Contribution a l'etude du message magnetique porte par la lithosphere oceanique : l'altération des mineaux magnétiques - les anomalies magnétiques de haute résolution

Eva Hoise Hoisé

▶ **To cite this version:**

Eva Hoise Hoisé. Contribution a l'etude du message magnetique porte par la lithosphere oceanique : l'altération des mineaux magnétiques - les anomalies magnétiques de haute résolution. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112142 . tel-00631766

HAL Id: tel-00631766

https://theses.hal.science/tel-00631766

Submitted on 13 Oct 2011

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.

Thèse de doctorat de l'Université de Paris 11
Spécialité :
Sciences de la Terre

Par
Eva HOISÉ

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU MESSAGE MAGNÉTIQUE PORTÉ PAR LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE : L'ALTÉRATION DES MINÉRAUX MAGNÉTIQUES ANOMALIES MAGNÉTIQUES DE HAUTE RESOLUTION

Soutenue le 19 septembre 2011 devant les membres du Jury :

Bernard Henry
Charles Aubourg
Hélène Horen
Xavier Quidelleur
Jean Noël Rouzaud
Julie Carlut

Remerciements

Par où commencer, il y a tant de personnes à remercier !
La thèse est un long parcours personnel mais surtout une grande expérience collective.
Ce n'est pas facile de trouver les mots justes pour exprimer mes remerciements auprès de toutes les personnes, qui m'ont aidé jusqu'au bout de cette aventure.

Je tiens à remercier très sincèrement, Julie Carlut, de m'avoir permis de travailler sur ce sujet de thèse et de m'avoir fait découvrir le magnétisme de la croûte océanique, sous un angle que je ne connaissais pas et qui m'a passionné. Un grand merci pour sa disponibilité, ses conseils, son soutien et sa grande patience, à chaque moment de ma thèse.

Un grand merci, également, à Jean Noël Rouzaud, pour son aide, sa disponibilité et son soutien jusqu'à la fin de cette aventure.

Un merci, tout particulier, à Christine Laverne, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire, m'avoir fait découvrir la pétrologie des roches océaniques et aussi pour sa gentillesse.

Mes remerciements s'adressent également à l'ensemble des personnes du Laboratoire de géologie de l'ENS, pour m'avoir accueilli si chaleureusement et m'avoir aidé dans toutes mes démarches, scientifiques et administratives. Je remercie Christian Chopin de m'avoir accueilli dans son laboratoire et permis de travailler sur un fantastique sujet durant toutes ces années. Je remercie tout particulièrement Dominique Janots, Jean Pierre Pozzi et Nathaniel Fielding pour leur gentillesse et leur aide.

Je remercie tous les autres étudiants et thésards du laboratoire. Je pense particulièrement à mes « colocs de bureau », Corentin, Gunther, Chang et Myriam, qui m'ont été d'un grand soutien. Un très grand merci à Myriam pour son éternel soutien, pour ses encouragements, pour son écoute et ses discussions scientifiques, entre « magnéticiennes ».

Je voudrais également remercier Yves Fouquet et Jérôme Dyment pour m'avoir permis de participer aux missions Serpentine, Momardream, et Magofond, des expériences tellement enrichissantes, d'un point de vue scientifique mais aussi personnel.

Durant ces missions, Mathilde Cannat, Benoît Ildefonse et Yves Fouquet ont partagé avec moi leurs immenses connaissances des roches, de la minéralogie et de lithosphère océanique. Ce fut un réel bonheur de trier, découper, d'observer les roches à leur contact.

Je remercie Yves Gallet, Muriel Andréani, Javier Escartin, Frank Lartaud, Aurélie Tasiemski, Dass Bissessur, Amandine Nunes-Jorge et l'ensemble des équipes des missions Serpentine, Momardream, Momar08 et Magofond 3.

Je remercie également France Lagroix, Maxime Legoff et l'ensemble de l'équipe de Paléomagnétisme de Saint Maur pour leur aide et leur accueil si chaleureux.

Je remercie sincèrement les membres du jury d'avoir accepté de se pencher sur ce travail de thèse.

Il reste encore à remercier tous ceux qui ont été là à chaque instant, et malgré la distance pour certains d'entre eux.

Un énorme merci à Elise pour son amitié depuis toutes ces années et son soutien durant toute cette aventure, du premier jour où je lui ai dit que je voulais faire de la géologie aux derniers moments de rédaction du manuscrit de thèse.

Un très grand merci à ma coloc préférée Valentine, qui a réussi à me supporter pendant ces moments, parfois difficiles.

Un très grand merci à Amandine, avec qui j'ai tout partagé de cette thèse depuis notre rencontre, mes joies, mes doutes. Bon courage à toi pour le reste de ton aventure.

Encore merci à tous les amis : Julien, Thomas, Cécile, François, Clémence, Cyrille, Adeline, Manu, Christelle, Mitsuko, Claire, Amandine, Sden, Nellie, Patrick, Valentine, Jensen, David, Alexandra.

Et pour finir, un immense merci à toute ma famille, sans qui rien n'aurait été possible Merci à mes parents, mes grands parents, à Rémi, Mickaël, Sabine, Jean-Pierre, Pascal, Christine, à tous mes cousins : Jérémie, Emilien, Amandine, Juliette, Valentin et Hippolyte, pour tout ce que vous avez fait pour moi. Je les remercie pour tout.

Merci à tous ceux qui m'ont témoigné de leur amitié tout le long de cette thèse.

Résumé

Cette thèse concerne l'étude du message magnétique de la lithosphère océanique. Nous nous sommes, dans un premier temps, intéressés à l'évolution du signal magnétique à travers une section de croûte océanique complète et continue des basaltes jusqu'aux gabbros. Le but était de comprendre comment les propriétés magnétiques des roches peuvent nous renseigner sur les conditions d'altération dans la croûte océanique. Nous avons donc établi un jeu de données magnétiques (température de Curie, paramètres d'hystérésis, mesures magnétiques basse température) sur l'ensemble de la section de croûte océanique forée au site IODP 1256D, dans l'océan Pacifique. Ces données sont confrontées aux températures d'altération, établies par thermo barométrie et mettent en évidence une étroite relation entre l'altération des phases magnétiques et les températures d'altération. De plus, des analyses semi-quantitatives et des observations microscopiques (optique, MEB et MET) mettent en évidence un changement de structure cristalline, associée à une perte de titane, permettant la formation d'une phase secondaire, l'hydroschorlomite, dans un intervalle de forte altération des phases magnétiques (entre 670 et 1028 mbsf (meters below sea floor)).

Dans un second temps, l'acquisition de profils d'anomalies magnétiques marines de surface et d'un profil d'anomalies de fond « deep tow » à travers le superchron du Crétacé (entre 83 et 120 Ma) nous a permis de tester la stabilité de polarité du champ géomagnétique durant cette période. Nous mettons en évidence la présence d'anomalies magnétiques : des anomalies de courtes longueurs d'onde ou « tiny-wiggles » à travers l'ensemble du superchron et des anomalies magnétiques de plus grande longueur d'onde, assimilables à de courts intervalles de polarité inverse. Nos mesures montrent que le comportement du champ magnétique durant le superchron n'est pas différent des périodes qui le précèdent (chrons M0-M1-M2) et le suivent (chrons 33n et 33r). La définition de superchron doit être remise en question.

Abstract

So we, in a first part, studied the evolution of the magnetic signal through a section of a, complete and continuous, oceanic crust, from basalts to gabbros. In order to understand how the magnetic properties of rocks can tell us about the conditions of alteration in the oceanic lithosphere, we established a set of magnetic data (Curie temperature, hysteresis parameters, low temperature magnetic measurements) through the entire section of the oceanic crust, drilled at IODP Site 1256D, in the Equatorial Pacific Ocean. These magnetic data are compared to alteration temperatures, determined by thermobarometry (Alt et al., 2010) and show a close relationship between the alteration of the magnetic phases and the alteration temperatures, including the identification of an interval of strong alteration of the titanomagnetites (between 670 and 1028 mbsf (meters below sea floor). In addition, semi quantitative chemical analysis and microscopic observations (optical, SEM and TEM), performed on titanomagnetites, show a change in crystalline structure and a loss of titanium element ($^{Ti4+}$) in titanomagnetites to form a secondary phase rich in titanium, in this same interval of strong alteration.

In a second part, the acquisition of numerous sea-surface magnetic profiles and a high resolution magnetic profile ("deep tow") through the Cretaceous Normal Superchron (83-120 Ma), allowed us to test the stability of the geomagnetic polarity of the superchron and to highlight the presence of numerous magnetic anomalies: anomalies of short wavelength or "tiny-wiggles" through the entire period and magnetic anomalies of greater length wave, similar to short intervals of reverse polarity. Our measurements show that the behavior of the magnetic field during the superchron is no different from previous periods (chrons M0-M1-M2) and the following magnetic period (chrons 33n and 33R) and the definition of 'superchron', long geomagnetic event without inversions, must be questioned.

Table des matières

Table des matières

Introduction p 1

I – Généralités sur la croûte océanique : son altération et ses propriétés magnétiques p 5

A – Formation et structure de la croûte océanique p 7

A-1 *Qu'est ce que la lithosphère océanique ? Et les dorsales ?* p 9

A-2 *Observations de la croûte océanique et premier modèle de structure* p 10

1-Etude des roches de la croûte océanique et modèle structural (observations directes) p 10

2-Le modèle structural Penrose de la croûte océanique p 11

A-3 Observations indirectes de la croûte océanique et structure sismique p 12

A-4 Diversité de la lithosphère océanique : structure, processus de formation p 14

A-5 Observations « in situ » de la lithosphère océanique p 17

1- Synthèse des observations aux dorsales rapides ou intermédiaires p 20

2- Synthèse des observations aux dorsales lentes p 22

B – La croûte océanique et le champ magnétique terrestre p 26

B-1 L'aimantation dans les roches de la croûte océanique p 26

B-2 La croûte océanique : bon enregistreur du champ magnétique ancien et actuel p 27

1-Les linéations magnétiques de la croûte océanique p 27

2-Petit bestiaire des minéraux magnétiques rencontrés dans nos échantillons p 29

3-Structure magnétique de la croûte océanique p 32

C– Les processus d'altération dans la croûte océanique et transformation du message magnétique p 34

C-1 Qu'est ce que le système hydrothermal ? p 35

C-2 Caractérisation de l'altération p 37

C-3 Altération basse température p 37

1-Les réactions et la minéralogie secondaire caractéristique de l'altération basse température p 38

C-4 Altération de haute température dite hydrothermale p 40

1-Les réactions et la minéralogie secondaire caractéristique de l'altération hydrothermale p 41

C-5 Altération des minéraux magnétiques de la croûte océanique p 42

1-La maghémitisation p 42

2-L'altération haute température p 44

II - Puits de forage IODP 1256D, une section unique et complète de la croûte océanique supérieure p 47

A- Introduction p 49

B- Contexte géologique au puits 1256D et histoire du forage p 51

C- Description de la lithologie des carottes du puits 1256D p 55

D- L'observation de l'altération et son interprétation p 57

D-1 Synthèse sur l'altération en domaine océanique p 57

D-2 Description de l'altération au puits 1256D – les phases majeures d'altération p 58

1- L'altération jusqu'à la zone de transition (jusqu'à 1004 mbsf) p 59

2- L'altération dans la zone de transition (entre 1004 et 1061 mbsf) p 60

3- L'altération dans les couches profondes de la section océanique p 60

D-3 Le cas particulier des phases d'altération contenant du titane p 62

E- Lien avec les propriétés magnétiques p 65

E-1 Une hypothèse de travail p 65

E-2 Minéralogie magnétique et altération des minéraux magnétiques p 65

1- Observations MEB p 66

2- Analyses thermomagnétiques p 67

3- Analyse compositionnelle EDS-X p 69

4- Préparation des échantillons et observations au MET p 71

5- Micro-analyses et gradient de concentration p 71

6- Etude de la structure des titanomagnétites p 77

E-3 Liens avec la température d'altération p 82

E-4 Les titanomagnétites des marqueurs de l'altération « moyenne température »? p 84

F- Comparaison avec d'autres puits : Altération et propriétés magnétiques p 84

Article en cours de soumission p 88

III Variations temporelles du champ magnétique durant le superchron du Crétacé

A-Introduction p 135

B- Variations temporelles du champ géomagnétique terrestre p 137

C- Projet Magofond : Etude du superchon du Crétacé p 140

C-1 Les précédents résultats sur le superchron du Crétacé des études magnétostratigraphiques p 141

1- Durée du superchron et évènements magnétiques annonciateurs p 141

2- La paléointensité du champ géomagnétique p 142

C-2 Intérêts des données magnétiques de fond ou « deep tow » p 143

C-3 Les missions Magofond 3 et Magofond 3bis p 145

1- Choix de la zone d'étude et déroulement des campagnes Magofond 3 p 146

C-4 Acquisition des données magnétiques et topographiques du plancher océanique p 147

1- Données bathymétriques et sismiques p 147

2- Données magnétiques p 149

C-5 Traitement et corrections des données magnétiques p 154

1- Sources du champ géomagnétique, correction du champ principal et externe p 154

2- Projection et réduction au pôle p 156

a. La projection p 156

b. La réduction au pôle p 156

3- Inversion des profils d'anomalies magnétiques et influence de la topographie p 158
a. Méthode d'inversion de Parker et Huestis (1974) p 158
b. Rééchantillonnage des données et résolution temporelle p 161
b.1) Rééchantillonnage des données magnétiques p 161
b.2) Contenu spectral et résolution temporelle des profils d'anomalies magnétiques p 162
c. Choix des paramètres d'inversion p 163
c.1) La profondeur de référence p 164
c.2) Choix des limites de filtres p 165
D- Principaux résultats des profils magnétiques mesurés pour la période du CNS p 169
D-1 Anomalies magnétiques mesurées sur la zone étudiée p 169
1- Résultats préliminaires des profils magnétiques acquis durant la première mission (2005) p 169
2- Cohérence des anomalies et signal d'origine géomagnétique p 169
D-2 Que nous apportent les données magnétiques « deep tow » à travers le superchron ? p 173
1- Résultats des profils magnétiques de fond de la mission Magofond 3 p 173
2- Et que raconte le profil magnétique de haute résolution complet à travers le superchron ? p 175
D-3 Cohérence du signal magnétique durant le superchron du Crétacé p 177

E- Conclusion p 181
Conclusions et perspectives p 183
Annexes p 191
Annexe 1 p 193
Annexe 2 Généralités sur le champ magnétique terrestre p 203
Annexe 3 Mesures et principales propriétés magnétiques p 210
Glossaire p 219

Références bibliographiques p 223

Introduction

La quatrième mission de forage internationale (IODP) au site de la seule section complète de la croûte océanique (site 1256D dans le bassin du Guatemala) vient tout juste de s'achever en juin 2011. C'est sur ce site que, en décembre 2005, pour la première fois, le haut d'une chambre magmatique fossile a été échantillonné *in situ* (Wilson et col., 2006). Cette coupe unique, amenée à devenir une coupe géologique de référence pour les dorsales rapides, témoigne de la vigueur de la recherche et des moyens d'exploration dans le domaine des géosciences marines. Notons de plus que le site 1256D a été proposé comme possible base pour la poursuite de l'ambitieux projet MoHole, datant des années 1960. Dans ce projet, il est proposé de forer la croûte océanique jusqu'à la transition de Mohorovicic (Christie et col., 2006). Evidemment, les difficultés techniques sont conséquentes, significativement plus que cela avait été imaginé dans les années 60, mais, même en l'état actuel de progression, la section du site 1256D est d'un grand intérêt. En effet, des questions fondamentales comme la géométrie du système hydrothermal profond, la structure thermique de la croûte, l'intensité des réactions d'altération et leurs conséquences sur les propriétés physiques de la croûte ainsi que les échanges chimiques entre les minéraux des roches et l'eau de mer peuvent ainsi être étudiés. Il est apparu évident que cette section remarquable devait aussi être caractérisée d'un point de vue du magnétisme. Les propriétés magnétiques des roches océaniques sont déjà largement étudiées (Kent et al., 1978 ; Bina et Prévot, 1989 ; Kent et Gee, 1996), mais une telle section forée *in situ* reste exceptionnelle. C'est en particulier dans le domaine de la caractérisation fine de l'évolution de l'altération des porteurs magnétiques en fonction de la profondeur, en utilisant des outils modernes de microscopie électronique à balayage et à transmissions que nous avons fait le pari que des résultats originaux pouvaient être apportés.

Les propriétés magnétiques des roches de la croûte océanique s'expriment aussi à travers la présence des anomalies magnétiques marines. Celles-ci nous renseignent sur les roches et la structure de la croûte mais aussi sur le comportement du champ géomagnétique même. C'est notamment par le biais des anomalies magnétiques marines que la fréquence

des inversions du champ géomagnétique terrestre est relativement bien définie pour les derniers 180 millions d'années (Müller et al., 1997). C'est ainsi qu'il est devenu apparent que le champ géomagnétique s'inversait avec une fréquence irrégulière. On observe en particulier une remarquable période de presque 40 ma durant le Crétacé qui ne montre aucune trace d'inversion, on parle alors du superchron du Crétacé. Dans le cadre du projet français MAGOFOND 3, un profil magnétique de haute résolution a été acquis en 2005 et 2008 sur une large portion du flanc est de la dorsale atlantique. Nous nous sommes posés la question de la fidélité et de l'utilisation de ces enregistrements magnétiques marins pour caractériser finement cet événement magnétique exceptionnel.

Pour répondre à ces questions, nous avons adopté le plan suivant :

Le premier chapitre de ce mémoire fait un état des lieux de notre connaissance sur la croûte océanique. Nous discutons plus en détail de la structure de la lithosphère océanique et de la circulation hydrothermale. Nous présentons les différents minéraux magnétiques présents dans les roches océaniques et discutons de l'altération des phases magnétiques.

Dans le chapitre 2, nous cherchons à savoir comment les propriétés magnétiques des roches peuvent nous renseigner sur les régimes d'altération et les conditions de température associées à travers une section de lithosphère océanique. Il s'agit, en effet, d'étudier les différents types de réactions d'altération suivant la température des fluides, d'observer les interactions avec les minéraux porteurs d'une aimantation magnétique et de comprendre le comportement du fer et du titane, éléments présents en grande quantité dans les phases magnétiques. L'objectif principal est alors de caractériser le signal magnétique d'une section continue de croûte océanique. Nous menons donc une étude magnétique sur des roches issues de la section océanique du puits de forage ODP/IODP 1256D. Cette section de lithosphère océanique est unique ; elle constitue, en effet, la seule section océanique continue et complète des basaltes jusqu'aux gabbros. Tous les processus d'altération y sont donc représentés, de l'altération basse température (T< 100°C) à l'altération hydrothermale avec des fluides atteignant des températures de l'ordre de 800°C. L'étude magnétique des

minéraux opaques, couplée à l'analyse minéralogique des phases secondaires, constitue une approche originale de l'étude de ces processus. Dans une première partie, nous rappelons le contexte géodynamique du site de forage et la lithologie du puits 1256D, les phases d'altération y seront tout particulièrement décrites. L'étude des propriétés magnétiques des différentes roches de la section, comme la température de Curie, les paramètres d'hystérésis et les mesures magnétiques de basse température, est ensuite décrite. Ces propriétés magnétiques sont alors confrontées aux analyses chimiques de diffraction (effectuées à l'échelle sub-micrométrique par le mode EDS *in situ* dans le MEB et le MET) et des diagrammes de Diffraction Electronique à Aire Sélectionnées (mode DEAS du MET). Dans la dernière partie nous décrivons l'altération magnétique à travers une section « modèle » de lithosphère océanique et le comportement des principaux éléments des phases magnétiques : le fer et le titane.

Le troisième chapitre présente l'étude consacrée à l'évolution du champ magnétique durant le superchron du Crétacé. Nous nous intéressons à la structure de ce superchron daté entre 83 et 121 Ma. Nous souhaitons comprendre quel comportement du champ magnétique terrestre permet d'expliquer cet événement magnétique rare.

Quelques études magnétostratigraphiques remettent en question la nature d'un tel événement géomagnétique, comme, par exemple, l'observation d'un court intervalle de polarité inverse (ISEA) autour de 115 Ma (Lowrie et al., 1980 ; Gilder et al., 2003). Notre étude repose sur l'acquisition de profils d'anomalies magnétiques marines de surface, mais surtout un profil magnétique de haute résolution complet à travers le superchron par la mise en œuvre d'un magnétomètre « deep tow ». Dans une première partie, nous présentons le détail du processus d'acquisition des données magnétiques et sismiques, mis en œuvre durant les missions océanographiques, ainsi que le traitement des données. Puis, nous tenterons de caractériser les variations temporelles enregistrées par la croûte océanique pendant la période calme, sans inversion, du Crétacé. En effet, malgré l'intense altération des roches de la croûte océanique, le signal magnétique enregistré à travers l'ensemble de la période calme géomagnétique semble montrer la présence de courts intervalles de polarité inverse.

Enfin dans les annexes, un article témoigne de ma participation à l'étude expérimentale de l'altération d'une péridotite menée en utilisant, entre autres, le magnétisme des roches (Andréani et col., 2010).

Bien que plus marginale dans le cadre de mon travail de thèse, mon implication dans cette étude s'est concrétisée à la suite de mes embarquements sur les missions multidiscipliaires (biologie, chimie, géologie et géophysique) MoMARdream et MoMAR 08, réalisées respectivement durant l'été 2007 et septembre 2008, sur le site hydrothermal Rainbow.

Enfin, les annexes 2 et 3 complètent ce mémoire en présentant respectivement les méthodes que j'ai mises en œuvre pour la description du champ magnétique et des principales propriétés magnétiques des roches.

Chapitre I

Généralités sur la croûté océanique et ses propriétés magnétiques

A – Formation et structure de la croûte océanique

B – La croûte océanique et le champ magnétique terrestre

C– Les processus d'altération dans la croûte océanique et transformation du message magnétique

I –Généralités sur la croûte océanique : son altération et ses propriétés magnétiques

A – Formation et structure de la croûte océanique

Alors que la première hypothèse de la présence d'une ride au centre de l'océan Atlantique est énoncée dès 1872, lors de la mission HMS Challenger, chargée de la mise en place d'un câble télégraphique, c'est en 1925 que les premiers sonars utilisés lors de la mission océanographique Allemande *Meteor* permettent de vérifier la présence d'une ride océanique, dans l'Atlantique Sud, continue vers l'Océan Indien (Redfern, 2001). Cette première « image » de la croûte océanique sous la forme d'un profil topographique traversant l'océan Atlantique, d'Est en Ouest, met en évidence une morphologie non uniforme de part et d'autre de l'océan. L'océan Atlantique est, en effet, marqué par un important relief en son centre, une ride axiale, bordé de plaines abyssales plus profondes (Ewing et al., 1953). C'est le début de la compréhension des processus d'accrétion à l'axe d'une ride océanique. Hess (1962) est le premier à proposer une hypothèse de formation de la lithosphère océanique. Basée notamment sur les anomalies gravimétriques observées au niveau des océans, l'étude de Hess suggère que la lithosphère océanique est formée par remontée adiabatique du manteau supérieur, au niveau d'une dorsale océanique. Le matériel magmatique chaud atteint donc la surface puis refroidit rapidement pour former la croûte océanique. Sous tension au centre d'accrétion, la lithosphère océanique, nouvellement formée, s'éloigne de l'axe en s'épaississant et avant d'être recyclée au niveau des fosses océaniques. La dorsale océanique apparaît comme un centre d'accrétion, elle est le siège de processus responsables de production magmatique continue et de la formation de la croûte océanique (Figure 1-1).

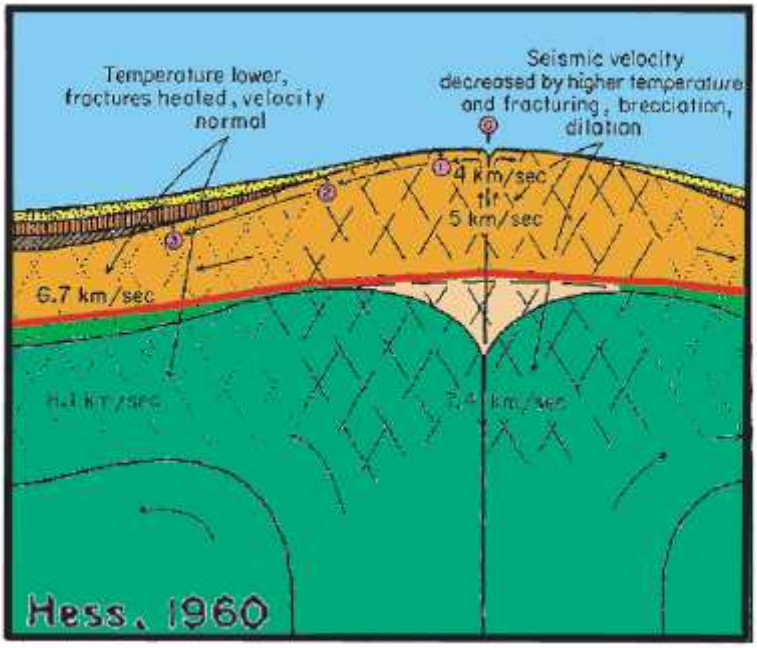

Figure 1-1: Modèle de formation de la croûte océanique énoncé par Hess (1962).
La lithosphère océanique se forme à l'axe d'une dorsale par la remontée adiabatique du manteau à ce centre d'accrétion. Par la suite, la croûte nouvellement formée, refroidie et s'éloigne du centre d'accrétion sous l'effet de tension.

A présent, plus d'un demi siècle d'études et d'observations de la lithosphère océanique ont permis de confirmer la théorie d'expansion des fonds marins de Hess qui valide le mouvement des plaques prédit par la théorie de la dérive des continents de Wegener (1912) et constitue l'un des fondements de la théorie de la tectonique des plaques (MacKenzie et Parker, 1967; Le Pichon, 1968 ; Morgan, 1968). La principale découverte validant la théorie de l'expansion océanique et de la tectonique des plaques demeure celle des linéations magnétiques (Vine et Matthews, 1963). En effet, dans les années 60, des études magnétiques océaniques (Raff et Mason, 1961) mettent en évidence des anomalies magnétiques de part et d'autre de l'axe des dorsales Atlantique et Pacifique. Ces anomalies magnétiques apparaissent parallèlement et de façon symétrique par rapport à l'axe. Associées à l'aimantation rémanente acquise par les roches océaniques, Vine et Matthews (1963) les expliquent par la formation continue de la croûte océanique à l'axe d'une dorsale par expansion.

A-1 Qu'est ce que la lithosphère océanique ? Et les dorsales ?

La lithosphère océanique constitue une partie considérable (71%) de la surface terrestre. Sa formation singulière à l'axe d'une dorsale, par injection magmatique quasi continue aux dorsales rapides et plus irrégulière aux dorsales lentes, permet l'évacuation de la majeure partie de l'énergie interne de la Terre et constitue l'un des moteurs de la tectonique des plaques. La croûte océanique se différencie de la croûte continentale par son mode de formation mais aussi par sa nature. Elle est principalement constituée de roches basaltiques, gabbroïques et de péridotites mantelliques parfois affleurantes, ces dernières devenant plus abondantes aux dorsales lentes et ultra lentes. L'épaisseur moyenne de la croûte océanique n'est seulement de 6 à 7 km contre 35 km en moyenne pour la croûte continentale. Elle est aussi beaucoup plus jeune, les plus anciennes roches de la croûte océanique n'ont pas plus de 180 Ma (Figure 1-2), alors que les plus anciennes des roches continentales atteindraient un âge de 4,28 Ga (pour des diorites Hadéennes du Nord Québec et selon l'étude de O'Neil et al., 2008).

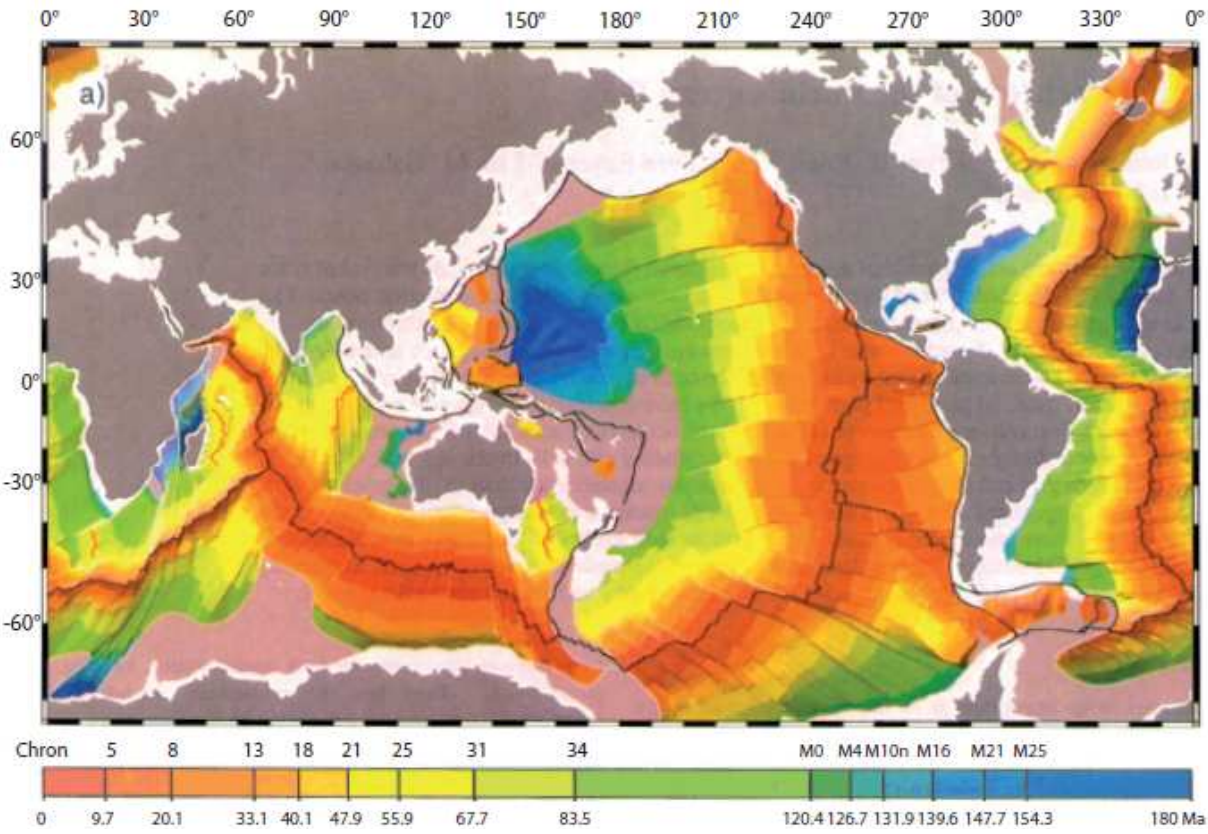

Figure 1-2: Carte mondiale des isochrons magnétiques (D'après Müller et al., 1997).
Cette carte représente l'âge des fonds pour chaque bassin océanique, de 0 jusqu'à 180 Ma.

A-2 Observations de la croûte océanique et premier modèle de structure

1-Etude des roches de la croûte océanique et modèle structural (observations directes)

Jusqu'au milieu des années 70, le principal moyen d'étude directe de la croûte océanique consiste en l'analyse des roches récupérées par dragage (Engel et al., 1965 ; Engel et Fisher, 1969 ; Bonatti et al., 1971 ; Kent et al., 1978). Ces dragages fournissent de premières indications sur la nature des roches constituant le plancher océanique mais suscitent des interrogations concernant la représentativité des roches échantillonnées. Celles-ci sont généralement des basaltes, des gabbros et quelques roches mantelliques, comme les péridotites. Cependant, dans la majorité des dragages, la localisation des prélèvements de roches est restreinte aux sites exempts de sédiments et ne permet pas d'établir un modèle de structure généralisée. La majorité des expéditions océanographiques échantillonnent en effet les roches sur des murs des failles transformantes.

Les premiers modèles de croûte océanique ont donc largement bénéficié de l'étude des analogues terrestres de la lithosphère océanique que constituent les séquences ophiolitiques (Moores et Vines, 1971). Les ophiolites sont des « reliques » d'une ancienne croûte océanique qui s'est retrouvée sur la croûte continentale par charriage, que l'on appelle « obduction » (Coleman, 1971). Malgré les processus métamorphiques qu'ont pu subir les sections ophiolitiques durant l'obduction, ces sections restent de bons analogues à la croûte océanique actuelle et des outils indispensables à l'étude de la lithosphère océanique. La nature des roches observées à travers une série ophiolitique est semblable à la nature des roches draguées (Coleman, 1977 ; Bonatti et al., 1971 ; Fox et Opdyke, 1973). Les sections d'ophiolites présentent l'avantage de permettre d'accéder à des sections verticales et continues de la croûte océanique. Les observations qu'elles fournissent sur la structure verticale de la croûte océanique sont complémentaires les informations sur la nature des roches du plancher océanique que donnent les dragages. Néanmoins, les observations faites sur les ophiolites sont extrapolées avec précaution (du fait du métamorphisme et de l'altération qu'on subit ces roches).

2-Le modèle structural Penrose de la croûte océanique

Ce n'est donc qu'au début des années 70 que les géologues établissent l'un des premiers modèles de la structure de la croûte océanique, le modèle « Penrose » (Participants conference Penrose, 1972). Ce modèle est principalement basé sur les observations pétrologiques et structurales des séquences ophiolitiques, comme celles situées en Oman ou en Crète (Dewey et Bird, 1971 ; Loney et al., 1971) et les observations pétrologiques des échantillons de roches provenant des dragages (Engel et al., 1965 ; Kent et al., 1978). Ce modèle s'appuie sur la première approche structurale de lithosphère océanique, énoncée par Hess en 1962.

Le modèle Penrose constitue le premier consensus de modèle de croûte océanique et décrit une lithosphère océanique uniforme et stratifiée en 3 niveaux de lithologie différente (Figure 1-3, b). Le niveau superficiel est constitué d'un empilement de roches basaltiques, essentiellement sous forme de laves en coussin (pillows lavas) et des coulées volcaniques subhorizontales, qui s'accumulent sur quelques centaines de mètres. Ce niveau basaltique repose sur un complexe filonien de basaltes, dont la texture diffère de celle du niveau supérieur. Dans cet épais complexe filonien, les basaltes ont une texture doléritique et s'accumulent sous la forme de filons sub-verticaux. Plus en profondeur, on pénètre dans le niveau intrusif, composé de roches gabbroïques, plus grenues, issues de la cristallisation lente des parois de la chambre magmatique. Enfin les premières roches du manteau supérieur, les péridotites, complètent la lithologie de la croûte océanique, juste sous le niveau gabbroïque (Figure 1-3, b).

