustaux et mantelliques ainsi que la densité des corps sédimentaires à partir des données récoltées et des règles suivantes:

- Si la courbe théorique du géoïde est au-dessus de la courbe mesurée, cela signifie qu'il y a trop de masse

Solutions : augmenter l'épaisseur de la croûte inférieure et/ou de la croûte supérieure et/ou diminuer la profondeur de la limite lithosphère/asthénosphère, et/ou réduire la densité.

- Si la courbe théorique de gravité est au-dessus de la courbe mesurée, cela signifie qu'il y a trop de masse également

Solutions : augmenter l'épaisseur des sédiments et/ou diminuer la densité des sédiments et/ou augmenter l'épaisseur de la croûte.

- Si la courbe théorique de la topographie est au-dessus de la courbe mesurée, cela veut dire que l'altitude est trop grande donc qu'il n'y a pas assez de masse

Solutions : augmenter la densité des sédiments et/ou diminuer l'épaisseur des sédiments et/ou diminuer l'épaisseur de la croûte, et/ou augmenter l'épaisseur de la lithosphère.

Il arrive parfois qu'on observe des contradictions entre les valeurs calculées du géoïde, de la gravimétrie et de la topographie. En effet, le géoïde réagit plus sur des variations en profondeur que la gravimétrie. Par exemple, dans le cas où la topographie et le géoïde calculés sont proches des valeurs réelles, mais pas la

gravimétrie, il faut changer la densité des sédiments et éventuellement changer les densités en profondeur.

La partie sud-est du profil traverse le front de la subduction d'Hikurangi, marquant la transition entre la plaque australienne (continentale) et la plaque Pacifique (océanique). Il a donc fallu introduire un 10^{ème} corps dans notre modèle, correspondant à la croûte océanique.

Les hypocentres sismiques (Figure 48-B) mettent en évidence le plan de Benioff de la plaque Pacifique. Le profil 2 (trait rouge) est suffisamment proche du profil DD' pour nous donner une bonne approximation de la profondeur de la plaque océanique.

Ansell et Bannister (1996) indiquent plus précisément la profondeur de la plaque Pacifique sous l'île nord et la position géographique de la jonction entre le Moho de la croûte continentale et la plaque subductée.

Henrys et al. (2004) ont effectué une étude sismique (NIGHT) le long d'un profil à proximité du profil 2. Cette étude récente a été utilisée pour contraindre plus précisément le modèle et ainsi obtenir l'épaisseur des sédiments marins et de la croûte océanique dans ce secteur, et la localisation du front de la subduction.

Ainsi, en modifiant les contours des différents corps de proche en proche à partir des informations récoltées, les valeurs théoriques (calculées) et mesurées finissent par coïncider.

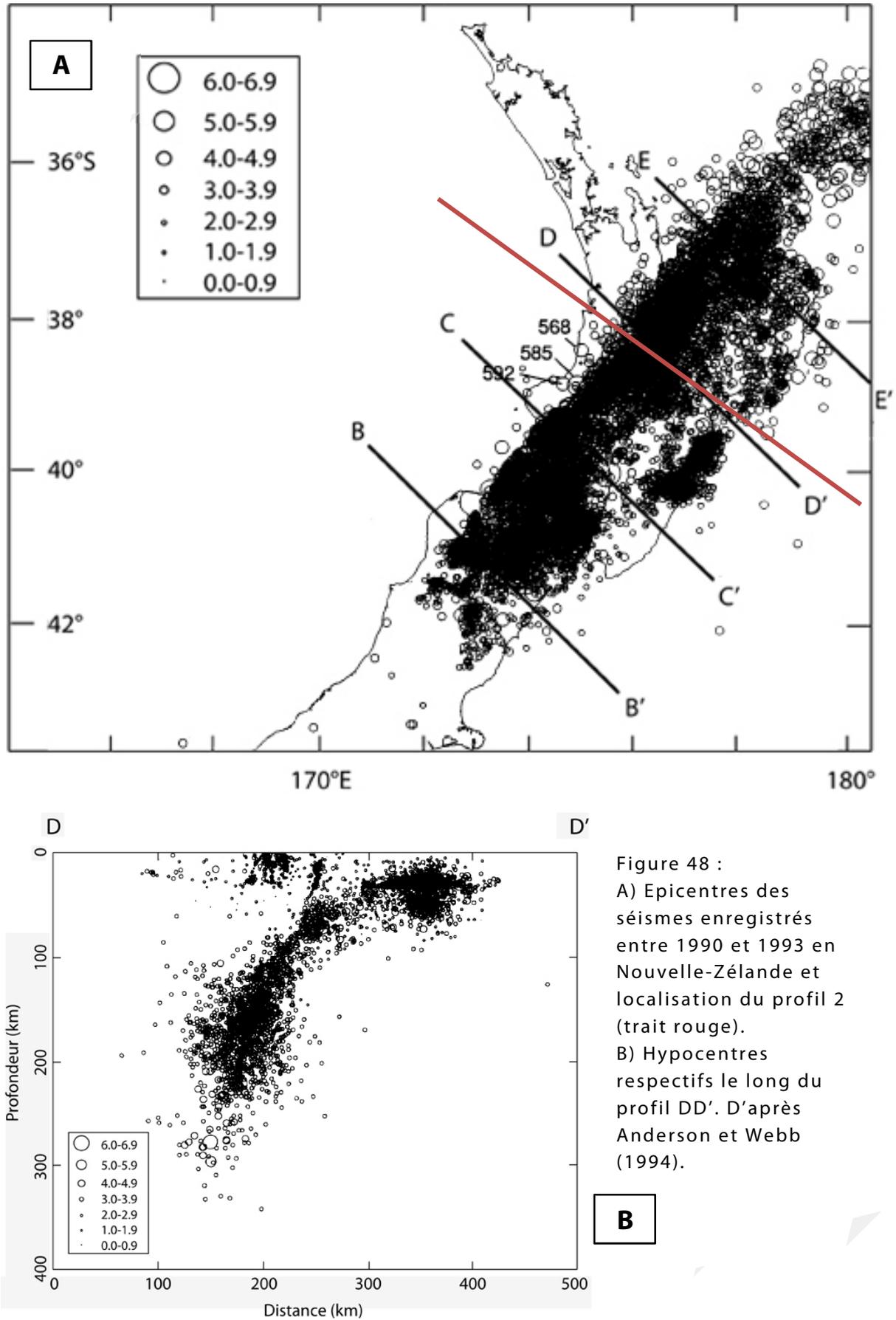


Figure 48 :
 A) Epicentres des séismes enregistrés entre 1990 et 1993 en Nouvelle-Zélande et localisation du profil 2 (trait rouge).
 B) Hypocentres respectifs le long du profil DD'. D'après Anderson et Webb (1994).

B

5. Résultats

5.1 Modèles en une dimension

La profondeur calculée du Moho et de la limite litho-asténosphérique (LAB) est présentée sur la figure 49.

L'épaisseur de la croûte varie entre 34 et 44 km sous la partie continentale du Bassin de la Côte Est, avec un maximum de 49 km au sud de la chaîne axiale.

La profondeur de la LAB varie entre 120 et 160 km. Le maximum est situé là aussi au sud de la chaîne axiale.

La figure 50 montre le résultat de la modélisation le long des trois profils.

Même si ces coupes ne sont pas très réalistes en termes d'épaisseur, elles indiquent néanmoins les zones où le Moho et la lithosphère ont tendance à s'épaissir ou s'amincir. Par la suite nous jugerons de la pertinence des coupes en les comparant aux modèles 2D.

Ces coupes mettent particulièrement bien en évidence la plaque plongeante (LAB en rouge, figure 50).

5.2 Modèles en deux dimensions

La lithosphère a été ensuite modélisée en 2D le long des trois profils. Le premier au nord de l'île et les deux autres au sud.

Le modèle obtenu pour le profil 1 (Figure 51) met clairement en évidence la subduction de la plaque Pacifique. On observe un épaississement de la croûte continentale progressif, de l'ouest de l'île jusqu'à la chaîne axiale, et un approfondissement de la limite litho-asténosphérique en corrélation directe avec la plaque plongeante.

Le modèle obtenu pour le profil 2 (Figure 52) présente de nombreuses similitudes avec celui du profil 1, à quelques nuances près. L'épaississement crustal est plus important (+10 km) car engendré par le relief et la présence de sédiments denses sus-jacents. L'épaisseur de la lithosphère inférieure est sensiblement la même, aussi bien à l'aplomb des VdB que des côtes est et ouest de l'île nord.

Le corps 12, de masse volumique 3230 kg/m^3 , a été ajouté au modèle pour compenser un déficit de masse persistant observé sur les courbes théoriques du géoïde et de la gravité. Cette partie du manteau est soumise à la fusion de la plaque plongeante, ce qui a pour effet d'augmenter sa densité.

Un autre déficit de masse persistant observé sur la topographie théorique n'a pas pu être corrigé. La présence d'un corps de forte densité en profondeur ou une flexure localisée de la lithosphère pourrait expliquer ce déficit.

Le modèle obtenu pour le profil 3 (Figure 53) ressemble peu au modèle précédent. On retrouve bien la subduction mais il n'y a pas d'épaississement

crustal au centre du profil (ce dernier traverse l'extrémité sud peu accidentée de la chaîne axiale où les sédiments sont de faible densité), l'épaisseur de la croûte continentale est constante et globalement plus grande que dans les deux autres profils. La lithosphère est, quant à elle, beaucoup plus mince (140 km) sous la plaque Pacifique et s'épaissit vers l'ouest du profil.

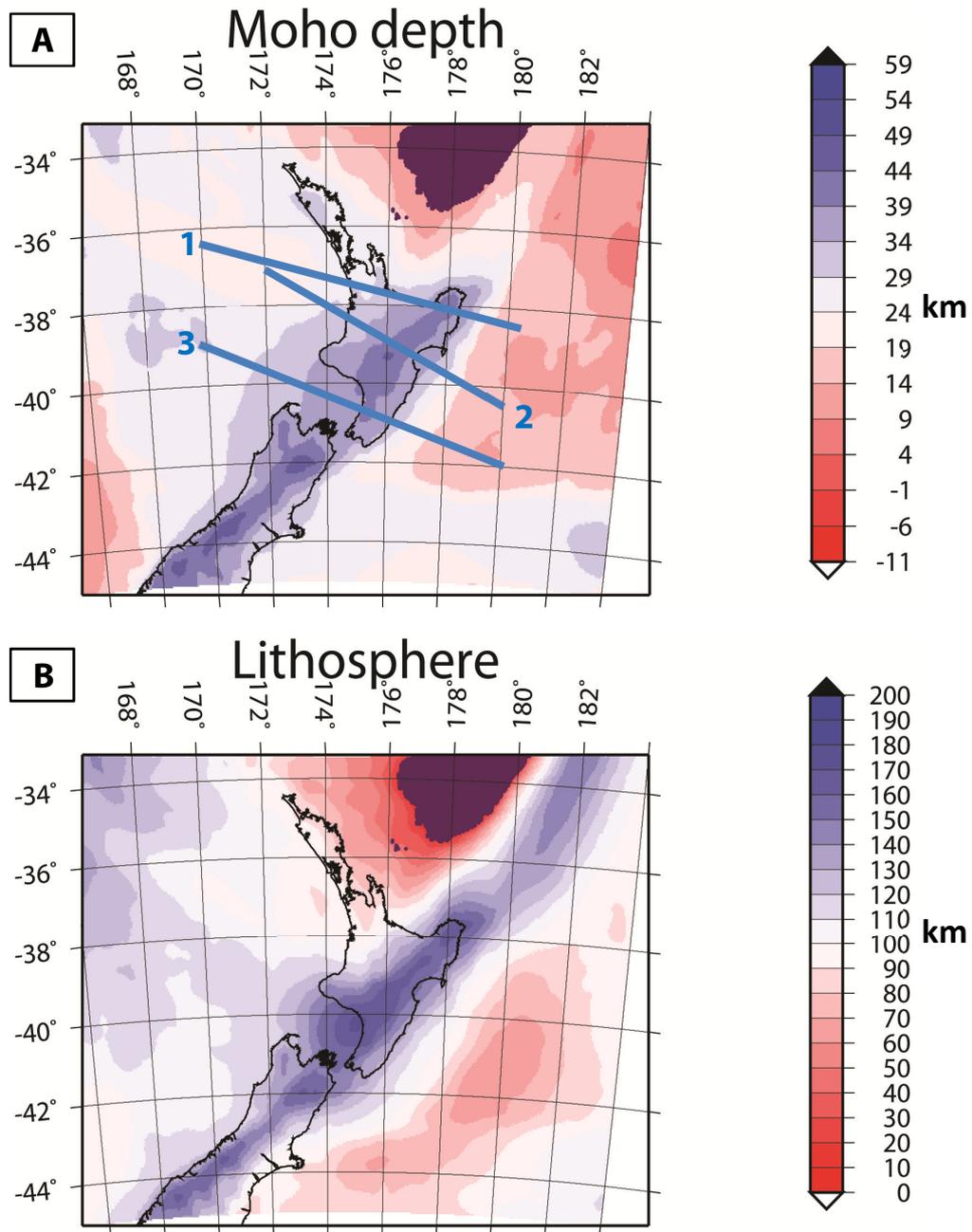


Figure 49: profondeur du moho (A) et épaisseur de la lithosphère (B), calculées en 1D. Les profils étudiés sont également indiqués.