Dans son modèle, Hess suggère que la croûte océanique inférieure est principalement constituée de péridotites serpentinisées et sur lesquelles repose une importante couche de roches basaltiques (jusqu'à 1500 m d'épaisseur). Le modèle de Penrose s'accorde sur la partie sommitale de la croûte et sa nature basaltique mais décrit ensuite plutôt la présence d'un épais complexe filonien, d'un niveau gabbroïque et d'une faible épaisseur de péridotites serpentinisées, à la base de la croûte, là où Hess ne prédit que des péridotites serpentinisées (Figure 1-3, a).

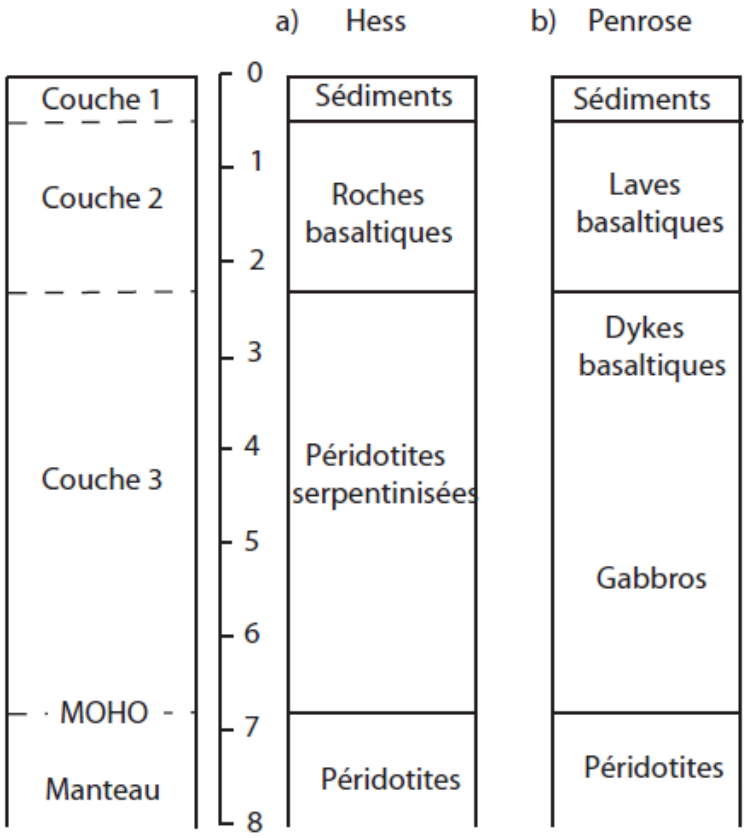

Figure 1-3 : Comparaison entre les différents modèles de structure de la croûte océanique.
a) Le modèle de Hess décrit une croûte océanique, composé d'une épaisse couche de roches basaltiques reposant sur des péridotites serpentinisées, elles même sur des péridotites non altérées.
b) Le modèle Penrose décrit une croûte océanique stratifiée, plus complexe que le modèle de Hess et constituée d'un niveau basaltique, reposant sur des dykes, puis sur des gabbros et des péridotites mantelliques.

A-3 Observations indirectes de la croûte océanique et structure sismique

Le modèle Penrose est très vite confronté au nombre grandissant d'études géophysiques, en particulier, sismiques (Raitt, 1963 ; Sutton et al., 1971 ; Salisbury et Christensen, 1978). Les premières études sismiques marines montrent un signal sismique correspondant à une lithosphère stratifiée jusqu'au Moho, cohérente avec le modèle Penrose (Raitt, 1963 ; Conference Participants Penrose, 1972 ; Detrick et al., 1987 ; Harding et al., 1989 ; Vera et al., 1990). Les techniques sismiques restent un outil indirect d'observation de la croûte océanique mais leur développement et le nombre grandissant d'études à travers tous les bassins océaniques ont permis d'apporter de nombreuses données structurales sur la lithosphère

océanique et sur son épaisseur. Il apparaît que la croûte océanique est litée et composée de 3 couches de différentes vitesses (Raitt, 1963.) Le développement des études a montré par la suite que des subdivisions apparaissent dans la couche 2 (Houtz et Ewing, 1976) et la couche 3 (Maynard, 1970 ; Sutton et al ., 1971).

La couche 1 du modèle sismique de la croûte est associée à la couverture sédimentaire et caractérisée par une vitesse de propagation des ondes plutôt faible (V~2km/s). La couche 2 correspond à la section volcanique extrusive (composée de basaltes) et peut être subdivisée en 3 (couches 2a, 2b et 2c correspondant respectivement aux basaltes fracturés, aux basaltes massifs et aux dykes). Dans le niveau 2, la vitesse sismique augmente avec la profondeur, de 2.7 à 6.3 km/s, à mesure que la fracturation diminue et que la texture des basaltes évolue. Son épaisseur est de l'ordre de 2 km. La couche suivante, 3, est assimilée au niveau gabbroïque et est caractérisée par un faible gradient de vitesse sismique, de 6.5 à 7.7 km/s. Son épaisseur est plus importante que les deux couches précédentes et atteint de 4 à 5 km (Figure 1-4). Ce modèle sismique est donc compatible avec le modèle de Penrose.

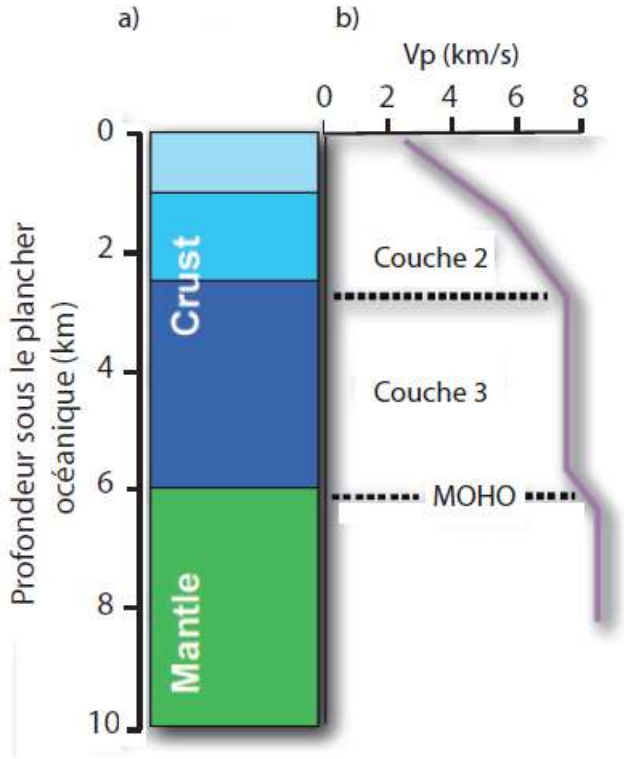

Figure 1-4: Structure sismique de la croûte océanique.
a) Modèle de la structure sismique de la croûte océanique.
b) Evolution de la vitesse de propagation des ondes P à travers la croûte océanique. Les variations de vitesse marquent des changements de lithologie.

A-4 Diversité de la lithosphère océanique : structure, processus de formation

Après l'établissement du modèle Penrose, il était intéressant de tester la représentativité de ce modèle en étudiant la structure de la lithosphère de tous les océans. Les études, notamment les dragages au niveau de l'axe des dorsales lentes et des zones de failles, ont montré que les basaltes n'étaient pas les seules roches récupérées (Figure 1-5).

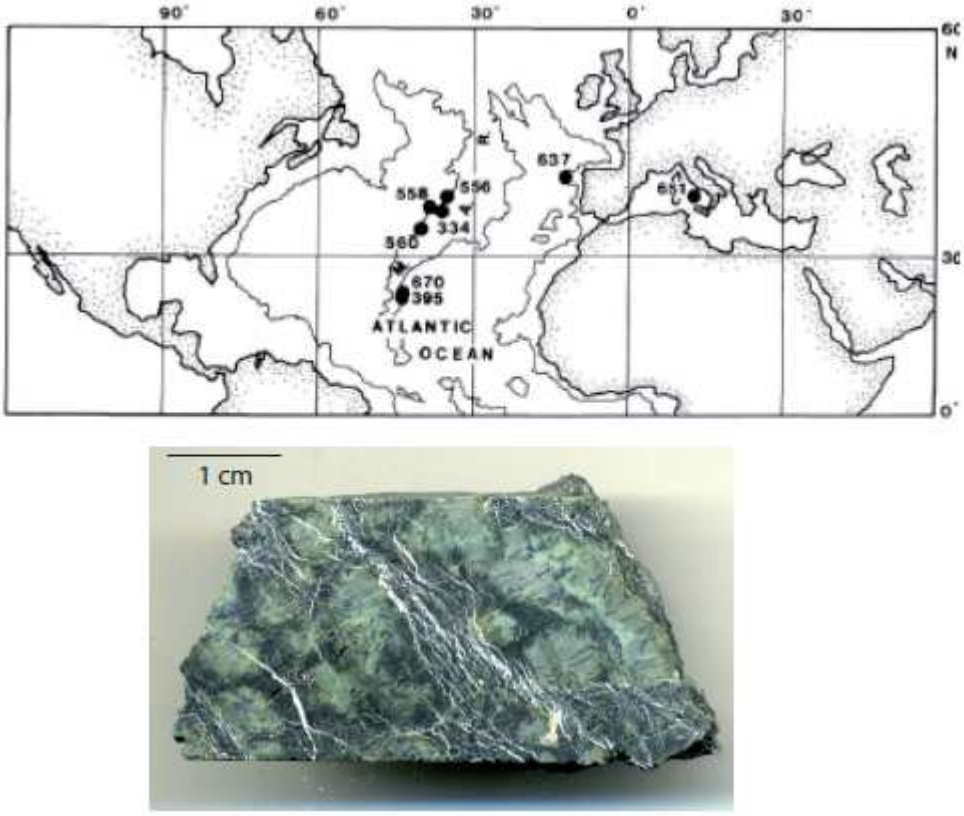

Figure 1-5 : a) Localisation des forages DSDP et ODP dans des affleurements de péridotites dans la croûte océanique supérieure le long de la dorsale medio-Atlantique (MAR) (D'après Juteau et al., 1990).
b) Echantillon de péridotite serpentinisée prélevée, le long de la dorsale médio-Atlantique (Mission SERPENTINE).

Le long des dorsales lentes et principalement à leur intersection avec des grandes transformantes, situées dans les océans Atlantique et Indien, la majorité des roches récupérées sont des péridotites plus ou moins serpentinisées et des gabbros. Des roches de croûte inférieure et du manteau sont donc communément exposées en surface le long des dorsales lentes (Bonatti, et al., 1971; Karson, 1990). Pour un taux d'accrétion inférieur à une valeur de l'ordre de 5 à 6 cm/an, l'alimentation des chambres magmatiques devient

discontinue. On voit alors s'intercaler des épisodes tectoniques permettant d'accommoder l'expansion océanique entre les épisodes magmatiques. La croûte s'amincit et des roches profondes sont exhumées. La création des « cores complexes océaniques» (**OCC**) de plus en plus décrits le long des dorsales lentes (voir Sinton and Detrick, 1992; Tucholke et al. 1994 ; Escartin et al., 2003; Buck et al. 2005) témoignent de ce mécanisme. Dans ce contexte, la structure de la croûte ne correspond plus à une structure de type ophiolitique « Penrose » et on s'oriente vers des modèles discontinus (Cannat, 1993) (Figure 1-6).

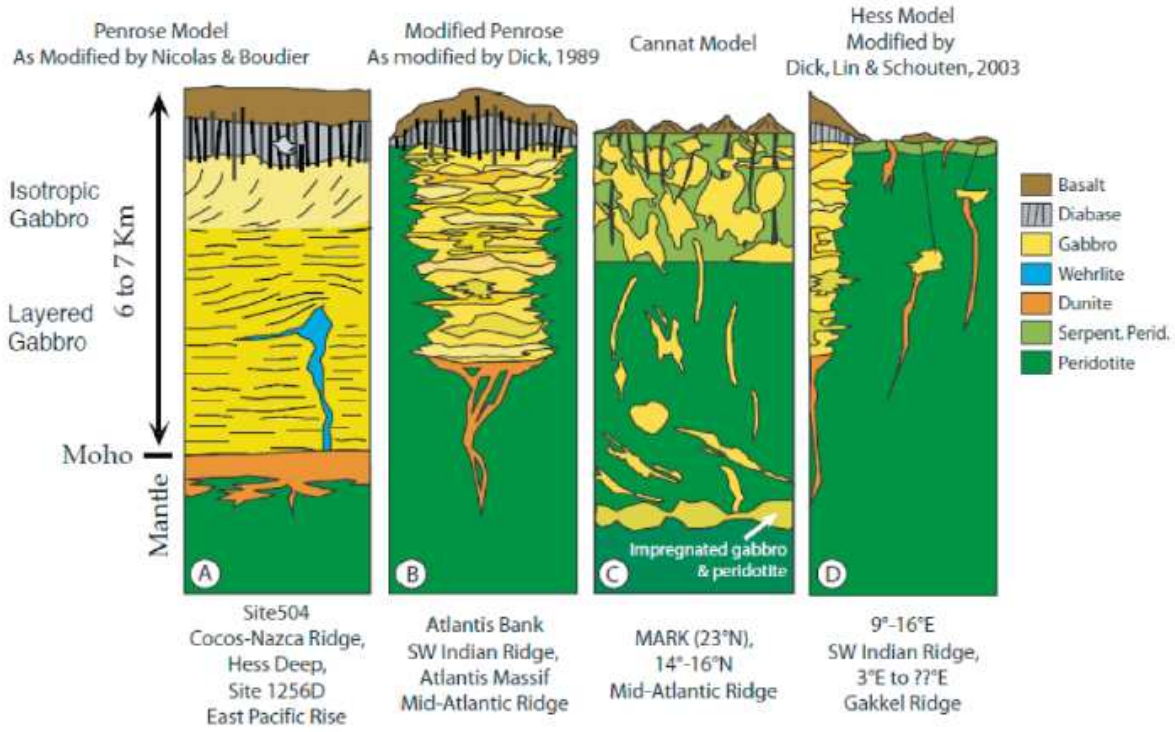

Figure 1-6 : Synthèse des modèles de structures de la croûte océanique suivant le type de dorsale, à laquelle s'est formée la croûte océanique.
Le modèle A (Penrose) est principalement observé sur la dorsale rapide Pacifique (EPR). Les croûtes océaniques formées à des dorsales lentes (MAR, C et Gakkel, D) montrent une structure plus complexe et moins homogène (D'après Dick et al., 2006).

La structure en trois principales couches superposées s'avère donc trop simpliste pour décrire l'ensemble des lithosphères océaniques. Sa structure et sa composition varient suivant la localisation de l'étude, le contexte géologique et plus particulièrement avec le taux d'expansion de la dorsale (MacDonald et al., 1984 ; 1988) (Figure 1-7). Pour les dorsales rapides (taux > 8 cm/an), l'apport magmatique à l'axe est important et quasi continu,

l'activité magmatique est limitée à une zone axiale étroite (~ 1.5 km), tout comme la zone tectonique active. La topographie de l'axe de la dorsale apparaît donc assez lisse et caractérisée par un haut axial (Phipps Morgan et Chen, 1993 ; Carbotte et Macdonald, 1994 ; Figure 1-7, a). A l'opposé, les dorsales dites lentes (taux < 3-4 cm/an) sont caractérisées par une profonde vallée à l'axe de la dorsale, qui traduit une activité magmatique plus épisodique et une zone tectonique active plus large (Figure 1-7, b).

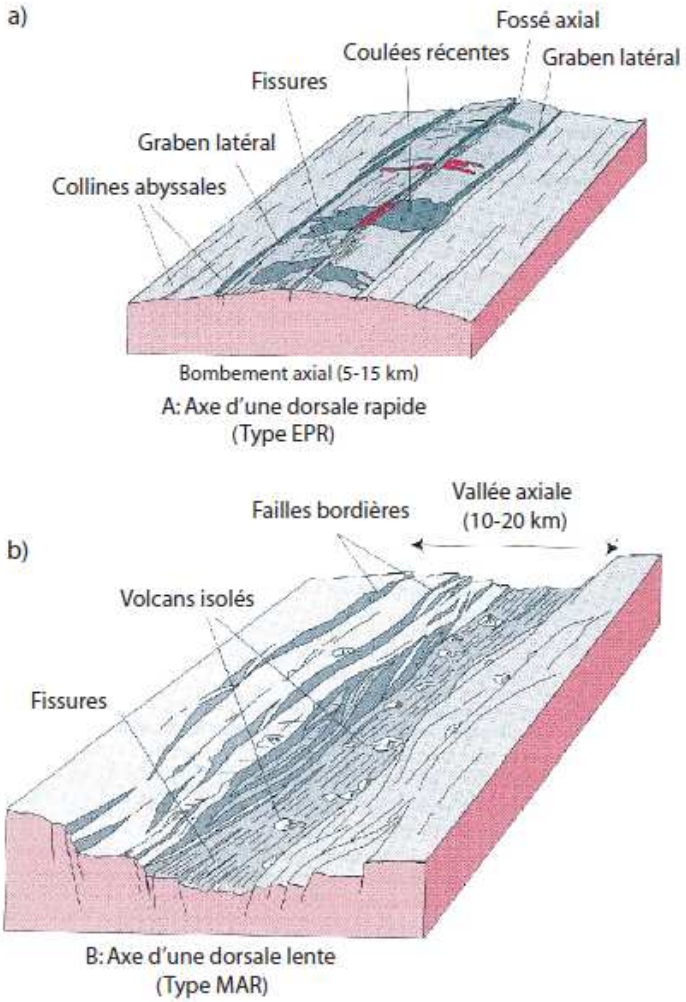

Figure 1-7: Morphologies observées à l'axe des dorsales.
a) L'axe d'une dorsale rapide se caractérise par un haut axial et une topographie relativement lisse.
b) A l'axe d'une dorsale lente, la zone d'accrétion forme une vallée profonde, à la topographie beaucoup plus accidentée.
(D'après Morgan et Chen, 1993 ; MacDonald, 1982).

Les dorsales intermédiaires présentent une morphologie intermédiaire aux deux précédents types de dorsales, avec une vallée axiale peu profonde et moins élevée que le dôme axial d'une dorsale rapide.

A-5 Observations « in situ » de la lithosphère océanique

Plusieurs méthodes d'investigation sont entreprises pour réaliser des observations directes de la croûte océanique. Dans un premier temps, les « fenêtres tectoniques » comme Hess Deep Rift ou Pito Deep (Francheteau et al., 1990 ; Hékinian et al., 1993, 1996) constituent un outil indispensable de comparaison au modèle de croûte et surtout un moyen efficace pour accéder à tous les niveaux de la lithosphère océanique, même les plus profonds (Figure 1-8).

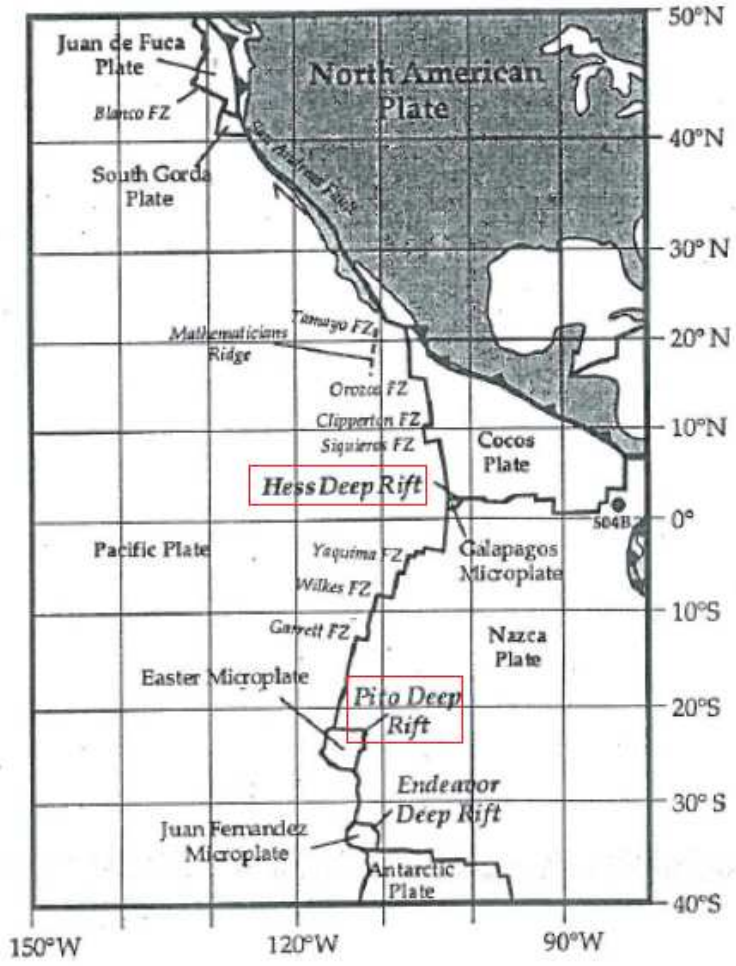

Figure 1-8: Localisation des principales fenêtres tectoniques à travers la lithosphère océanique, Hess Deep et Pito Deep.

Ces fenêtres tectoniques, assez rares, exposent, par le biais de jeux de failles, les parties inférieures de croûte océanique actuelle, difficiles à draguer et non directement observables jusque là. Dans l'océan Pacifique, plusieurs d'entre elles ont été étudiées, notamment celles exposées au site Hess Deep, situé au niveau du point triple des Galapagos (Francheteau et al., 1990), au site Pito Deep, près de l'île de Pâques (Francheteau et al., 1988 ; Constantin et al., 1996) (Figure 1-8) ou à la zone de fracture de Blanco, située à l'intersection des rides Juan de Fuca et Gora (Karson et al., 2002).

Dans l'océan Atlantique, la zone de fracture de Vema, située le long d'une transformante de l'Atlantique Equatorial, permet d'établir une coupe complète et très documentée de la croûte océanique formée à une dorsale lente (Bonatti et al., 1976 ; Honnorez et al., 1984) (Figure 1-9).

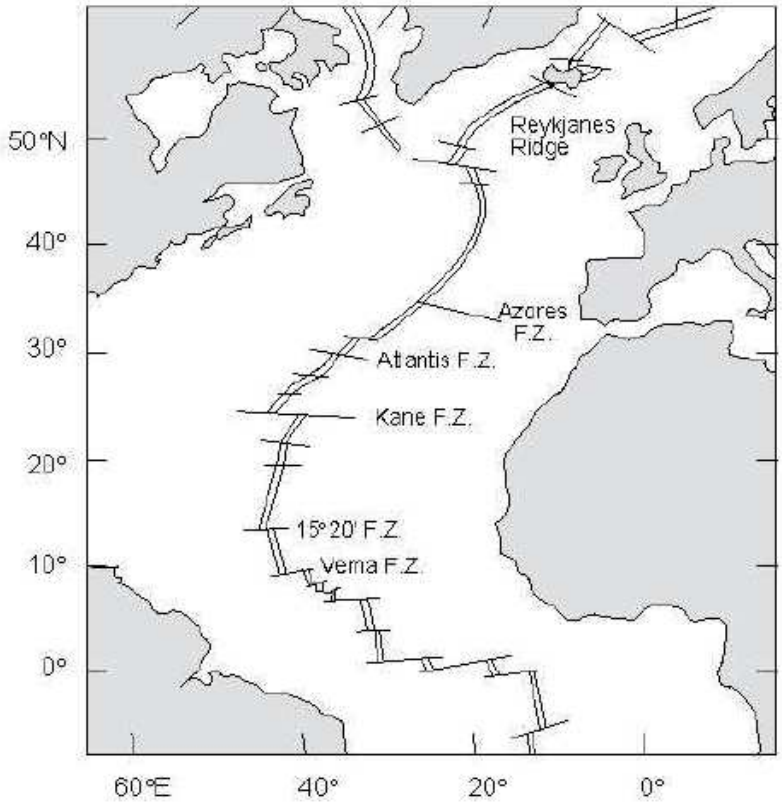

Figure 1-9: Localisation des principales zones de fractures (ZF), situées le long de la dorsale Médio-Atlantique (MAR).
Ces zones de fractures décalent, de plusieurs dizaines de kilomètres, l'axe de la ride, d'un segment à l'autre. Comme les fenêtres tectoniques observées dans l'océan Pacifique, elles permettent la mise à l'affleurement des roches les plus profondes de la croûte océanique, notamment des péridotites.
Les zones de fracture de Vema, située dans l'Atlantique équatorial et la zone de fracture Kane, dans l'Atlantique Nord seront, plus précisément, étudiées.

Néanmoins, la révolution majeure dans l'étude directe et *in situ* de la croûte océanique reste la mise en œuvre de forages océaniques profonds. L'observation de la structure, des processus d'accrétion ou encore des processus d'altération à travers des sections continues de croûte est ainsi rendue possible. Ces forages profonds à travers la lithosphère océanique se montrent difficiles et plus complexes à entreprendre qu'à terre. L'importante hauteur d'eau, puis la dureté de la croûte volcanique rendent les forages particulièrement difficiles. A l'heure actuelle, on comptabilise une cinquantaine de forages océaniques dans de la croûte à travers le globe dont une quinzaine pénètrent au-delà de 200 m à travers la lithosphère (Figure 1-10) (Ildefonse et al., 2007). Les sites de forages ont été choisis de manière à pénétrer des lithosphères d'âges très différents allant du plus récent (environ 1 Ma pour le forage du leg 147 au site Hess Deep) à 170 Ma (pour le forage ODP au site 801C) (Mével et al., 1996; Planck et al., 2000; Alt et Teagle, 2003).

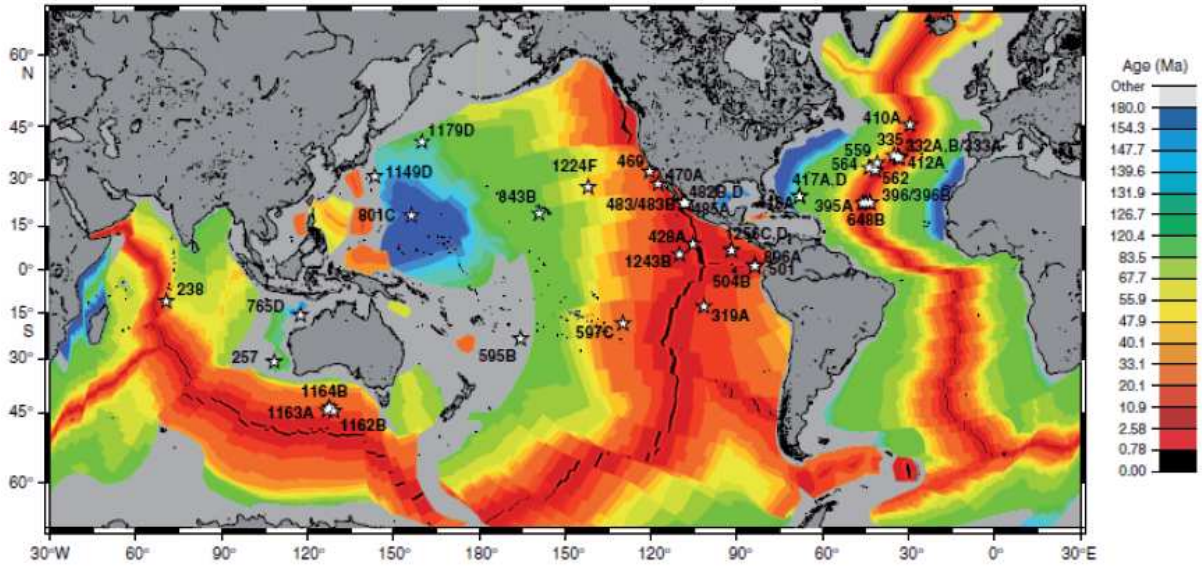

Figure 1-10 : Carte des principaux sites de forages profonds (DSDP/ODP/IODP) à travers la croûte océanique (D'après, Teagle et al., 2005).

Tous ces forages permettent de tester la variabilité, latérale et verticale, de la structure de la croûte océanique mais aussi sa variabilité temporelle. Parmi tous ces forages, six puits sont particulièrement intéressants pour contraindre la structure complète de la croûte océanique, il s'agit des puits 896A, 801C, 504B et 1256D pour les dorsales rapides et U1369, 735B pour les dorsales lentes. Les résultats du puits 1256D seront discutés dans le chapitre 2. Le plus

profond d'entre eux, le puits de forage ODP 504B, pénètre dans 1836.5 m de croûte océanique (et jusqu'à 2111 mbsf[*]) (Alt et al., 1996).

1-Synthèse des observations aux dorsales rapides ou intermédiaires

La dorsale Est Pacifique (EPR) est l'exemple le plus connu et étudié d'une dorsale intermédiaire à rapide, avec un taux d'expansion actuel variant de 6 à 12 cm/an, qui augmente en allant vers le sud. Le taux d'expansion à l'axe d'une dorsale varie localement mais aussi temporellement, la dorsale EPR a, en effet, connu des épisodes de très forte accrétion, à des taux largement supérieurs qu'actuellement (environ 20-22 cm/an il y a 15 Ma (Wilson, 1996)).

La croûte océanique, formée à l'EPR, a de nombreuses fois été forée (Ex : Sites 319, 504B, 801C, 896A, 894, 1256D) et ces forages à travers une croûte dite rapide mettent en évidence le caractère relativement uniforme de la structure de la lithosphère, de manière cohérente avec le modèle Penrose (Figure 1-11). Les forages les plus profonds (504B et 1256D), à travers les deux premiers kilomètres de la croûte, montrent une structure stratifiée et une nette prédominance des roches basaltiques, essentiellement sous forme de pillows, de coulées et de dykes. Le meilleur exemple de structure de la croûte océanique est sans doute la section dite de référence de la croûte océanique supérieure, forée au puits ODP 504B. Le site se situe sur le flanc Sud du rift du Costa Rica, sur une croûte jeune datée de 5,9 Ma, formée à un taux d'accrétion intermédiaire (taux complet d'environ 7 cm/an ; Hey et al., 1977 ; Anderson et al., 1982). Ce forage a nécessité 7 expéditions, entre 1985 et 1992. Le forage pénètre à travers la section volcanique supérieure ; les coulées basaltiques et les laves en coussins (pillow lavas) constituent la partie supérieure (environ 550 m) de la croûte océanique et reposent sur un complexe filonien épais d'environ 1000 mètres, constitué de diabases.

Dans le but de tester la variabilité de la structure de la croûte océanique à une même dorsale, notamment l'épaisseur des différents niveaux ou encore la transition d'une unité lithologique à une autre, les forages profonds se multiplient et pénètrent des croûtes océaniques d'âges différents, comme au site 896A (6.9 Ma), très proche du site 504B mais de contexte géologique différent, ou au site 801C (170 Ma). La structure de la croûte observée à chacun de ces puits de forage apparaît relativement uniforme: quelque soit l'âge de la croûte

[*] mbsf pour meters below seafloor, soit la profondeur en mètres sous le plancher océanique

océanique, les sections continues présentent un niveau de basaltes extrusifs, reposant sur un complexe de dykes (Figure 1-11).

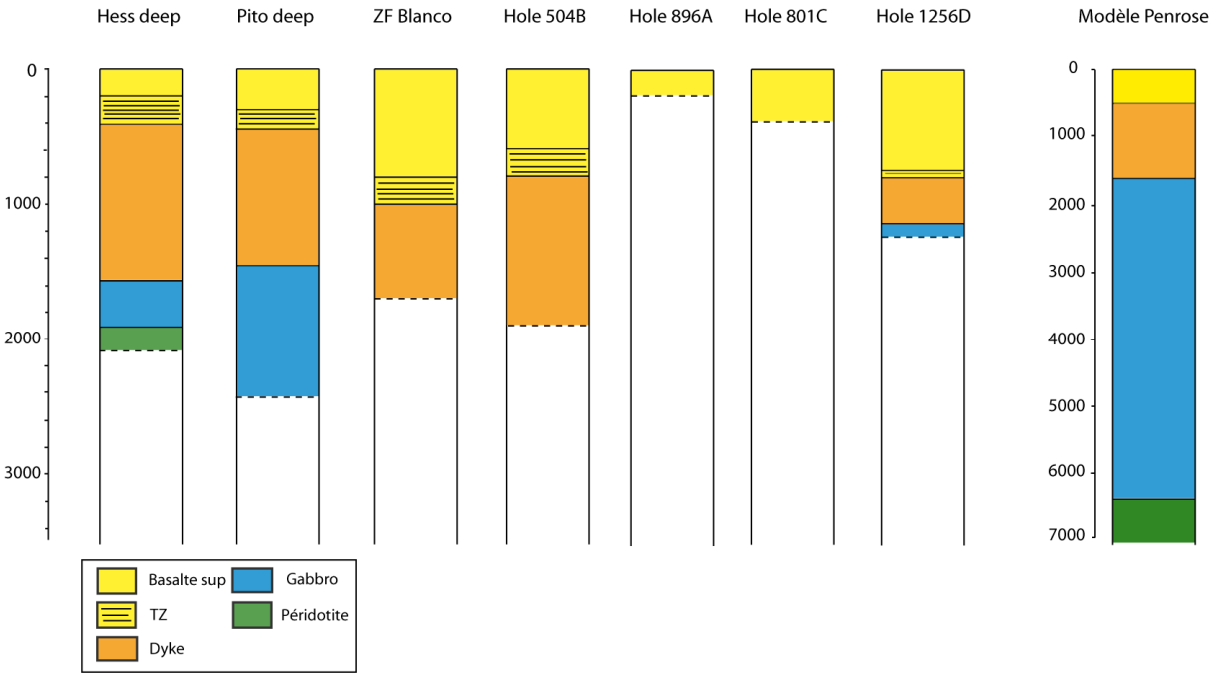

Figure 1-11: Structure de la croûte océanique aux dorsales rapides.
Le modèle de Penrose montre une structure stratifiée de la croûte océanique. Les observations aux différents sites de forage et fenètres tectoniques (Hess Deep et Pito Deep), sont en accord avec le modèle de Penrose. Seules les épaisseurs des intervalles lithologiques varient d'une section à l'autre.

De même, la structure et la géologie de la croûte océanique supérieure au site Hess Deep, étudiées en utilisant des submersibles (Francheteau et al., 1990, 1992 ; Karson et al., 1992a ; 2002) et les données du forage (Sites ODP 394 et 395, Mével et al., 1996), sont tout à fait cohérentes avec la structure de la section référence de la croûte observée au site **DSDP/ODP** 504B (Dick et al., 1992 ; Francheteau et al., 1992 ; Alt et al., 1996) ainsi qu'aux autres sites de forage (896A, 801C, 504B) dans la lithosphère océanique du Pacifique (Dilek, 1998). A ce site, sous l'épais complexe filonien, apparaissent des roches plutoniques, des gabbros et des troctolites (MacLeod et al., 1996), similaires aux roches gabbroïques des séries ophiolitiques (Karson et al., 2000). A la base de la section, se trouvent parfois des péridotites, roches mantelliques, foliées et partiellement serpentinisées (Boudier et al., 1996). La croûte

océanique inférieure, exposée au site Hess Deep, se caractérise donc par une épaisse couche gabbroïque (~ 2 à 3 km), reposant sur des harzburgites et dunites du manteau supérieur.

L'ensemble des observations de la nature et la structure de la lithosphère océanique formée à une dorsale rapide ou intermédiaire met en évidence une bonne correspondance d'un point de vue structural et lithologique avec le modèle Penrose. La croûte océanique apparaît, en effet, stratifiée et relativement uniforme en structure à divers endroits de l'océan. Elle est essentiellement basaltique. La section volcanique extrusive, constituée de coulées de laves, de pillows (sur une épaisseur comprise entre 200 et 600 m) et d'un complexe de dykes correspond au niveau sismique 2 et repose sur une croûte inférieure, majoritairement constituée d'un épais niveau de roches gabbroïques et d'une couche de roches mantelliques. La principale différence entre les sections de croûtes océaniques concerne l'épaisseur des couches, qui semble dépendre du taux d'expansion (Figure 1-11).

2-Synthèse des observations aux dorsales lentes

La dorsale Médio-Atlantique (MAR) constitue un exemple typique d'une dorsale formée à faible taux d'expansion (4 cm/an), tout comme la dorsale Sud Ouest Indienne (SWIR). Comme pour les dorsales rapides, l'étude de sections continues, à divers sites, s'est très rapidement révélée indispensable pour contraindre la structure verticale de la lithosphère formée à un taux d'accrétion faible.

La dorsale médio Atlantique (MAR) se caractérise par de nombreuses zones de fractures, qui décalent l'axe de la dorsale d'un segment à l'autre de quelques kilomètres et permet l'exposition de la croûte océanique aux extrémités de segments. Prenons l'exemple de la zone de fracture Kane (23-24°N), aussi appelée MARK, qui constitue l'une des principales failles transformantes de l'océan Atlantique équatorial et une zone d'étude privilégiée de la croûte océanique à une dorsale lente. Cartographiée précisément par le biais de plongées de submersible, elle a aussi fait l'objet d'un forage ODP (Leg 109 au site 670) (Figure 1-12). Les diverses coupes géologiques à travers la croûte océanique établies à MARK montrent que la lithosphère océanique est constituée de péridotites et de gabbros sur lesquels reposent des coulées basaltiques, sans présence de dykes (Juteau et al., 1990).

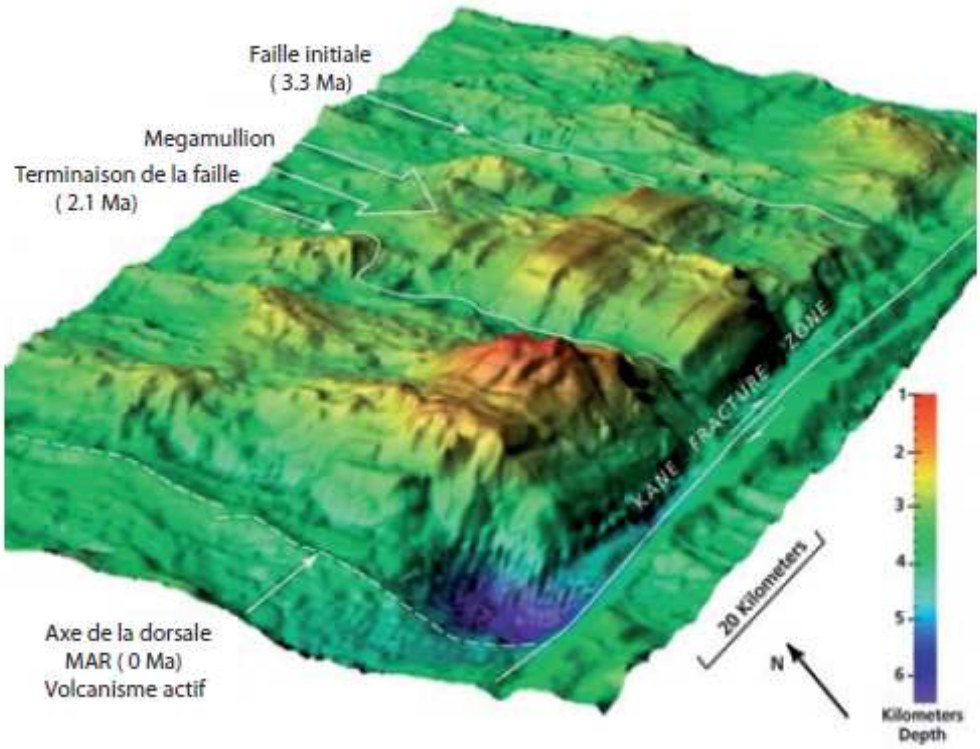

Figure 1-12: Image bathymétrique montrant la localisation de la zone MARK, que constitue l'intersection entre la dorsale médio-Atlantique, qui s'étend dans la direction Nord-Sud, et la zone de fracture (ZF) Kane, de direction Est-Ouest.
(D'après Brian Tucholke, Woods Hole Oceanographic Institution).

La croûte océanique observée à MARK, en accord avec les dragages, ne correspond pas au modèle de Penrose (Karson et al., 1992b). Cependant la structure de la croûte observée à la zone de fracture de Vema (10°45' N) (Figure 1-13), située, elle aussi dans l'océan Atlantique équatorial, offre une image différente, suggérant une structure plus complexe et particulièrement inhomogène de la croûte à une dorsale lente. La zone de fracture de Vema expose toute une section de croûte océanique, étudiée par le biais de dragages (Bonatti et Honnorez, 1976) puis de plongées de submersible (Auzende et al., 1990). La structure verticale de la croûte est constituée, ici, d'une fine couche basaltique en son sommet, reposant sur un épais complexe filonien (environ 700-1000 m). Plus profondément, les diabases du complexe filonien font place à des gabbros massifs sur une épaisseur de l'ordre de 500 m, puis à des péridotites serpentinisées à la base de la section (Auzende et al., 1990).

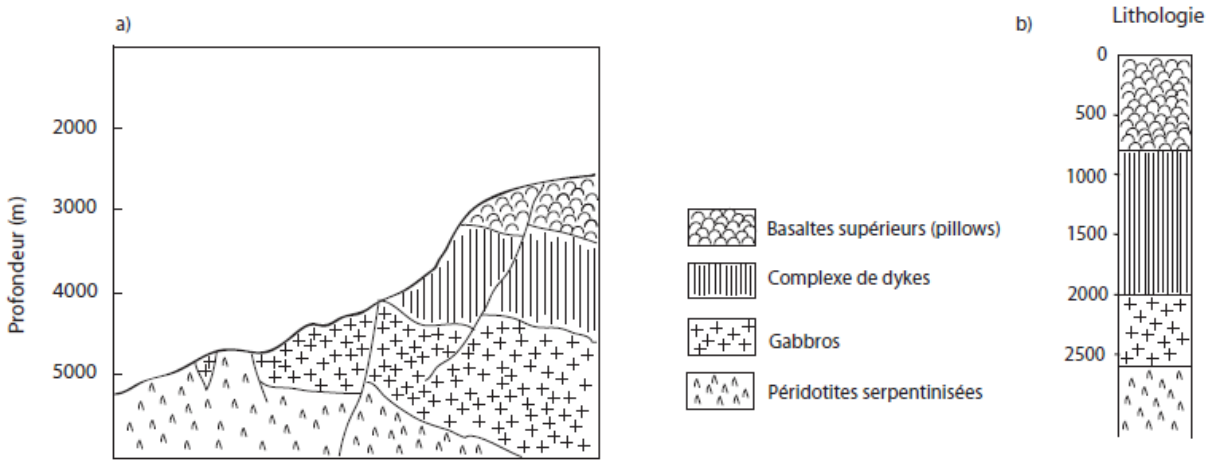

Figure 1-13 : Structure de la croûte océanique à la zone de fracture Vema.
a) Coupe lithostratigraphique à travers la section de croûte océanique mise à l'affleurement à la zone de fracture de Vema (D'après Lagabrielle et al., 1992).
b) Structure de la croûte océanique le long de la dorsale médio-Atlantique à Vema, comparable au modèle de Penrose.

Contrairement à la section océanique observée à MARK, la structure de la lithosphère décrite à Vema s'apparente à la structure énoncée par le modèle Penrose et aux sections de croûte formées aux dorsales rapides (Figure 1-14), notamment par la présence de toutes les unités lithologiques (basaltes, dykes, gabbros et péridotites). Seule l'épaisseur de la croute diffère, elle est de l'ordre de 2.5 km à Vema contre environ 4.5 km d'épaisseur à Hess Deep (Francheteau et al., 1990).

Dans un second temps, deux principaux forages à travers la croûte océanique formée à une dorsale lente nous renseignent sur sa structure ; le site 735B, le long de la dorsale SWIR et le site U1309D, situé le long de la dorsale MAR.

Le forage océanique au site 735B (ODP Leg 118) se situe à l'intersection de la dorsale SWIR avec la zone de Fracture d'Atlantis, sur une croûte âgée de 11 Ma. Cette dorsale est considérée comme lente avec un taux d'expansion entre 1.6 et 2.0 cm/an et 50% des roches issues des dragages sont caractéristiques de la croûte inférieure (gabbros et péridotites). Cependant, la section de forage pénètre à travers 505 mètres de gabbros sans rencontrer aucun basalte, ni péridotite. Malgré un contexte géodynamique assimilable à celui de la zone MARK dans l'océan Atlantique, la structure de la croûte océanique, au site ODP 735B, est

encore très différente, fournissant une « image » d'autant plus inhomogène de la croûte aux dorsales lentes.

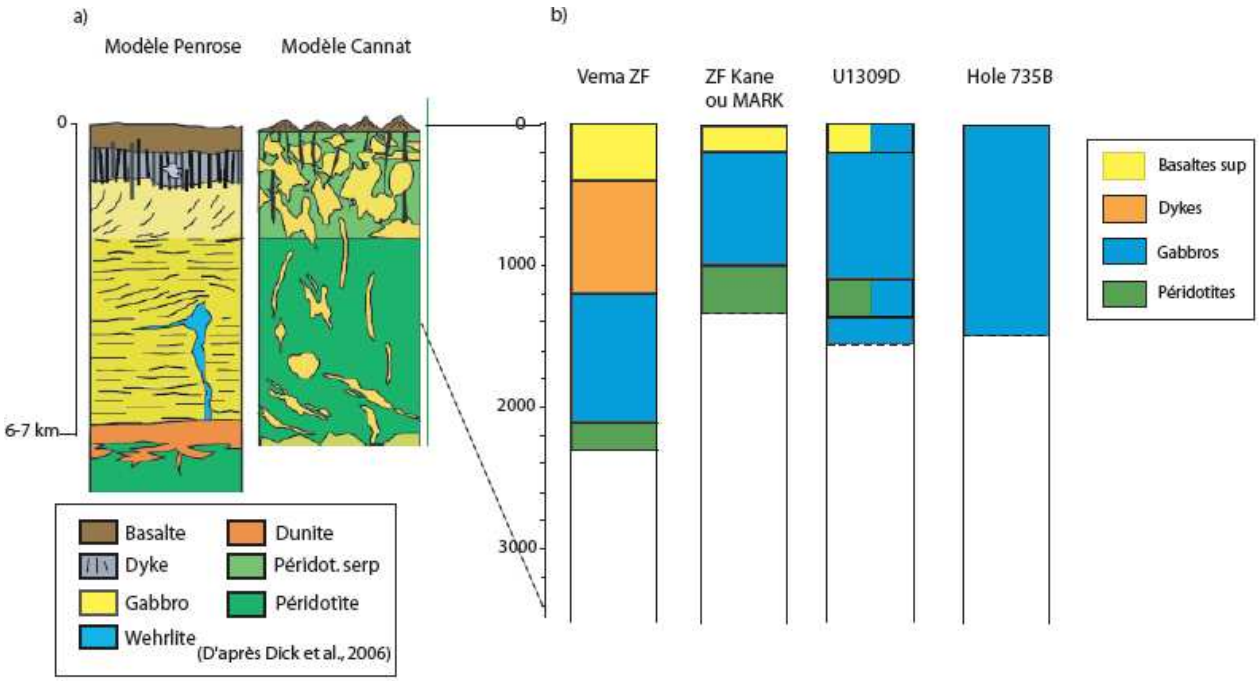

Figure 1-14: Structure de la croûte océanique aux dorsales lentes - Comparaison entre les modèles de croûte océanique et les observations aux puits de forage.
a) Modèles de croûte océanique pour les dorsales rapides (Modèle de Penrose) et pour les dorsales lentes (Modèle Cannat) (D'après Dick et al., 2006).
b) Synthèse des structures de la croûte océanique observées à partir des puits de forage dans des lithosphères océaniques, formées à l'axe de dorsales lentes (MAR et SWIR). La structure de la croûte apparait clairement moins homogène que pour une croûte océanique formé à une dorsale à fort taux d'expansion et beaucoup plus complexe.

Le forage réalisé au site U1309D, situé sur la dorsale Atlantique (MAR), au niveau d'un « core complexe océanique » (**OCC**) du massif Atlantis, est un forage très profond (plus de 1400 m) (Figure 1-14). Le massif Atlantis se situe au nord d'un affleurement de roches mantelliques et les levés sismiques précédant le forage suggèrent une croûte océanique fine et l'apparition des roches mantelliques à faible profondeur. Ce site fut choisi afin de pénétrer la croûte océanique inférieure et la limite croûte/manteau, le **Moho**. Or la section océanique de plus de 1400 m d'épaisseur n'est pas pratiquement constituée que de gabbros à l'exception de trois intervalles très fins (quelques mètres) de roches mantelliques et d'un intervalle de dykes.

Les sections de lithosphère océanique observées aux sites évoqués précédemment mettent en évidence la nature complexe et le caractère inhomogène de la croûte océanique, formée à une dorsale lente, comme le suggère la large gamme de roches draguées. Le modèle Penrose ne satisfait pas les nombreuses observations de la lithosphère. Mathilde Cannat (1993, 1996) propose un modèle, en accord avec toutes les observations, où la lithosphère océanique, dans un contexte de faible taux d'expansion, est en partie constituée de péridotites mantelliques, plus ou moins intrudées par des corps gabbroïques et plus ou mois serpentinisées, sur lesquelles se retrouve parfois une fine couche de basaltes extrusifs (sous forme de coulées de lave, pillows ou dykes)(Figure 1-14).

B – La croûte océanique et le champ magnétique terrestre

B-1 L'aimantation dans les roches de la croûte océanique

Les roches supérieures de la croûte océanique possèdent une aimantation rémanente; elles ont la capacité d'enregistrer le champ magnétique ambiant (direction et intensité) durant leur formation ou durant leur exhumation. Certains minéraux magnétiques (essentiellement la magnétite, la titanomagnétite et leur forme oxydée la maghémite et la titanomaghémite) acquièrent une aimantation, d'orientation identique et d'intensité proportionnelle à celles du champ magnétique ambiant lors de la cristallisation des minéraux magnétiques de la roche. Ensuite le champ magnétique évolue, varie en direction et intensité, la roche étant entièrement formée conserve son aimantation acquise plus tôt. On parle d'aimantation thermorémanente (**ATR** ou **TRM**) quand les phases magnétiques ont acquis leur aimantation durant le refroidissement initial de la roche, la température passant en dessous de la température de Curie, et d'une aimantation rémanente chimique (**ARC** ou **CRM**) quand les phases magnétiques acquièrent leur aimantation à la suite de transformations chimiques ultérieures (ayant parfois lieu à basse température).

Les sédiments marins acquièrent aussi une aimantation durant la sédimentation. Dans ce cas, l'aimantation n'est plus thermorémanente mais détritique, les minéraux magnétiques s'alignent dans le champ lors de la sédimentation. De très nombreuses études traitent des

informations environnementales et du message magnétique contenu dans des carottes sédimentaires. On peut notamment citer l'étude de Guyodo et Valet (1999) sur les variations d'intensité relatives du champ magnétique terrestre durant le dernier million d'années et le nombre d'excursions magnétiques, et celle de Kissel et collaborateurs (1999) sur le lien entre les changements climatiques rapides durant les périodes de transition glaciaire/interglaciaire et la circulation océanique.

Dans ce mémoire, nous ne traiterons pas des sédiments. Du fait de leur signal magnétique de plusieurs ordres de grandeur inférieurs aux roches de la croûte que nous étudions, nous les considérerons comme porteurs d'une aimantation négligeable. Ils ne seront pas pris en compte dans les profils magnétiques marins que nous traiterons.

B-2 La croûte océanique : bon enregistreur du champ magnétique ancien et actuel

1-Les linéations magnétiques de la croûte océanique

Dès les années 60, les géophysiciens entreprennent d'enregistrer et caractériser le signal magnétique de la lithosphère. Plusieurs études magnétiques (Raff et Mason, 1961 ; Heirtzler et al., 1966), menées dans des bassins océaniques différents (au large de la côte Ouest des Etats-Unis et le long de la dorsale Reykjanes dans l'océan Atlantique Nord) montrent une alternance d'anomalies positives et négatives, de part et d'autres de l'axe de la dorsale. Les anomalies magnétiques forment des linéations parallèles et symétriques par rapport à l'axe de la dorsale (Figure 1-15).

Appelées linéations magnétiques, ces anomalies magnétiques marines sont les témoins de la dérive des plaques et la preuve de l'enregistrement continu des inversions de polarité successives du champ magnétique. Les linéations ont permis à Vine et Matthews (1963), de proposer une interprétation basée sur le modèle de formation de la croûte océanique par accrétion de Hess (1962). Les linéations parallèles, qui se succèdent de façon irrégulière, permettent de construire et d'affiner une échelle magnétostratigraphique continue des inversions du champ pour les derniers 160 Ma, correspondant aux plus anciens bassins océaniques (Cande and Kent, 1995 ; Gee et al., 2000).

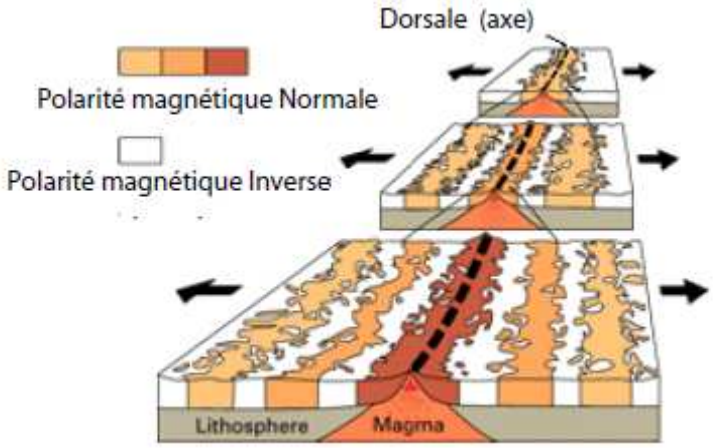

Figure 1-15: Schéma simplifié de la formation des linéations magnétiques.
Lors du refroidissement de la croûte océanique, les roches acquièrent une aimantation rémanente normale ou inverse, selon la polarité du champ pendant le refroidissement et forme des linéations de même polarité parallèlement et de manière symétrique à l'axe de la dorsale.

La croûte océanique constitue donc un très bon enregistreur du champ magnétique terrestre, ancien et actuel. La présence de minéraux magnétiques dans les roches de la croûte océanique lui permet en effet d'acquérir une signature magnétique.

Les oxydes de fer et titane sont les minéraux magnétiques primaires les plus abondants dans les roches volcaniques de la croûte. Ils forment une solution solide pouvant être représentée par un diagramme ternaire FeO-TiO_2-Fe_2O_3 (Figure 1-16). Nous renvoyons le lecteur au petit bestiaire des minéraux magnétiques sur la page suivante pour plus de détails.

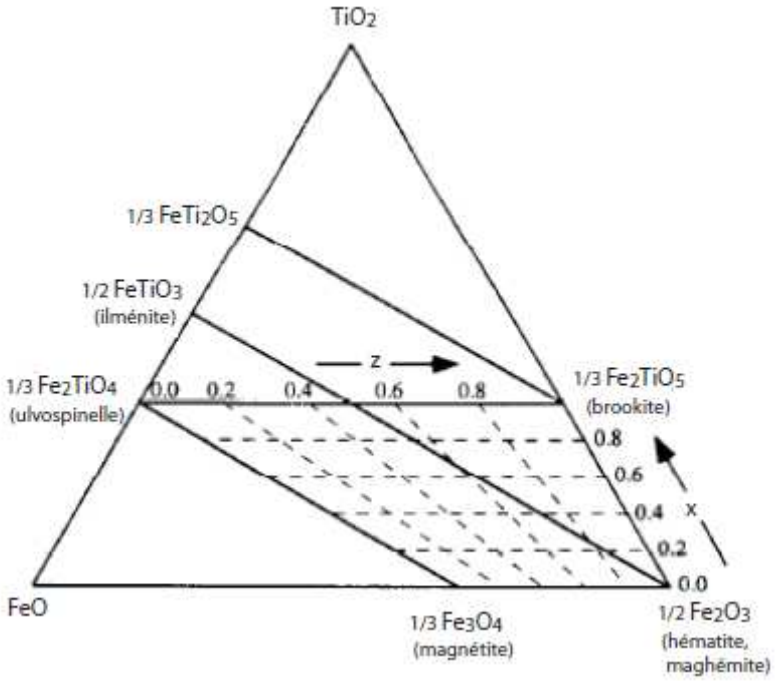

Figure 1-16 : Diagramme ternaire (FeO - TiO_2 - Fe_2O_3) des oxydes de fer et titane et leurs séries de solution solide (D'après Dunlop, 1990).
Le paramètre x correspond à la teneur en titane et le paramètre z au degré d'oxydation des titanomagnétites).

2-Petit bestiaire des minéraux magnétiques rencontrés dans nos échantillons

La magnétite, de composition Fe_3O_4 se caractérise par une structure cristalline cubique de type spinelle inverse (Figure 1-17). Ses cations se répartissent dans les 16 sites octaédriques (B), principalement pour les Fe^{2+} et quelques Fe^{3+} et 8 sites tétraédriques (A) pour les ions Fe^{3+} restants. La magnétite est ferrimagnétique, elle acquiert donc une aimantation spontanée et possède une forte rémanence. La température de Curie caractéristique au dessus de laquelle la phase magnétique perd sa rémanence est 585°C. Son aimantation à saturation (Js) est de l'ordre de 92.3 Am^2/kg (Dunlop et Ozdemir, 1997).

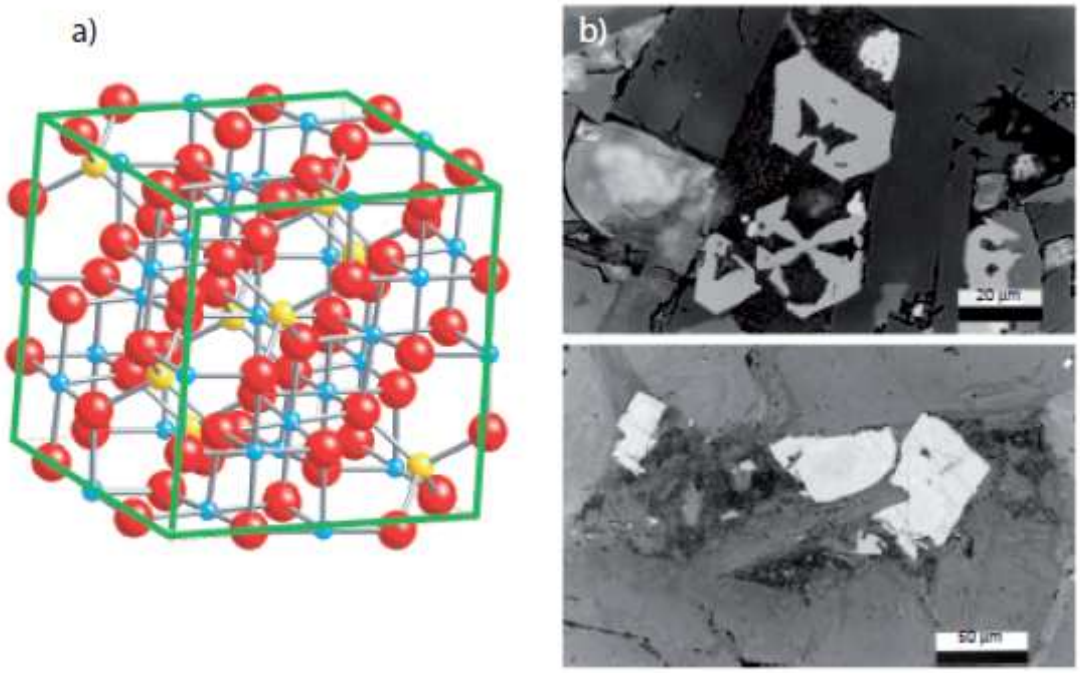

Figure 1-17 : Minéralogie et structure des phases magnétiques.
a) Structure cristalline de la magnétite. Les ions de fer sont présents dans les sites A et B. Les sites tétraédriques, A (en jaune), accueillent les ions Fe3+. Les sites B (en bleu) sont octaédriques et contiennent des ions Fe3+ et Fe2+.
b) Photographies au microscope électronique à balayage (MEB) en mode rétro-diffusé montrant les différents minéraux magnétiques présents dans les roches récupérées au site ODP 504B (Leg 187, Shau et al., 2003). L'image du haut montre des titanomagnétites cruciformes (gris), accompagnées de pyrites (blanc). L'image du bas montre une titanomagnétite, appauvrie en Ti par l'altération hydrothermale (HT).

La titanomagnétite est le minéral magnétique primaire dans les roches ignées. Il s'agit d'une solution solide entre le pôle ferreux, la magnétite (Fe_3O_4) et le pôle titane, l'ulvöspinelle (Fe_2TiO_4), de composition $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ avec x la teneur en titane. Tout comme la magnétite, la titanomagnétite est cubique à structure inverse. La substitution par les ions Ti^{4+}, dans les sites octaédriques (O'Reilly, 1984) engendre d'importants changements au niveau des propriétés magnétiques. L'aimantation à saturation (Js) diminue; elle est de l'ordre de 20 à 30 Am^2/kg pour une titanomagnétite à x=0.6 (O'Reilly, 1984). La titanomagnétite naturelle contient généralement des impuretés (comme Al, Mn, Mg ou V), qui affectent légèrement ses propriétés magnétiques. La présence, par exemple, d'ions Al dans une titanomagnétite peut réduire son aimantation à saturation de 25% et diminue aussi la température de Curie (Tauxe, 1998).

La maghémite (Fe_2O_3) a une structure cristalline très proche de celle de la magnétite. Elle est aussi de type spinelle inverse mais elle est lacunaire. Au sein de sa structure, la maghémite possède des sites vacants. La maghémite a un comportement ferrimagnétique.
La maghémite (mais aussi la titanomaghémite) est le produit de l'altération basse température de la magnétite (respectivement la titanomagnétite). Les titanomagnétites (TM_{60}) des basaltes océaniques sont oxydées sous l'effet du contact avec l'eau de mer froide. La maghémitisation consiste alors à une diffusion des ions Fe^{2+} des titanomagnétites vers l'extérieur du cristal (Dunlop et Ozdemir, 1997). La composition chimique de la maghémite dépend de la composition initiale de la magnétite et du processus de maghémitisation. La température de Curie caractéristique de la maghémite est de l'ordre de 600°C (Hunt et al., 1995). Mais la maghémite est métastable et, autour de T~350°C, elle se déstabilise et s'inverse en magnétite puis hématite (O'Reilly, 1984). L'aimantation à saturation de cette phase est de l'ordre de 70 à 80 Am^2/kg, légèrement inférieure à celle de la magnétite (Hunt et al., 1995).

Les oxydes de Fe et Ti ne sont pas les seules phases magnétiques que l'on peut rencontrer dans la nature, notamment dans les roches de la croûte océanique. Il s'agit majoritairement d'oxy-hydroxydes de fer, des sulfures de fer et de quelques spinelles.

Dans les roches de la croûte océanique, les oxy-hydroxydes de Fe sont assez répandus. La phase la plus commune est la goethite (FeO(OH)) et peut résulter de la précipitation de solutions riches en fer ou constituer un produit d'altération de minéraux primaires riches en fer. Ce minéral a un comportement anti-ferromagnétique et se caractérise par une température de Néel de l'ordre de 100-150°C. Cette phase possède un faible moment magnétique Ms et est métastable sous certaines conditions (à haute température, T > 325°C) et s'altère en hématite par déshydratation entre 250 et 400°C. Les sulfures de fer, notamment la pyrite (FeS_2) et la pyrrhotite, sont des minéraux magnétiques très communs dans la croûte océanique. Ces phases magnétiques, qui se forment sous des conditions réductrices, ont un comportement ferromagnétique.

La pyrrhotite est le sulfure de fer au signal magnétique le plus important et le plus commun dans les roches volcaniques. La pyrrhotite que l'on trouve dans la nature est essentiellement constituée d'un mélange de la phase Fe_7S_8 et de la phase Fe_9S_{10} ou encore de

la phase $Fe_{11}S_{12}$. Ce minéral a un comportement magnétique assez semblable à la maghémite. La phase Fe_7S_8 peut avoir une forte aimantation magnétique (Js de l'ordre de 80 kA/m) et se caractérise par une température de Curie de l'ordre de 320°C (Stacey et Banerjee, 1974). Ce minéral magnétique se caractérise par une transition magnétique à basse température de l'ordre de 30-35 K (Dekkers, 1989 ; Rochette et al., 1990). A haute température (T > 500°C), la pyrrhotite peut s'altérer en magnétite (Bina et Daly, 1994).

Enfin, un autre type de minéral magnétique, plus accessoire, observé dans la croûte océanique appartient à la famille des spinelles, il s'agit de la chromite. La chromite est, en effet, un spinelle de fer et chrome membre de la solution solide : ($FeCr_2O_4$-Fe_3O_4), contenant généralement un grand nombre d'impuretés (comme Mg^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Ti^{4+}, V^{2+}) et est très commune dans les gabbros et les péridotites (Dunlop et Prévôt, 1982). Son comportement magnétique dépend de la composition, aux températures ordinaires, de la chromite (Robbins et al., 1971). La température de Curie de ce minéral ($FeCr_2O_4$) est de l'ordre de 185°C et augmente avec la diminution de la teneur en Cr.

3-Structure magnétique de la croûte océanique

Après l'observation des premières anomalies magnétiques marines, à travers les différents bassins (Vine et Matthews, 1963 ; Le Pichon, 1968), la question de l'origine de la source aimantée se pose naturellement. La croûte océanique apparaît donc comme source d'une aimantation mais ayant une structure stratifiée, on cherche encore à identifier quelles roches sont à l'origine de telles anomalies magnétiques et à déterminer la répartition des sources magnétiques à travers la croûte océanique.

Basés sur des anomalies magnétiques, confrontées aux données sismiques, les premiers modèles de structure magnétique montrent que les basaltes supérieurs (2A) concentrent l'essentiel des sources aimantées dans une fine couche d'environ 500 mètres d'épaisseur (Talwani et al., 1971 ; Atwater et Mudie, 1973). Klitgord et al., (1975) montre, en effet, qu'une épaisseur de 500 m de basaltes suffit à expliquer les anomalies magnétiques observées en surface des bassins océaniques en faisant l'hypothèse que l'aimantation de cette couche est uniforme et homogène avec une valeur moyenne de l'ordre de 5 à 15 A/m.

Néanmoins, l'hypothèse ne semble que partiellement validée, au regard des données d'aimantation des basaltes issus des forages et des basaltes provenant des flancs de dorsale. Alors que dans les zones axiales des aimantations moyennes de l'ordre de 15 A/m sont mesurées (Irving et al., 1970), les valeurs d'aimantation des basaltes prélevés sur les flancs de dorsale peuvent être inférieures d'un, voir deux ordres de grandeurs (10^{-2} à 1 A/m) (Lowrie, 1977). L'aimantation moyenne des basaltes issus de forage à travers la croûte océanique apparaît aussi inférieure aux premières valeurs d'aimantation mesurées. Les valeurs de NRM sont de l'ordre de 10^{-1} à 1 A/m pour des basaltes issus du forage DSDP Sites 334-335 (Leg 37, MAR, âge ~ 13 Ma) (Hall, 1976). Aux sites de forage 1152-1164 (ODP Leg 187, SEIR, âge = 10-30 Ma), par exemple, les basaltes portent des aimantations rémanentes dont l'intensité est comprise entre 0.12 et 16.3 A/m (Shau et al., 2003), des valeurs en accord avec des nombreuses autres études magnétiques sur des MORBs (Johnson et Hall, 1978 ; Beske-Diehl, 1990 ; Gee et Kent, 1994, 1997). Ces observations et les éventuels changements de directions d'aimantations qui peuvent s'opérer en profondeur (Hall, 1976) montrent que l'aimantation rémanente résultante d'un niveau basaltique fin (500 m d'épaisseur) n'est peut être pas suffisant pour produire les anomalies magnétiques mesurées.

Une solution pour expliquer l'amplitude et la forme des anomalies magnétiques observées est la présence de sources d'aimantation présentes plus profondément dans la croûte océanique. Des études des propriétés magnétiques des roches plus profondes (dykes (basaltes 2B), gabbros et péridotites) dans la croûte océanique sur des sections ophiolitiques (Moores et Vine, 1971 ; Butler et Banerjee, 1973 ; Levi et Banerjee., 1978 ; Luyendyck et al., 1982) et sur des roches draguées généralement le long des zones de fractures (Fox et Opdyke, 1973 ; Kent et al., 1978 ; Dunlop et Prévôt, 1982) ont donc été menées. Ces études montrent que, à plus grande profondeur, la magnétite indicatrice d'une aimantation stable, est le porteur principal (Dunlop et Prévot, 1982 ; Shau et al., 1993). Cependant l'aimantation de ces roches profondes (dykes et gabbros) est, en règle générale, moins forte que celle des basaltes, bien que les valeurs d'aimantation soient très variables pouvant atteindre quelques A/m pour certains gabbros (Dunlop et Prévôt, 1982 ; Swift et Johnson, 1984).