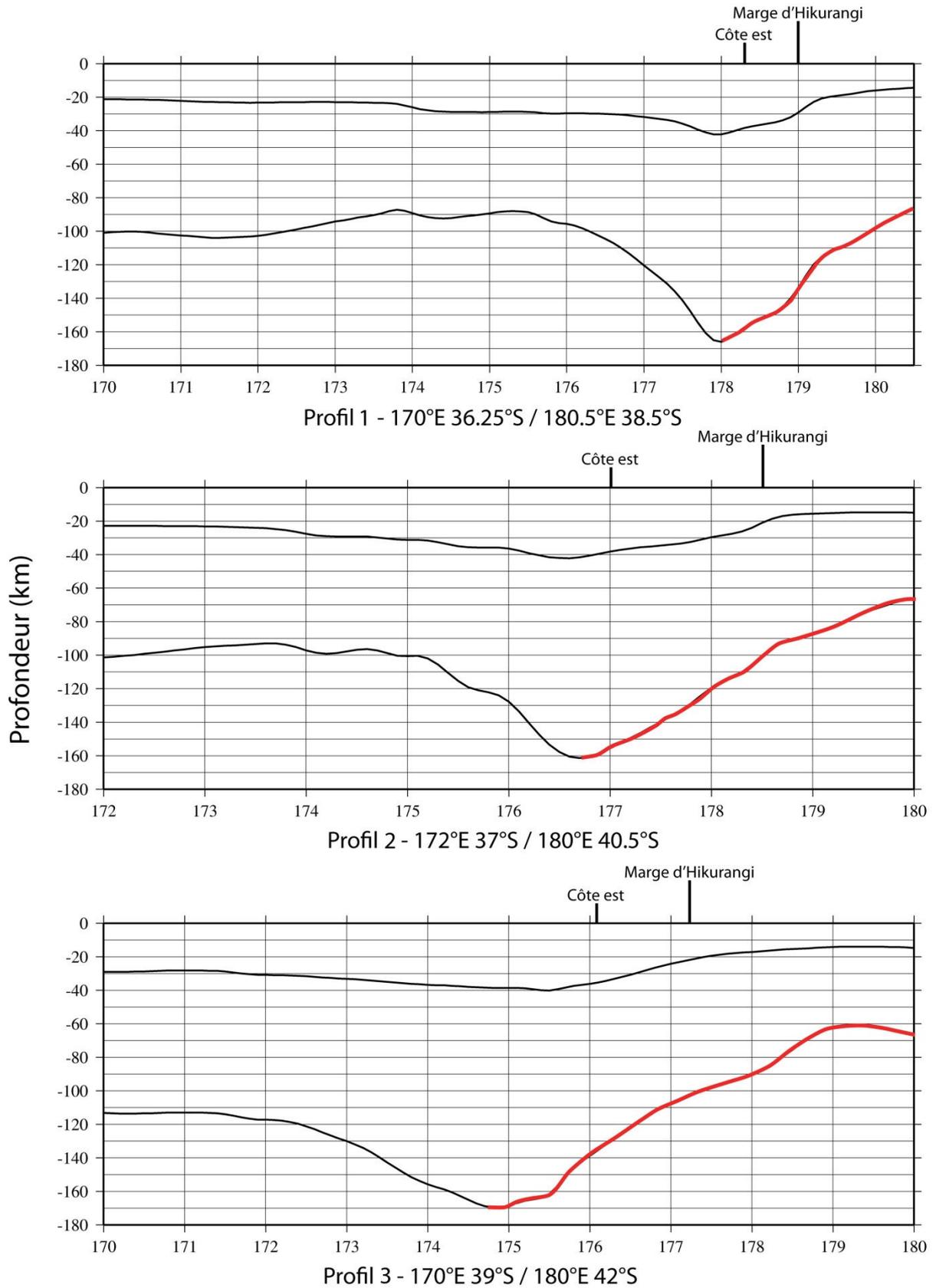
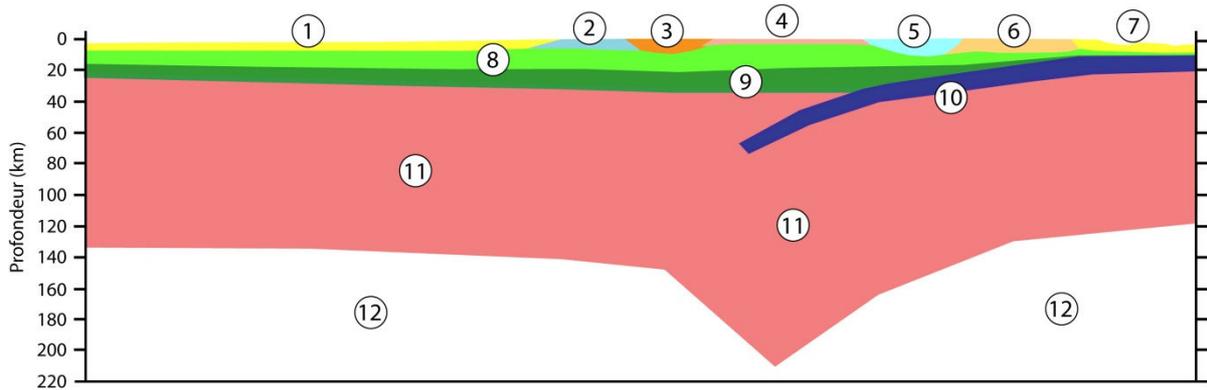


Figure 50: Coupes issues des données compilées 1D (figure 47), le long des profils 1 à 3. La LAB de la plaque en subduction est indiquée en rouge.



Masse volumique	Corps	Nature
2450, 2750, 2250	1, 6 et 7	Sédiments quaternaires
2650, 2800, 2730, 2500	2, 3, 4 et 5	Sédiments jurassiques
2750	8	Croûte continentale sup
2950	9	Croûte continentale inf
2900	10	Croûte océanique
3200	11	Lithosphère inférieure
	12	Asthénosphère

Profil 1

170°E 36,25°S <> 180°E 38,25°S

A

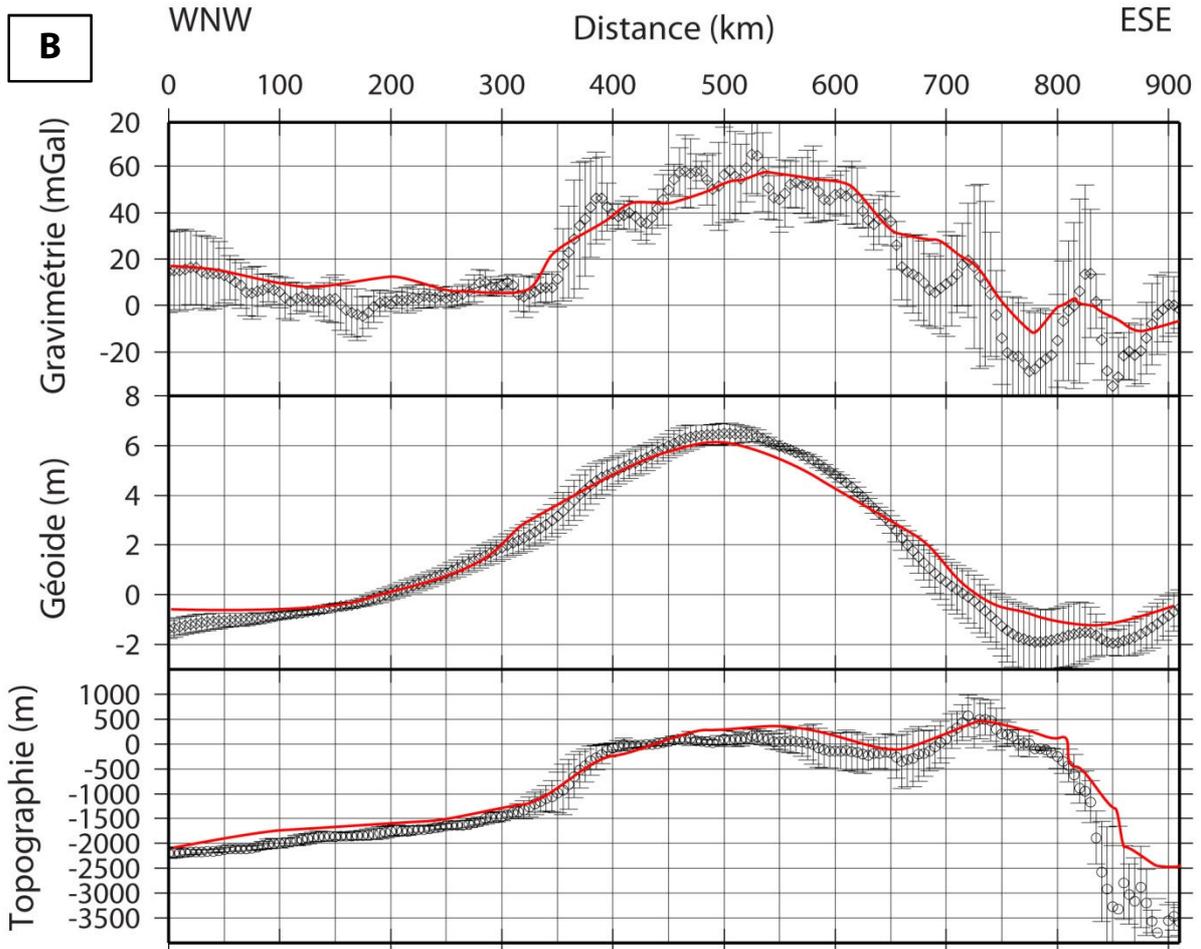
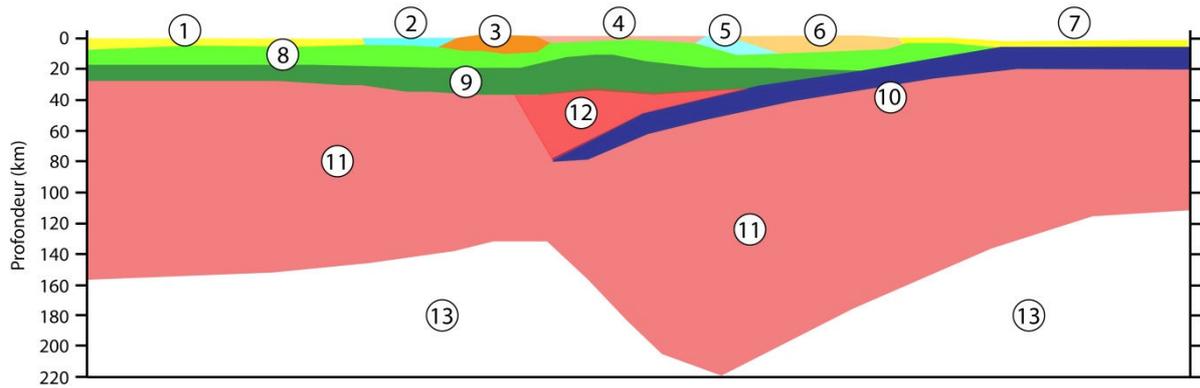


Figure 51: A) Modèle 2D final obtenu pour le profil 1. La numérotation et les couleurs utilisées sur les figures sont arbitraires ; B) Données calculées (rouge) et mesurées (gris), associées au modèle ci-dessus.



Masse volumique	Corps	Nature
2450, 2700, 2200	1, 6 et 7	Sédiments quaternaires
2600, 2860, 2720, 2500	2, 3, 4 et 5	Sédiments jurassiques
2750	8	Croûte continentale sup
2950	9	Croûte continentale inf
2900	10	Croûte océanique
3200	11	Lithosphère inf
3230	12	Lithosphère inf +chaude
	13	Asthénosphère

Profil 2

172°E 37°S <> 180°E 40°30'S

A

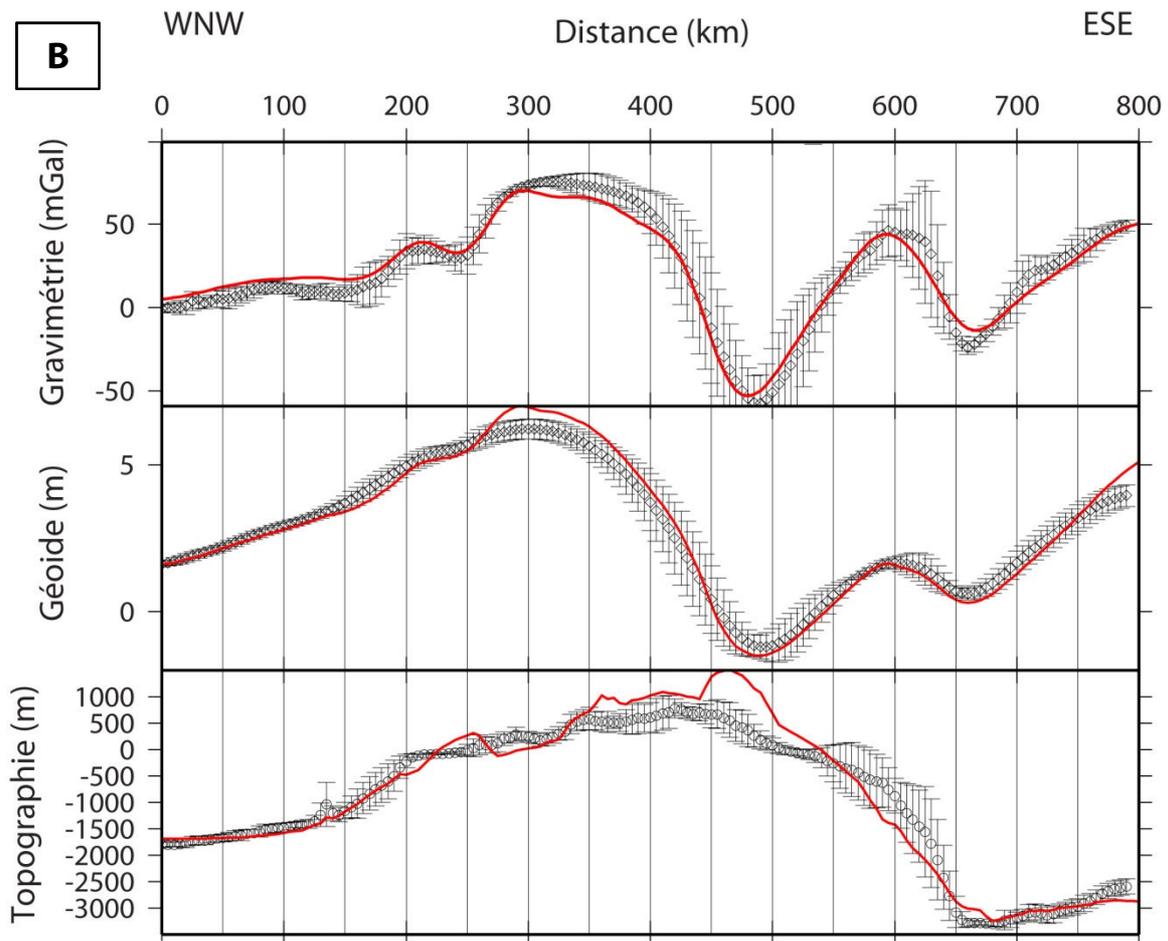
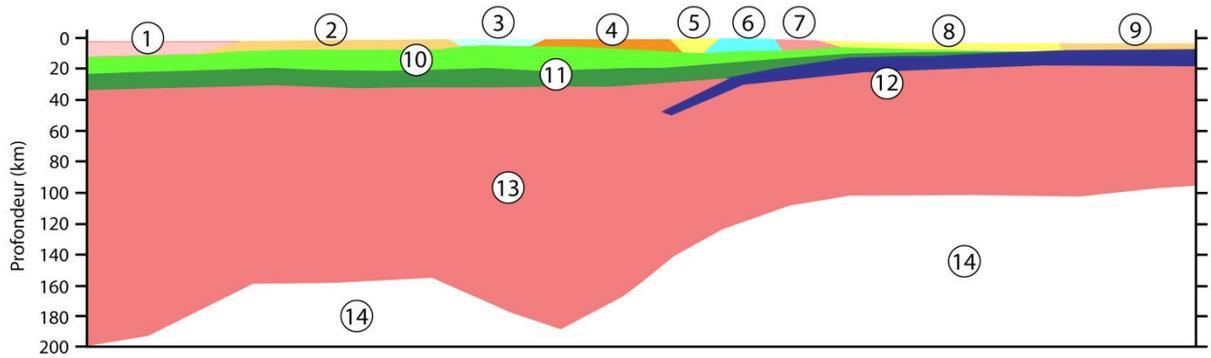


Figure 52: A) Modèle 2D final obtenu pour le profil 2. La numérotation et les couleurs utilisées sur les figures sont arbitraires ; B) Données calculées (rouge) et mesurées (gris), associées au modèle ci-dessus.



Masse volumique	Corps	Nature
2700, 2600	1 et 2	
2300	3	
2300	4	Sédiments jurassiques
2500, 2600, 2400, 2500	5, 6, 7 et 8	Sédiments quaternaires
2400	9	
2750	10	Croûte continentale sup
2950	11	Croûte continentale inf
2950	12	Croûte océanique
3200	13	Lithosphère inf
	14	Asthénosphère

Profil 3

170°E 39°S <> 180°E 42°S

A

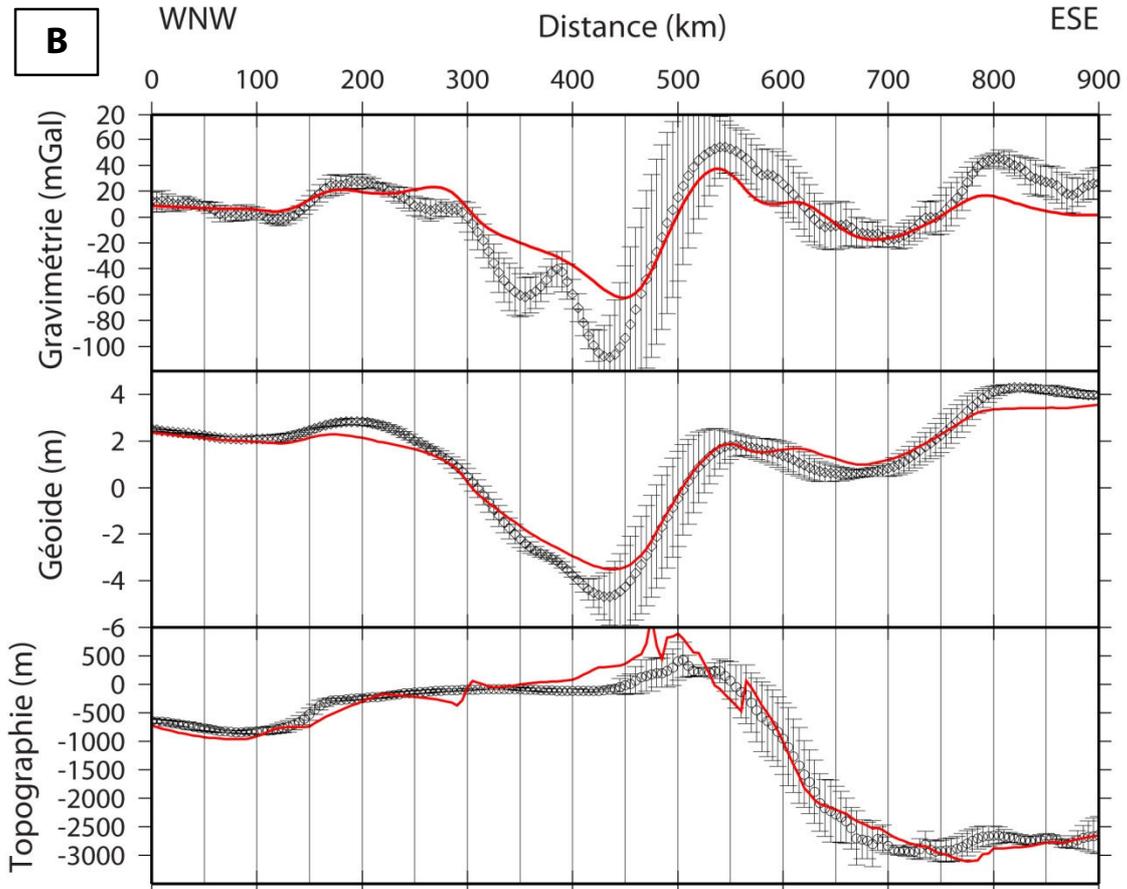


Figure 53: A) Modèle 2D final obtenu pour le profil 3. La numérotation et les couleurs utilisées sur les figures sont arbitraires ; B) Données calculées (rouge) et mesurées (gris), associées au modèle ci-dessus.

6. Discussion

La modélisation de la lithosphère sous l'île nord (Figures 51, 52 et 53) nous indique que la profondeur de la croûte océanique en subduction est du même ordre de grandeur à l'aplomb de Te Puia, Waimarama et de Mangapakeha, soit 20, 25 et 18 km respectivement. A ces endroits, la croûte océanique est encore en contact avec la croûte continentale inférieure et la fusion de la plaque n'a pas encore débuté.

Les gradients géothermiques locaux sont similaires au nord et au sud du BCE (Figure 54). Le gradient mesuré à l'extrême nord est deux fois plus élevé qu'au nord de Hawke's Bay car ce secteur de l'île est en partie d'origine volcanique (assemblage de Matakaoa, Figure 15). La région de Te Puia est un cas particulier car elle est à priori trop éloignée de cet assemblage pour voir son gradient augmenter.

Le nord du Bassin de la Côte Est présente trois anomalies magnétiques, autour de TePuia, de Morere et de la formation volcanique de Matakaoa (Figure 56). Deux causes possibles sont évoquées par (Hunt et Glover, 1995) :

- Un corps ophiolitique de 3 km d'épaisseur et 30 à 50 km de long, séparé de la plaque Pacifique durant l'Oligocène et similaire à la formation de Matakaoa, serait enfoui à 10 km de profondeur.
- Un mont sous-marin créacé d'extension kilométrique, serait enfoui sous le prisme d'accrétion, à 20 km de profondeur.

La modélisation 2D n'indique cependant aucune anomalie gravimétrique (Figures 51-B, 52-B et 53-B) ni la présence d'un corps dense à 10 ou 20 km de profondeur.

Concernant la plaque plongeante, on remarque qu'elle est moins épaisse sur le profil 3 que sur les deux autres profils, ce qui suggère un amincissement de la plaque de Hawke's Bay vers le sud de l'île. L'épaisseur de la croûte continentale est, quant à elle, identique sur les trois modèles.

Le changement de contexte tectonique à l'extrémité sud de l'île, passant d'un régime compressif à un régime décrochant, est peut-être responsable des variations d'épaisseur de la plaque. La zone de transition entre ces deux régimes doit être particulièrement complexe et une modélisation dans ce secteur serait intéressante.

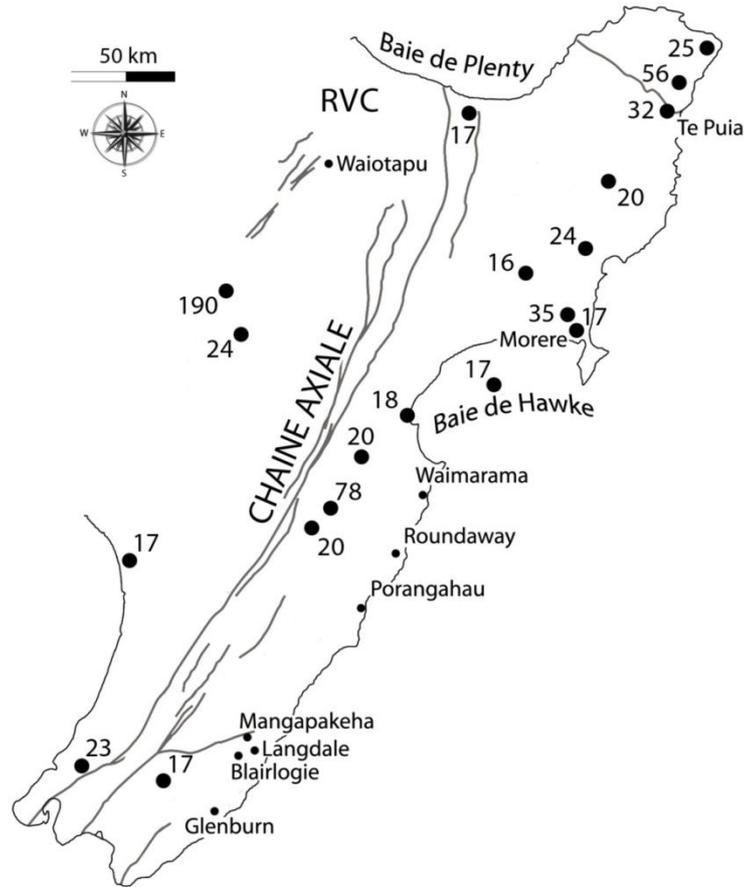


Figure 54: Gradients géothermiques de l'île nord (en °C/km, d'après Pollack et al., 1993).

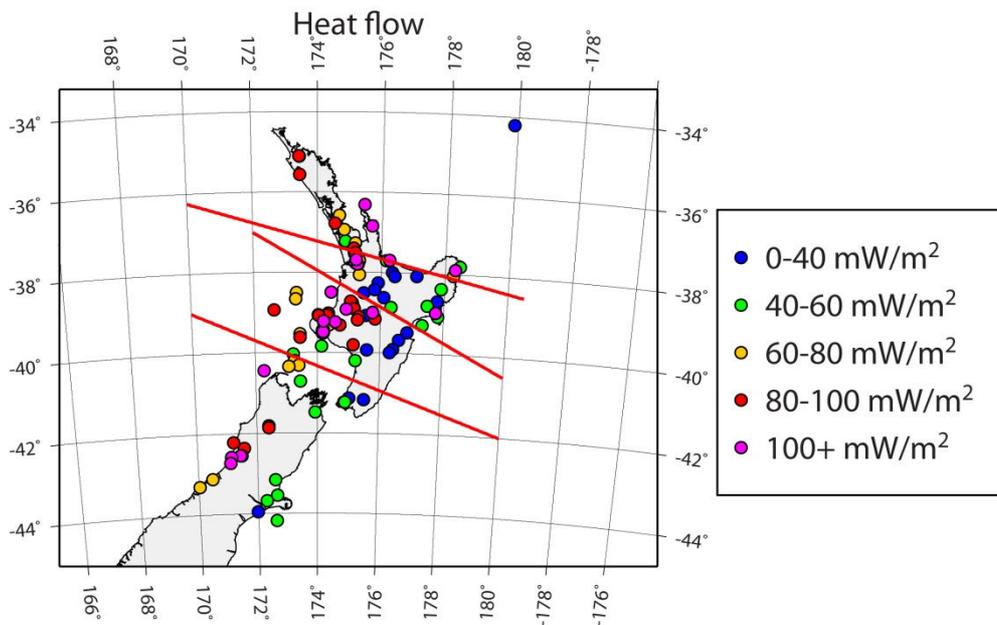


Figure 55: Flux de chaleur de l'île nord (en mW/m²), d'après Pollack et al., 1993).