A la base de la croûte océanique, les péridotites « fraîches » ne contiennent quant à elles aucune phase magnétique susceptible de créer une aimantation, mais, dès que ces roches sont altérées, l'apparition de magnétique par serpentinisation des olivines et pyroxènes de ces roches permet l'acquisition d'une aimantation rémanente. Les susceptibilités magnétiques mesurées sur les péridotites serpentinisées sont très variables et dépendent du taux de serpentinisation (Toft et al., 1990 ; Oufi et al., 2002).

Les péridotites intensément serpentinisées (de 70 à 100%) possèdent une forte aimantation (NRM~3 A/m) comparable à celles des basaltes océaniques (Bina et Henry, 1990 ; Krammer, 1990 ; Nazarova, 1994), notamment par la formation de magnétite par altération. Cette valeur d'aimantation moyenne tend à montrer que les péridotites de la croûte océanique inférieure peuvent contribuer, elles aussi, aux anomalies magnétiques, particulièrement pour les anomalies de grande longueur d'onde (Arkani-Hamed, 1988 ; Hamano et al., 1990).

C– Les processus d'altération dans la croûte océanique et transformation du message magnétique

Les roches océaniques montrent presque toutes des traces d'altération plus ou moins intenses (Figure 1-18). L'altération se manifeste principalement par deux phénomènes : le remplacement, plus ou moins partiel, des minéraux primaires des roches par des minéraux secondaires et la précipitation de minéraux hydrothermaux en veines dans les fractures préexistantes. Dans les deux cas, le contact avec des fluides circulant le long de fractures ou s'infiltrant par un effet de perméabilité est essentiel (Honnorez et al., 2003).

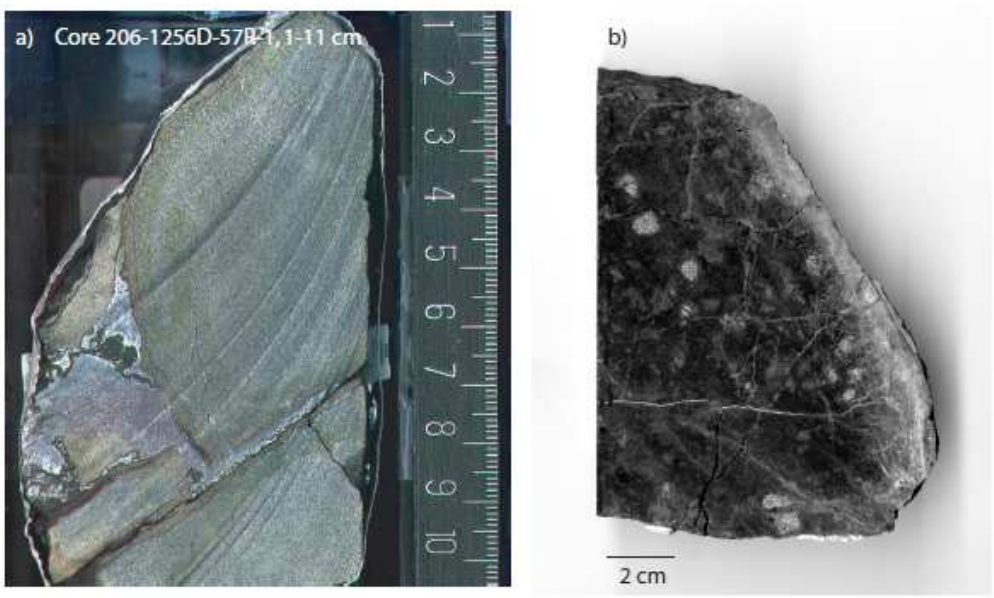

Figure 1-18 : Roches de la croûte océanique, montrant des traces d'altération hydrothermale.
a) Echantillon de basalte provenant de la croûte océanique supérieure, caractérisé par des fractures et des halos sur les bords de l'échantillon (Core 206-1256D-57R-1, 1-11).
b) Echantillon de péridotite de la croûte océanique inférieure, altérée à haute température. Des veines de serpentine apparaissent lors de l'altération des olivines. Cet échantillon est prélevé à proximité d'un site hydrothermal dans l'océan Atlantique.

C-1 Qu'est ce que le système hydrothermal ?

S'initiant à l'axe de la dorsale le système hydrothermal fonctionne par la présence de 4 zones, indispensables à la circulation à travers la lithosphère (Figure 1-19, Alt, 1995 ; Honnorez, 2003). Tout d'abord, il faut, au sommet de la croûte, une « zone de recharge », d'où l'eau de mer froide peut pénétrer la lithosphère. La forte perméabilité de la couche supérieure de la croûte, constituée de laves basaltiques permet l'initiation et le fonctionnement de la circulation hydrothermale (Figure 1-19). La formation de la couche extrusive (niveau sismique 2) par accumulation de coulées basaltiques planes et de laves en coussin (pillow lavas) crée de nombreux vides entre les coulées, favorisant la descente de l'eau de mer. La perméabilité de la couche supérieure est aussi fortement dépendante de la nature et des mécanismes de formation de la lithosphère océanique (Fisher, 1998). En effet, les processus magmatiques (intermittents ou continus) associés une activité tectonique locale plus ou moins importante (système de failles, fracturation) peut entraîner une grande

« macro » perméabilité du niveau supérieur de la lithosphère. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des dorsales lentes. L'eau de mer peut alors s'infiltrer par les fractures, fissures et cavités du niveau basaltique supérieur de la croûte.

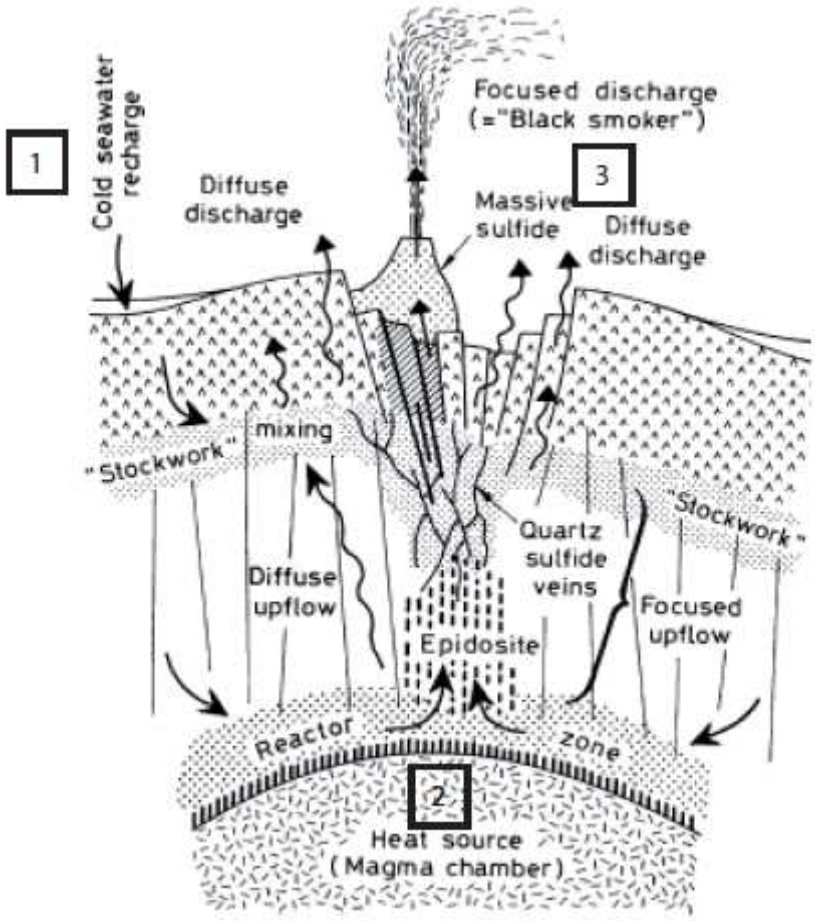

Figure 1-19: Schéma d'un système hydrothermal à l'axe d'une dorsale.
(D'après Alt, 1995).
1) Zone de recharge : pénétration d'eau de mer froide à travers la croûte océanique.
2) Source de chaleur : zone où l'eau de mer se réchauffe à proximité de la chambre magmatique.
3) Zone de décharge : après les réactions de l'eau de mer avec les roches de la croûte océanique, les fluides hydrothermaux sont relâchés en surface sous forme diffuse ou focalisée aux fumeurs.

Progressant dans la zone de recharge, l'eau de mer froide (T ~ 2°C) sur le plancher océanique, pénètre et descend par gravité à travers l'intégralité de la section volcanique ou couche 2 (basaltes 2a et dolérites 2b). Ensuite, l'eau de mer rencontre la « source de chaleur », une chambre magmatique ou une intrusion de magma, située généralement à la base des dykes ou la transition des dykes et gabbros. Au contact de ce matériel partiellement fondu et

chaud, l'eau de mer se réchauffe pouvant atteindre des températures de l'ordre de 400°C (Honnorez, 2003). Des nouvelles réactions entre les roches encaissantes et le fluide se réalisent et changent la composition chimique de l'eau de mer en fluides plus évolués. Enfin ces fluides chargés en divers éléments remontent à travers l'ensemble de la croûte océanique supérieure. A mesure qu'ils effectuent leur remontée, les fluides continuent d'interagir avec les roches (dolérites et basaltes) et leurs températures diminuent progressivement.
Notons que la plupart des modèles de circulation hydrothermale arrêtent la pénétration de l'eau à la base du complexe filonien (Lister, 1980 ; 1982). Le niveau gabbroïque (3), dans ces modèles, n'est pas affecté directement par l'infiltration de l'eau de mer, mais subit néanmoins l'altération hydrothermale.

C-2 Caractérisation de l'altération

La pétrologie des minéraux d'altération dans ces roches constitue un outil puissant pour la connaissance des processus d'altération. La présence de phases minérales et leur mode d'apparition (en remplacement, dans des vésicules ou encore en veines) fournit des informations sur l'environnement de formation comme les conditions **redox** et la nature du fluide et permet une estimation des températures d'altération.

A partir des échantillons de roches océaniques collectés et des observations par submersible de la croûte océanique, il a été possible de distinguer deux grands types d'altération subis par la lithosphère océanique, indépendante du contexte géodynamique. On parle d'altération basse température (T < 100-150°C) (Honnorez, 1981 ; Laverne, 1987) et d'altération hydrothermale de haute température (T > 250°C) (Thompson, 1991 ; Honnorez, 2003).

C-3 Altération basse température

Cette altération caractérise un ensemble de réactions de l'eau de mer et fluides hydrothermaux dans les niveaux les plus superficiels de la lithosphère océanique à des températures inférieures à 150°C (Honnorez, 1981). On peut subdiviser cette gamme de

température en deux, la limite supérieure de l'altération fixée à 70°C (Cann, 1979), correspond au lessivage des métaux alcalins (comme le potassium K, le Sodium Na ou le lithium Li). Au-delà de 70°C, les alcalins sont extraits de l'eau de mer pour se fixer dans les roches (Seyfried et Bischoff, 1979). L'altération basse température des basaltes s'initie dès la mise en place des roches océaniques. En effet, de nombreux échantillons de verres basaltiques, récoltés à l'axe, présentent des signes d'altération; le verre amorphe étant partiellement (ou totalement) remplacé par un minéral argileux, la palagonite (Honnorez, 1981).

1-Les réactions et la minéralogie secondaire caractéristique de l'altération basse température

Dans un premier temps, à l'axe de la dorsale, la circulation d'eau de mer est considérée comme ouverte et les conditions d'altération sont oxydantes. De ces premières réactions résultent une oxydation, généralement partielle des minéraux primaires des basaltes et un remplacement plus ou moins partiel des plagioclases et des olivines. Seuls les pyroxènes paraissent non altérés. L'olivine des basaltes est progressivement remplacée par des oxyhydroxydes de fer (goethite) ou par l'hématite, qui se forment aussi dans des vésicules et des veines.

Des halos bruns/rouges d'altération se forment principalement autour des veines, mais apparaissent aussi à distance des veines ou des fractures, dans la roche (Figure 1-20, a).
La présence de halos d'altération est assez caractéristique d'interactions à basse température ($T < 150°C$), mais la caractéristique majeure de ce type d'altération repose sur la formation de phyllosilicates comme la céladonite. Ces phases secondaires sont souvent associées à des structures cristallines inter-stratifiées qui permettent la fixation des métaux alcalins et peuvent former des halos sombres, aussi appelés « halos noirs » (Figure 1-20, b).

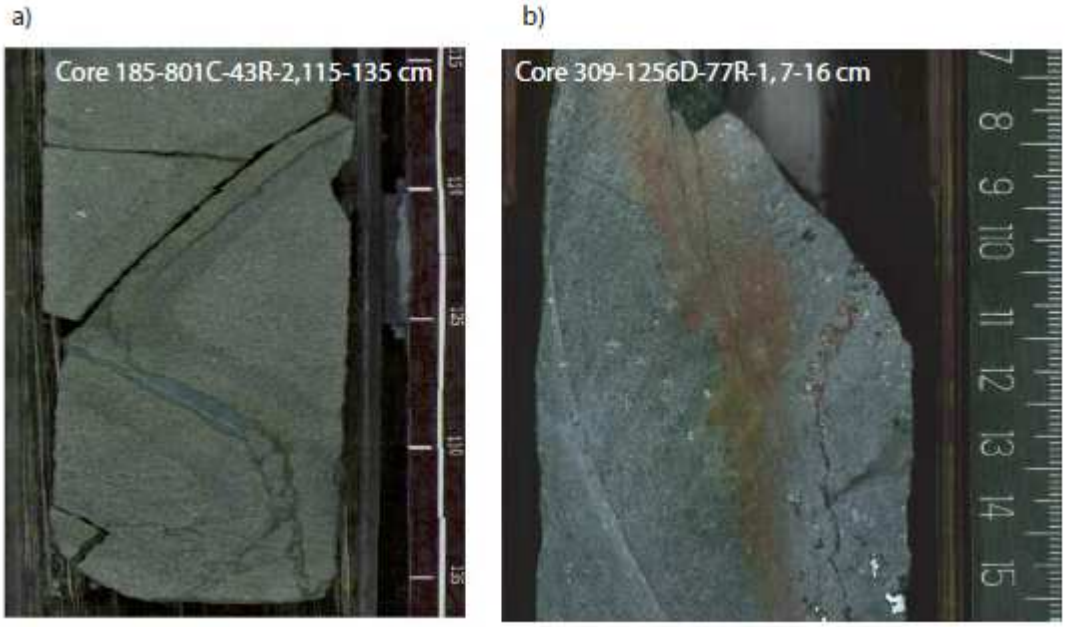

Figure 1-20 : Photographies de carottes de basaltes de sections de forage à travers la croûte océanique (Puits 801C et 1256D dans l'océan Pacifique).
a) Halo d'altération noir autour d'une veine de céladonite (Core 185-801C-43R-2, 115-135 cm).
b) Halo d'altération rouge le long d'une fine veine traversant tout l'échantillon de basalte (Core 309-1256D-77R-1, 7-16 cm).

L'altération évolue à mesure que les conditions d'oxydo-réduction changent. En effet, l'eau de mer s'infiltre dans les zones de recharge et pénètre donc plus profondément dans les basaltes (~ 300 à 500 m dans la croûte océanique), elle se réchauffe et circule dans un système plus fermé. Les conditions deviennent plus réductrices et les phases secondaires en formation changent à mesure que les premiers minéraux secondaires précipitent dans les veines et les fractures, scellant celles-ci et diminuant la porosité et la perméabilité des basaltes, empêchant partiellement ainsi le passage de l'eau (Wilkens et al., 1991). Un second phyllosilicate, la saponite, se forme donc en remplacement de l'olivine et du verre des basaltes. Ce phyllosilicate, très riche en Mg^{2+} et Fe^{3+}, est donc caractéristique de conditions d'altération plus réductrices que la céladonite et peut aussi traduire une diminution du rapport eau/roche à ces profondeurs associée une évolution chimique de l'eau de mer (Elderfield et al., 1999 ; Hunter et al. , 1999 ; Buatier et al., 2001). La saponite se retrouve souvent associée à la calcite, mais aussi à des sulfures de fer tels que la pyrite (FeS_2), la pyrrhotite ou la chalcopyrite ($CuFeS_2$) (Figure 1-21).

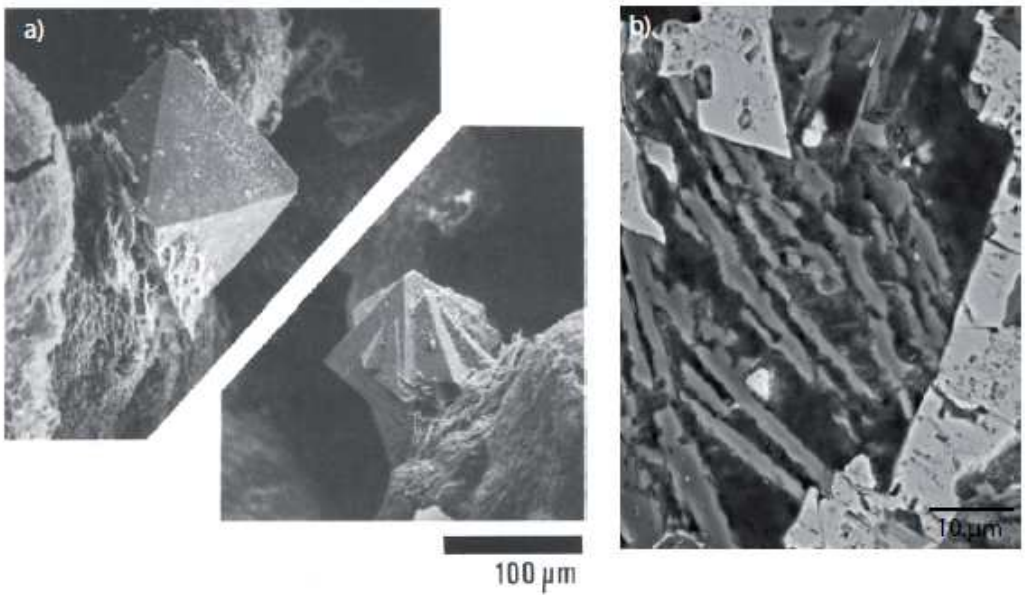

Figure 1-21 : Images MEB de sulfures de fer.
a) Photographie MEB de cristaux de pyrite entourés de smectite, dans un échantillon de basalte. Ce basalte provient du puits DSDP 396B, situé à 150 km à l'Est de l'axe de la dorsale médio Atlantique (22°59' N) (D'après Böhlke et al., 1980).
b) Image d'une petite chalcopyrite (phase blanche, brillante) entre plusieurs titanomagnétites (gris clair) dans un échantillon de basalte (Core 206-1256D-57R-1, 25-27 cm).

Des rapports isotopiques mesurés sur ces minéraux indiquent des températures de formation de la saponite comprises entre 70 et 140°C. Les conditions d'oxydo-réduction évoluent généralement avec la profondeur dans la croûte océanique. Plus tardivement, lorsque la croûte océanique s'est éloignée de l'axe de la dorsale, se forment des zéolites et des carbonates. Ils précipitent en veines lorsque la croûte océanique néo-formée s'éloigne de l'axe de la dorsale.

C-4 Altération de haute température dite hydrothermale

Le second type d'altération est l'altération dite de haute température (**HT**) ou « altération hydrothermale » (Laverne, 1987 ; Thompson, 1991). Elle regroupe l'ensemble des réactions chimiques entre l'eau de mer ou un fluide hydrothermal avec les roches profondes (dykes et gabbros) de la croûte océanique à des températures supérieures à 250°C. Cette

altération est plus méconnue, du fait de la difficulté d'observation des roches de la croûte océanique inférieure.

1-Les réactions et la minéralogie secondaire caractéristique de l'altération hydrothermale

La zone de transition lithologique entre les basaltes de la section volcanique et du complexe filonien, observée à la fois dans les ophiolites (comme à la section de Troodos, Gillis et Robinson, 1990), aux sections océaniques de forages (Sites 504B, Alt et al., 1986 ; 896A) et aux fenêtres tectoniques (Hess deep , Gillis, 1995) est marquée par un fort gradient thermique ; la température d'altération passe de 150 à 250-300°C. Les assemblages minéralogiques secondaires y évoluent rapidement.

Les phases secondaires caractéristiques de cette altération sont typiques du faciès schiste vert comme la chlorite et la titanite ($CaTi(SiO_5)$) associées à de l'actinolite ou encore la prehnite et elles se forment donc en remplacement total ou partiel des minéraux primaires (olivine, plagioclase, pyroxène ou titanomagnétite) et en remplissage de fractures.

La plupart des sections océaniques (aux puits de forages ODP/IODP ou encore à Hess deep), jusqu'ici observées, montre une augmentation du degré et de l'intensité d'altération avec la profondeur dans la croûte océanique inférieure (Smith et Banerjee, 1986). En se rapprochant des intrusions magmatiques chaudes, les températures d'altération augmentent et les assemblages minéralogiques secondaires évoluent. Les clinopyroxènes sont, eux aussi, altérés à haute température et partiellement remplacés par l'actinolite. Dans les dykes supérieurs, le minéral le plus abondant est la chlorite, remplacée plus profondément, par l'actinolite. Dans les dykes inférieurs et les gabbros supérieurs se forment des assemblages minéralogiques du faciès amphibolite, tels que l'horneblende (Honnorez, 2003). L'altération des dolérites du complexe filonien est aussi caractérisée par la forte présence de plagioclase secondaire, marqueur de températures de l'ordre de 400 à 500°C (Laverne et al., 1995). L'altération hydrothermale des dykes et gabbros semble plus hétérogène que dans la partie supérieure de la croûte océanique, ce qui s'explique par une fracturation limitée. Elle débute dans les dykes dès leur formation et se poursuit avec l'éloignement de la croûte de l'axe de la dorsale.

Enfin l'altération hydrothermale (HT) se caractérise par la précipitation de sulfures polymétalliques, dans la zone de transition entre les basaltes et les dykes. La zone de transition (ZT) correspond, en effet, à une importante zone de mélange des fluides hydrothermaux (T > 250 - 300°C) et d'eau de mer plus froide (T< 150°C). Le fer (Fe), libéré principalement par l'altération de l'olivine et le soufre dissous précipitent pour former des dépôts de sulfures, que l'on nomme « stockwerk » (Honnorez et al., 1985). Le fer et le soufre s'associent à d'autres métaux dissous comme le cuivre (Cu pour former la chalcopyrite ($CuFeS_2$)) ou encore le zinc pour former la sphalérite (ZnS).

La formation d'une large zone de dépôt de sulfures, dans la zone de transition, peut être généralisée à l'ensemble de la croûte océanique puisqu'elle est observée dans de nombreuses sections de forage océanique comme aux sites 504B, 896A, 801C (Alt et Teagle, 2003) et dans les coupes ophiolitiques (Troodos, Nehlig, 1993).

C-5 Altération des minéraux magnétiques de la croûte océanique

1- La maghémitisation

Au cours de l'altération basse température, la titanomagnétite primaire des basaltes (TM60 ; x=0.6 ; Xu et al., 1997) s'oxyde et est convertie en titanomaghémite par un processus appelé maghémitisation (Marshall et Cox, 1972 ; O'Reilly, 1984). La titanomaghémite est, comme la titanomagnétite, caractérisée par une structure cubique à spinelle inverse mais lacunaire. Le mécanisme de maghémitisation a été étudié sur des échantillons océaniques (MORBs, Bina et Prévôt, 1989), mais aussi sur des titanomagnétites synthétiques (Tucker et O'Reilly, 1980 ; O'Reilly, 1983) et consiste principalement en une migration d'ions Fe^{2+} par diffusion solide vers la surface/l'extérieur du cristal de titanomagnétite (Furuta, 1993 ; Xu et al., 1997). Les ions de Fe^{2+} quittent donc certains sites de la maille cristalline et l'oxydation se fait sans ajout d'oxygène. La structure spinelle ne subit aucun changement mais la présence de lacunes diminue légèrement la taille de la maille. Cette transformation de la titanomagnétite en titanomaghémite se réalise à des températures inférieures à 150°C (Ozdemir et Moskowitz, 1992), et apparaît donc restreinte aux basaltes supérieurs de la

section volcanique de la croûte océanique. La cinétique du processus de maghémitisation n'est pas encore clairement contrainte.

Certains auteurs ont proposés que la maghémitisation soit différentielle, elle débuterait dès la mise en place de coulées de laves en s'initiant dans les grains fins (porteurs de la plus forte aimantation), pour ensuite se poursuivre dans les minéraux magnétiques plus gros (Gee et Kent, 1994 ; Bina et Prévôt, 1989). A l'inverse, Zhou et collaborateurs (2001) n'observent aucune trace d'altération sur des basaltes récents et frais (âge < 20 000 ans) et suggèrent que les grains les plus fins soient, au contraire, protégés à l'abri de l'altération du fait de leur présence préférentielle dans des inclusions vitreuses protégées des fluides d'altération. Néanmoins, l'ensemble des études magnétiques sur les titanomagnétites des basaltes océaniques montrent que les grains fins des titanomagnétiques sont oxydés à basse température pour tous les basaltes âgés d'au moins 0.5 Ma (Irving, 1970; Ozima et al., 1971; Johnson et Atwater, 1977; Johnson et Pariso, 1993).

La maghémitisation affecte la chimie des titanomagnétites, mais aussi les propriétés magnétiques de ces minéraux. La température de Curie augmente, en effet, avec l'oxydation. Alors qu'elle est autour de 150°C pour une titanomagnétite primaire contenant 60% d'ulvospinelle (composition x= 0.6), elle peut atteindre des températures de l'ordre 450°C suivant le degré d'oxydation (Dunlop et Ozdemir, 1997; Figure 1-22).
O'Reilly et Banerjee (1967) définissent, par ailleurs, le degré d'oxydation, z, des titanomagnétites. Il s'agit de la fraction d'ions Fe^{2+} convertis en ions Fe^{3+} pendant la maghémitisation. La susceptibilité magnétique k et l'aimantation à saturation Js ont tendance à diminuer avec la maghémitisation (Marshall et Cox, 1972 ; Ryall et Ade-Hall, 1975 ; Johnson et Hall, 1978 ; Petersen et al., 1979). En pratique, le degré de maghémitisation est déterminé directement par la mesure du paramètre de maille, qui change avec la présence de lacunes ou, plus communément, indirectement à l'aide de la température de Curie (Readman et O'Reilly, 1972; Ozima et al., 1974; Nishitani et Kono, 1983).

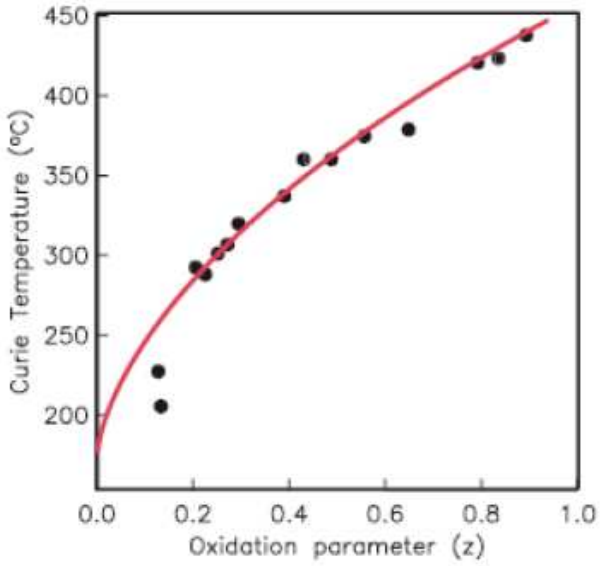

Figure 1-22: Evolution de la température de Curie de la titanomagnétite avec le degré d'oxydation (z)(Dunlop et Ozdemir, 1997).

2- L'altération haute température des minéraux magnétiques

Dans les roches soumises à de plus hautes températures d'altération, les minéraux magnétiques montrent des évidences d'**oxy-exsolution**[*] (Figure 1-23). Le porteur magnétique principal dans ces roches n'est plus la titanomagnétite mais la magnétite (Smith et Banerjee, 1985 ; 1986 ; Pariso et Johnson., 1991). En effet, à haute température (T > 250°C), la titanomagnétite primaire est oxydée et se transforme en magnétite (Fe_3O_4) dans laquelle se forment des lamelles d'exsolution d'ilménite ($FeTiO_3$). Shau et collaborateurs (1993) montrent que la magnétite des dykes provient de l'oxy-exsolution de haute température, mais aussi de l'inversion des titanomaghémites. La titanomaghémite est, en effet, une phase magnétique métastable et s'inverse en magnétite au dessus de 250°C (O'Reilly, 1983, 1984).

La minéralogie magnétique et les propriétés magnétiques des roches de la croûte océanique inférieure sont moins bien connues, du fait de leur difficulté d'échantillonnage. Les gabbros océaniques sont altérés par des fluides hydrothermaux de haute température. Dans les gabbros on observe des cristaux de magnétite secondaire (Pariso et Johnson, 1993). Là encore une texture 'en treillis', avec des lamelles d'ilménite se formant au sein des cristaux

[*] Voir dans le glossaire

de magnétites, renforcent l'hypothèse de la formation de la magnétique par exsolution de haute température.

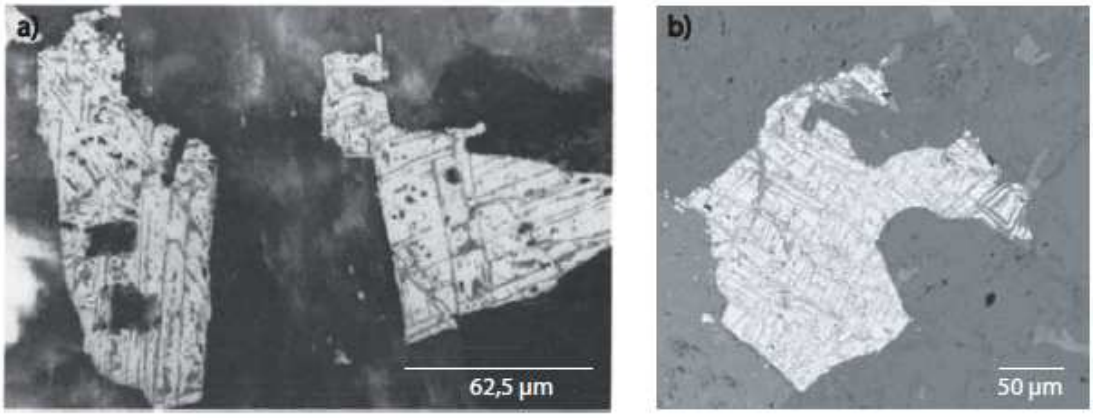

Figure 1-23: Photographies réalisées au MEB de grains de magnétite montrant des lamelles d'exsolution d'ilménite.
a) Deux cristaux de magnétite/ilménite observée dans une dolérite prélevée au puits de forage 504B (EPR) (D'après Pariso et Johnson, 1989).
b) Un grain de magnétite montrant des lamelles d'ilménite dans un gabbro du puits de forage 1256D (EPR)

Chapitre II

Puits de forage IODP 1256D, une section unique et complète de la croûte océanique supérieure.

A – Introduction

B – Contexte géologique au puits 1256D et histoire du forage

C– Description de la lithologie des carottes du puits 1256D

D– L'observation de l'altération et son interprétation

E– Lien avec les propriétés magnétiques

F– Comparaison avec d'autres puits : Altération et propriétés magnétiques

II - Puits de forage IODP 1256D, une section unique et complète de la croûte océanique supérieure.

A – Introduction

Depuis le début des explorations océaniques et le développement des forages océaniques, la communauté scientifique aspire à atteindre les couches les plus profondes de la lithosphère océanique jusqu'au manteau. Le programme « **MoHole** » initié en 1958 poursuivait en particulier cet objectif. Même si l'objectif initial reste, encore aujourd'hui, loin d'être atteint les programmes comme **DSDP, ODP** puis **IODP*** ont permis de mettre en œuvre des expéditions de forages océaniques, afin d'obtenir des sections « *in situ* » de croûte océanique de plus en plus profondes.

Le puits de forage IODP 1256D constitue, à ce jour, la section la plus complète de la croûte océanique supérieure. Cette section donne l'opportunité d'étudier les propriétés des roches océaniques, dans un contexte « normal » de formation, d'observer et comprendre les effets des processus d'altération. Le site du puits 1256D fut choisi dans le but d'atteindre le niveau gabbroïque, généralement associé au niveau 3 de la croûte océanique défini par sa structure sismique. Et au terme de 4 expéditions, la dernière s'étant tout juste achevée en juin 2011, le forage a atteint une profondeur de plus de 1.5 kilomètres (1521.6 mètres sous le plancher océanique) à travers le niveau basaltique, puis le complexe filonien pour atteindre les premiers mètres de gabbros. Cependant, le forage d'une épaisseur kilométrique de roches par 3635 mètres de profondeur reste une entreprise techniquement très difficile (Figure 2-1). La dernière expédition (335) en témoigne puisque plus de 40 jours sur le site n'ont permis de progresser que d'une quinzaine de mètres dans les gabbros suite à de multiples problèmes (effondrement d'une partie du puits, tête de forage endommagée par des dykes granoblastiques très résistants…).

* Voir Glossaire

Figure 1-2 : Photographie montrant une tête neuve (en haut) et une autre totalement abîmée par le forage dans la croûte océanique.

Malgré ces difficultés, un total de 238 carottes a pu être récupéré au cours des 4 expéditions et les échantillons du puits 1256D permettent de travailler depuis l'altération basse température typique des couches superficielles de la croûte jusqu'à l'altération haute température des couches profondes proches de la chambre magmatique axiale initiale. Parmi les différentes phases affectées par l'altération, les minéraux porteurs du signal magnétique nous ont plus particulièrement intéressés. Comme les autres minéraux primaires de ces roches, on s'intéresse à comprendre en quoi s'altèrent ces phases et à ce qu'il se passe suivant les différentes conditions d'altération. En miroir de l'évolution de la structure et de la composition des porteurs magnétiques avec les conditions d'altération, les propriétés magnétiques vont aussi évoluer, ceci permettant d'utiliser les outils du magnétisme des roches pour caractériser l'altération. L'étude fine de l'origine de l'aimantation (primaire, secondaire) permettra de plus de connaître la contribution de chaque niveau lithologique aux anomalies magnétiques.

B – Contexte géologique au puits 1256D et histoire du forage

Le puits de forage ODP/IODP 1256D se situe au large des côtes du Costa Rica, dans le Bassin du Guatemala (voir Figure 2-2). Le site a été foré à travers la croûte océanique de la plaque Cocos, sur le flanc Est de la dorsale Est Pacifique.

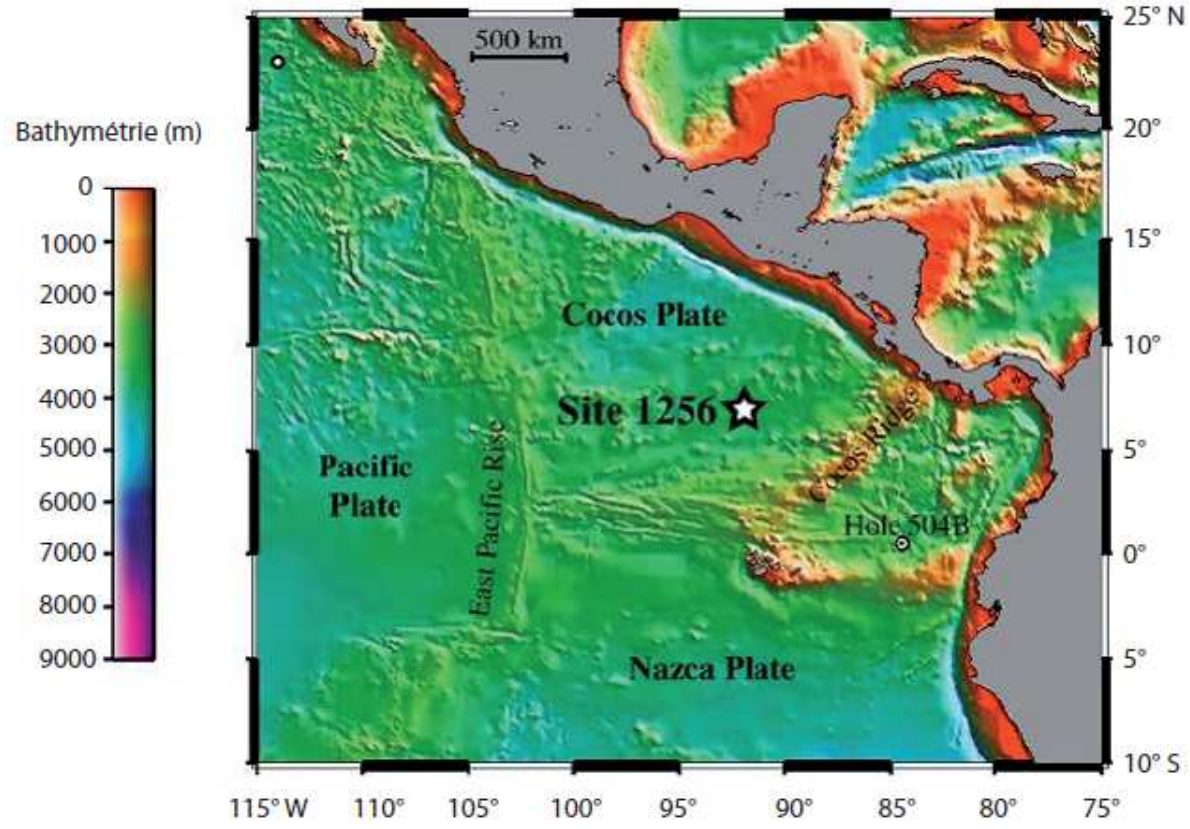

Figure 2-2 : Carte bathymétrique de l'océan Atlantique équatorial.
Les puits de forage DSDP/ODP/IODP de référence, des sites 1256D et 504B sont situés tous deux sur le flanc Est de la dorsale Pacifique (EPR)
(D'après Laverne et al., 2006)

Les anomalies magnétiques dans cette région indiquent que le puits se situe à la transition des chrons 5Bn/5Br, correspondant à une lithosphère âgée d'environ 15 Ma (Alt et al., 2003 ; voir Figure 2-3). Durant cette période, la dorsale Est Pacifique connaît un épisode de forte accrétion avec un taux complet d'expansion égal à 20-22 cm/an (Wilson, 1996). Ce taux, beaucoup plus rapide que le taux le plus rapide enregistré actuellement (14.5 cm/an) sur la dorsale Est Pacifique, conduit à la formation d'une lithosphère océanique fine.

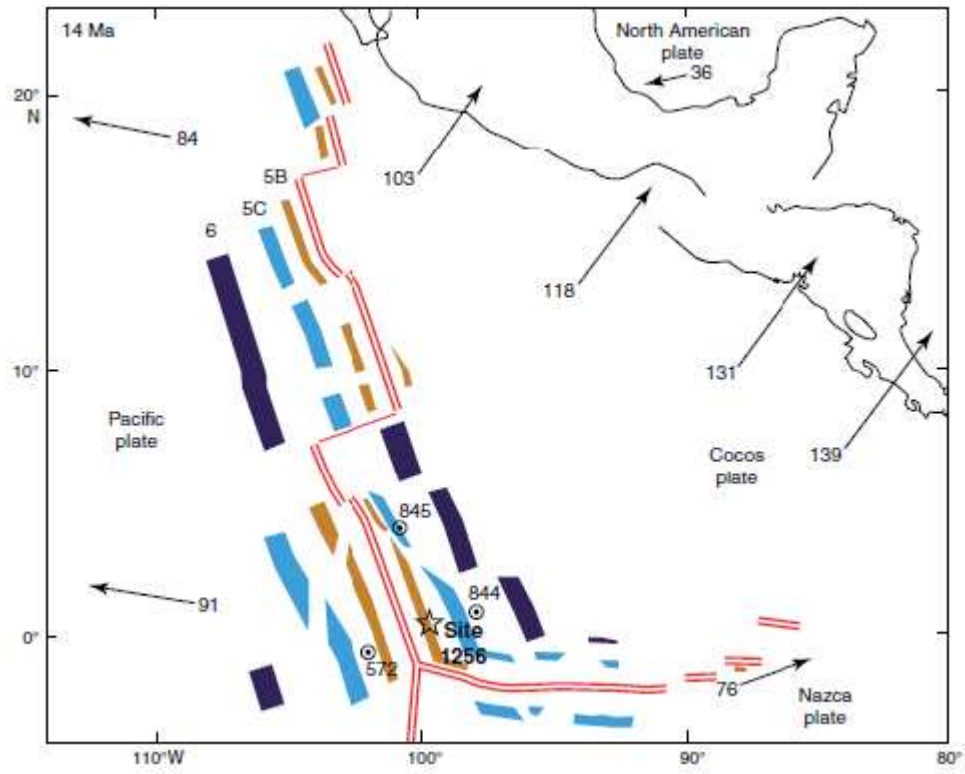

Figure 2-3 : Carte de la reconstruction du bassin de Guatemala datant de 14 Ma. Cette carte, montrant les linéations magnétiques, permet de situer le puits de forage ODP/IODP 1256D (étoile) sur le flanc Est de la dorsale Est Pacifique (EPR) et de replacer la section océanique dans le contexte géodynamique datant de seulement 1 Ma après sa formation. Les autres sites de forage sont indiqués par des cercles. Le puits de forage au Site 1256D se situe à la limite du chron 5bn (polarité normale) et le chron 5Br (polarité inverse), correspondant à un âge de 15 Ma. Les flèches représentent les vitesses de déplacement (en mm/an) des plaques en fonction de la plaque Antarctique fixe.

La transition entre les couches 2 et 3 censée correspondre à la transition dykes/gabbros est donc estimée à une profondeur « faible » sur ce site : entre 1.5 et 2 km (Figure 2-4). Cette estimation est basée sur la relation inverse, établie par Purdy et collaborateurs (1992) entre la profondeur de la zone de faible vitesse sismique, attribuée à la présence de lentilles magmatiques (niveau gabbroïque), et le taux complet d'expansion. En comparaison, la profondeur estimée du niveau gabbroïque au puits 504B était de 2.5 km.

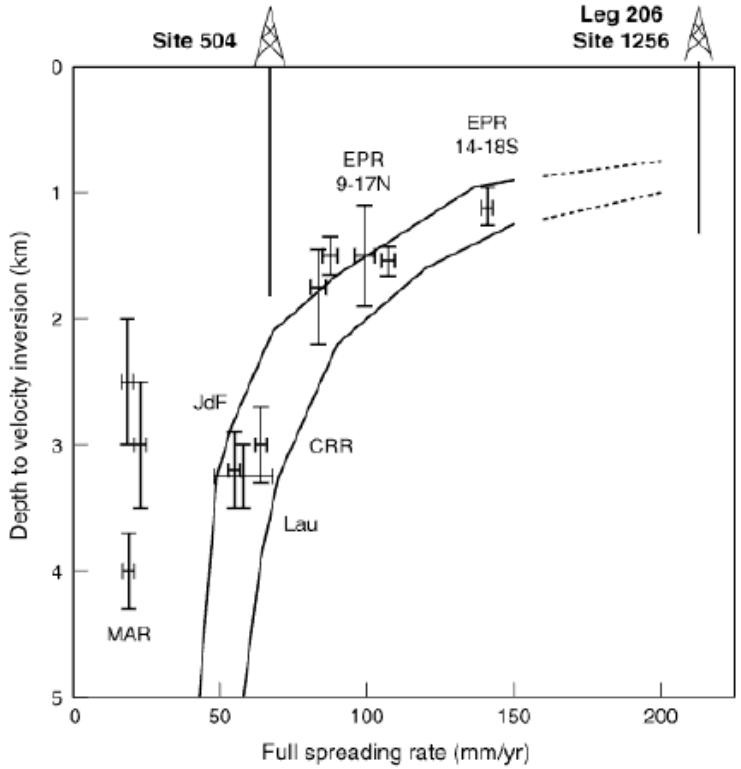

Figure 2-4 : Evolution de la profondeur de l'inversion des vitesses sismiques dans la croûte océanique en fonction du taux d'expansion (Purdy et al., 1992). La profondeur d'inversion de la vitesse est supposée correspondre à la profondeur de la chambre magmatique, soit la profondeur d'occurrence des premières roches gabbroïques. La profondeur estimée de la zone de faible vitesse sismique augmente à mesure que le taux d'expansion de la dorsale diminue. Le site 1256D est choisi pour son fort taux d'expansion, devant permettre d'atteindre les gabbros à faible profondeur.

Les autres critères de sélection de ce site ne sont plus seulement scientifiques, mais revêtent aussi un caractère plus technique ou logistique. Lors du forage du puits DSDP/ODP 504B, situé à quelques centaines de kilomètres du site 1256D, les hautes températures rencontrées en profondeur dans la croûte océanique, ont posé de nombreux problèmes techniques empêchant de continuer le forage jusqu'aux dykes. La croûte, plus âgée au site 1256D (15 Ma contre 5.9 Ma au site 504B) permet d'atteindre des températures sensiblement plus faibles. Enfin, la localisation du site de forage aux latitudes équatoriales et à proximité du canal de Panama facilite le retour sur ce même site de plusieurs expéditions. Enfin, la couverture sédimentaire de 250 mètres, permet l'installation d'un cône stable au sommet du puits, cimenté dans la croûte océanique, qui facilite les forages successifs.

Quatre expéditions successives (le Leg ODP 206 en 2002, suivi par les expéditions IODP 309 et 312, respectivement en 2005 et 2006 et la 335 en 2011) ont donc été menées au site 1256D. Les trois premières expéditions ont permis d'atteindre pour la première fois le niveau de gabbros qui n'a malheureusement pas pu être significativement foré lors de la dernière expédition suite a de multiples problèmes. La transition dykes/gabbros a été rencontrée à 1407 mbsf, le forage a ensuite pénétré plus d'une centaine de mètres dans le complexe plutonique. Le forage totalise 1521 mètres de carottage sous le plancher océanique. L'expédition 335 venant de se terminer (juin 2011) et les résultats restant encore propriété des participants toutes nos figures et discussions se rapportent aux résultats obtenus à l'issue de l'expédition 312 ayant permis de récupérer des échantillons jusqu'à 1507 mètres (voir Figure 2-5).

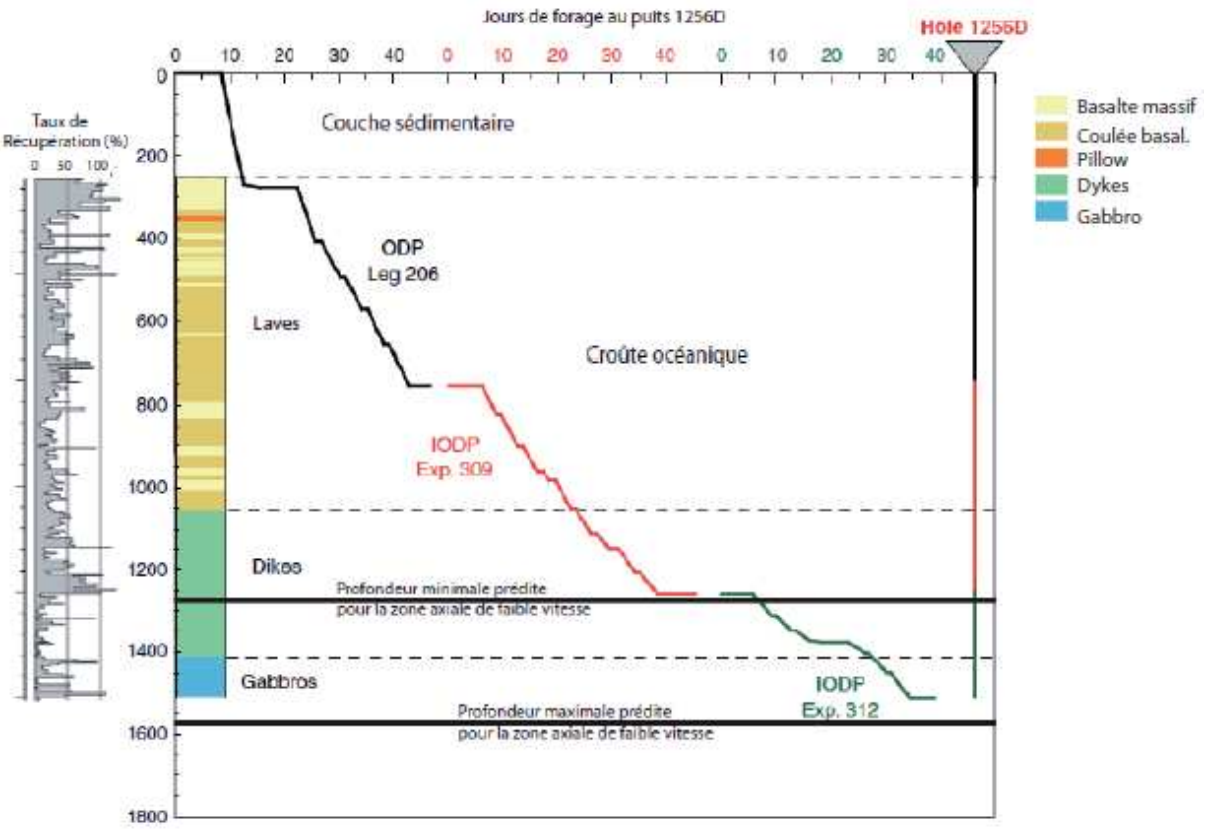

Figure 2-5 : Vitesse de récupération des carottes à travers la section océanique du puits de forage ODP/IODP 1256D.
La vitesse de récupération à travers la croûte est relativement rapide lors du premier leg (206) et diminue progressivement avec la profondeur durant les expéditions 309 et 312. le forage dans la partie inférieure du complexe filonine et les gabbros est particulièrement difficile (D'après Teagle et al., 2005).

C- Description de la lithologie des carottes du puits 1256D

Sous les 250 mètres de sédiments, les 74 premiers mètres de croûte forment une coulée de lave massive unique, composée de basaltes à grains fins. Cette coulée unique et massive appelée « Lava Pond » constitue une caractéristique des dorsales formées à très fort taux d'accrétion (Macdonald et al., 1989). Descendant jusqu'à 533 mbsf (Inflated flows), les coulées massives (jusqu'à quelques mètres d'épaisseur) montrent des évidences de mise en place tardive, en dehors de l'axe de la ride (Wilson et al. 2006). Une étude récente des données d'électrofaciès acquises pendant le forage, associées aux images **FMS** (Formation Micro Scanner) par Tominaga et colllaborateurs (2009) a même mis en évidence que la mise en place hors axe ne concernerait pas seulement les 285 premiers mètres de la section, 50% des coulées basaltiques de la section extrusive pourraient, en effet, être formées hors axe (entre 0.5 et 5 km de l'axe de la ride). L'intervalle de basaltes extrudés hors axe descendrait ainsi jusqu'à 625 mbsf.

De 625 à 1004 mbsf, la section constituée de roches extrusives continue par une succession de coulées basaltiques plus fines (de quelques dizaines de centimètres à 3 mètres d'épaisseur) et stratifiées. Très peu de laves en pillow (seulement un intervalle de 20 m d'épaisseur) et de hyaloclastites ont été récupérées à travers le niveau basaltique supérieur (Figure 2-6). Cette faible proportion pourrait s'expliquer par une mise en place très rapide des laves sur une topographie très lisse (Tartarotti et al., 2009) et un très fort taux d'expansion (Bonatti et Harrison, 1988).

Plus profond, à 1004 mbsf, apparaît une zone de transition lithologique (transition zone, TZ) caractérisée par des contacts intrusifs dans les coulées basaltiques. Cette zone de transition marque le passage de la section extrusive des coulées massives à l'entrée dans le complexe filonien et s'étend jusqu'à 1061 mbsf. Au-delà, le complexe filonien d'environ 300 mètres d'épaisseur, se compose essentiellement de basaltes à texture doléritique (Figure 2-6). La plupart des dolérites sont marquées par des contacts minéralisés et de nombreuses fractures. Les 60 derniers mètres du complexe de dykes montrent des basaltes à texture différente, de type granoblastique (Wilson et al., 2006).

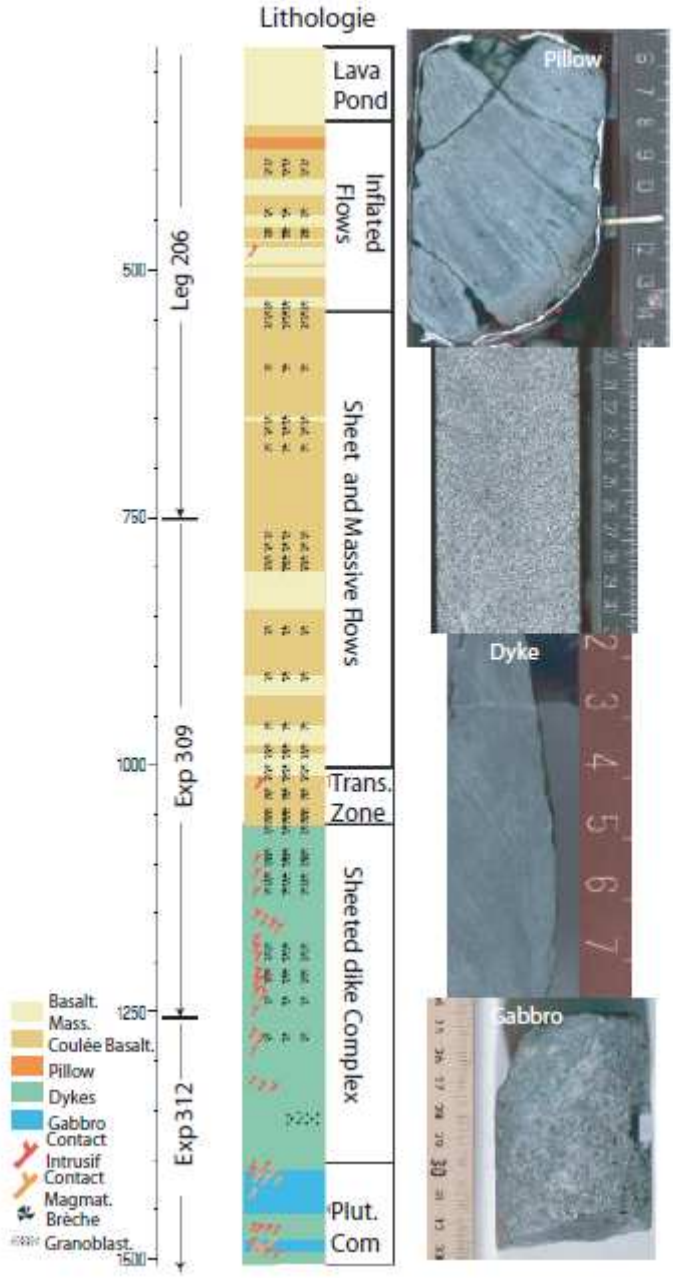

Figure 2-6 : Lithostratigraphie simplifiée observée à travers la section de croûte océanique récupérée durand le leg 206 et les expéditions 309 et 312.
La section extrusive, qui s'étend jusqu'à 1004 mbsf (below seafloor = sous le plancher océanique) est décomposée en trois unités principales: le "Lava Pond", les "Inflated flows" et les " Sheet and massive flows".
La zone de transition (TZ) marque la limite entre la section extrusive et le complexe filonien, aussi appelé "sheeted dike complex", qui penètre dans la croûte océanique jusqu'à 1407 mbsf. Au delà, les premières roches gabbroïques de la "Plutonic section" sont rencontrées. Les principaux contacts intrusifs et magmatiques sont localisés à travers la section comme les brèches (Wilson et al., 2006).

Les premières roches du complexe plutonique sont rencontrées à 1407 mbsf (Figure 2-6). Elles sont essentiellement composées de gabbros, gabbros à oxydes et gabbronorites mais aussi par des roches plus différenciées comme des trondjhémites et des diorites à quartz (Teagle et al., 2005 ; Wilson et al., 2006). La profondeur de la transition dykes/gabbros a donc été atteinte à 1157 m dans la croûte océanique (sous les sédiments). Cette valeur est compatible avec l'estimation de la profondeur de la zone cristallisée de la lentille axiale (zone de faible vitesse sismique) établie entre 1000 et 1300 m par Carbotte et collaborateurs (1997) et Purdy et collaborateurs (1992) pour le site 1256D (voir Figure 2-4).

La structure de la lithosphère au puits 1256D se révèle assez simple et s'apparente à la structure de la croûte océanique du modèle Penrose caractéristique des dorsales rapides. Cette structure de la croute supérieure est comparable à la structure de la lithosphère observée à d'autres puits de forage (comme aux sites 504B, 801C, 896A) et aux « fenêtres tectoniques » d'Hess Deep ou Pito Deep (Francheteau et al., 1990 ; Hékinian et al., 1993)(voir Figure 1-11).

D- L'observation de l'altération et son interprétation

D-1 : Synthèse sur l'altération en domaine océanique

Comme nous l'avons vu plus précisément dans le chapitre 1- C, l'altération en domaine océanique définit un ensemble de nombreux processus et interactions entre les roches et les fluides hydrothermaux ou l'eau de mer. Les processus d'altération diffèrent suivant la nature du fluide, la température et les conditions d'oxydo-réduction. L'ensemble des observations pétrologiques réalisées sur les ophiolites (par exemple : Troodos, Chypre ou Samail, Oman) et les sections océaniques actuelles (forages, dragages et échantillonnage) nous montre que, malgré une large gamme de degrés et d'intensités d'altération, il est possible de définir deux grands domaines d'altération (voir Chapitre 1):

1/ l'altération basse température dont la limite supérieure est variable d'un auteur à l'autre, mais toujours inférieure à 150°C

2/ l'altération haute température ou hydrothermale dont la limite inférieure est de l'ordre de 250°C (cf Laverne, 1987).

D-2 Description de l'altération au puits 1256D – les phases majeures d'altération

Les 2 principaux types d'altération, basse température et hydrothermale se manifestent clairement dans la section du puits 1256D. Nous présentons ici un bref résumé qui suit nos observations et permet un découpage de la section au 1er ordre suivant les régimes d'altération et la lithologie; plus de détails se trouvent dans l'article en anglais qui suit. Nous renvoyons aussi le lecteur au chapitre 1-C pour une synthèse sur l'altération en domaine océanique et aux études de Jeff Alt et collaborateurs (2010), de Christine Laverne et collaborateurs (2006), de Koepke et collaborateurs (2008) ou encore Lyderic France (2009) pour une étude détaillée de l'altération au puits 1256D.

1-L'altération jusqu'à la zone de transition (jusqu'à 1004 mbsf)

L'ensemble du Lava Pond et des coulées massives de la section volcanique montre des évidences d'altération basse température : Les veines sont remplies par des phases minérales secondaires caractéristiques comme la saponite, la céladonite et des oxy-hydroxydes de fer, accompagnées par des pyrites. Les roches montrent des halos d'altération gris sombre (saponite et pyrite) et des halos d'oxydation bruns (céladonite et oxy-hydroxydes de fer) (Figure 2-7). L'altération liée aux veines est régulière dans les roches mais se concentre en deux zones de plus grande perméabilité, entre 350 et 450 mbsf et entre 635 et 750 mbsf. Plus profondément dans la section extrusive, sous 750 mbsf, l'altération diffère légèrement. On reste dans le régime d'altération basse température, mais la présence de halos d'altération noirs de 752 à 918 mbsf indique un remplacement intensif des minéraux primaires comme l'olivine et le plagioclase, et dénote plutôt une altération sous conditions anoxiques.

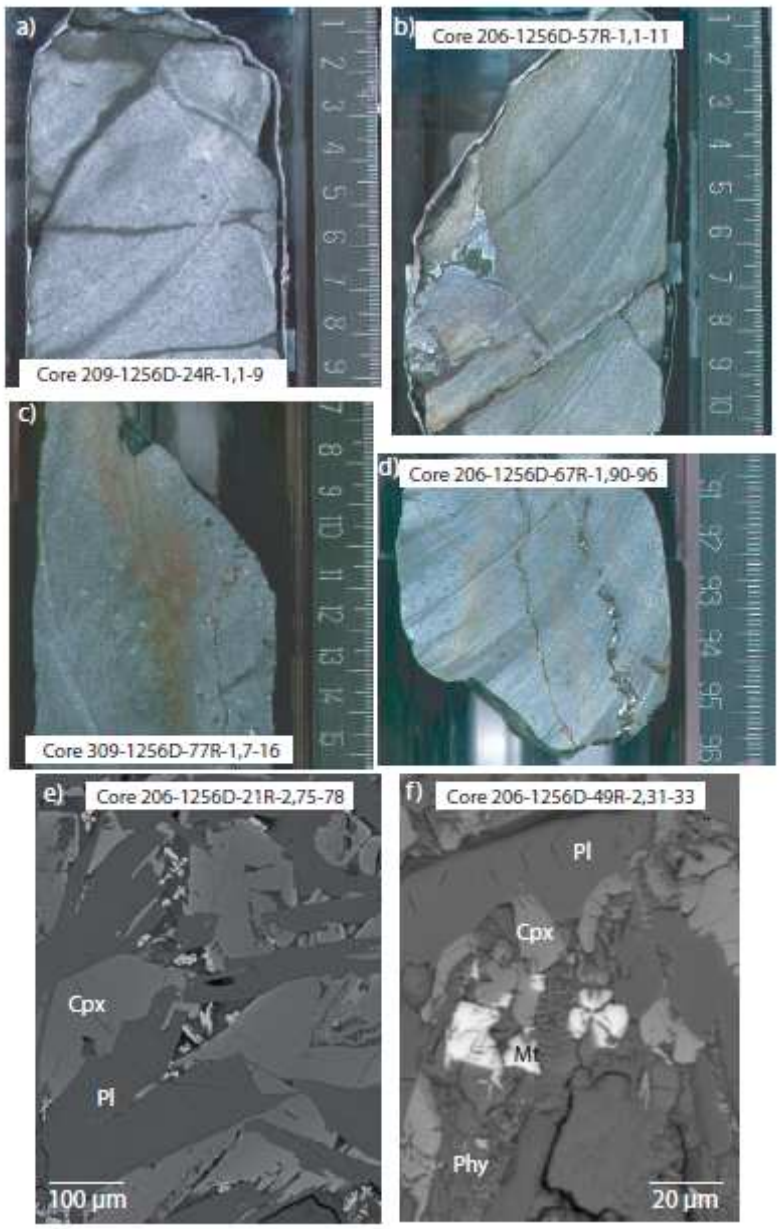

Figure 2-7: Photos de différents halos d'altération observés dans les basaltes de la croûte océanique supérieure au puits 1256D.
a) Ce basalte est caractérisé par la formation d'un halo noir de quelques millimètres d'épaisseur autour des veines et bordures de l'échantillon. b) Ce basalte montre la surimpression de plusieurs halos d'altération autour des veines (halos rouges). c) Un halo d'altération rouge s'est formé à l'intérieur du basalte, le long de la veine principale. d) Ce basalte montre l'apparition de halos d'altération au cœur de l'échantillon, de part et d'autre de la veine mais à quelques centimètres de celle-ci (Photos IODP Sci. Res, vol 309, 2006). e) et f) Images réalisées au MEB d'échantillons de basaltes montrant des titanomagnétites (Mt) entre des cristaux de pyroxène (Cpx), de plagioclase (Pl) et des phyllosilicates (Phy).

2-L'altération dans la zone de transition (entre 1004 et 1061 mbsf)

Le passage des coulées de laves basaltiques aux premiers contacts intrusifs est aussi caractérisé par une transition de régime d'altération. La mince zone de transition lithologique (TZ) montre une augmentation du degré d'altération. Dans ces 60 mètres de roches basaltiques, des minéraux du faciès schiste vert (titanite, chlorite, préhnite…) apparaissent. La température d'altération, basée sur la minéralogie secondaire, indique, à partir de 1028 mbsf, un passage à des températures d'altération de l'ordre de 250-350°C. Ce passage est marqué par la première occurrence de titanite (carotte 125R-1 à 1028 msbf), la titanomagnétite disparaît complètement à partir de cette profondeur au profit de la magnétite qui devient le porteur de l'aimantation (Figure 2-8).

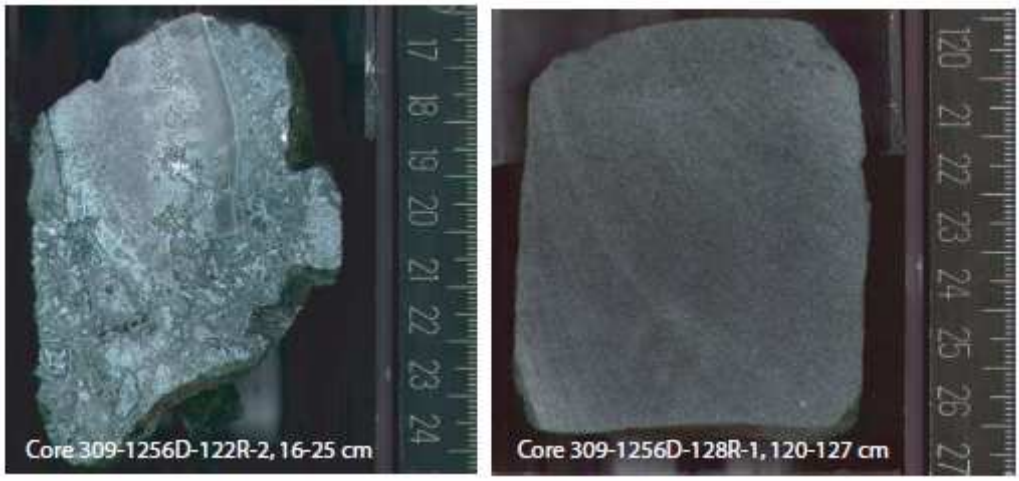

Figure 2-8 : Photographies de carottes de basalte provenant de la zone de transition (TZ), entre 1004 et 1061 mbsf.
Cette zone de transition lithologique entre les coulées basaltiques et les dolérites du complexe filonien se caractérise par la présence de brèches (Core 309-1256D-122R-2, 16-25 cm). Les roches de cet intervalle présentent aussi des marques d'intense altération.

3- L'altération dans les couches profondes de la section océanique

Au-delà de 1061 mbsf, le complexe filonien est marqué par une augmentation progressive du degré et de l'intensité d'altération avec la profondeur, particulièrement rapide sous 1300 mbsf (Figure 2-9). L'altération hydrothermale se manifeste principalement par deux phénomènes : la présence de « patches » ou tâches d'altération et de marges minéralisées. Les patches d'altération peuvent atteindre quelques centimètres de diamètre et sont essentiellement composés de quartz, de préhnite, chlorite, anhydrite et magnétite.