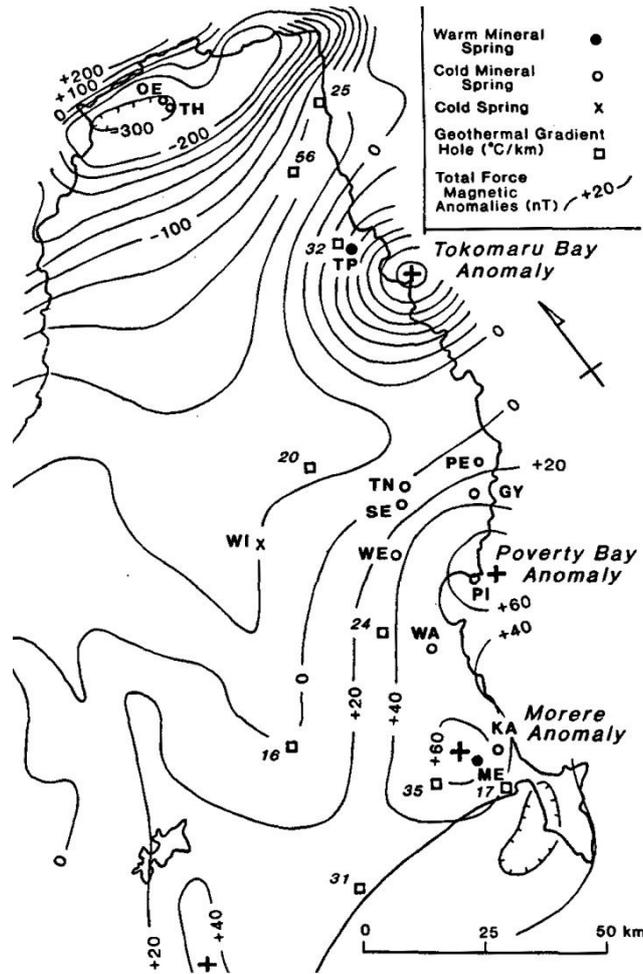


Figure 56: Carte des anomalies magnétiques (nT) et des gradients géothermiques (°C/km) du Nord du Bassin de la Côte Est (Hunt et Glover, 1995).

CONCLUSIONS

Lors de cette thèse, nous avons pu démontrer le lien étroit entre la formation des volcans de boue du Bassin de la Côte Est, la lithologie de la colonne sédimentaire, la présence de failles et la tectonique locale. En effet, plusieurs conditions sont essentielles à la génèse des VdB:

- Les sédiments doivent être suffisamment perméables pour permettre la circulation des fluides vers la surface. D'après la littérature traitant de ce sujet et d'après nos données, le faciès est toujours le même, à savoir des siltstones en majorité.
- La présence de méthane dans la boue est le moteur principal des VdB car il favorise l'ascension des fluides, mais sans phénomène tectonique et/ou sismique provoquant la "fracturation" du niveau parent, ils resteraient piégés en profondeur.
- Une fois les fluides libérés, suite à un séisme et/ou une poussée tectonique, ils remontent le long d'une ou plusieurs failles. Sans cette condition, les fluides ne peuvent pas atteindre la surface. L'étude du contexte géologique des VdB de Nouvelle-Zélande confirme bien la présence de failles à proximité.

L'étude pétrographique a mis en avant certaines caractéristiques communes à la plupart des VdB dans le monde :

- La distribution de taille des grains contenus dans la boue est similaire à celle des roches encaissantes. Cependant, la plupart des références géologiques indique que la boue des VdB est issue de 2 à 6 km de profondeur, voire 12 km pour certains VdB marins. La seule hypothèse répondant à ces deux constatations est que les roches encaissantes des VdB sont de même nature que les roches rencontrées lors de l'ascension de la boue.
- L'assemblage minéralogique de la fraction argileuse de la boue est toujours le même, à savoir smectite, illite, kaolinite et chlorite. On observe des variations de proportions entre la smectite et l'illite, mais le couple est toujours majoritaire. La transformation de smectite en illite est une des réactions principales contrôlant la composition minéralogique de la fraction argileuse, et varie en fonction de la température et de la durée d'ascension, ce qui explique ces différences de proportions.

L'étude géochimique ne nous a pas permis d'identifier avec certitude le niveau source des VdB. Cependant, la comparaison de la composition chimique de plusieurs des formations géologiques principales du BCE indique qu'il pourrait s'agir de la formation de Wanstead (D. Francis, pers. comm.).

L'estimation de la profondeur approximative des niveaux sources, obtenue grâce au géothermomètre de Giggenbach, est du même ordre de grandeur que celle des autres VdB terrestres dans le monde soit 2 à 5 km. L'absence

de colonnes lithologiques précises pour la plupart des zones d'échappements de fluides étudiées, à part Morere et Te Puia, nous a interdit toute identification directe du niveau source. Seul le niveau source de Morere a pu être identifié avec certitude. En effet, la colonne lithologique présente un niveau sableux riche en eau et recouvert d'une couche argileuse compactée, à 5 km de profondeur, et cette valeur a été confirmée par le geothermomètre.

Ces études conjointes mettent également en évidence de nombreuses similitudes entre les sources et les VdB du BCE, indiquant un lien étroit entre eux. Les eaux de certaines sources froides ont une composition chimique très proche de celle des VdB à proximité, notamment Marapua et Langdale, Kaikopu et Waimarama.

L'étude d'un des volcans de boue par prospection électrique nous a appris qu'il était composé d'une chambre de boue située entre 15 et 30 mètres, alimentant les événements par le biais de plusieurs cheminées. Les études géochimiques et pétrographiques indiquent que les VdB du BCE présentent des caractéristiques communes, il est donc vraisemblable de penser qu'il en est de même pour leur structure proche de la surface et d'étendre les résultats de l'étude électrique à tous ces VdB.

La modélisation de la lithosphère n'a apporté aucune explication à l'anomalie thermique constatée à Te Puia. La profondeur de la limite manteau/croûte océanique est à peu près la même sous les parties de l'île soumises au volcanisme de boue et l'hypothèse d'un corps de densité élevée enfoui entre 10 et 20 km de profondeur, justifiant la présence d'une importante anomalie magnétique, n'a pas pu être vérifiée sur les modèles réalisés.

Dans ce rapport, nous sommes partis du principe qu'il y avait une anomalie thermique au nord du BCE. En réalité, le gradient géothermique est normal sous TePuia mais inférieur au sud du BCE. Il faudrait donc chercher à savoir pourquoi le gradient est deux fois plus faible dans cette région.

Plusieurs questions restent donc en suspens:

- Quel est le niveau parent des VdB et s'agit-il de la même formation pour tous les VdB ? Il n'existe pas de forages à proximité des VdB étudiés, ni de colonnes lithologiques suffisamment précises permettant d'identifier le niveau parent avec certitude. Cependant, une analyse isotopique du méthane (δD , $\delta^{13}C$) pourrait nous renseigner sur l'origine du gaz, à savoir thermogénique, biogénique ou les deux, et donc sa profondeur de formation.

-
- Les sources de Te Puia et Morere ont-t-elles la même origine? D'après Lyon et al. (1991), le CH₄ rejeté par la source de TePuia est d'origine thermogénique, ce qui indique une grande profondeur d'origine. Selon Hunt et Glover (1995), les eaux des sources de TePuia et Morere pourraient avoir connu des températures bien plus élevées que celles obtenues avec le géothermomètre de Giggenbach, soit 200 à 300°C. Si on regarde le flux de chaleur (Figure 55), on voit qu'il est supérieur à 100 mW/m² au niveau de TePuia et Morere, alors qu'il avoisine 40 mW/m² dans le sud du BCE.
 - A quoi est due l'anomalie thermique du nord du BCE ? Il faudrait une cartographie plus précise du gradient géothermique et du flux de chaleur du BCE pour vérifier si le sud et le nord sont concernés en totalité ou localement par cette différence de gradient.
 - Durant cette thèse, nous avons travaillé à différentes échelles : l'étude géochimique des VdB du BCE et l'étude par prospection électrique d'un de ces volcans de boue étaient à l'échelle métrique (excepté la géothermométrie), et la modélisation géophysique de la lithosphère du BCE était à l'échelle de la dizaine de kilomètres. Ce saut d'échelle brutale doit être compensé par une étude des VdB à l'échelle kilométrique (profils sismiques, coupes géologiques, colonnes litho-stratigraphiques) et représente une perspective intéressante.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abich, O.W.H., Mittheilungen über Erdbeben, vulcanische Erscheinungen (Schlammvulkane) u.s.w. in den Caucasus-Ländern, Mitth. kaiserlich-königlichen Geogr. Ges. Wien, XII, 166-175, 1869.

Abriutski, V., Eruption of mud volcanoes in the Taman Peninsula, in August 1853 (in Russian), Gorn. J., 4, 271-277, 1853.

Accaino, F., A. Bratus, S. Conti, D. Fontana, U. Tinivella, Fluid seepage in mud volcanoes of the northern Apennines: an integrated geophysical and geological study, J. Appl. Geophys. 63, 2, 90-101, 2007.

Ackroyd, W.E., Mud and gas blow-out at Waimata, Gisborne, New Zealand Mines Record 12, 64-65, 1908.

Adams, C.J., C.T. Harper, M.G. Laird, K-Ar ages of low grade metasediments of the Greenland and Waiuta Groups in Westland and Buller, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 18, 39-48, 1975.

Adams, C.J., I.J. Graham, Metamorphic and tectonic geochronology of the Torlesse Terrane, Wellington, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 39, 157-180, 1996.

Adams, C.J., M.E. Barley, R. Maas, M.G. Doyle, Provenance of Permian-Triassic volcanoclastic sedimentary terranes in New Zealand : evidence from their radiogenic isotope characteristics and detrital mineral age patterns, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 45, 221-242, 2002.

Adams, C.J., D. Cluzel, W.L. Griffin, Detrital zircon ages and geochemistry of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes and their cover rocks in New Caledonia, and provenances at the eastern Gondwanaland margin, Aust. J. Earth Sci. 56(8), 1023-1047, 2009.

Aita, Y., K.B. Spörli, Tectonic and paleobiographic significance of radiolarian microfossils in the Permian-Mesozoic basement rocks of the North Island, New Zealand, In: J. C. Aitchison and B. Murchey (eds). The significance and application of Radiolaria to terrane analysis, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 96, 103-125, 1992.

Akhmanov, G.G., J.M. Woodside, Mud volcanic samples in the context of the Mediterranean Ridge Mud Diapiric Belt, Proceedings of ODP, Scientific Results 160, 597-605, 1998.

Alacali, M., Geological assessment of the Te Puia thermal area, East Coast, Diploma in Geothermal Energy Technology, unpublished report 2002.01, University of Auckland, 17 p., 2002.

Allen, J.R.L., N.L. Banks, An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding, *Sedimentology* 19, 257-283, 1972.

Anderson, H., T. Webb, New Zealand seismicity: Patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37, 4, 1994.

Andrews, J.N., D.F. Wood, Mechanism of radon release in rock matrices and entry in groundwater, *Trans. Inst. Min. Met.* 81, 197-209, 1972.

Anketell, J.M., J. Cegla, S. Dzulynski, On the deformational structures in systems with reversed density gradients : *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 40, 3-30, 1970.

Ansell, J.H., S.C. Bannister, Shallow morphology of the subducted Pacific Plate along the Hikurangi margin, New Zealand, *Physics of the earth and planetary interiors* 93, 3-20, 1996.

Athy, L.F., Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks, *AAPG Bull.*, 14, 1-23, 1930.

Austin, P.M., R.C. Sprigg, J.C. Braithwaite, Structure and petroleum potential of eastern Chatham Rise, New Zealand, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* 57, 477-497, 1973a.

Austin, P.M., R.C. Sprigg, J.C. Braithwaite, Structural development of the eastern Chatham Rise and of the New Zealand region, In: Fraser, R., compiler, *Oceanography of the South Pacific*, 1972, Wellington, New Zealand Natl. Comm. UNESCO, 201-215, 1973b.

Baciu, C., A. Caracausi, F. Italiano, G. Etiope, Mud volcanoes and methane seeps in Romania: main features and gas flux, *Annals of Geophysics* 4, 50p., 2007.

Bailleul, J., *Dynamique sédimentaire et structurale des bassins perchés sur les prismes de subduction*, Thèse, 2005.

Ballance, P.F., J.D. Campbell, The Murihiku arc-related basin of New Zealand (Triassic-Jurassic), In : Ballance, P.F. (Ed.), South Pacific Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World 2, Elsevier, Amsterdam, 21-33, 1993.

Ballard, H.R., Permian arc volcanism and aspects of the general geology of the Skippers Range, NW Otago., Unpublished Ph.D. thesis, lodged in the Library, Otago University, Dunedin, 316 p., 1989.

Barber, A.J., S. Tjokrosapoetro, T.R. Charlton, Mud volcanoes, shales diapirs, wrench faults, and melanges in accretionary complexes, eastern Indonesia, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 70, 1729-1741, 1986.

Bassett, K.R, Pahau Terrane type locality: fan delta in an accretionary prism trench-slope basin, New Zealand Journal of Geology & Geophysics 47, 603-623, 2004.

Bazargani-Guilanik, A.A., P. YOUSSEFEY, Geology and Mineralogy of the Bentonite Deposits of the Kuh-e-Arshe, North Central Iran, 2nd IASME / WSEAS International Conference on GEOLOGY and SEISMOLOGY (GES '08), Cambridge, UK, February 23-25, 2008.

Bekins, B.A., S.J. Dreiss, A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. Earth and Planetary Science Letters 109, 275-287, 1992.

Bialas, J., J. Greinert, P. Linke, O. Pfannkuche, FS Sonne cruise report SO191, project "New Vents.", Report from Leibniz Institute of Ocean Science at CAU Kiel 9, 2007.

Bird, P., Hydration-phase diagrams and friction of montmorillonite under laboratory and geologic conditions with implications for shale compaction, slope stability, and strength of Fault gouge, Tectonophysics 107, 235-260, 1984.

Bishop, D.G., J.D. Bradshaw, C.A. Landis, Provisional terrane map of South Island, New Zealand, In: Howell, D. G. ed. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, Houston, Circum Pacific Council for Minerals and Energy, 515-521, 1985.

Black, P.M., The "Waipapa Terrane", North Island, New Zealand: subdivision and correlation, Geoscience reports of Shizuoka University 20, 55-62, 1994.

Blake, M.C., D.L. Jones, C.A. Landis, Active continental margins: contrasts between California and New Zealand, In: Bunk, C. A.; Drake, C. L. ed., The geology of continental margins. New York, Springer-Verlag, 853-872, 1974.

Boles, R., Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary, Am. J. Sci., 282, 165-180, 1982.

Boulègue, J., J.T. Liyama, J.L. Charlou, J. Jedwab, Nankai Trough, Japan Trench and Kuril Trench: geochemistry of Fluids sampled by submersible "Nautile", Earth and Planetary Science Letters 83, 363-375, 1987.

Bradshaw, J.D., Allocthonous Mesozoic fossil localities in melange within the Torlesse rocks of North Canterbury, Journal of the Royal Society of New Zealand 3, 161-167, 1973.

Bradshaw, J.D., P.B. Andrews, Geotectonics and the New Zealand geosyncline, Nature Phys. Sei. 241, 14-16, 1973.

Bradshaw, J.D., Geology of crystalline rocks of northern Fiordland: details of granulite facies Western Fiordland Orthogneiss and associated rock units, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 33, 465-484, 1990.

Bradshaw, J.D., A review of the Median Tectonic Zone terrane boundaries and terrane amalgamation near Median Tectonic Line, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 36, 117-125, 1993.

Bradshaw, J.D., Northland Allochthon : An alternative hypothesis of origin, N. Z. J. Geol. Geophys. 47, 375-382, 2004.

Brown, A., Evaluation of possible gas micro-seepage mechanisms, AAPG Bull. 84, 1775-1789, 2000.

Brown, K.M., The nature and hydrologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems, Journal of Geophysical Research 95, B6, 8969-8982, 1990.

Challis, G.A., W.R. Lauder, Pre-Tertiary geology of the Longwood Range. (Parts NZMS 1 Sheets S167, S168, S175 and S176), 1:50 000, New Zealand Geological Survey miscellaneous series map 11, 1977.

Chanier, F., J. Ferrière, From a passive to an active margin : tectonic and sedimentary processes linked to the birth of an accretionary prism

(Hikurangi margin, New Zealand), *Bull. Soc. Géologique France* 162, 4, 649-660, 1991.

Chanier, F., J. Ferriere, J. Angelier, Extensional deformation across an active margin, relations with subsidence, uplift, and rotations: The Hikurangi subduction, New Zealand, *Tectonics* 18, 862-876, 1999.

Cluzel, D., P.M. Black, C. Picard, K.N. Nicholson, Geochemistry and tectonic setting of Matakaoa Volcanics, East Coast Allochthon, New Zealand: Supra-subduction zone affinity, regional correlations, and origin, *Tectonics* 29, TC2013, 2010.

Colten-Bradley, V.A., Role of pressure in smectite dehydration: Effects on geopressure and smectite-to-illite transformation, *AAPG Bull.* 71, 1414-1427, 1987.

Coombs, D.S., C.A. Landis, R.J. Norris, J.M. Sinton, D.J. Borns, D. Craw, The Dun Mountain ophiolite belt, New Zealand, its tectonic setting, constitution and origin, with special reference to the southern portion, *American Journal of Science* 276,561-603, 1976.

Coombs, D.S., C.A. Landis, S. Hada, M. Ito, B.P. Roser, T. Suzuki, S. Yoshikura, Geochemistry and terrane correlation of the Chrystalls Beach-Brighton coastal block, southeast Otago, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43, 355-372, 2000.

Cooper, R.A., Lower Paleozoic terranes of New Zealand, *Journal of the Royal Society of New Zealand* 19, 73-112, 1989.

Cooper, R.A., A.J. Tulloch, Early Paleozoic terranes in New Zealand and their relationship to the Lachlan Fold Belt, *Tectonophysics* 214, 129-144, 1992.

Cooper, R.A., The Balloon melange and early Paleozoic history of the Takaka terrane, New Zealand, In: J.D. Bradshaw and S.D. Weaver (Editors), *Terrane Dynamics - 97*, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand, 46-49. 1997.

Craddock, C., Map of Gondwanaland, *Geologic maps of Antarctica*, Am. Geog. Soc. Antarctic Map Folio Ser. 12, 23, 1970.

Dahlin, T., B. Zhou, A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, *Geophys. Prospect.* 52, 5, 379-398, 2004.

Dahlmann, A., G.J. de Lange, Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160, *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 377–391, 2003.

Davey, F.J., M. Hampton, J. Childs, M.A. Fisher, K. Lewis, J.R. Pettinga, Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand, *Geology* 14, 663-666, 1986.

Davies, R.J., R.E. Swarbrick, R.J. Evans, M. Huuse, Birth of a mud volcano: East Java, 29 May 2006, *Geological Society of America Today* 17, 2, 4-9, 2007.

Deer, W.A., R.A. Howie, J. Zussman, *An Introduction to the Rockforming Minerals*, Addison-Wesley-Longman, Reading, Mass., 696 pp., 1992.

Delisle, G., U. Von Rad, H. Andrleit, C.H. Von Daniels, Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan, *International Journal of Earth Sciences* 91, 1, 93-110, 2002.

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters* 21, 2191-2194, 1994.

Dia, A.N., M. Castrec-rouelle, J. Boulègue, P. Comeau, Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from ?, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 7-8, 1023-1038, 1999.

Dimitrov, L.I., Mud volcanoes-the most important pathway for degassing deeply buried sediments, *Earth-Science Reviews* 59, 1, 49-76, 2002.

Elliott, R.E., A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters, *Sedimentology* 5, 193-209, 1965.

Elliott, W.C., J.L. Aronson, G. Matisoff, J.L. Gautier, Kinetics of the smectite to illite transformation in the Denver Basin: Clay mineral, K-Ar data, and mathematic model results, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 75, 436-462, 1991.

Etioppe, G., A. Feyzullayev, C.L. Baciù, Terrestrial methane seeps and mud volcanoes : a global perspective of gas origin, *Mar. Petroleum Geology* 26, 333-344, 2009a.

Evans, R.B., Tertiary tectonic development of Whangaroa district, northeastern Northland, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 35, 549-559, 1992.

Faure, K., J. Greinert, I.A. Pecher, I.J. Graham, G.J. Massoth, C.E.J.D. Ronde, I.C. Wright, E.T. Baker, E.J. Olson, Methane seepage and its relation to slumping and gas hydrate at the Hikurangi Margin, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 49, 503-516, 2006.

Ferriere, J., F. Chanier, *La Tectonique des plaques a l'epreuve de la realite; SW Pacifique et Nouvelle-Zelande*, *Geochronique* 45, 14-20, 1993.

Field, B.D., C.L. Uruski, Cretaceous–Cenozoic geology and petroleum systems of the East Coast region, New Zealand, *Institute of Geological & Nuclear Sciences Monograph* 19, 1997.

Fisher, R.V., Mechanism of deposition from pyroclastic flows, *Amer. J. Sci.* 264, 350-363, 1966.

Fleischer, R.L., A. Mogro-Campero, Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the Earth : techniques and principles, *J. Geophys. Res.* 83 (B7), 3539-3549, 1978.

Fleming, C.A., *The Mesozoic of New Zealand: Chapters in the history of the circum-Pacific mobilebelt*, *Geol. Soc. London Quart. Jour.* 125, 125-170, 1969.

Francis, D., Report on the geology of the Waimarama-Kidnappers area, Hawke's Bay adjacent to offshore PPL38321, *Petroleum Report Series* 1926, 44p., 1993.

Francis, D., Oil and gas seeps of the northern and central East Coast Basin, *Petroleum Exploration in New Zealand* 44, 21-27, 1995.

Francis, D., A.P. Murray, Oil and gas generation in the East Coast basin - an update, *Petroleum exploration in New Zealand* 51, 8-17, 1997.

Francis, D., D. Bennett, Advances in understanding of onshore East Coast Basin structure, stratigraphic thickness and hydrocarbon generation, *NZ Petroleum Conference Proceedings* 1-20, 2004.

Frost, C.D., D.S. Coombs, Nd isotope character of New Zealand sediments: implications for terrane concepts and crustal evolution, *American Journal of Science* 289, 744-770, 1989.

Fullea, J., M. Fernández, H. Zeyen, J. Vergés, A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, 430, 1-4, 97-117, 2007.

Gaina, C., D.R. Muller, J.Y. Royer, J. Stock, J. Hardebeck, P.A. Symonds, The tectonic history of the Tasman Sea : a puzzle with 13 pieces, *Journal of Geophysical Research* 103B, 12413-12433, 1998.

Giggenbach, W.F., Geothermal solute equilibria, Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749-2765, 1988.

Giggenbach, W.F., M.K. Stewart, Y. Sano, R.L. Goguel, G.L. Lyon, Isotopic and chemical composition of waters and gases from the East Coast accretionary prism, New Zealand, Isotopic and geochemical techniques applied to geothermal investigations, *IAEA-TECD 788*, 209-230, 1993.

Goad, S.T., Miscellaneous observations on the volcanic eruptions at the islands of Java and Sumbawa, with a particular account of the mud volcano at Grobogan, *J. Sci. Arts*, 1, 245-258, 1816.

Golubev, V.S., A.N. Yeremeyev, I.N. Yanitskiy, Analysis of some models of helium migration in the lithosphere, *Trans. Geokhimiya* 7, 1067-1076, 1974.

Guangzhi, T., *Low-Temperature Geochemistry*, Science, Beijing, China, 216 p., 1996.

Hartnett, H., L. Vanderkluysen, A. Clarke, J.F. Smekens, *Geochemical Fingerprinting of LUSI Fluids, some Historical Mud Volcanoes, and Local Surface Waters*, grey literature, Arizona State University, 2008.

Haskell, T.R., The seismostratigraphy and structure of the Cretaceous to Recent Poverty Bay flats sequence, East Coast Basin, NZ, *Petroleum exploration in NZ news* 39, 12-21, 1994.

Hawkesworth, C., H. Elderfield, Strontium isotopic composition of interstitial waters from sites 245 and 336 of deep-sea drilling project, *Earth and Planetary Science Letters* 40, 3, 423-432, 1978.

Henderson, J., M. Ongley, The geology of the Gisborne and Whatatutu subdivisions, Raukumara Division, NZ Geological Surv. Bull. 21, 1920.

Henrys, S.A., S.C. Bannister, I.A. Pecher, F.J. Davey, T. Stern, W. Stratford, R. White, A.J. Harrison, Y. Nishimura, A. Yamada, New Zealand North Island Geophysical Transect (NIGHT) : field acquisition report. Lower Hutt: Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited, Institute of Geological & Nuclear Sciences science report 19, 49 p., 2003.

Hensen, C., M. Nuzzo, E. Hornibrook, L.M. Pinheiro, B. Bock, V.H. Magalhães, W. Brückmann, Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz - indications for hydrothermal imprint, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(5), 1232-1248, 2007.

Higgins, G.E., J.B. Saunders, Mud volcanoes-their nature and origin, In: Jung, P., Bolli, H.M., Panchaud, R., Saunders, J.B., Schaefer, H., and Wiedenmayer, F., *Contributions to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adjacent Areas. Dedicated to the 80th Birthday of Hans G. Kugler. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft von Basel* 84, 1, 1-520, 1974.

Houghton, B.F., C.A. Landis, Sedimentation and volcanism in a Permian arc-related basin, Southern New Zealand, *Bulletin of Volcanology* 51, 433-450, 1989.

Hovland, M., *Seabed Pockmarks and Seepages : Geological Ecological and Environmental Implication*, Springer, 1988.

Hower, J., E.V. Eslinger, M.E. Hower, E.A. Perry, Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 725-737, 1976.

Hunt, T.M., R.B. Glover, Origin of mineral springs on the East Coast, North Island, New Zealand, *Proceedings of the New Zealand Geothermal Workshop* 17, 71-76, 1995.

Hyden, G., *Geology of the West Dome sector of the Dun Mountain Ophiolite Belt*, PhD thesis, 1979.

Isaac, M.J., R.H. Herzer, F.J. Brook, B.W. Hayward, Cretaceous-Cenozoic geology of Northland, Institute of Geological & Nuclear Sciences Monograph 8, Lower Hutt, Institute of Geological & Nuclear Sciences, 1994.