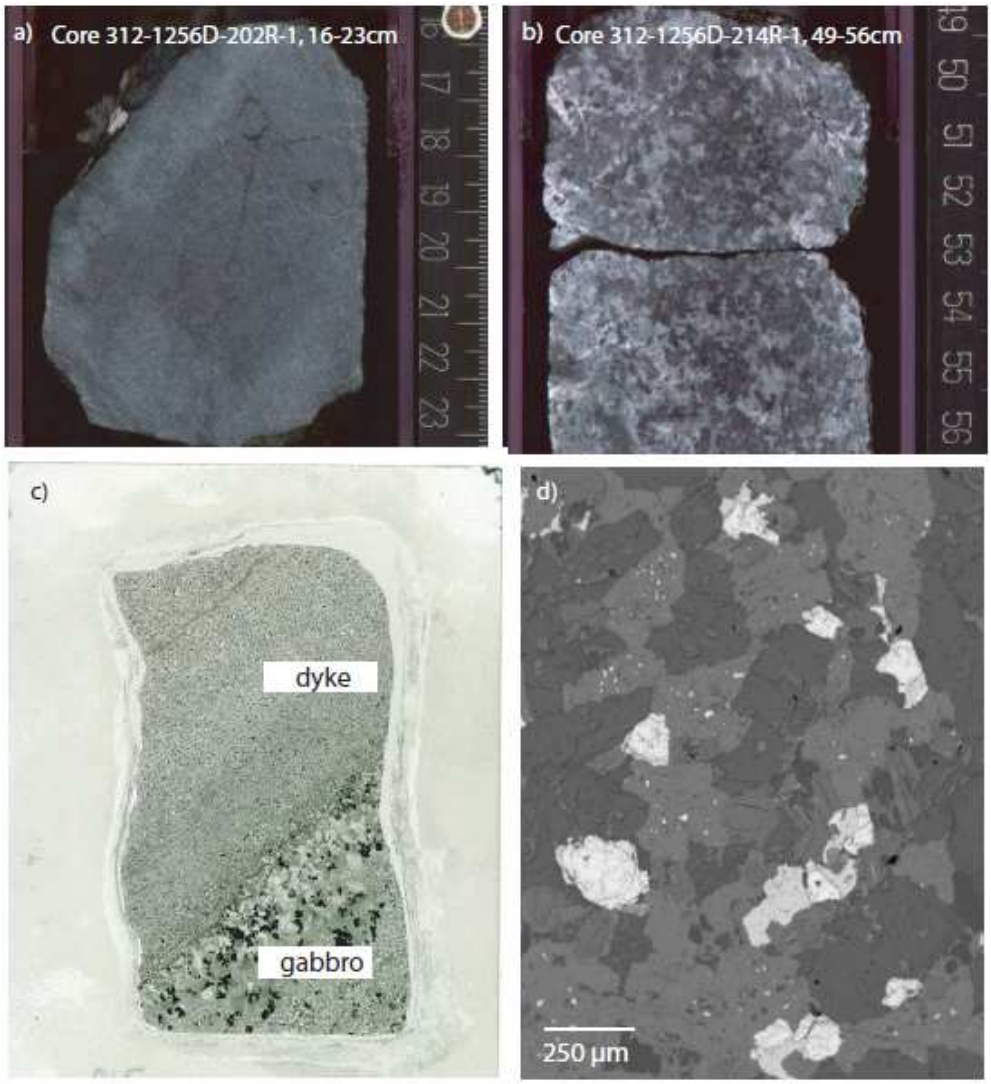

Figure 2-9 : Roches de la croûte océanique inférieure prélevées au puits 1256D.
a) Photographie d'une dolérite du complexe filonien (Core 312-1256D-202R-1, 16-23), située à 1370 mbsf, montrant des traces d'altération intense. b) Photographie d'un gabbro, issu du sommet du complexe plutonique (~ 1412 mbsf). c) Contact entre l'unité basaltique de la croûte océanique et les premiers gabbros du complexe plutonique au sein de l'échantillon 312-1256D-213R-1, 51-54. d) Photographie MEB de l'échantillon 312-1256D-227R-1, 137-139, situé plus profondément dans le complexe plutonique (1469 mbsf). Les plagioclases et pyroxènes primaires sont fortement altérés et les grands cristaux de magnétite (blanc) et d'ilménite (gris clair) sont les porteurs magnétiques.

Au-delà de 1350 mbsf, l'hornblende secondaire remplace l'actinolite, indiquant des températures de l'ordre de 400°C. Les 60 derniers mètres du complexe de dykes sont marqués par une texture particulière des basaltes, de type granoblastique, et aussi par un changement de minéralogie secondaire. Cette section du puits contient une très grande proportion de recristallisation. Les clinopyroxènes secondaires ne sont pas rares et sont associés à des orthopyroxènes, de l'hornblende actinolitique, des plagioclases et des

intercroissances de magnétite et d'ilménite. A 1407 mbsf, le forage pénètre dans la section plutonique. Les roches gabbroïques sont partiellement à très altérées et recristallisées en amphibole, plagioclase, épidote, chlorite, laumontite et smectite, suggérant des températures d'altération de 800°C à 1000°C (Koepke et al., 2008 ; Dziony et al., 2009 ; Alt et al., 2010) (Figure 2-9).

D-3 Le cas particulier des phases d'altération contenant du titane

Bien que plus marginale, la minéralogie d'altération de la croûte océanique au site 1256D est aussi marquée par la présence d'une phase minérale secondaire, appelée hydroschorlomite (Figure 2-10). Ce minéral est un hydrogrenat, riche en CaO (22.5 – 28.6 wt%), FeO (6.2 – 12.9 wt%) et surtout TiO_2 (22.0 – 28.6 wt%) (Laverne et al., 2006).

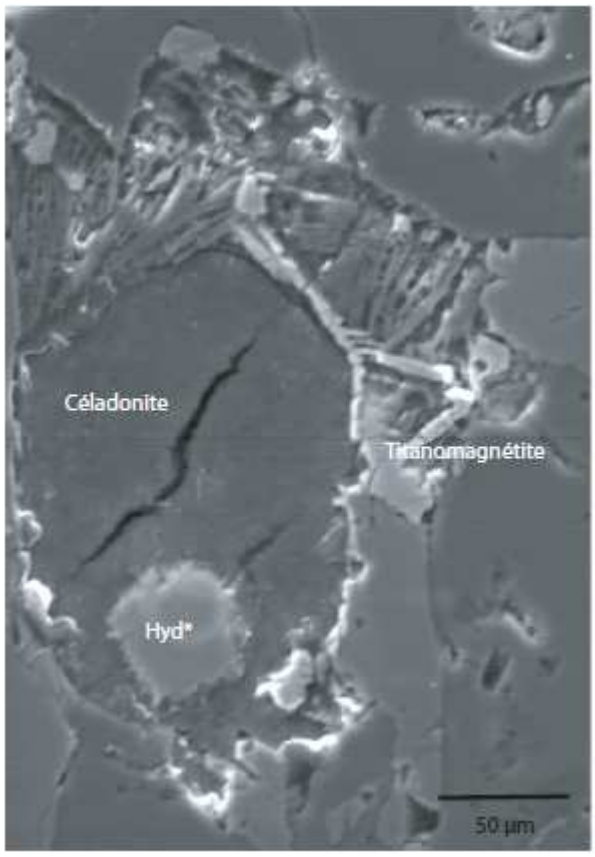

Figure 2-10 : Image réalisée au MEB en mode rétrodiffusé d'une hydroschorlomite dans une vésicule de céladonite.
L'hydroschorlomite (Hyd*) présente des bords très irréguliers et sa formation semble contemporaine à celle du phyllosilicate (Céladonite). Elle est entourée de titanomagnétites (Core 309-1256D-83R-1, 111-113 cm, 800.31 mbsf).

Cette phase se forme en même temps que les phyllosilicates (céladonite, saponite et chlorite/smectite), très souvent dans des vésicules de ces même phyllosilicates et très rarement dans des veines. Les observations aux microscopes (optique et électronique à balayage (MEB)) montrent ces hydroschorlomites très souvent associées à des titanomagnétites (Figure 2-10). La première apparition de ce minéral secondaire se trouve à 660 mbsf. L'hydroschorlomite est observable jusqu'à 1028 mbsf mais est en quantité moindre entre 980 et 1028 mbsf. L'hydroschorlomite est la seule phase secondaire à ne se former que dans cet intervalle de la croûte océanique. En dessous de cette profondeur, une autre phase minérale d'altération, riche en titane, apparaît : la titanite (Figure 2-11).

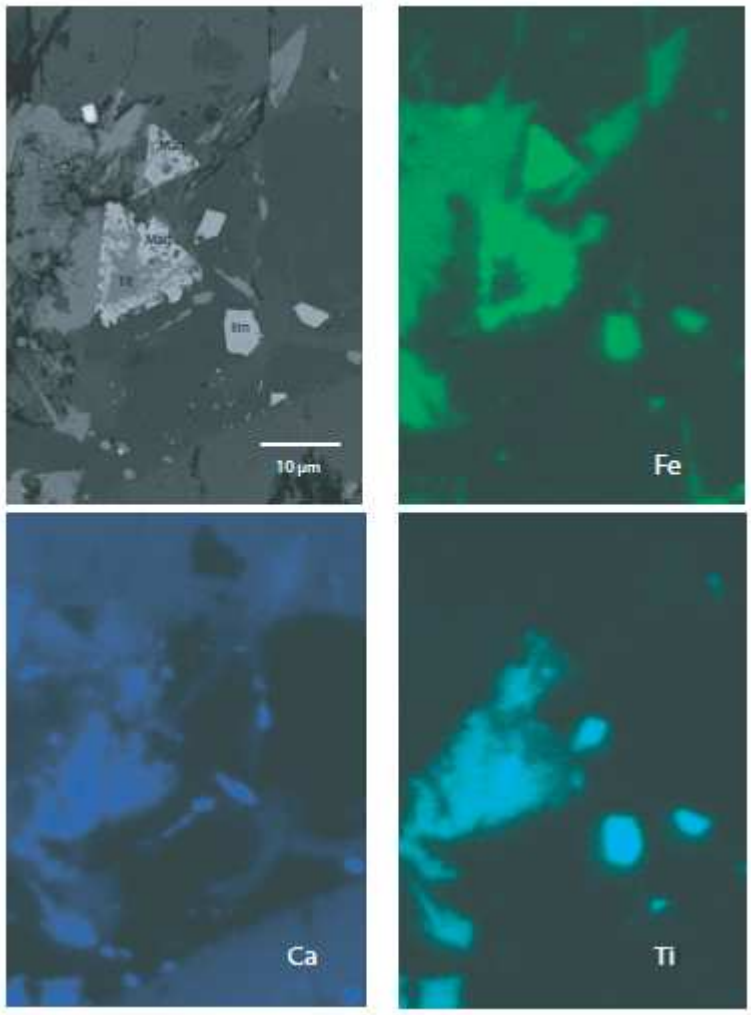

Figure 2-11 : Cartographie en éléments (Ca, Ti, Fe) de grains de magnétite réalisée au MEB (ENS, Paris).
La cartographie montre la présence de deux magnétites (Core 309-1256D-125R-1, 36-40cm), associées à des grains d'ilménite (Cartographie Ti). Au sein de la magnétite se forme un minéral riche en Fer, la titanite.

L'occurrence de l'hydroschorlomite dans un intervalle de profondeur associé à de l'altération basse température suscite de nombreuses questions, notamment : quelles sont les conditions de formation de cette phase et d'où provient le titane, nécessaire à sa formation ? La provenance du calcium s'explique facilement par l'altération des plagioclases primaires. L'apport de fer peut provenir de l'altération des olivines et/ou des titanomagnétites, mais la forte teneur en titane est plus surprenante, son origine étant plus difficile à établir. Le titane est, en effet, un élément réputé particulièrement peu mobile; de plus, on ne note pas de changement dans la teneur en TiO_2 à travers la totalité de la section du puits 1256D (Teagle et al., 2005)(Figure 2-12).

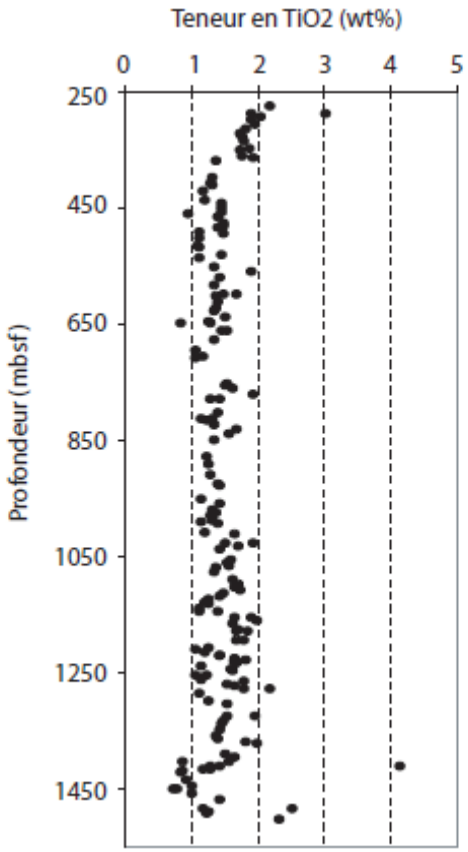

Figure 2-12 : Evolution de TiO2 présent dans les roches de la section océanique du puits 1256D.
La teneur en TiO2 (wt%) diminue dans les 200 premiers mètres de la section océanique puis reste constante, entre 1 et 2 wt%, au-delà de 450 mbsf. Ces teneurs sont estimées sur les roches à bord du navire lors des expéditions au site 1256D (Teagle et al., 2005).

E- Lien avec les propriétés magnétiques

E-1 Une hypothèse de travail

L'hypothèse que nous avons voulu tester est que le titane présent dans les phases secondaires d'altération provient des titanomagnétites. Cette hypothèse, avancée par Laverne et collaborateurs (2006), se justifie par le fait que la titanomagnétite est la seule phase primaire des basaltes contenant du titane en quantité mesurable et que les titanomagnétites ont vraisemblablement un degré d'altération (z) élevé en profondeur. Notons que, avant ce travail, une perte en titane n'avait jamais été mise en évidence sur des titanomagnétites altérées en domaine océanique. L'altération des titanomagnétites en contexte océanique est classiquement vu comme une perte de fer, soit une perte en ion Fe^{2+} sans départ de Fe^{3+}, ni de titane (Ti^{4+}). Néanmoins, les études sur la structure et la composition des titanomagnétites ne sont pas très nombreuses (notons tout de même les travaux de l'équipe de magnétisme du Michigan : Xu et al., 1997 ; Zhou et al., 1999, 2000). De plus, la grande majorité des échantillons étudiés est collectée à plus faible profondeur que ceux du puits 1256D et n'ont donc pas subi les mêmes températures d'altération. Si le titane des hydroschorlomites provient bien des titanomagnétites, nous avons supposé qu'il devait être possible de détecter un changement dans la structure et/ou la composition de la titanomagnétite dans l'intervalle d'existence des phases titanifères secondaires. Nous avons donc décidé de mener l'étude de l'évolution des propriétés magnétiques et de la composition des titanomagnétites à travers cette section de croûte océanique.

E-2 Minéralogie magnétique et altération des minéraux magnétiques

Un ensemble d'une centaine d'échantillons a été sélectionné. Nous avons identifié la nature et la composition des porteurs magnétiques de manière directe à l'aide d'observations microscopiques (optiques, électronique à balayage avec le MEB Hitachi S2500 de l'ENS et **électronique à transmission** avec les deux **MET** JEOL JSM-6320F et JEOL JEM 3010 du CiNam de l'université Aix-Marseille Luminy) et d'analyses chimiques (microsonde Cameca

SX50 de Camparis Paris 6, détecteur EDS-X MEB Hitachi S2500 de l'ENS Paris et du MET JEOL JSM-6320F du CiNam). Puis, nous avons produit un jeu de paramètres magnétiques (température de Curie au KLY-3 de l'ENS Paris, paramètre d'hystérésis et mesures basse température MPMS à l'IPGP Saint Maur). Ces différentes mesures magnétiques sont présentées dans l'annexe 4.

Nous résumons ci-après les principaux résultats de notre étude et les conclusions que nous en avons déduites (plus de détails sur certains points sont disponibles dans l'article en anglais qui suit).

1- Observations MEB

Le principal minéral magnétique des basaltes est la titanomagnétite, observée jusqu'à 1028 mbsf dont la forme est principalement cruciforme et dendritique. Dans la plupart des échantillons, les grains de titanomagnétite présentent des « cracks », typiques de l'altération basse température ou « maghémitisation » (Petersen et Vali, 1987) (Figure 2-13, a). On est donc en présence de titanomagnétites maghémitisées (aussi appelées titanomaghémites), nous garderons le terme titanomagnétites pour les désigner.

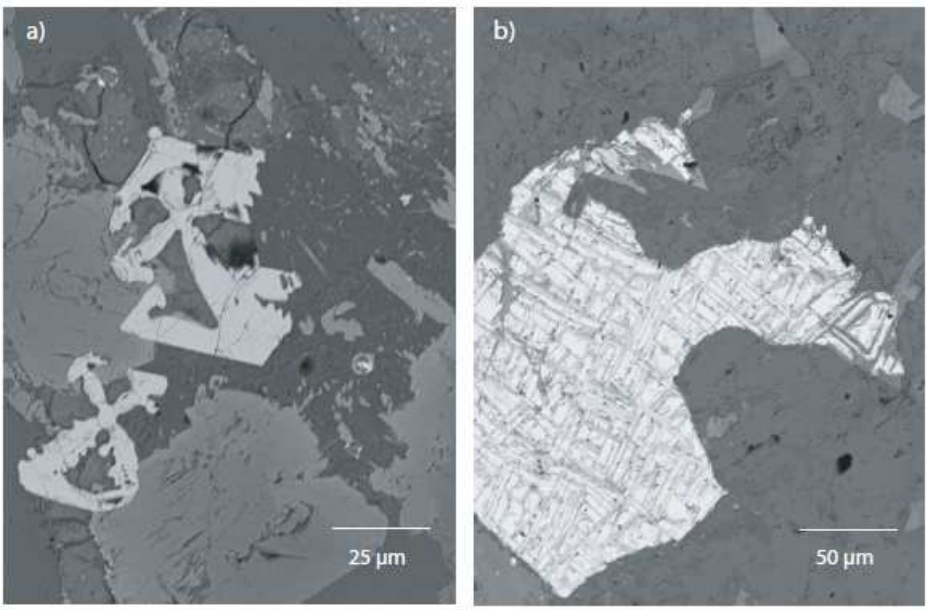

Figure 2-13: Photographies MEB des minéraux magnétiques observés dans les roches de la section du puits de forage 1256D.
a) Dans les basaltes supérieurs, les titanomagnétites présentent des fissures ou `cracks', typique d'une altération basse température. b) Dans les roches de la croûte profondes, la titanomagnétite est remplacée par la magnétite. Cette phase montre des lamelles d'exsolution d'ilménite.

Au-delà de 1028 mbsf, la titanomagnétite disparait pour faire place à la magnétite. Les grains magnétiques sont plus massifs et se distinguent par la texture en « treillis », que forment les lamelles d'exsolution d'ilménite (Figure 2-13, b). La transition titanomagnétite/magnétite est très franche; elle se situe dans la zone de transition et marque clairement le passage de l'altération basse température à l'altération haute température. Notons que des expériences en autoclave (O'Reilly, 1984) montrent l'exsolution spontanée de la titanomagnétite en magnétite à partir de 300°C. Cette valeur a probablement été atteinte à 1028 mbsf.

2- Analyses thermomagnétiques

L'analyse des températures de Curie confirme la présence de deux porteurs magnétiques principaux : la titanomagnétite, caractérisée par une température de Curie de 280°C et jusqu'à 450°C suivant le degré d'altération (z) et la magnétite, caractérisée par une température de Curie de l'ordre de 580-590°C (Figure 2-14) (Voir aussi l'article qui suit le chapitre.

Au second ordre, on note :

- Les fortes températures de Curie obtenues pour les titanomagnétites des basaltes du Lava Pond témoignant d'une altération importante des minéraux magnétiques dans cette couche supérieure, à la mise en place tardive. Ce résultat contraste avec les observations faites sur les phases d'altération non magnétiques qui, en effet, ne montrent pas une altération particulièrement intense dans cet intervalle.

- Une augmentation progressive (de 250 à 450°C) entre 350 et 678 mbsf qui caractérise la maghémitisation progressive des titanomagnétites primaires avec la profondeur.

- Un palier de température de Curie, atteint entre 678 et 980 mbsf, à une valeur 450°C mettant en évidence un palier d'altération magnétique.

- Des valeurs de Température de Curie de 500°C atteintes entre 980 et 1028 mbsf, représentant un maximum d'altération pour la phase titanomagnétite avant l'apparition des magnétites après 1028 mbsf.

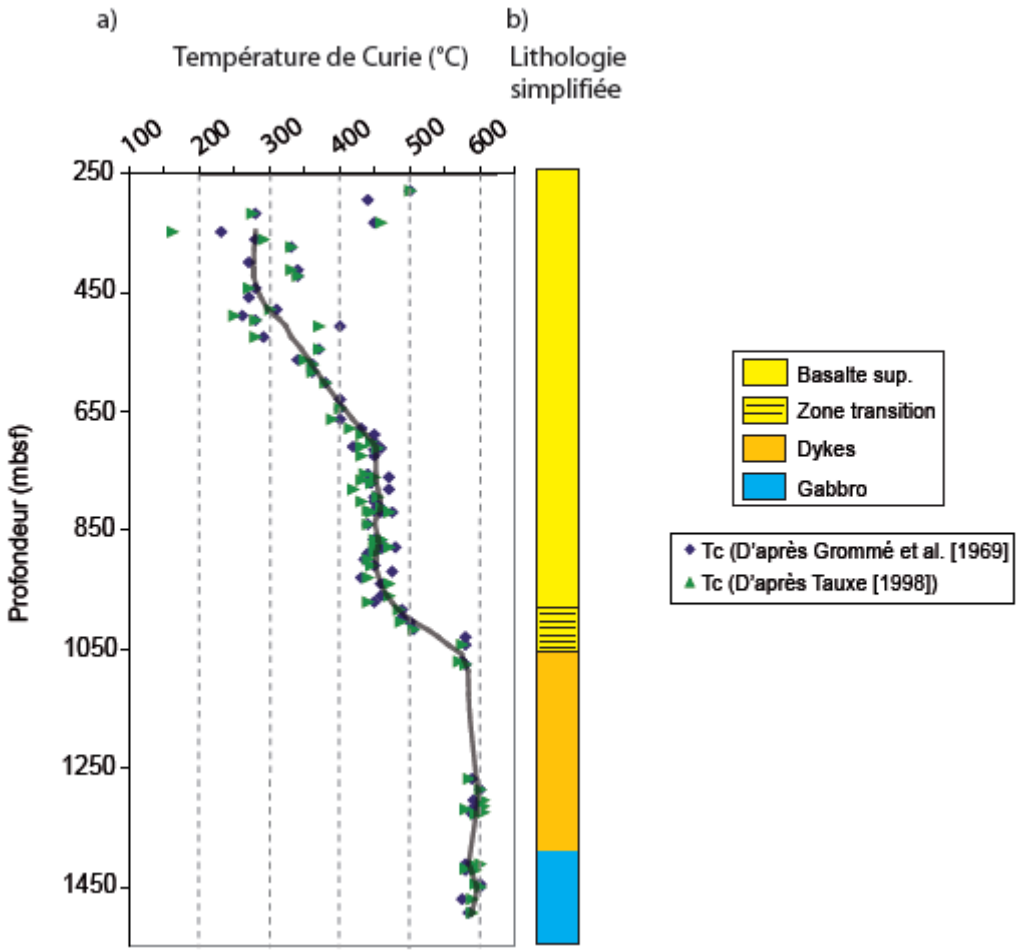

Figure 2-14 : Evolution de la température de Curie à travers la croûte océanique.
La température de Curie est estimée suivant les méthodes de Grommé et de Tauxe. La différence de valeurs entre ces deux méthodes est minimale. La moyenne de la température de Curie est indiquée par le trait noir. La température de Curie augmente avec la profondeur et est maximale pour les roches du complexe filonien et les gabbros.

3- Analyse compositionnelle EDS-X

Les analyses des compositions chimiques moyennes des titanomagnétites (obtenues à partir d'une cinquantaine d'analyses par lame mince) permettent d'étudier l'évolution du rapport des teneurs en titane et fer (Ti/Fe) et des éventuels éléments mineurs.

Les analyses montrent que, sous les basaltes du Lava Pond qui ont des fortes valeurs de Ti/Fe, le rapport Ti/Fe a tendance à augmenter avec la profondeur jusqu'à 646 mbsf. Cela est en accord avec une altération se traduisant par une perte progressive du Fe^{2+} diffusé hors de la maille cristalline des titanomagnétites (Furuta, 1993 ; Zhou et al., 2000 ; Wang et al., 2004). A partir de 715 mbsf (voir Figure 2-15) le rapport moyen de Ti/Fe décroît pour atteindre sa valeur minimale (Ti/Fe_{at}[**]= 0.216) à 754 mbsf. La teneur en ulvöspinelle (x) est inférieure à 0.6 pour 3 échantillons dans l'intervalle 715-817 mbsf. Cette décroissance du Ti/Fe ne correspond pas au schéma classique d'altération progressive par départ du Fe^{2+}. Elle intervient alors que les températures de Curie sont élevées et témoignent d'une intense altération. C'est à partir de 655 mbsf que la présence d'hydroschorlomites est observée. Notons cependant que les valeurs du rapport Ti/Fe restent dispersées et qu'on observe des teneurs en ulvöspinelle proches de 0.7 jusqu'à 980-1000 mbsf.

Les précédentes études (Akimoto et al., 1984 ; Zhou et al., 2000), notamment celle de Furuta (1993), montrent que la maghémitisation des titanomagnétites se traduit exclusivement par une diffusion ou un départ d'ions Fe^{2+} vers l'extérieur de la maille de la titanomagnétite. Le titane, quant à lui, reste dans les parties altérées. Il est donc intriguant de constater une baisse du rapport Ti/Fe dans certains de nos échantillons les plus altérés (Figure 2-15, a). L'observation de phases secondaires titanifères dans le même intervalle de profondeur aurait tendance à indiquer qu'une fraction du titane a bien circulé hors de la matrice de la titanomagnétite pour recristalliser dans la phase hydroschorlomite.

Les précédentes études (Akimoto et al., 1984 ; Zhou et al., 2000), notamment celle de Furuta (1993), montrent que la maghémitisation des titanomagnétites se traduit exclusivement par une diffusion ou un départ d'ions Fe^{2+} vers l'extérieur de la maille de la titanomagnétite. Le titane, quant à lui, reste dans les parties altérées. Il est donc intriguant de constater une baisse du rapport Ti/Fe dans certains de nos échantillons les plus altérés (Figure 2-15, a). L'observation de phases secondaires titanifères dans le même intervalle de

[**] at pour rapports atomiques

profondeur aurait tendance à indiquer qu'une fraction du titane a bien circulé hors de la matrice de la titanomagnétite pour recristalliser dans la phase hydroschorlomite.

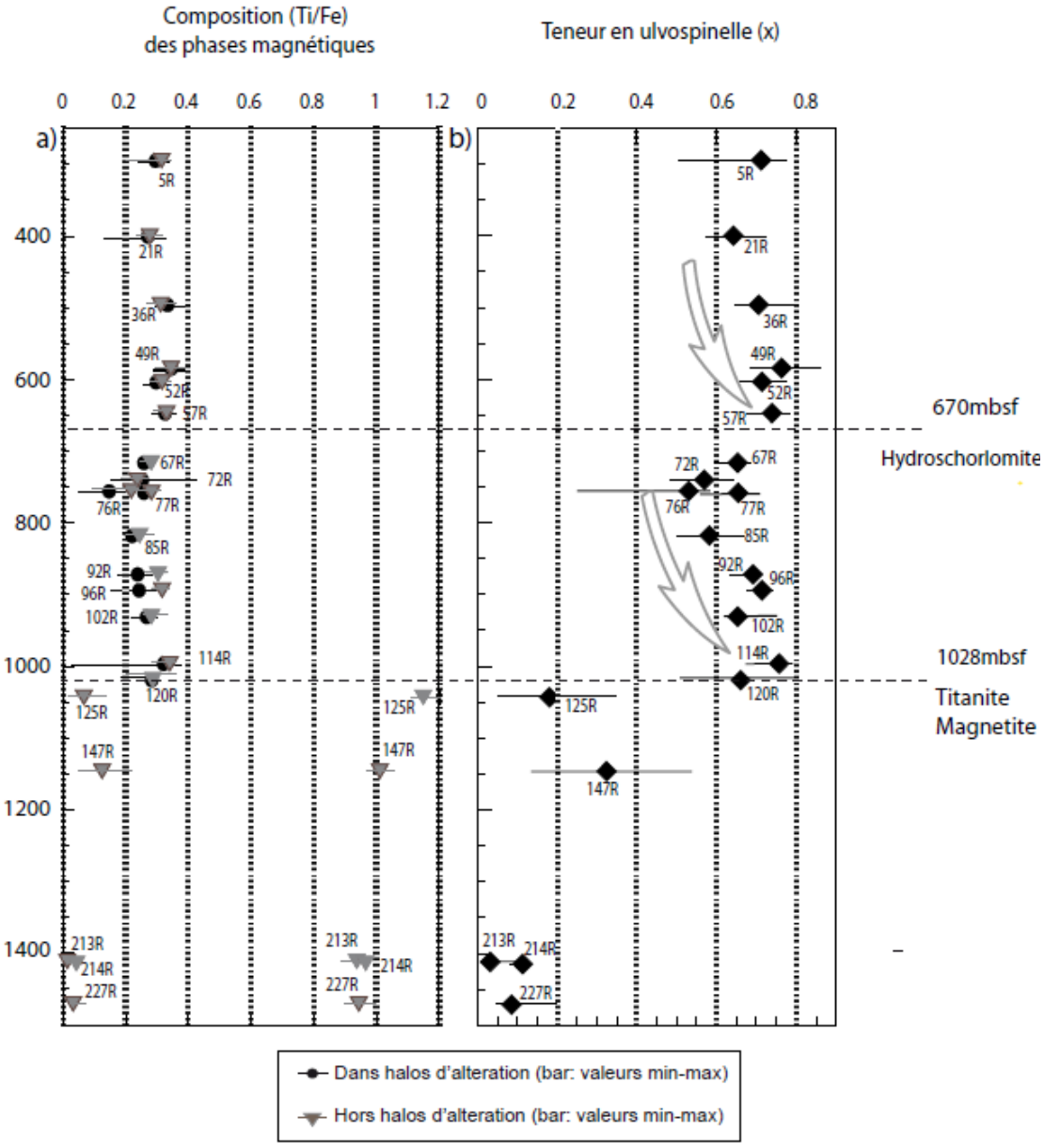

Figure 2-15 : Evolution de la composition chimique des phases magnétiques à travers la section océanique du puits 1256D.
a) Le rapport Ti/Fe (rapport atomique) des minéraux magnétiques est déterminé à partir d'analyses semi quantitatives au MEB et en distinguant celles observées dans un halo d'altération des autres. b) La teneur en ulvöspinelle (x) des titanomagnétites diminue brutalement à 660-670 mbsf. Au-delà de 1028 mbsf, la composition est bimodale du fait de l'apparition de magnétite et ilménite.

Une étude au MET de titanomagnétites altérées (Zhou et al., 2001) donne un début de d'explication à nos observations en montrant que non seulement la composition des titanomagnétites évolue lors de la maghémitisation mais aussi la structure cristalline. Un épisode de réorganisation de la structure cristalline par la redistribution des cations et des lacunes est mis en évidence pour des degrés d'altération supérieurs à $z > 0.5$. La maille ne reste pas cubique centrée, mais devient 'super-lattice primitive' ou 'superstructure' (Zhou et al., 1999 ; Xu et al., 1997).

A la lumière de ces études, la zone située entre 715 et 1018 mbsf, pourrait donc être un intervalle dans lequel les titanomagnétites subissent un réarrangement de la structure cristalline, à la suite de la création de nombreuses lacunes. La chute du rapport Ti/Fe des titanomagnétites, pour certains échantillons dans cette zone de transition magnétique, trouve une explication par la possible perte d'ions titane (Ti^{4+}) durant le réarrangement structural.

4- Préparation des échantillons et observations au MET

L'hypothèse d'un départ du titane de la matrice des titanomagnétites nous a conduit à mener des analyses au MET en suivant deux axes de recherche. D'une part, nous avons voulu tester s'il existait un gradient de concentration en titane entre le cœur d'une titanomagnétite et la bordure attestant de diffusion solide. Cette recherche a été inspirée par les travaux de Furuta (1993) sur la diffusion du fer dans les titanomagnétites altérées. D'autre part, nous avons tenté d'utiliser la diffraction **DEAS*** pour établir la structure cristalline des titanomagnétites sur 2 échantillons de basaltes, dont l'un contient des hydroschorlomites.

5- Micro-analyses et gradient de concentration

Pour les analyses du gradient de concentration en titane et en fer, un échantillon de basalte (Core 309-1256D-77R-1, 103-106 cm) situé dans la zone de forte altération, à 760 msbf, est sélectionné. Dans cet échantillon, deux lames FIB sont réalisées dans une large zone contenant des hydroschorlomites, entourées de titanomagnétites (Figure 2-16).

* voir Glossaire

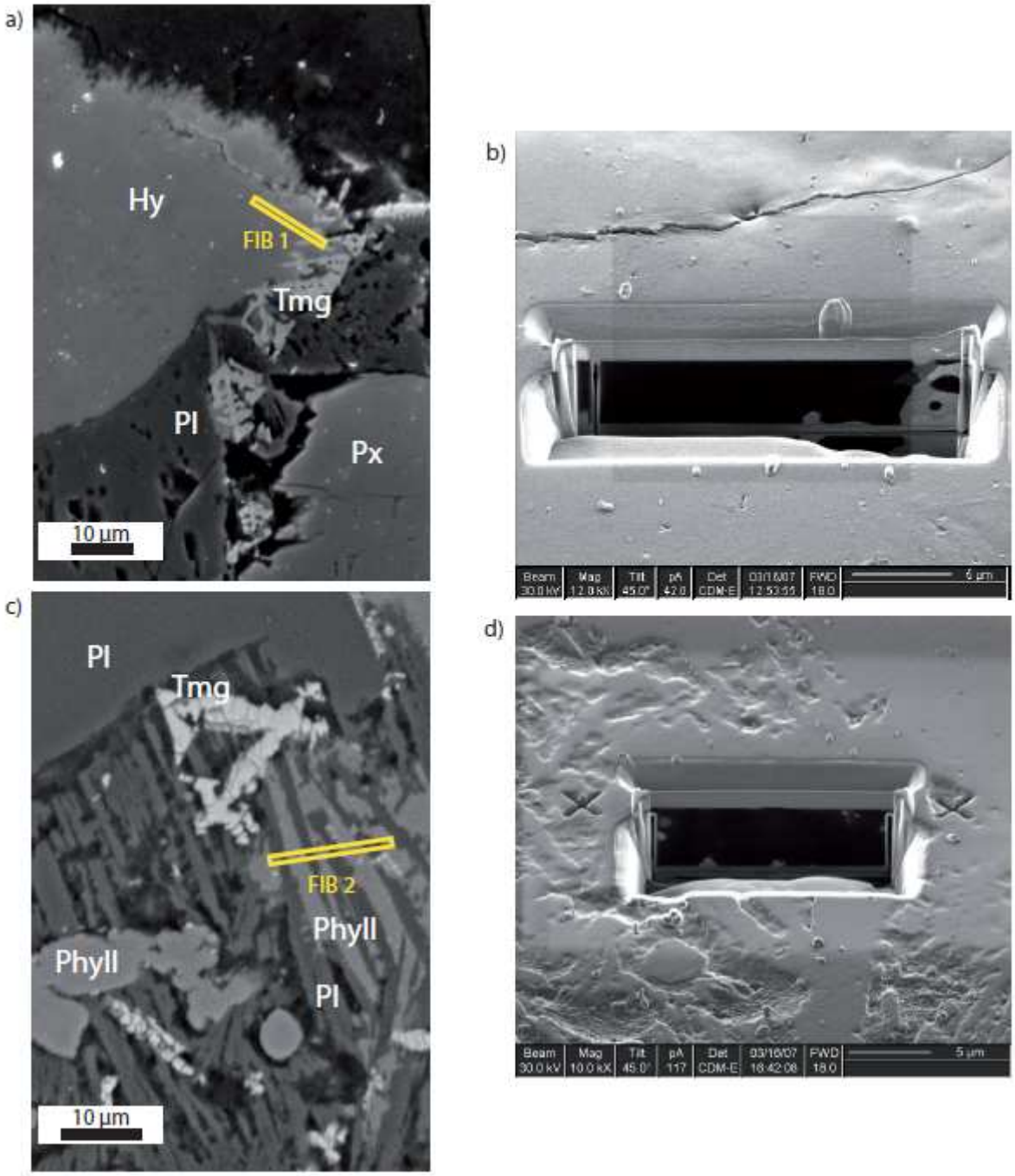

Figure 2-16 : Présentation des lames minces FIB réalisées dans des échantillons de basaltes, issus de la section océanique du puits de forage 1256D.
a) et c) Images MEB, en mode rétro-diffusé, des basaltes étudiés au MET. La lame mince FIB 1 est réalisée dans une zone de contact entre une hydroschorlomite (Hy) et des titanomagnétites (Tmg). b) et d) représentent les lames minces FIB, respestivement FIB 1 et FIB 2. Les phyllosilicates sont indiqués par Phyll et les plagioclases par Pl.