Isaacs, C.M., K.A. Pisciotto, R. E. Garrison, Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California : A summary in siliceous deposits in the Pacific Region, *Developments in Sedimentology* 36, edited by A. Lijima et al., Elsevier Scientific New York, 247-282, 1983.

Ivanov, M.K., A.F. Limonov, T.C.E. van Weering, Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes, *Mar. Geol.*, 132, 253-271, 1996.

Jackson, M.P.A., C.J. Talbot, *A Glossary of Salt Tectonics*, Univ. Tex., Austin , Bur. Econ. Geol. Circ. 91, 4, 1991.

Johnston, M.R., Tinui-Awatoitōi "Geological Map of New-Zealand 1:63360", sheet N159 and pt. N158, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, 1975.

Johnston, M.R., *Geology of the Tinui-Awatoitōi District*, New Zealand Geological Survey Bulletin. 94, 62 pp., 1980.

Johnstone, M.H., D.C. Lowry, P.G. Quilty, The geology of southwestern Australia - A review, *Royal Soc. Western Australia Jour.* 56, 5-15, 1973.

Jones, B., R.W. Renaut, Water Content of Opal-A: Implications for the Origin of Laminae in Geyserite and Sinter, *Journal of Sedimentary Research* 74, 1, 117-128, 2004.

Judd, A., M. Hovland, *Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*, Cambridge University Press, 2007.

Kalinko, M., Mud volcanoes, reasons of their origin, development and fading, *VNIGRI* 40, 30-54, 1964.

Kear, D., Basement rock facies, northern North Island, *NZ Journal of Geology and Geophysics* 14 (2), 275-283, 1971.

Keene, J.B., The distribution mineralogy and petrography of biogenic and authigenic silica from the Pacific Basin, dissertation, Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of Calif., San Diego, 264 p., 1976.

Kelley, J.T., S.M. Dickson, D.F. Belknap, W.A. Barnhardt, M. Henderson, Giant sea-bed pockmarks : Evidence for gas escape from Belfast Bay, Maine, *Geology*, 22, 1, 59-62, 1994.

Keren, R., I. Shainberg, Water vapor isotherms and heat of immersion of Na/Ca montmorillonite systems, *Clays & Clay Minerals* 23, 193-200, 1975.

Kerr, P.F., I.M. Drew, D.E. Richardson, Mud volcano clay, Trinidad, West Indies, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* 54, 11, 2101-2110, 1970.

Kimbrough, D.L., J.M. Mattinson, D.S. Coombs, C.A. Landis, M.R. Johnston, Uranium-lead ages from the Dun Mountain Ophiolite Belt and Brook Street Terranes, South Island, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin* 104, 429-443, 1992.

Kimbrough, D.L., A.J. Tulloch, M.S. Rattenbury, Late Jurassic - Early Cretaceous metamorphic age of Fraser Complex migmatite, Westland, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 37, 137-142, 1994.

King, L.C., The geology of the Lower Awatere District, Marlborough, NZ, *Geol. Mem. NZ* 2, 49 p., 1934.

Kingma, J.T., Sheet 6 – East Cape. Geological map of New-Zealand, 1:250 000, Wellington, New Zealand, D.S.I.R, 1966.

Kingma, J.T., Geology of the Te Aupurī subdivision, NZ Geological Survey Bulletin 70, 1971.

Klusman, R.W., M.E. Leopold, M.P. Leroy, Seasonal variation in methane fluxes from sedimentary basins to the atmosphere : results from chamber measurements and modeling of transport from deep sources, *J. Geophys. Res.* 105 (D20), 24, 661-670, 2000.

Kopf, A.J., J.H. Behrmann, Extrusion dynamics of mud volcanoes on the Mediterranean Ridge accretionary complex, In *From the Arctic to the Mediterranean : Salt, Shale, and Igneous Diapirs in and Around Europe*, edited by B. Vendeville, Y. Mart and J.L. Vigneresse, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 174, 169-204, 2000.

Kopf, A.J., Significance of mud volcanism, *Rev. Geophys.* 40 (2), 52 p., 2002.

Kopf, A.J., A. Deyhle, V.Y. Lavrushin, B.G. Polyak, J.M. Gieskes, G.I. Buachidze, K. Wallmann, A. Eisenhauer, Isotopic evidence (He, B, C) for deep fluid and mud mobilization from mud volcanoes in the Caucasus continental collision zone, *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)* 92, 407-425, 2003.

Kopf, A.J., S. Stegmann, G. Delisle, B. Panahi, C.S. Aliyev, I. Guliyev, In situ cone penetration tests at the active Dashgil mud volcano, Azerbaijan: evidence for excess fluid pressure, updoming, and possible future violent eruption, *Marine and Petroleum Geology* 26, 1716-1723, 2009.

Kristiansson, K., L. Malmqvist, Evidence for non-diffusive transport of Rn in the ground and a new physical model for the transport, *Geophysics* 47, 1444-1452, 1982.

Kristiansson, K., L. Malmqvist, Trace elements in the geo-gas and their relation to bedrock composition, *Geo-exploration* 24, 517-534, 1987.

Krupskaya, V.V., I.A. Andreeva, E.I. Sergeeva, G.A. Cherkashev, Specific Compositional Features of Sediments from the Haakon Mosby Mud Volcano, Southwestern Barents Sea, *Lithology and Mineral Resources* 37, 130-137, Translated from *Litologiya i Poleznyye Iskopaemy* 132, 2152-2159, 2002.

Kugler, H.G., Contribution to the knowledge of sedimentary volcanism in Trinidad, *Journal of the Institute of Petroleum Technology* 19, 743-760, 1933.

Kvenvolden, K.A., J.R. Pettinga, Hydrocarbon gas seeps of the convergent Hikurangi Margin, North Island, New Zealand, *Marine and Petroleum Geology* 6, 2-6, 1989.

Laing, A.C.M., Te-Puia 1 well report, *Petroleum Report Series* 257, 1972.

Lance, S., P. Henry, X. Le Pichon, S. Lallemant, H. Chamley, F. Rostek, J.C. Faugères, E. Gonthier, K. Olu, Submersible study of mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary wedge: sedimentology, structure and rheology, *Mar. Geol.* 145, 255-292, 1998.

Lance, S., P. Henry, X. Le Pichon, Submersible study of mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary wedge: sedimentology, structure and rheology, *Marine Geology* 145, 255-292, 1998.

Larson, R.L., Late Jurassic sea-floor spreading in the eastern Indian Ocean, *Geology* 3, 69-71, 1975.

Laubmeyer, G., A new geophysical prospecting method: *Zeitschrift für Petroleum* 29, 18, 1-4, 1933.

Lavrushin, V.Y., E. O. Dubinina, A. S. Avdeenko, Isotopic Composition of Oxygen and Hydrogen in Mud-Volcanic Waters from Taman (Russia) and Kakhetia (Eastern Georgia), *Lithology and Mineral Resources* 40, 2, 123-137, 2005.

Le Pichon, X., P. Henry, S. Lallemant, Water flow in the Barbados accretionary complex, *J. Geophys. Res.* 95, 8945-8967, 1990b.

Ledésert, B., C. Buret, F. Chanier, J. Ferrière, P. Recourt, Tubular structures of northern Wairarapa (New Zealand) as possible examples of ancient fluid expulsion in an accretionary prism: evidence from field and petrographical observations, *Geological Society of London, Special Publication* 216, 95-106, 2003.

Ledésert, B., R. Hébert, C. Grall, A. Genter, C. Dezayes, D. Bartier, A. Gérard, Calcimetry as a useful tool for a better knowledge of flow pathways in the Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 1-2, 106-114, 2009.

Lee, J.M., J.G. Begg, *Geology of the Wairarapa area, 1:250.000 Geological map*, 11, 1 sheet + 66 p. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand, 2002.

Lewis, K.B., J.R. Pettinga, The emerging imbricate frontal wedge of the Hikurangi Margin, In: Ballance, P. F. ed. *South Pacific sedimentary basins, Sedimentary basins of the world 2*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 225-250, 1993.

Lewis, K.B., B.A. Marshall, Seep faunas and other indicators of methane-rich dewatering on New Zealand convergent margins, *N. Z. J. Geol. Geophys.* 39, 181-200, 1996.

Lillie, A.R., *Geology of the Dannevirke Subdivision*, *N. Z. Geol. Surv. Bull.* 46, 1953.

Limonov, A.F., J.M. Woodside, M.B. Cita, M.K. Ivanov, The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background, *Marine Geology* 132, 1-4, 7-19, 1996.

Little, T.A., N. Mortimer, M. McWilliams, An episodic Cretaceous cooling model for the Otago-Marlborough Schist, New Zealand, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 42 (3), 305-325, 1999.

Loke, M.H., R.D. Barker,. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.* 44, 131-152, 1996.

Loke, M.H., *Res2DInv : manual of the Software*, In: <http://www.geoelectrical.com>, 1999.

Loke, M.H.,. Topographic modelling in electrical imaging inversion, EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition, Glasgow, UK, 2000.

Lopatin, N.V., Temperature and geologic time as factors in coalification (in Russian), *SSSR. Isv. Serv. Geol.* 3, 95-106, 1971.

LoPiccolo, R.D., D.R. Lowe, Consolidation structures in turbidites, *Abstr. With Programs Geol. Soc. Am.* 5, 7, 717, 1973.

LoPiccolo, R.D., The origin and implications of some sedimentary structures in the Jackfork Group of the Ouachita Mountains, Oklahoma, *Abstr. With Programs Geol. Soc. Am.* 5, 3, 269-270, 1973.

Lowe, D.R., R.D. LoPiccolo, The characteristics and origins of dish and pillar structures, *J. sedim. Petrol.* 44, 484-501, 1974.

Lowe, D.R., Water escape structures in coarse-grained sediments, *J. Sediment. Petrol.* 44, 484-501, 1975.

Lyon, G.L., D.A. Francis, W.F. Giggenbach, The stable isotope composition of some East Coast natural gases, 1991 New Zealand Oil Exploration Conference, 310-319, 1992.

Mackinnon, T.C., Origin of the Torlesse terrane and coeval rocks, South Island, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin* 94, 967-985, 1983.

Martin, J.B., M. Kastner, P. Henry, X. LePichon, S. Lallemant, Chemical and isotopic evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge, *J. Geophys. Res.* 101, 20325-20345, 1996.

Martín-Puertas, C., M.P. Mata, M.C. Fernández-Puga, V. Díaz Del Río, J.T. Vázquez, L. Somoza, A comparative mineralogical study of gas-related sediments of the Gulf of Cádiz, *Geo-Mar. Lett.* 223-235, 2007.

Matsuda, T., K. Omura, R. Ikeda, D. Awaji, Clay mineral analysis of the Hirabayashi NIED drill core on the Nojima fault that ruptured in the 1995 Kobe Earthquake, southwest Japan, American Geophysical Union, Fall Meeting 2002.

Mazengarb, C., D.H.M. Harris, Cretaceous stratigraphic and structural relationships of Raukumara Peninsula, New Zealand; stratigraphic patterns associated with the migration of a thrust system, *Ann. Tecton.* 8, 2, 100-118, 1994.

Mazengarb, C., I.G. Speden, *Geology of the Raukumara Area - 1: 250 000 geological map 6*, Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited, Lower Hutt, New Zealand, 2000.

Mazzini, A., H. Svensen, G.G. Akhmanov, G. Aloisi, S. Planke, A. Malthe-Sörensen, B. Istadi, Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia, *Earth and Planetary Science Letters* 261, 375-388, 2007.

Mazzini, A., H. Svensen, S. Planke, I. Guliyev, G.G. Akhmanov, T. Fallik, D. Banks, When mud volcanoes sleep: Insight from seep geochemistry at the Dashgil mud volcano, Azerbaijan, *Marine and Petroleum Geology* 26, 1704-1715, 2009.

McFarlane, A.J., *Geology of the Kirita Hill area, Coromandel Peninsula, New Zealand*, Unpublished MSc thesis, University of Auckland, Auckland, New Zealand, 95 p., 1993.

McGowran, B., Rifting and drift of Australia and the migration of mammals, *Science* 180, 759-761, 1973.

Mhammedi, N.A., B. El Mounni, A. El Hmaidi, A. Raissouni, A. El Arrim, Mineralogical and geochemical study of mud volcanoes in north Moroccan atlantic margin, *African Journal of Environmental Science and Technology* 2, 11, 387-396, 2008.

Middleton, G.V., M.A. Hampton, Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition, in Middleton, G.V. and Bouma, A.H. eds., *Turbidites and deepwater sedimentation* : Los Angeles, Pacific section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1-38, 1973.

Moore, J.C., Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: Role of the decollement zone, *J. Struct. Geol.*, 11, 95-106, 1989.

Moore, J.C., P. Vrolijk, Fluids in accretionary prisms, *Rev. Geophys.*, 30, 2, 113-135, 1992.

Moore, P.R., M. King, A.B. Christie, R.J. Wyss, L.J. Brown, Geological resource map of New Zealand 1 :250000, sheet QM342 Castlepoint, Report M 187, New Zealand Geological Survey, 43 pp., 1992.

Moore, P.R., Geology of western Koranga Valley, Raukumara Peninsula: N.Z. *Journal of Geology and Geophysics* 21, 1-20, 1978.

Morad, S., M. Bergan, R. Knarud, J.P. Nystuen, Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea, *Journal of Sedimentary Research* 60, 3, 411-425, 1990.

Morgenstern, N., Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. *Proe. Intern. Res. Conf. Marine Geotechnique. Univ. Illinois*, 189-220, 1967.

Mortimer, N., Origin of the Torlesse Terrane and Coeval Rocks, North Island, New Zealand, *International Geology Review* 36, 10, 1994.

Mortimer, N., A. Tulloch, The Mesozoic basement of New Zealand, *Mesozoic Geology of the Eastern Australian Plate Conference (Abstr.)*, *Geol. Soc. Aust.* 43, 391-399, 1996.

Mortimer, N., Tulloch, A.J., Ireland, T.R., Basement geology of Taranaki and Wanganui Basins, New Zealand, *N. Z. J. Geol. Geophys.* 40, 223-236, 1997.

Mortimer, N., A.J. Tulloch, R.N. Spark, N.W. Walker, E. Ladley, A. Allibone, D.L. Kimborough, Overview of the Median Batholith, New Zealand : A new interpretation of the geology of the Median Tectonic Zone and adjacent rocks, *J. Afr. Earth Sci.* 29, 257-268, 1999.

Mortimer, N., R.H. Herzer, P.B. Gans, C. Laporte?Magoni, A.T. Calvert, D. Bosch, Oligocene?Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean : Evidence from petrology and dating of dredged rocks, *Mar. Geol.* 237, 1-24, 2007.

Muskat, M., *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*, J.W. Edwards Inc., Ann Arbor, Michigan, 1946.

Nakada, R., Y. Takahashi, U. Tsunogai, G. Zheng, H. Shimizu, K.H. Hattori, A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China, *Applied Geochemistry* 26, 1065-1076, 2011.

Nathan, S., *Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand*, *N. Z. J. Geol. Geophys.* 19, 683-700, 1976.

Neef, G., Late Cenozoic and early Quaternary stratigraphy of the Eketahuna district, *NZ Surv. Bull.* 96, 1-101, 1984.

Nelson, T.H., Style of salt diapirs as a function of the stage of evolution and the nature of the encasing sediments, *GCSSEPM Foundation Tenth Annual Research Conference Houston, TX, Progr. Abstr.*, 109-110, 1989.

New Zealand Geological Survey, *New Zealand geological map, scale 1:63 360, Sheet Tinui-Awatoitoti, Sheet N159 and Pt. N158, 1st edition, 1975.*

Nyman, S.L., C.S. Nelson, K.A. Campbell, Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand : analogue for the subsurface plumbing of cold seeps, *Marine Geology* 272, 319-336, 2010.

Opus International Consultants Limited, *Assessment of water and sanitary services, Report 5PN618.00, ed. Council of Masterton District, New Zealand. 2005.*

Owen, G., Deformation processes in unconsolidated sands, In *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks, Geological Society, Special Publication* 29, 11-24, 1987.

Parsons, B., J. Sclater, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journal of Geophysical Research* 82, 803-827, 1977.

Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, J.K. Factor, An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, *General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, 2008.*

Pecher, I.A., S.A. Henrys, H. Zhu, Seismic images of gas conduits beneath vents and gas hydrates on Ritchie Ridge, Hikurangi Margin, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47, 275-279, 2004.

Pelletier, B., S. Calniant, R. Pillet, Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region, *Earth Planet. Sci. Letters* 164, 263-276, 1998.

Pettinga, J.R., Upper Cenozoic structural history, coastal southern Hawke's Bay, New-Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 25, 149-191, 1982.

Pettinga, J.R., Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi margin, southern Hawke's Bay, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 46, 107-121, 2003.

Planke, S., H. Svensen, M. Hovland, D. Banks, B. Jamtveit, Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan, *Geo-Marine Letters* 23, 258-268, 2003.

Pollack, H.N., S.J. Hurter, J.R. Johnson, Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set, *Rev. Geophys.* 31, 3, 267-280, 1993.

Postma, G., Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abfioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain), *Sedimentology* 30, 91-103, 1983.

Rait, G., F. Chanier, D.W. Waters, Landward and seaward-directed thrusting accompanying the onset of subduction beneath New Zealand, *Geology* 19, 3, 230-233, 1991.

Rait, G., Thrust transport directions in the Northland Allochthon, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43, 271-288, 2000.

Reynolds, D.L., Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites, *Am. Jour. Sci.* 252, 577-613, 1954.

Ridd, M.F., Mud volcanoes in New Zealand, *AAPG Bull.*, 54, 601-616, 1970.

Roser, B.P., N. Mortimer, I.M. Turnbull, C.A. Landis, Geology and geochemistry of the Caples terrane, Otago, New Zealand : compositional variations near a Permo-Triassic arc margin, In : Ballance, P.F. (Ed.), *South Pacific Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World 2*, Elsevier, Amsterdam, 3-19, 1993.

Roser, B.P., R.A. Cooper, S. Nathan, A.J. Tulloch, Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 29, 1-16, 1996.

Sandwell, D.T., W.H.F. Smith, Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.* 102, B5, 10039-10054, 1997.

Sandwell, D.T., W.H.F. Smith, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.* 114, B01411, 2009.

Seed, H.B., Landslides during earthquakes due to soil liquefaction, *J. Soil Mech. Found. Div., Am. Soc. Civ. Eng.* 94, 1055-1122, 1968.

Selley, R.C., Torridonian alluvium and quicksands, *Scott. J. Geol.* 5, 328-46, 1969.

Silberling, N. J., K.M. Nichols, J.D. Bradshaw, C.D. Blome, Limestone and chert in tectonic blocks from the Esk Head subterrane, South Island, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1213-1223, 1988.

Skinner, D.N.B, Geology of the Coromandel Harbour area, Institute of Geological and Nuclear Sciences map 4, 1 sheet and 44 p., 1993.

Smith, A.G., J.C. Briden, G.E. Drewry, Phanerozoic world maps, *Spec. Papers Palaeontology* 12, 1-39, 1973.

Spandler, C., D. Rubatto, J. Hermann, Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia, *Tectonics* 24, TC3003, 2005.

Speden, I.G., Cretaceous Stratigraphy of Raukumara Peninsula, NZ Geol. Survey Bull. 91, 1975.

Spörli, K.B., Mesozoic tectonics, North Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 89, 415-425, 1978.

Spörli, K.B., B.W. Hayward, Geological overview of Northland, Field trip guides, GSNZ Annual Conference "Northland 2002", Geological Society of NZ Miscellaneous Publication 112B, 3-10, 2002.

Stoker, A., P. Kruger, Radon in geothermal reservoirs, In : *Proceedings of the Second UN Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 6 p., 1975.

Strong, S.W.S., Ejection of fault breccia in the Waimata Survey District, Gisborne, New Zealand Journal of Science and Technology 12, 257-267, 1931.

Suggate, R.P., Rock stratigraphic names for the South Island schists and undifferentiated sediments of the New Zealand geosyncline, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 4, 392-399, 1961.

Sutherland, R., Cenozoic bending of New Zealand basement terranes and Alpine Fault displacement : A brief review, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 42, 295-301, 1999b.

Swarbrick, E.E., Physical diagenesis, intrusive sediment and connate water, Sedimentary Geology 2, 161-175, 1968.

Sylvester, Z., D.R. Lowe, Fluid Escape Structures, In Middleton, G. (eds.), Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks, Kluwer Academic Publishers, 294-296, 2003.

Terzaghi, K., Shear characteristics of quicksand and soft clay, paper presented at 7th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Univ. of Tex., Houston, Tex., 1947.

Thornton, J., The Reed Field Guide to New Zealand Geology, Auckland: Reed Books, 1997.

Tulloch, A.J., Granitoid rocks of New Zealand: a brier review, Geological Society of America Memoir 159, 5-20, 1983.

Turnbull, I.M., Petrography of the Caples terrane of the Thompson Mountains, northern Southland, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 22, 709-727, 1979.

Turnbull, I.M., Geology of the Wakatipu area, Institute of Geological & Nuclear Sciences 1:250 000 Geological Map 17, Lower Hutt, New Zealand, Institute of Geological & Nuclear Sciences, 2000.

Varhegyi, A., I. Baranyi, G. Somogyi, A model for the vertical subsurface radon transport in geo-gas microbubbles, Geophys. Trans. 32, 3, 235-253, 1986.

Varhegyi, A., I. Baranyi, I. Gerzson, G. Somogyi, G. Hakl, J. Hunyadi, Application of underwater radon measurements in geology, Nucl. Tracks Rad. Meas. 15 (1/4), 609-612, 1988.

Vrolijk, P., On the mechanical role of smectite in subduction zones, *Geology* 1, 8, 703-707, 1990.

Vrolijk, P., S.M.F. Sheppard, Syntectonic carbonate veins from the Barbados accretionary prism (ODP Leg 110) - Record of paleohydrology, *Sedimentology* 38, 671-690, 1991.

Waples, D.W., Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration, *AAPG Bull.*, 64, 916-926, 1980.

Werne, J.P., T. Zitter, R.R. Haese, G. Aloisi, I. Bouloubassi, S. Heijs, A. Fiala-Medioni, R.D. Pancost, J.S. Sinninghe Damste, G. de Lange, L.J. Forney, J.C. Gottschal, J.-P. Foucher, J. Mascle, J. Woodside, and the MEDINAUT and MEDINETH Shipboard Scientific Parties, Life at cold seeps: A synthesis of ecological and biogeochemical data from Kazan mud volcano, eastern Mediterranean Sea, *Chemical Geology* 205, 3-4, 367-390, 2004.

Westbrook, G.K., M.J. Smith, Long décollements and mud volcanoes: Evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore-fluid pressure in the development of an accretionary complex, *Geology*, 11, 279-283, 1983.

Whiticar, M.J., E. Faber, M. Schoell, Biogenic methane formation in marine and Fresh water environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation- Isotope evidence, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 693-709, 1986.

Whiticar, M.J., Correlation of natural gases with their sources, In: Magoon, L. B. & Dow, W. G. (eds), *The petroleum system - from source to trap*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, 261-283, 1994.

Williams, J.G., I.E.M. Smith, The Hollyford Gabbronorite : a calcalkaline cumulate, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 26, 345-357, 1983.

Yassir, N.A., Mud volcanoes: Evidence of neotectonic activity, *Mem. Geol. Soc. China*, 9, 513-524, 1987.

Yassir, N.A., Mud volcanoes and the behaviour of over-pressured clays and silts, PhD thesis, Univ. Coll. London, UK, 249 pp., 1989.

Yassir, N., The role of shear stress in mobilizing deep-seated mud volcanoes : geological and geomechanical evidence from Trinidad and Taiwan, *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 216, 461-474, 2003.

You, C.F., J.M. Gieskes, T. Lee, T.F. Yui, H.W. Chen, Geochemistry of mud volcano fluids in the Taiwan accretionary prism, *Applied Geochemistry* 19, 695-707, 2004.

Zeyen, H., M. Fernandez, Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect, *Journal of Geophysical Research* 99, 18089-18102, 1994.

Zitter, T., Mud volcanism and fluid emissions in Eastern Mediterranean Neotectonic Zones, PhD thesis, VU University Amsterdam, Netherlands. 2004.