Ces deux lames FIB, ultra fines (< 0.1 μm), ont été préparées en utilisant la technique d'abrasion par faisceau d'ions galium (Giannuzzi and Stevie, 1999), au CP2M (Université Aix-Marseille III), en utilisant un FEI Model 200 FIB system. L'abrasion au galium a permis d'amincir les lames autour de 80 nm en haut de section et 150-200 nm en bas de section (ceci est dû à l'angle du faisceau). Les sections mesurent, au final, une quinzaine de micromètres de long et environ 6 ou 7 ◎m de haut. Elles ont été détachées de la lame mince et déposées sur un support troué en carbone (voir Figure 2-17) pour être observées au MET. L'interface entre les titanomagnétites et l'hydroschorlomite est tout particulièrement observée. Elle apparaît nette, on observe assez bien la structure poreuse de l'hydroschorlomite. La réalisation de micro-analyses quantitatives a été rendue possible en utilisant la normalisation des facteurs d'absorption k (Baronnet et Devouard, 2005) d'une première analyse sur des minéraux d'argiles et d'olivine (méthode de Cliff et Lorimer, 1975). La taille du point d'analyses est de l'ordre de 10 à 40 nm.

La section FIB 1 recoupe une titanomagnétite (bien visible sur la droite de l'image, Figure 2-16, b) mesurant quelques microns, en contact direct avec une hydroschorlomite. Une seconde section FIB (FIB 2) a été découpée sur une zone ou un treillis de plagioclases et d'hydroschorlomite coexistait avec quelques petits oxydes (Figure 2-16, d). Les titanomagnétites dans cette section (Figure 2-16, c et d) sont présentes sous forme de petits cristaux de l'ordre de 300 nm à 1 μm, beaucoup plus petites que celle observée dans la section FIB 1.

Pour la section FIB 1, la composition chimique est mesurée le long de quatre profils traversant la phase magnétique et l'hydroschorlomite, afin de nous renseigner sur l'évolution des concentrations en titane et en fer dans un grain de titanomagnétite, en fonction de la distance à la phase hydroschorlomite (Figure 2-17, b). Nous avons donc cherché à tester si un profil de diffusion solide dans le cristal était décelable.

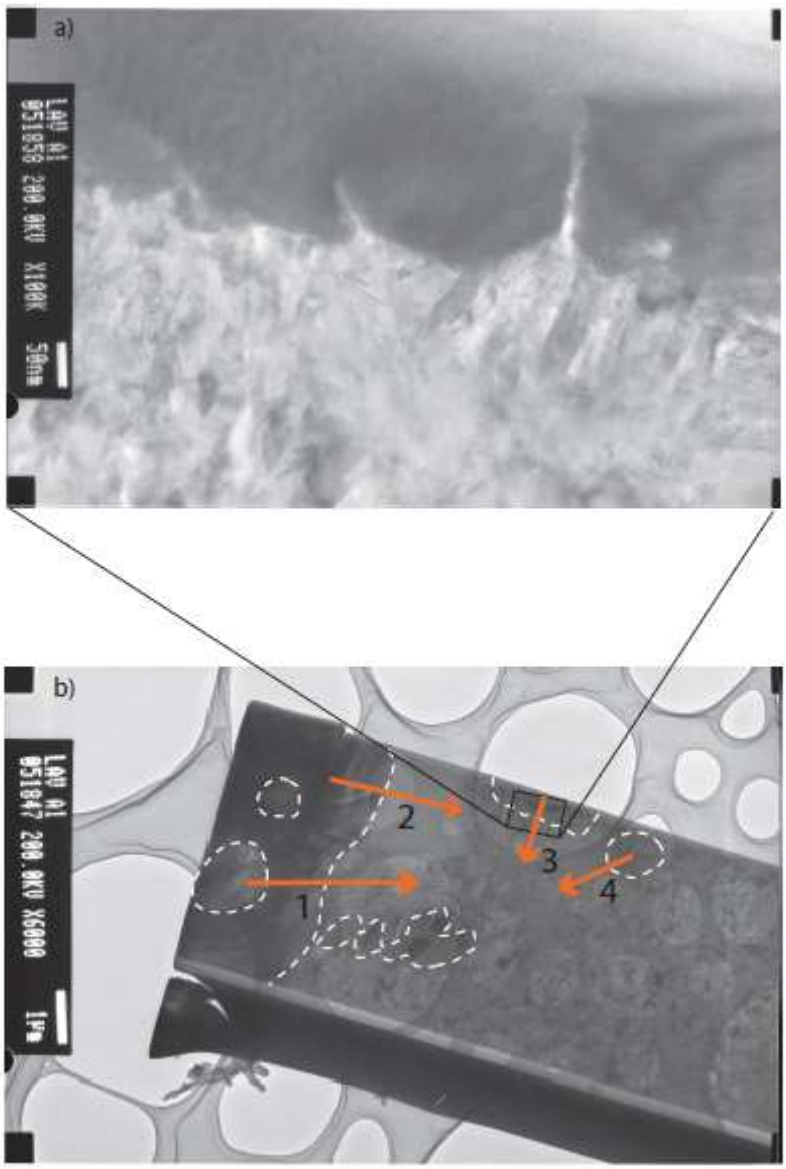

Figure 2-17 : Images au MET de lame mince FIB 1, prélevée sur l'échantillon 309-1256D-77R-1, 103-106 cm.
La lame mince est déposée sur une grille (b) et l'observation des différentes phases minérales est possible. Plusieurs profils, indiqués par des flèches numérotées de 1 à 4, sont sélectionnés, de façon à travers l'interface entre l'hydroschorlomite et la titanomagnétite. Des analyses chimiques sont ensuite réalisées le long de ces profils. Le changement de phase minérale est clairement observable sur a).

Les résultats (Figure 2-18) montrent que les teneurs en titane et fer passent assez brutalement d'une proportion typique d'une titanomagnétite (importante teneur en fer et une teneur en titane légèrement plus faible) à une proportion caractéristique d'une hydroschorlomite (grande quantité de titane par rapport au fer) (Figure 2-18, a,b et e, f).

A plus fine échelle on note une légère tendance à une évolution décroissante du rapport Ti/Fe en fonction de la distance à la bordure des cristaux. Ceci est visible pour la partie gauche du profil 1, pour le profil 2 et moins nettement pour le profil 3 (Figure 2-18, c, d et g). A l'inverse, le profil 4 (Figure 2-18, h) ne montre pas de tendance particulière, alors que la bordure droite du profil 1 montre une évolution inverse. Ces résultats sont donc à confirmer, mais montrent qu'il est possible que les cristaux de titanomagnétites ne soient pas homogènes en composition à proximité des hydroschorlomites.
Notons que l'on attend une évolution positive du rapport Ti/Fe dans le cas d'une oxydation en surface des minéraux de titanomagnétite. Le profil 2 montre aussi une zone mal cristallisée de composition variable (Figure 2-18, b). Ces résultats préliminaires doivent être doublés par d'autres analyses pour une meilleure compréhension des effets de l'altération et de la mobilité des éléments dans les titanomagnétites.

Les valeurs ponctuelles des rapports Ti/Fe des titanomagnétites mesurées au **MET** sur la section 77R-1 (FIB 1 et 2) peuvent aussi être comparé aux valeurs des analyses semi-quantitatives effectuées au **MEB**. Pour la section FIB 1, les analyses MET indiquent un rapport Ti/Fe = 0.23 +/- 0.03 compatible avec la valeur de 0.25 +/- 0.03 des analyses chimiques MEB des titanomagnétites. La section FIB 2, qui contient les plus petits grains de titanomagnétites (< 1μm), montre pour trois analyses chimiques de titanomagnétite des rapports atomiques Ti/Fe élevés (0.26 , 0.31, et 0.36). Bien qu'observés sur une seule des lames FIB, les forts rapports Ti/Fe de ces grains fins magnétiques pourraient indiquer que le rapport Ti/Fe pourrait évoluer en fonction de la taille des grains magnétiques. Un comportement similaire du rapport Ti/Fe dépendant de la taille de grain des titanomagnétites est mis en évidence par des observations au MET de jeunes basaltes océaniques par Zhou et collaborateurs (1997).

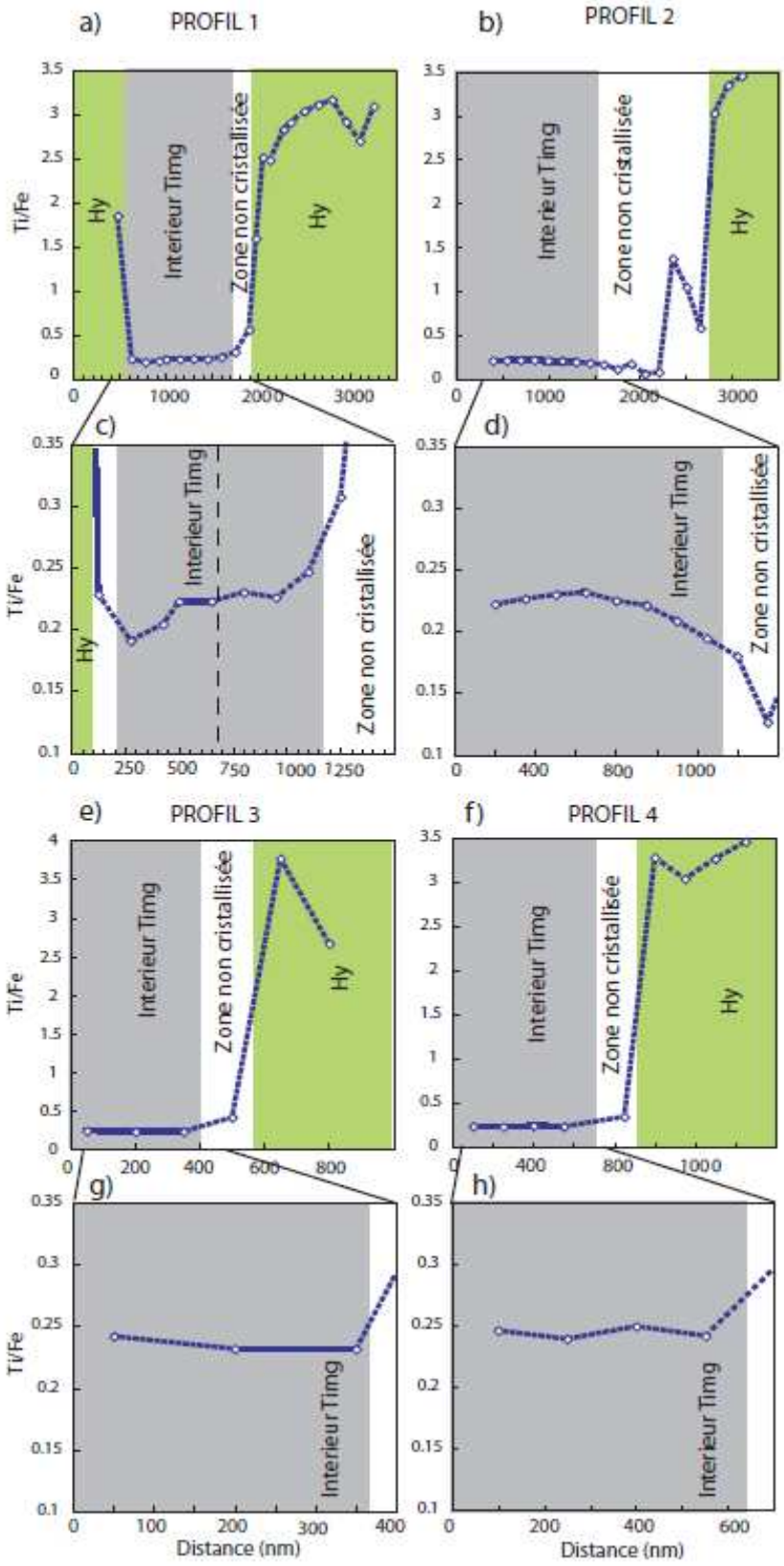

Figure 2-18 : Evolution des rapports Ti/Fe le long des quatre profils sélectionnés.
L'ensemble des profils (a, b, e et f) montrent une zone mal cristallisée, à l'interface entre l'hydroschorlomite et la titanomagnétite, de composition particulière inhomogène sur le profil 2. Une légère décroissance du rapport Ti/Fe des titanomagnétites est observée à l'interface de deux phases (c, d et g).

6- Etude de la structure des titanomagnétites

Trois échantillons ont été sélectionnés, il s'agit de l'échantillon 20R-1, 88-91 cm se trouvant à une profondeur de 390 mbsf et possédant un degré d'altération de z=0.41, de l'échantillon 46R-3, 0-4 cm se trouvant à une profondeur de 562 mbsf avec un degré d'altération de z=0.43 et de l'échantillon 84R-1, 77-79 cm, à une profondeur de 805 mbsf et possédant un degré d'altération de z=0.8. Cet échantillon est le seul se trouvant dans la zone de très forte altération et de présence des hydroschorlomites. Nous présenterons des résultats sur les deux échantillons 20R-1 et 84R-1.

L'objectif est d'étudier l'organisation de la matrice cristalline des titanomagnétites de ces échantillons et de mettre en évidence la présence ou l'absence d'un épisode de réorganisation de la structure cristalline par la redistribution des cations comme celle observée par Xu et col., (1997) et Zhou et col. (1999) dans de titanomagnétites fortement altérées.

Nous avons fait 3 lames minces montées sur une colle amovible de type « Lakeside ». Une série d'amincissements ionique pour les observations au MET a ensuite été effectué. La figure 2-19 montre le résultat de l'amincissement en microscopie optique pour l'échantillon 20R-1 (390 mbsf). Une titanomagnétite dendritique sur laquelle des photos et des analyses de diffraction au MET ont pu être meneés est indiquée. Les observations ont été effectuées avec un MET (Jeol JEM 3010) à 300 keV spécialement adapté pour la diffraction.
Ce microscope ne permet pas de faire d'analyses très précises et les structures cristallines sont parfois difficiles à distinguer. Des repérages rigoureux ont dû être effectués à l'avance et parfois re-confirmés par la suite. Ces analyses sont particulièrement délicates ; les oxydes ne laissent, en effet, souvent pas suffisamment passer d'électrons et doivent être amincis jusqu'à des valeurs de l'ordre de 50 nm d'épaisseur pour pouvoir produire un bon diagramme de diffraction. Une dernière contrainte repose sur la nécessité d'avoir des cristaux bien orientés suivant l'axe (100) ou l'axe (111), comme lors des expériences de diffraction **DEAS** des titanomagnétites réalisées par Zhou et col. (1999).

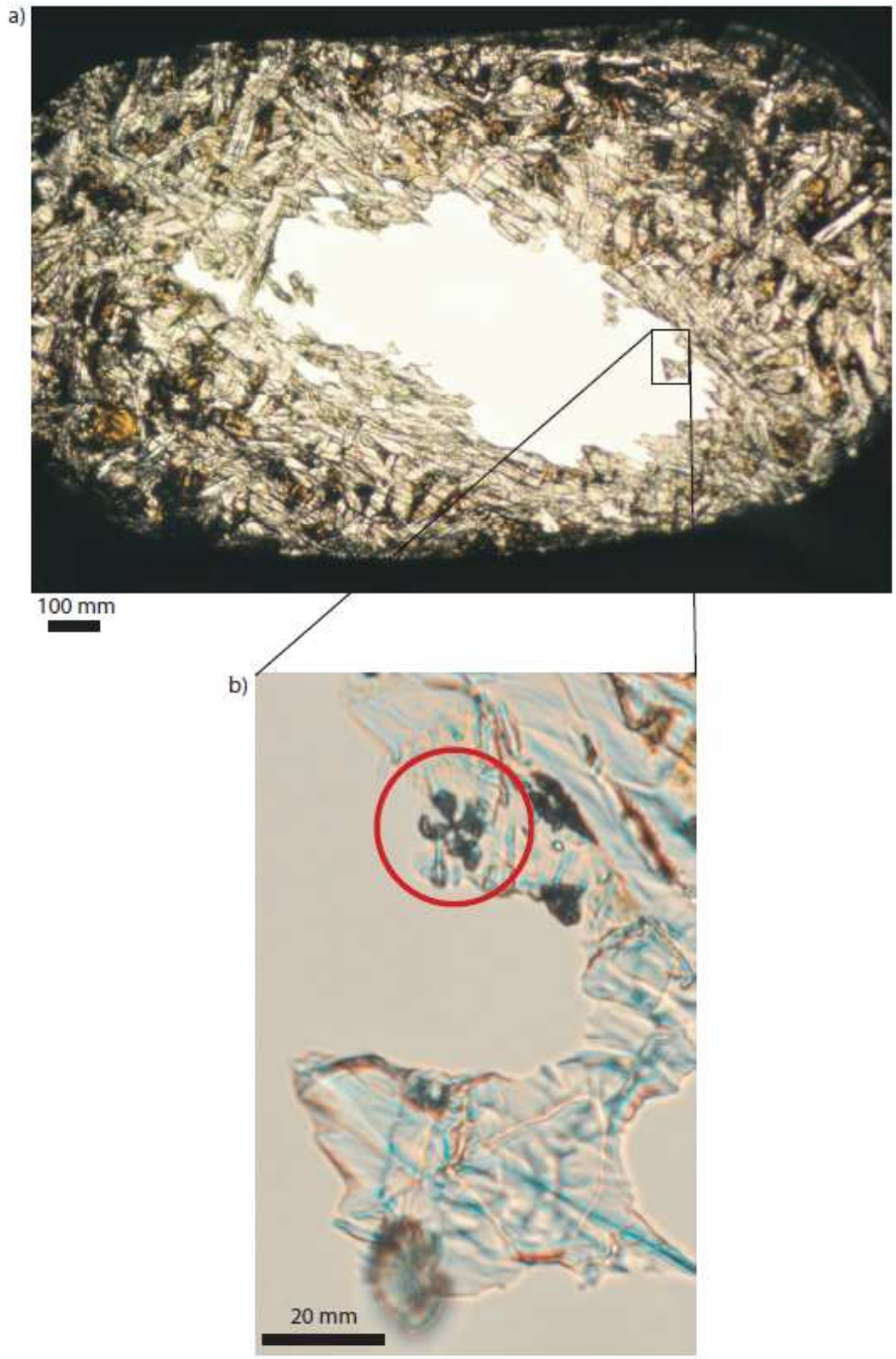

Figure 2-19 : Images microscopiques de l'échantillon 206-1256D-20R-1, 88-91 cm.
a) Photographie de la lame de l'échantillon et la titanomagnétite sélectionnée.
b) Image de la lame amincie, montrant la titanomagnétite dendritique, sur laquelle les clichés et les diagrammes de diffraction obtenus.

La Figure 2-20 montre des observations MET faites sur l'échantillon 20R-1 et la Figure 2-21, celles sur l'échantillon 84R-1. La titanomagnétite dendritique, de l'échantillon basaltique 20R-1, peu altéré (z=0.41), apparaît, sur ces clichés, entourée d'une phase automorphe (voir Figure 2-21, b). Cette phase n'est pas observée sur la titanomagnétite de l'échantillon 80R-1, plus intensément altéré (z=0.80).

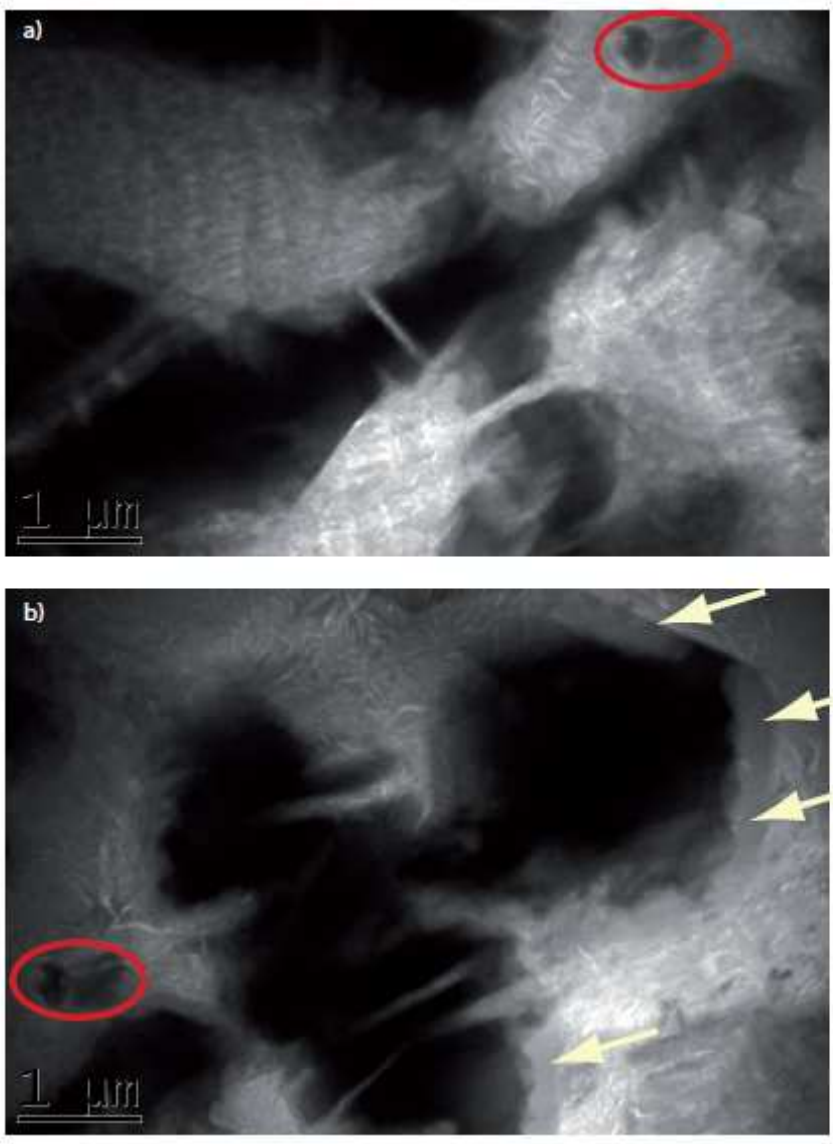

Figure 2-20 : Photographies MET de la titanomagnétite denditrique de l'échantillon de basalte 206-1256D-20R-1, 88-91 cm.
Les contours de la titanomagnétite sont marqués par la présence d'une phase automorphe d'altération (b), de quelques centaines de nanomètres (flèches). La phase minérale, entourant la titanomagnétite est de la céladonite (a). Le cercle rouge constitue un point de repère d'une image à l'autre.

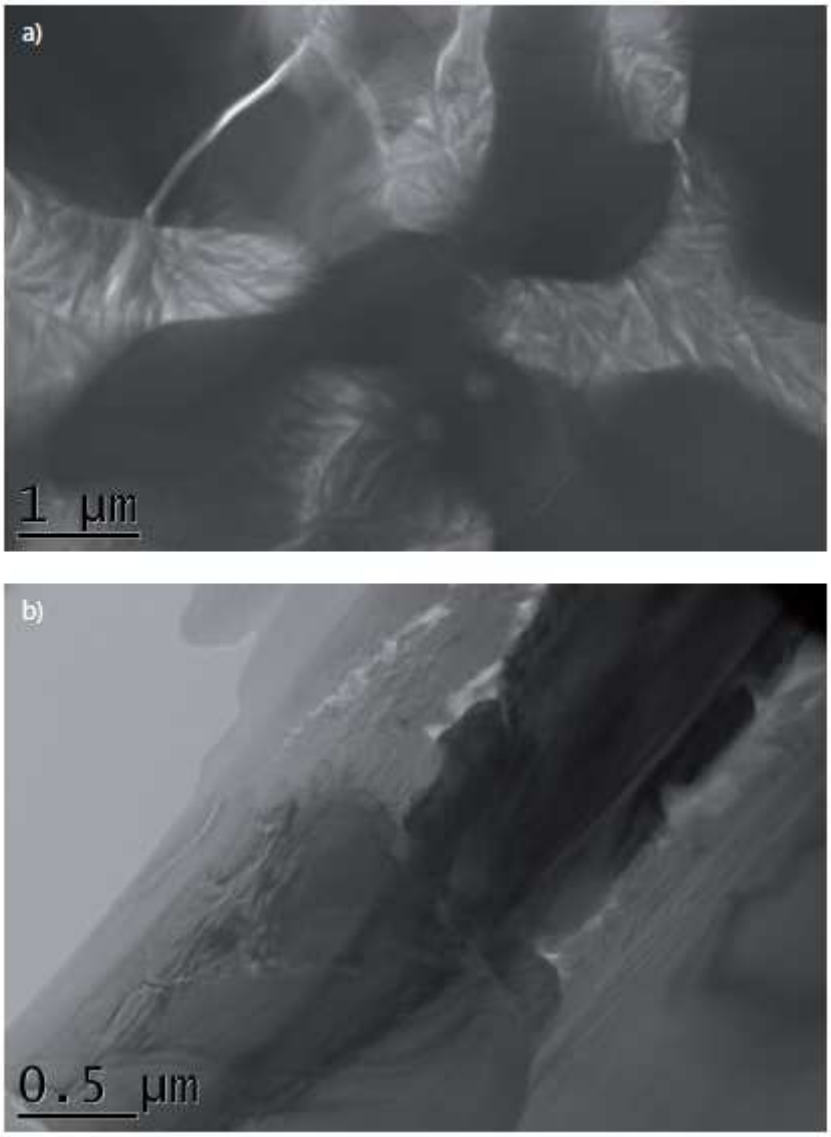

Figure 2-21 : Photographie MET de la titanomagnétite de l'échantillon 309-1256D-84R-1, 77-79 cm.
Aucune phase automorphe d'altération n'est visible autour de ce cristal de titanomagnétite. La structure de cette titanomagnétite est différente de celle de l'échantillon 20R-1.

Sur ces premiers clichés, réalisés au MET, une différence de structure est observée entre les deux titanomagnétites issues de basaltes de degré d'altération très différent. Notons que le problème technique lié à la relative opacité des oxydes au faisceau d'électron s'observe même sur ces clichés. En effet, les titanomagnétites apparaissent légèrement floues, du fait de la dispersion d'une fraction du faisceau d'électrons à l'intérieur des cristaux.

Malgré la difficulté de ces analyses, nous avons pu produire quelques diagrammes de diffraction sur les échantillons 20R-1 et 84R-1, nous permettant d'observer la structure cristalline de manière beaucoup plus précise.

Les résultats, très encourageants, même si encore une fois préliminaires, sont présentés sur la figure 2-22. Les analyses de diffraction, réalisées de façon identiques aux analyses de l'étude de Zhou et col. (1999), peuvent être directement comparées.
La titanomagnétite de l'échantillon 20R-1 montre clairement une structure cubique face centrée (voir Figure 2-22, a) alors qu'une structure de type primitive est associée à la titanomagnétite de l'échantillon 84R-1 (Figure 2-22, b), provenant de la zone d'altération maximale des titanomagnétites où des phases secondaires porteuses de titane apparaissent.

Ces résultats apparaissent semblables aux résultats de l'étude de Zhou et col. (1999) (Figure 2-22, c et d). Lorsque le degré d'altération (z) des titanomagnétites augmente, les diagrammes de diffraction montrent des réflexions supplémentaires (Figure 2-22, b et d) au diagramme de diffraction, caractérisant une structure cubique face centrée (Figure 2-22, a et c). La structure cristalline de la titanomagnétite, fortement altérée de l'échantillon 80R-1, a évolué avec l'altération, vers une structure de type primitive.

Ces résultats concernant la structure des titanomagnétites suivant le degré d'altération sont cohérents avec les résultats de l'aimantation à saturation (Js), dont l'augmentation dans l'intervalle de forte altération des titanomagnétites suggère un réarrangement des lacunes et cations du cristal et une réorganisation de sa structure cristalline (voir article suivant le chapitre).

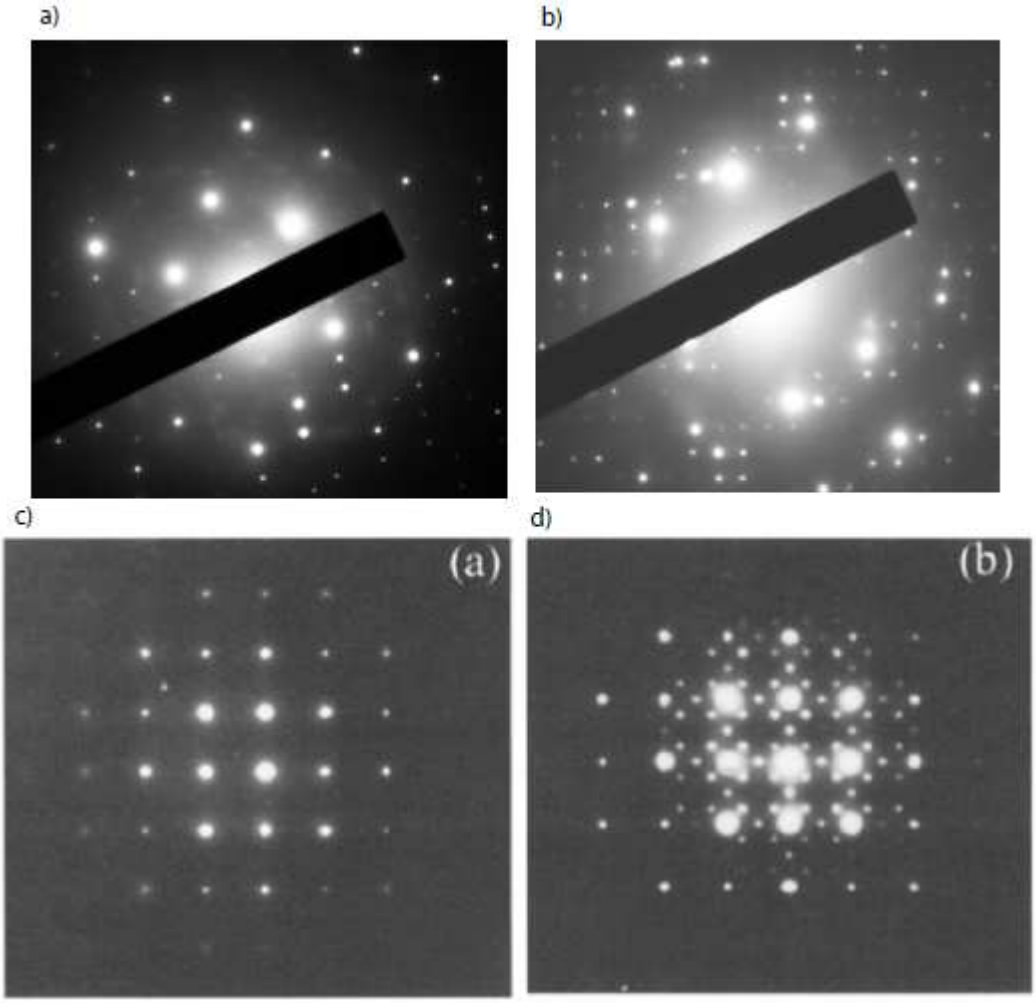

Figure 2-22 : Diagrammes de diffraction suivant l'axe (100) obtenus sur les titanomagnétites des échantillons sélectionnés :
a) Echantillon 206-1256D-20R-1, 88-91 cm.
b) Echantillon 309-1256D-84R-1, 77-79 cm.
En se basant sur les résultats obtenus par Zhou et col. (1999), pour une titanomagnétite faiblement altérée (c) et fortement altérée (z > 0.5) (d). Le diagramme de diffraction obtenu pour la titanomagnétite de l'échantillon 20R-1, montre une structure cubique faces centrées, typique d'une titanomagnétite faiblement altérée. Le diagramme diffraction est différent pour l'échantillon 84R-1, montrant une structure cubique 'primitive', pouvant traduire une très forte altération de la titanomagnétite.

E-3 Liens avec la température d'altération

Jeff Alt et ses collaborateurs (2010) ont déterminé les températures d'altération dans la section volcanique par des analyses isotopiques de l'oxygène dans les minéraux d'altération. Ces analyses montrent une augmentation progressive des températures d'altération, dans la section volcanique, de 50 à 110°C entre 350 mbsf et 660 mbsf. Les

premières températures d'altération dans la zone de transition (TZ) sont relativement basses (autour de 130°C), mais le gradient de température augmente brutalement à l'entrée dans les dykes à la température de 350°C. A travers les dykes et le complexe plutonique, la température d'altération continue d'augmenter, mais beaucoup plus lentement et atteint 450°C dans la section plutonique (entre 1407 et 1500 mbsf). Notons que la thermométrie « deux pyroxènes » (Andersen et al., 1993) fournit aussi une estimation des températures d'altération; pour les niveaux les plus profonds du puits 1256D, des hautes températures d'altération sont établies (T = 935 – 1045 °C) (Koepke et al., 2008).