ANNEXES

ANNEXE I

Location	Type	T °C	pH	Na	K	Mg	Ca	Li	HCO3	Alk	SO4	Cl	Br	Si	δD	δ18O	Sr	Ref.
NEW-ZEALAND																		
CVZ																		
Awakeri	HGW	67	8.5	111	2	0.2	5	0.2	151	2.5	32	46	2.5	58	-38	-5.4	nd	a
Matahina		19	8.2	29	5	4	14	0.1	108	1.8	10	18	0.2	93	-33	-5.5	nd	a
Pukehinau	HGW	45	8.1	147	1	0.03	2	0.4	113	1.9	8	155	2.3	40	-32	-6.4	nd	a
Waiotapu	HGW	nd	3.05	288	31.8	2.62	10.8	nd	nd	nd	340	438	nd	182	-0.3	5	0.1	d
Wairakei	HTGW	240	8.5	1020	200	0.05	17.5	13.2	32	0.5	25	2156	5.9	660	nd	nd	nd	a
Ohaaki	HTGW	262	8.3	1050	210	0.1	2.2	11.7	177	2.9	8	1743	5.7	805	nd	nd	nd	b
North ECB																		
Te Puia 1	MHW	66	6.4	4840	42	12	745	2.8	85	1.4	75	8725	32	46	-18	4.2	nd	a
Te Puia 2	MHW	58	7.4	4000	30.9	9.1	587	nd	100	1.6	78	7682	nd	20.2	-19	2.4	64	d
Otopotehetehe	MCW	22	7.7	6020	57	17	289	12.9	155	2.5	<1	9250	28	19	-14	7.1	nd	a
Rotokautuku	MCW	16	7.3	1605	16	16	94	0.7	254	4.2	17	2570	7.9	19	-24	-1.9	nd	a
Waitangi Oil	MCW	17	7.9	3225	16	8	10	1.8	1660	27.2	22	3350	14	5	-23	3.1	nd	a
Waimata	MCW	16	8.2	3880	26	28	137	1.7	314	5.1	202	6065	27	12	-21	3.5	nd	a
Tohora	MCW	nd	7.2	5150	22	31.2	360	6.2	280	4.6	<1	8075	nd	10	nd	nd	nd	b
Potoe	MCW	nd	7.9	4400	18	25	43	1.4	1790	29.3	6	5684	nd	35	nd	nd	nd	b
Glenroy Rd	MCW	nd	7.3	6020	35	nd	nd	7.6	316	5.2	94	9860	36.1	19	nd	nd	nd	b
Twistleton's	MCW	nd	7	3950	19	40	240	5.6	694	11.4	52	6560	19.8	11	nd	nd	nd	b
Savage's	MCW	nd	7.8	3460	10	nd	nd	2.8	443	7.3	7	5385	nd	11	nd	nd	nd	b
Waikohuiti	NMCW	nd	5.1	47	5	nd	nd	nd	nd	nd	395	14	nd	6	nd	nd	nd	b
Waiherere	MCW	nd	8.5	2950	11	18	36	2.3	206	3.4	9	4600	17.3	11	nd	nd	nd	b
Wairakaia	MCW	nd	7	1305	4	nd	nd	0.9	353	5.8	14	1930	5.7	14	nd	nd	nd	b
Papawhariki	MCW	nd	6.9	3950	140	543	219	4.4	352	5.8	1650	7310	13.1	17	nd	nd	nd	b
Waipaoa	WB	17.00	8	29	5	9.3	108	nd	383	6.3	5.7	23	0.1	38	nd	nd	nd	c
Hawke's Bay																		
Morere 1	MHW	47	7	6700	84	80	2760	4.6	30	0.5	2	15800	83	27	-15	3.9	nd	a
Morere 2	MHW	62.4	7.1	7800	150	130	3750	9.5	175	2.9	1	15940	63	22	nd	nd	nd	b
Morere 3	MHW	48	7	6553	73.8	76.3	2313	nd	41.3	0.7	0.38	16765	nd	14.1	-14	3.4	217	d
Waimarama	GS	~20	7.3	2083	17.6	27.1	64.3	nd	701	11.5	2	3271	nd	13.6	-20	1.5	2.4	d
Tarawera	SBHW	50	8.3	494	4	0.18	10	1.7	98	1.6	11	705	4.5	32	-48	-6.3	nd	a
Mangatainoka	SBHW	58	8.2	210	2	0.2	4	0.5	82	1.3	7	200	2.8	54	-53	-8	nd	a
Mangatutu	SBHW	55	8.4	102	1	0.02	1	0.1	133	2.2	18	30	0.1	54	-55	-8.4	nd	a
Waipiroiro	SBHW	40	8.1	1010	8	0.9	137	2.4	37	0.6	1	1766	2.6	25	-48	-5	nd	a
Kopuawhara	MCW	21	7.3	6040	59	60	2360	2.7	nd	nd	41	13700	69	25	-21	4.8	nd	a
Gisborne 1	MCW	15	nd	7140	24	97	624	2.2	nd	nd	5	12310	58	11	-11	4.5	nd	a
Gisborne 2	MCW	20	nd	3360	15	26	105	2	nd	nd	2	5235	22	17	-24	-0.2	nd	a
Mahia	MCW	16	nd	11550	78	287	3820	4.9	nd	nd	2	25720	140	10	-2	3.9	nd	a
Heretaunga	WB	15	7	44	3.2	13.1	67	nd	226	3.7	52	47	0.2	35	nd	nd	nd	c
Opoutama	WB	16.4	7.2	58	6.3	10.9	108	nd	410	6.7	58	74	0.2	42	nd	nd	nd	c
Frasertown	WB	15.30	7.2	85	6.8	9	85	nd	431	7.1	0.4	81	0.5	63	nd	nd	nd	c
South ECB																		
Porangahau	MV	~20	7.3	2511	14.5	16.2	42.5	nd	1085	17.8	195	3491	nd	3.7	-15	0.7	3.6	d
Mangapakeha	MV	~20	8	1934	3.9	3.7	55.6	nd	248	4.1	284	2346	nd	2.2	-15	2.7	8.7	d
Mangapakeha	MV	~20	7.7	1525	7.6	4.5	49.8	nd	182	3.0	704	2583	nd	3.5	-16	2.7	5.7	d
Glenburn	MV	~20	7.9	1993	17.4	4	35.9	nd	345	5.7	138	2913	nd	2.3	-18	4.8	12.	d
Langdale	MV	~20	7.8	1825	6.9	2.6	25.2	nd	235	3.9	191	2806	nd	4.6	-17	3.3	5.2	d
Blairlogie	MV	~20	7.9	26	11.1	8.9	55.5	nd	265	4.3	1.2	41.5	nd	15.7	-30	-4.7	0.3	d
Tukituki	NMCW	16	6.8	1820	21	14	490	0.3	61	1.0	<5	3705	13	11	-22	-1.4	nd	a
Kaikopu	NMCW	18	8.1	2749	26	28	95	1.7	810	13.3	<5	4020	16	19	-16	2.1	nd	a
Wairakau	NMCW	21	8	75	11	10	167	0.1	nd	nd	19	155	nd	16	-28	-4.6	nd	a
Marapua	NMCW	17	8.2	1880	18	3	30	0.5	245	4.0	139	2580	8.8	10	-18	3.1	nd	a
Waikokino	NMCW	14	nd	2050	15	3	24	0.4	nd	nd	52	3040	14	11	-17	4.7	nd	a
Weber	NMCW	nd	7.8	20	2	5	27	0.3	310	5.1	30	nd	nd	25	nd	nd	nd	b
Wallingford	NMCW	nd	7.8	110	2	17	84	0.3	640	10.5	33	85	0.2	35	nd	nd	nd	b
Oporae Rd	NMCW	nd	8.2	52	4	21	29	0.3	250	4.1	115	95	nd	14	nd	nd	nd	b
Pouawha	WB	19	7.3	159	8.3	23	50	nd	247	4.0	0.03	303	1.4	41	nd	nd	nd	c
Poukawa	WB	14.5	7.2	18.4	2.2	5.1	42	nd	161	2.6	7.1	23.2	nd	33	nd	nd	nd	c

Location	Type	T °C	pH	Na	K	Mg	Ca	Li	HCO3	Alk	SO4	Cl	Br	Si	δD	δ18O	Sr	Ref.
NEW-ZEALAND																		
South ECB																		
Ruatauwaha	WB	14.3	7.5	33	1.6	4.4	14.7	nd	149	2.4	1.6	10	0.1	21	nd	nd	nd	c
Tawaha	WB	10	6.3	33	1.4	7.8	17.9	nd	75	1.2	12.4	57	0.2	25	nd	nd	nd	c
Te Ore Ore	WB	19	6.8	19.4	1.6	5.1	31	nd	60	1.0	13.5	25	0.03	33	nd	nd	nd	c
Seawater		nd	7.8	10760	390	1290	410	0.2	140	2.3	2710	19400	65	5	0	0	7.9	a
Rainwater		nd	4.9	0.2	nd	0.02	0.01	nd	nd	nd	0	0	nd	nd	-16	-3.2	nd	a
AZERBAIJAN																		
Dashgil MV																		
AZ05A-27	MV	nd	nd	8239	30	299	293	1	nd	nd	58	14383	53	nd	16	3.3	nd	
AZ06A-17	MV	nd	nd	7775	21	266	215	1	nd	nd	14	13340	45	nd	11	2.3	nd	
AZ02-8f	MV	nd	nd	5842	90	160	189	0.2	nd	nd	2	11457	58	nd	nd	nd	nd	
AZ02-12f	MV	nd	nd	14560	323	504	196	0.3	nd	nd	57	27168	134	nd	nd	nd	nd	
AZ05A-29	MV	nd	nd	16707	39	587	475	1	nd	nd	125	28458	96	nd	4	3.7	nd	
AZ05A-31	GY	nd	nd	6605	29	54	14	1.7	nd	nd	99	9613	42	nd	27	5.8	nd	e
AZ05A-34	GY	nd	nd	9631	39	72	12	3.4	nd	nd	317	13955	71	nd	27	3.9	nd	
AZ05A-46B	Mud	nd	nd	8187	42	284	472	1	nd	nd	221	14919	53	nd	48	1.1	nd	
AZ06A-05	Mud	nd	nd	5348	16	36	16	2	nd	nd	123	6964	29	nd	43	4.4	nd	
AZ06A-18	MV	nd	nd	14435	30	493	393	1	nd	nd	111	25464	86	nd	22	1.4	nd	
TAIWAN																		
Wushanting	MV	28	5.8	3565	3.9	14.6	4	0.1	1769	29	163.4	4118	nd	nd	18	6.5	nd	
Chunglun	MV	28.8	7.3	4278	11.7	51	56.1	2.8	4325	70.9	48	4011	nd	nd	23	5.1	nd	
Chunglun	MV	34.5	7	920	3.9	21.9	144.4	0.3	769	12.6	57.7	639	nd	nd	22	0.4	nd	f
Chunglun	MV	40	6.4	11362	39.1	29.2	16	5.5	14951	245.1	9.6	10437	nd	nd	26	5.5	nd	
Kunshuiping	MV	31	7.8	8418	7.8	38.9	28.1	1.4	2098	34.4	9.6	11395	nd	nd	16	1.9	nd	
Hsiaokunshui	MV	nd	8.1	8579	15.6	36.5	20	0.3	1989	32.6	3.8	12318	nd	nd	18	0.7	nd	
INDONESIA																		
Lusi MV																		
JV06-05	MF	nd	nd	7452	109.5	150.7	754	3.4	nd	nd	259.5	11537	79.9	nd	12.7	9	nd	
JV06-02	MF	nd	nd	10488	179.9	226	1067	5.5	nd	nd	317.1	14945	95.9	nd	5.6	10	nd	g
JV05-07	MF	nd	nd	5313	101.7	371.8	1379	0.7	nd	nd	67.3	9052	63.9	nd	14.3	3.7	nd	
TRINIDAD																		
Karamat - TD 3	MV	nd	7.9	4146	24.6	107.9	84.2	0.3	1128	18.5	23.1	6042	78.3	3.9	16.9	1.78	3.8	
Moruga Bouffe - TD 5	MV	nd	7.2	8464	52	102	80.2	0.3	4886	80.1	23.1	10185	89.5	19.9	-15.5	6.54	8.7	
Lagon Bouffe - TD 6	MV	nd	7.9	8675	86	70	81	4.9	4087	67	2.9	10916	< 0.8	10.7	-3.7	7.27	18.	
Rock Dome - TD 10	MV	nd	7.5	6541	18	40.1	16.8	0.5	4630	75.9	< 1.9	7462	59.1	11.8	-19.7	7.48	15.	
Digity - TD 11	MV	nd	7.5	8170	38	36	44.1	0.5	4124	67.6	5.8	9958	106.3	14.6	-11.3	2.96	3.7	
Columbus - TD 14	MV	nd	7.4	8158	14.8	63.9	36.9	0.3	1586	26	< 1.9	12240	105.5	5.6	-11.2	3.38	13.	h
Erin Bouffe - TD 16	MV	nd	7.4	7850	23	149.9	86.2	0.1	1293	21.2	< 1.9	11321	133.4	5.6	-8.5	3.19	7.2	
Erin Bouffe - TD 17	MV	nd	7.2	7772	21.9	97.9	94.2	0.1	1970	32.3	< 1.9	10806	125.4	5.4	-3	4.57	7.7	
Palo Seco - TD 18	MV	nd	7.2	7388	21.1	58	79	0.2	2446	40.1	< 1.9	10551	113.5	9.5	-16	6.79	8	

Composition ionique des boues et des eaux du Bassin de la Côte Est (ECB en anglais) et de la Région Volcanique Centrale (CVZ en anglais) de Nouvelle-Zélande. La composition des VdB d'Azerbaïdjan, de Taiwan, de Java et de Trinidad est également indiquée (extraite de la littérature). HGW, Hot Geothermal Water ; HTGW, High Temperature Geothermal Water ; MHW, Mineralised Hot Water ; MCW, Mineralised Cold Water ; NMCW, No-mineralised Cold Water ; WB, Water-bearing ; GS, Gas Seep ; SBHW, Shear Belt Hot Water ; MV, Mud Volcano ; GY, Gryphon ; MP, Mud Pool ; MF, Mud Flow. La composition ionique est exprimée en ppm ; l'alcalinité est exprimée en mmol ; la température est exprimée en degré celsius. Références : a) Giggenbach et al., 1993 ; b) Hunt et Glover, 1995 ; c) NIWA ; d) Cette étude ; e) Mazzini et al., 2009 ; f) You et al., 2004 ; g) Mazzini et al., 2007 ; h) Dia et al., 1999.

ANNEXE II

Location	Ba	Cr	Cs	Cu	Ga	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn	Zr
CHINA												
Dushanzi MV	522	86.6	18.8	53.2	22.4	51.8	21.2	122	543	136	90.3	169
AFGHANISTAN												
Jebel-u-Ghurab MV	737	202	nd	nd	nd	115	nd	135	nd	174	nd	164
Chandragup MV	307	192	nd	nd	nd	87	nd	52	nd	150	nd	176
MOROCCO												
Ginsburg MV	nd	82.6	nd	nd	nd	28.2	14.1	nd	nd	103	65.0	nd
Meknes MV	nd	58.3	nd	nd	nd	32.5	9.3	nd	nd	71.7	60.4	nd
CAUCASUS												
Georgia MV (9 97)	474	149	4.8	nd	nd	nd	5.8	38.3	45.9	nd	68.7	nd
Georgia MV (3 97)	1213	82.9	31.2	nd	nd	nd	16.1	98.1	602	nd	134	nd
Taman Peninsula MV (2 94)	403	132	5.7	nd	nd	nd	18.2	81.5	214	nd	116	nd

Composition en éléments en traces de la fraction solide de la boue des VdB de Chine (Nakada et al, 2011), d'Afghanistan (Delisle et al., 2002), du Maroc (Mhammedi et al., 2008) et du Caucase (Kopf et al., 2003). La composition est exprimée en mg/kg.