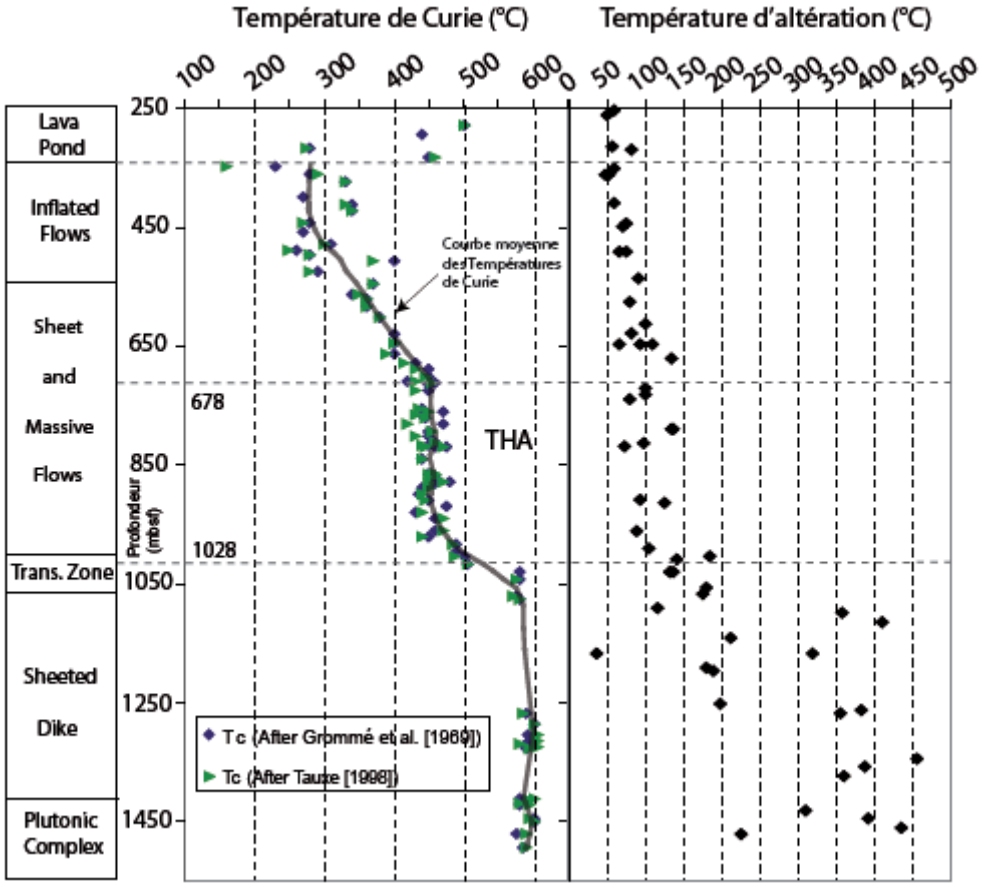

Figure 2-23 : Températures de Curie et d'altération à travers la section océanique du puits de forage 1256D.
Les températures de Curie sont estimées par la méthode de Grommé (triangles verts) et la méthode de Tauxe (diamants bleus). Le second graphe montre l'évolution des températures d'altération estimées par analyses isotopiques des phyllosilicates secondaires (Redessinée à partir de Alt et al., 2010). Le comportement de ces deux courbes avec la profondeur est identique, l'altération des titanomagnétites apparaît fortement contrôlée par la température dans la section océanique.

C'est surtout l'intervalle de profondeur 650-1028 mbsf qui nous a intéressé. Cet intervalle se distingue par l'apparition d'un palier de température de Curie autour de la valeur de 450°C. La courbe de l'évolution de la température d'altération nous montre, elle aussi une tendance à la stabilisation autour d'une température d'altération de 100-110°C (Figure 2-23). Au-delà de 1028 mbsf, le gradient thermique augmente rapidement à des valeurs de températures d'altération comprises entre 250 et 450°C (Figure 2-23, b). Le palier de température de Curie, observé entre 678 et 1028 mbsf, semble donc correspondre à un intervalle de profondeur dans lequel la température d'altération s'est stabilisée à des valeurs au delà de 100°C tout en restant toujours inférieures à 150°C.

E-4 Les titanomagnétites des marqueurs de l'altération « moyenne température »?

Nous mettons donc en évidence un stade particulier de l'altération des titanomagnétites. La matrice semble se réorganiser, le titane semble gagner une relative mobilité hors de la matrice. Notre interprétation est que cette altération est intermédiaire entre la basse et la haute température et que les titanomagnétites en sont les marqueurs par un changement de la structure de la matrice cristalline. Cette hypothèse reste à être confirmée mais incite à reconsidérer ces opaques comme des possibles thermomètres de l'altération.

F- Comparaison avec d'autres puits : Altération et propriétés magnétiques

Les phases minérales, observées dans les basaltes de la section supérieure de la lithosphère, sont sensiblement identiques à celles observées dans d'autres sections de croûte océanique (puits de forage 504B, 801C et 896A). Néanmoins, le pourcentage volumique de halos d'altération est nettement plus faible au puits 1256D, que peuvent le montrer les autres sections de forages à travers la section volcanique supérieure (Figure 2-24). Les sections de forages des puits ODP 504B, 896A, 1149D et 801C sont plus riches en halos d'altérations et particulièrement en halos bruns d'oxydation (voir Figure 2-7). Le pourcentage volumique des halos bruns d'altération est de l'ordre de 20 à 60%, suivant la profondeur dans les puits ODP 504B, 896A et 1149D, avec un pourcentage moyen proche des 30% (Wilson et al., 2003 ;

Alt., 2004). Au puits de forage IODP 1256D, seuls quelques intervalles situés entre 450-500 mbsf et 660-780 mbsf contiennent une grande quantité de halos d'altération bruns (au-delà de 15%). Cette faible présence est, cependant, aussi remarquée au puits 801C (EPR). L'intensité de présence des halos d'altération ne semble pas être liée à l'âge des différentes sections de croûte océanique (504B Age= 5.9 Ma ; 896A Age= 5.9 Ma ; 1149D Age= 135 Ma et 801C Age=170 Ma).

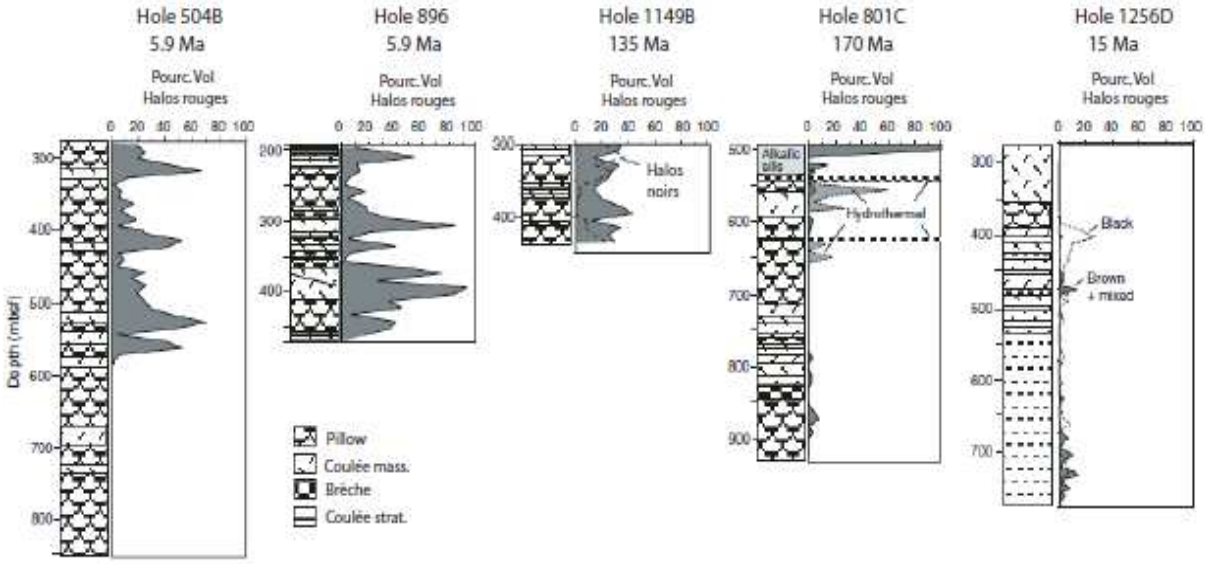

Figure 2-24 : Distribution des halos d'altération (noir et rouge) à travers la lithosphère océanique à différents sites de forages.
Le pourcentage de halos d'altération est relativement faible aux puits 801C et 1256D (inférieur à 20%) en comparaison des pourcentages déterminés aux puits 504B, 896A et 1149D (autour de 40% en moyenne) (D'après Teagle et al., 2005).

La comparaison avec le puits de forage DSDP/ODP 504B et l'évolution des propriétés magnétiques à travers cette section de forage s'impose. Les courbes d'évolution de la température de curie avec la profondeur aux puits 1256D et 504B sont particulièrement différentes. Le palier de température de Curie observé dans section de forage du puits 1256 n'apparaît pas à la section du puits 504B (Figure 2-25).

Dans la section océanique forée au site 504B, la température de Curie augmente progressivement dans la section volcanique supérieure (coulées basaltiques massives). Les titanomagnétites des MORBs sont progressivement maghémitisées. Ensuite, la température augmente brusquement dans le complexe filonien, affecté par la circulation de fluides de

hautes températures. Le changement de régime d'altération se réalise très brusquement à la base de la zone de transition.

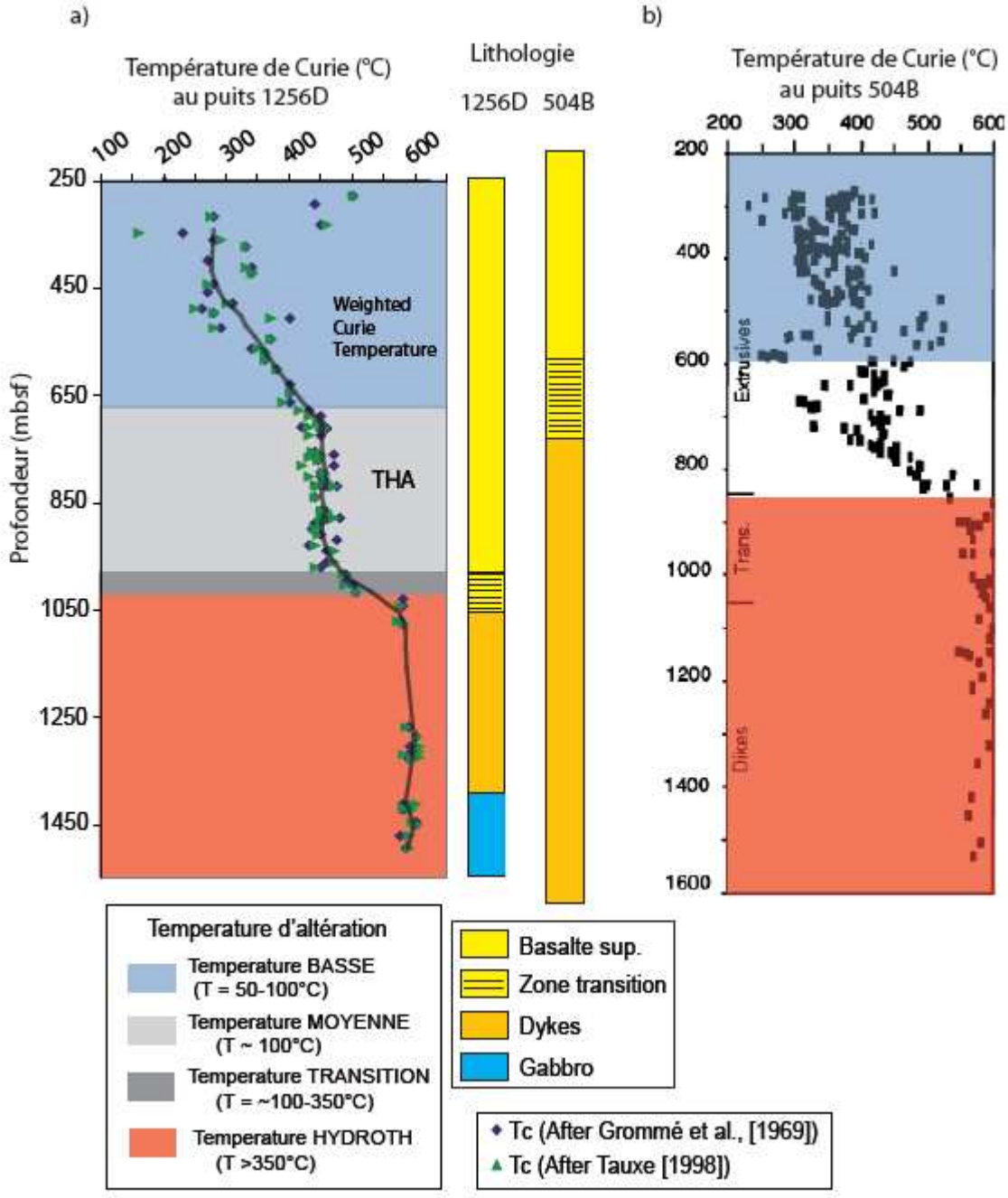

Figure 2-25 : Evolution de la température de Curie à travers la croûte océanique.
a) Evolution de la température de Curie avec la profondeur au puits de forage IODP 1256D
b) Evolution de la température de Curie avec la profondeur au puits de forage DSDP/ODP 504B (Pariso et al., 1991)
Dans la croûte océanique, la température de Curie augmente progressivement avec la profondeur dans les deux sections de lithosphère océanique. La section océanique du puits 1256D révèle cependant un palier de température de Curie dans la partie inférieure de la section basaltique avant la zone de transition lithologique.

Contrairement à la section du puits 504B, la section océanique du puits 1256D est caractérisée par la présence d'un intervalle, entre 660 et 980 mbsf, pour lequel la température de Curie reste constante à une forte valeur. Cet intervalle, dans lequel les titanomagnétites primaires sont très fortement altérées ($z > 0.8$), semble indiquer une zone aux conditions d'altération intermédiaires entre l'altération basse température et l'altération hydrothermale qui n'est pas présente dans le puits 504B. La présence d'une telle zone d'altération suscite un vif intérêt, notamment si elle est observable par le biais de propriétés magnétiques. Le passage de l'altération BT à l'altération hydrothermale est, en effet, mal contraint, spécialement à cause du manque de section continue de la lithosphère. La section océanique forée au site 1256D nous présente un intervalle aux conditions d'altération intermédiaires. Il reste encore à comprendre à quoi correspond réellement cet intervalle ? Comment il est possible de définir scientifiquement cette zone d'altération, comment explique-t-on la présence de cet intervalle ? Pourquoi dans cette section de la croûte et pourquoi pas dans celle du site 504B ?

The transition from low temperature to hydrothermal alteration within the oceanic crust: a mineralogical and magnetic study of ODP/IODP Hole 1256D (equatorial Pacific)

Eva Hoisé[1]; Julie Carlut[1]; Christine Laverne[2]; Jeff Alt[3]

Hoisé Eva[1] Laboratoire de géologie, ENS Paris, UMR 8538, Paris hoise@geologie.ens.fr

Carlut Julie[1] Laboratoire de géologie, ENS Paris, UMR 8538, Paris jcarlut@geologie.ens.fr

Laverne Christine[2] Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université Paul Cézanne Aix-Marseille 3

Alt Jeff[3] Department of geological sciences, University of Michigan, Ann Arbor

Abstract

The interplay between magnetic properties and alteration processes was investigated in oceanic basalt, dike and gabbro samples collected along a continuous section of the oceanic crust drilled at IODP Site 1256 during ODP leg 206 and IODP expeditions 309 and 312. Rock magnetic measurements such as Curie temperature, hysteresis parameters and low-temperature magnetic measurements allow precise description of magnetic alteration and lead to the determination of distinct magnetic zones. Titanomagnetite is observed in the basalt extrusive layer until 1028 mbsf, and then the dominant magnetic mineral is magnetite through the sheeted dike complex and gabbros. The titanomagnetite from the extrusive layer shows progressive alteration with depth. We report a highly altered zone from 670 to 1028 mbsf, where local depletion of titanium in titanomagnetite is associated with a secondary titanium bearing phase. This zone has also been characterized by alteration temperatures in the 100 °C range and could represent an intermediate stage between low and high alteration temperature of titanomagnetites.

1- Introduction

Following emplacement at mid oceanic ridges the oceanic crust is subjected to alteration by extensive fluid circulation [*Humphris*, 1976; *McCollom and Shock*, 1998; *Honnorez*, 2003]. While high temperature alteration is usually reported at specific hydrothermal sites close to the axis or in the deepest crustal sections close to magma chambers, low temperature alteration (≤110°C) is ubiquitous and pervasive. Still low temperature alteration effects are not homogeneous and numerous observations made on drilled oceanic samples have shown that contrasting alteration is expected depending on local parameters such as water-rock ratio or fluid temperature and composition [*Fisher et al*, 1998;

Marescotti et al, 2000]. For example dark green or black alteration halos, characterized by the presence of celadonite, are widespread in the upper oceanic crust and interpreted as resulting from interaction with upwelling low-temperature hydrothermal fluids possibly mixed with seawater (see summary in [*Alt,* 2004]). Brown, red and orange oxidization halos are formed later by interaction of the basalt with cold, oxidizing seawater. The control of local parameters is also suggested by the apparent lack of coincidence between the age of the crust and the degree of alteration [*Miller and Kelley, 2004*; *Talbi and Honnorez*, 2003; *Schramm et al.*, 2005].

Among the altered material magnetic phases are particularly interesting because they are very sensitive indicators of alteration due to the chemical reactivity of iron. In addition, such phases can be studied taking advantage of rock magnetic methods allowing detection of subtle changes in the structure or composition of magnetic minerals. The dominant magnetic carrier in the upper crust is titanomagnetite, a solid solution of magnetite (Fe_3O_4) and ulvospinel (Fe_2TiO_4) often called titanomagnetite TM60 as it usually contains 60mol% ulvospinel. This phase reacts to low temperature alteration by being converted into titanomaghemite, a spinel deficient structure [*O'Reilly*, 1984; *O'Reilly and Banerjee*, 1966]. This process is usually described as consisting of the removal of ferrous iron [*O'Reilly*, 1984] which then freely interacts with other alteration phases. When higher temperature fluids are involved titanomagnetite exsolves to form magnetite and ilmenite. The sensitivity of magnetic phases to subtle difference in low temperature alteration fluids is not clearly reported although maghemitization is a progressive process. Interestingly low temperature magnetic phase alteration is usually described as related to age and not to local parameters. The relation to age is still somewhat controversial as some authors propose that maghemitization begins during or just after the initial cooling and proceeds rapidly [*Kent and Gee*, 1994] while others propose a timescale of millions years [*Zhou et al.*, 1999]. In the same fashion the processes themselves

51 involved in maghemitization are not clearly established; solid state diffusion is the most well
52 accepted mechanism but the way iron diffuses out of the crystal is still uncertain and
53 questions concerning neo-crystallization, crystal vacancy distribution and the possible
54 mobility of titanium are open [*Bleil and Petersen*, 1983; *O'Reilly*, 1984].

55 Deep drilling in Hole 1256D resulted in the first complete section of the upper oceanic
56 crust, penetrating 1.5 km through the volcanic pile, the sheeted dike complex and into the
57 uppermost gabbros. These cores present a unique opportunity to study a complete and
58 continuous section of the oceanic crust affected by a wide range of low to high temperature
59 alteration processes. In this paper we examine the response of magnetic minerals to changes
60 in alteration conditions on a representative set of samples from the upper extrusive, lower
61 extrusive and intrusive layers at this site. Magnetic phases are characterized using optical
62 microscopy, scanning electronic microscopy, electronic microprobe and X-ray microanalysis.
63 We then produce an extensive set of magnetic data as Curie temperature, hysteresis
64 parameters and low temperature magnetic transition. The integration of these observations
65 with secondary mineralogy and alteration temperature data enables connections to be made
66 between specific magnetic characteristic and alteration records. Results show that magnetic
67 phases appear more sensitive to subtle variation in alteration temperature within the low
68 temperature range (< ~160°C) than previously thought.

69

70 2- Geological settings and sample descriptions

71 ODP/IODP Hole 1256D is located off the coast of Costa Rica, in the Guatemala Basin
72 on the eastern flank of the East Pacific Rise. It lies on 15Ma-old oceanic crust, accreted at a
73 superfast spreading ridge (~200-220 mm/y full spreading rate). The hole was drilled during
74 three expeditions (ODP Leg 206 and IODP Expeditions 309 and 312 [*Wilson et al.*, 2006]).
75 Detailed descriptions of the lithology and alteration features can be found in [*Teagle et al.*,

76 2006] and we here briefly summarize the major units and recent developments.

77 The first 285 meters of crust, below 250 meters of sediments, are composed of lavas
78 that were emplaced off-axis [*Wilson et al.*, 2006]. A single cooling unit of cryptocrystalline to
79 fine-grained basalt interpreted to be a ponded lava flow was identified in the first 74 mbsf,
80 then mostly thin basaltic sheet flows a few tens of centimeters to ~3m thick are found (see
81 also [*Tominaga et al.*, 2009]). Below, from 350 mbsf down to 1004 mbsf, the extrusive
82 section is made of sheet and massive flows. Alteration phases in this upper section are mostly
83 smectite, iron oxyhydroxides, celadonite and saponite. Recent results on $\delta^{18}O$ of alteration
84 phases by [*Alt et al.,* 2008] show that alteration temperatures range from ~50°C to 150°C,
85 increasing downwards.

86 From 1004 to 1061 mbsf, a lithologic transition occurs marked by subvertical intrusive
87 contacts and the appearance of greenschist facies minerals [*Teagle et al.*, 2006] suggesting a
88 steep increase of alteration temperatures [*Teagle et al.,* 2006]. The underlying sheeted dike
89 complex is about 300 meters thick and is composed of basalts with frequent doleritic textures
90 and mineralized contacts and fractures. Dikes are partially recrystallized into greenschist
91 facies minerals resulting from reaction with fluids at ~ 250-400°C (Expedition 309 and 312
92 Scientists Reports in [*Teagle et al.*, 2006]). Fluid inclusions in quartz indicate fluids of
93 seawater salinity at temperatures of 350-425˚C, ranging up to highly saline fluids at
94 temperatures >450˚C [*Morgan et al.,* 2006] in agreement with estimates of 320-480˚C from
95 oxygen isotope analyses of quartz [*Alt et al.,* 2008]. The lowermost 60 meters of dikes are
96 characterized by granoblastic textures reflecting an episode of contact metamorphism at
97 temperatures up to ~1000°C [*Koepke et al.,* 2008; *Coggon et al.,* 2008]. At 1407 mbsf,
98 drilling encountered a complex composed of gabbros, oxide gabbros and trondjhemites. The
99 gabbroic rocks are slightly to highly recrystallized into amphibole, plagioclase, epidote,
100 chlorite, prehnite, laumontite and smectite suggesting reaction over a wide range of

101 temperatures, from ~800˚C down to ~100˚C [*Alt et al.,* 2008; *Coggon et al.,* 2008].

102

103 3 –Samples and method

104 Optical observations, SEM imaging and semi-quantitative chemical analyses

105 Polished thin sections of selected samples were prepared and observed using an optical
106 microscope, at Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université Paul Cézanne Aix-
107 Marseille, (France) and a S-2500 Hitachi scanning electron microscope at Laboratoire de
108 Géologie de l'Ecole Normale Supérieure (Paris, France), used in back-scattered mode. Energy
109 Dispersive X-ray Spectroscopy (EDS-X) was used during SEM observations to obtain semi-
110 quantitative chemical analyses. Uncertainties are estimated using standards (a synthetic
111 pyrophanite ($MnTiO_3$) and a natural andradite $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$, both given by BRGM (France)
112 and are on the order of 2wt%.

113 Electron microprobe analyses

114 Electron microprobe (EMP) analyses of minerals (mainly titanomagnetite and the
115 titanium bearing alteration phase) were carried out at IFREMER (Brest, France) on a Cameca
116 SX50 with correction program ZAF [*Pouchou and Pichoir*, 1985], operating conditions
117 were:15 kV, 15nA, 1μm spot size. Some analyses were made at Camparis (Paris, France)
118 also with a Cameca SX50 using the same parameters. Analytical uncertainties on both EMP
119 are on the order of 2% of the measured amount.

120 Magnetic measurements

121 The measurements were made at Ecole Normale Supérieure (Paris), and Institut de
122 Physique du Globe de Paris (Saint-Maur). The following parameters were measured: Curie
123 temperatures, hysteresis parameters, low temperature magnetic transitions.

Curie temperature is a very sensitive indicator of titanium content within titanomagnetites, but also indicates oxidation state. A KLYS-3 susceptibilimeter was used enabling the recording of variations in low field magnetic susceptibility of samples during a cycle of heating and cooling. Temperature usually varies from 20 to 600°C but some samples were heated up to 700°C. To avoid oxidation during the course of the experiments, thermomagnetic analyses were made in an argon atmosphere. The determination of Curie temperature was made using the graphic tangent method [*Grommé et al.*, 1969], we also report results from the differential method proposed by [*Tauxe,* 1998] to check the robustness of the results towards treatment method.

Hysteresis loop measurements including saturation magnetization (*J*s), saturation remanence (*J*r), coercivity (*H*c), remanent coercivity (*H*cr), and paramagnetic fraction allow estimation of the domain structure and paramagnetic fraction of the rocks. These measurements were made on small cubic samples using a translation magnetometer built by Maxime Le Goff. They were all performed at 20°C and a field of 600mT was sufficient to saturate the magnetization.

To complete the previous measurements and help to characterize the magnetic mineralogy of basalts from Hole 1256D, we also performed measurements at low temperatures using a Quantum design MPMS magnetometer at Laboratoire de Paléomagnétisme–St Maur (IPGP). These measurements allow the determination of low temperature phase transitions. Samples were cooled from 300 to 100°K in a zero field, then were given a SIRM at 10°K with a magnetic field of 2,5 T and the cycle could be ended by heating in a zero field from 10 to 300°K.

4 – Results

Magnetic mineralogy- Optical and SEM observations

Primary and secondary opaque minerals were the focus of our optical observations made upon a total of 53 thin sections among which 26, representative of the different sections, were selected for the SEM observations. We here briefly summarize our observations which are consistent with the descriptions made by [*Laverne et al.*, 2006; *Teagle et al.*, 2006] where more details can be found.

Down to 1028 meters (corresponding to the transition zone within the lower extrusive; Figure 1), the dominant magnetic phase is titanomagnetite of a few μm with dendritic and cruciform shapes (Figure 2-a). This was identified in all of our samples, except in basaltic cores belonging to the Lava Pond (see reference in Figure 1) which display massive (several tens of μm and up to 200-300μm in core 5R) pseudomorphs of subhedral titanomagnetites. The presence of more massive titanomagnetite crystals is consistent with slower cooling of the lava pond unit. Grains always show curved shrinkage cracks, typical of maghemitized titanomagnetite (see Figure 2-b,e) [*Petersen and Vali*, 1987]. Below 1028 meters, within the lowermost extrusives (sheeted and massive flows) and the sheeted dike complex, dendritic titanomagnetite is no longer present and more massive magnetite crystals, intergrown with ilmenite are seen, producing a trellis texture. These grains are partly altered to titanite to varying degrees (Figure 2-h). Typical size are on the order of 100-250 μm. Below 1407 mbsf, within the upper gabbroic rocks, the type and shape of magnetite grains with ilmenite exsolution grains grow toward more rounded and massive shapes. The trellis texture of magnetite/ilmenite tends to disappear in favor of clearly separate magnetite and ilmenite/titanite crystals. Grain sizes of 250-500 μm are common (see also [*Coggon et al.,* 2008]). We also observed Ti-rich secondary minerals such as hydroschorlomite and titanite. Hydroschorlomite (Figure 2-f) is an andraditic hydrogarnet, identified by Laverne et al.

(2006). This Ti-, Ca-, and Fe-rich secondary mineral occurs associated with phyllosilicates (celadonite, saponite) in vesicles. Hydroscholomite is present between 660 and 1028 mbsf and is relieved by titanite, another Ti-bearing secondary phase (Figure 2-h). Evolution of TiO2 content downward in these secondary phases may give us some clues to determine the source of Ti and a possible relationship with primary Fe-Ti oxides.

EMP and SEM EDS-X semi-quantitative analyses

Chemical analyses were focused on magnetic phases and titanium bearing alteration phases. The titanium bearing phases were mostly analyzed using EMP (35 thin sections) and were completed using SEM-EDSX. Titanomagnetite was mostly analyzed using SEM-EDSX. Mean values of Ti/Fe are calculated for each thin section, excluding analyses with Ti/Fe below 0.05 in order to exclude iron oxides from the mean calculation. Then, for each sample, ulvospinel content x (x in the titanomagnetite formula $Fe_{3-x}Ti_xO_4$) is calculated from Ti/Fe ratios, results are shown on Figure 3-b. The lava pond shows dispersed values from 0.57 to 0.72. Below this, the mean ulvospinel content x tends to increase (roughly from 0.6 to 0.8) with depth until 650 mbsf into the inflated flows and sheet and massive flows. A sharp net drop in x values occurs deeper than 650 mbsf, with x values being below 0.6. We also observed the occurrence of numerous titanomagnetite crystals with x values in the 0.5 range (and even 0.3 for core 76R) in the 650-850 mbsf interval. Then ulvospinel contents increase again reaching values around 0.75 down to 1000 mbsf, just above the first intrusive contact (Figure 3-b). Below 1028 mbsf (within the sheeted dike complex), the composition becomes bimodal following unmixing of ilmenite and magnetite. In addition, small amounts of aluminum (1.5-2 atoms%) and manganese (1-1.5 atoms%) were detected in all our titanomagnetite analyses, although no systematic variation with depth was detected for these elements. These minor elements were below detection limit within magnetite.

We also focused our analyses on the alteration phases containing titanium as these might be related to alteration of titanomagnetites. The analysis of titanium in hydroschorlomites was complicated by inclusions of phyllosilicates, thus chemical microanalyses needed to be systematically corrected. Considering that this mineral phase is K and Mg free, and that the composition of phyllosilicate filling vesicles is the same as in the rest of the sample, we performed a correction for each analysis showing evidence of contamination, based on the method used by [*Laverne et al.,* 2006]. The content of each oxide is plotted against K_2O for celadonite and MgO for chlorite/smectite and smectite, and projected to zero K_2O or MgO, providing reliable compositions for the titanium-rich mineral. The corrected values of Ti content are plotted versus depth for hydroshorlomite and titanite on Figure 3-c. We observe that TiO_2 (in wt %) content from this secondary mineral tends to increase with depth. A sharp slope, nevertheless, occurs at 860 mbsf coinciding roughly with first chlorite/smectite occurrence (at 875 mbsf). Below 1018 mbsf, a TiO_2 content up to 35 wt% is measured in titanite.

Curie temperature

Curie temperatures were determined on 90 samples, located in the 277-1495 mbsf depth interval. Curie temperature of titanomagnetite is a very sensitive indicator of the fraction of ulvospinel (x in the titanomagnetite formula $Fe_{3-x}Ti_xO_4$) and degree of low temperature oxidation (z, defined as the fraction of Fe^{2+} removed or oxidized to Fe^{3+} over initial Fe^{2+}, [*O'Reilly and Banerjee*, 1966]). In unaltered TM60 (corresponding to a Ti/Fe atomic ratio of 0.25) Curie temperature is between 150°C and 200°C [*Dunlop and Ozdemir*, 1997]. This value increases with increasing oxidation parameter reaching temperature of 450°C for high oxidation (z=0.9) [*Ozdemir and Oreilly*, 1982] Another effect of low temperature alteration is the irreversibility of thermomagnetic curves caused by the instability of the titanomaghemite deficient spinel lattice [*Readman and O'Reilly*, 1970; *O'Reilly,* 1983;

224 *Ozdemir,* 1987].

225 Results of Curie temperature experiments can be grouped in 4 main categories with
226 analogous thermomagnetic behavior (Figure 4). The first group of samples (A1) is mostly
227 found within the 350-650 mbsf depth interval (inflated flows and the top of the sheeted
228 massive flows) and displays rather reversible thermomagnetic curves with Curie temperatures
229 mostly between 230 and 400°C (Figure 4-a). Group (A1) Curie temperatures are thus well
230 above the value for un-oxidized TM60 indicating alteration. Still the reversibility of the
231 curves shows that alteration is not enough to trigger unmixing during the course of the
232 experiments. This could indicate only a medium to low alteration degree. The (A2) trend
233 concerns a few samples that belong to the upper 200 meters of the basement (from 250 to 450
234 mbsf). Contrary to previous samples, the representative curve shows two major inflections
235 during heating. An example is given in Figure 4-b where a first inflexion occurs around
236 290°C and a higher Curie point can be determined around 500°C. Two magnetic phases might
237 be present but the most likely explanation is the inversion of titanomaghemite during heating
238 in the laboratory. These samples are likely more altered than samples of (A1) group. The third
239 group, group (B), has typical Curie points between 440°C and 500°C and thermomagnetic
240 curves are always irreversible (Figure 4-c). Above 300°C, titanomaghemite starts to invert to
241 an intergrowth of Ti-poor titanomagnetite and ilmenite. Upon cooling these samples show
242 Curie temperature characteristics of low Ti magnetite or non oxidized titanomagnetite phases
243 depending on the maximal temperature reached during the experiments. Under low partial
244 pressure of oxygen (as under argon in our experiments) heating at temperature above 600°C
245 can lead to reduction, with the intergrowths mixing again to form a titanomagnetite as
246 observed by [*Marshall and Cox*, 1972]. In the example shown (Figure 4-c) the final
247 titanomagnetite obtained upon cooling has Curie temperature around 180-200°C, probably
248 close to the original titanomagnetite Curie temperature. The major magnetic carrier for (B)

249 group samples seems to be a highly altered titanomagnetite [*Ozdemir and Oreilly*, 1982]. The
250 last group (C) shows reversible thermomagnetic curves with high Curie temperatures of 580-
251 590°C (Figure 4-d). This indicates that nearly pure stable magnetite is the main magnetic
252 carrier.

253 We reached very similar Curie temperature determination using tangential and
254 derivative methods (after respectively [*Grommé et al.*, 1969] and [*Tauxe,* 1998]), although
255 this last method gives slightly lower values. In the following paragraph, we refer to results
256 from the tangent method but the same conclusions are reached using the derivative method.
257 Curie temperatures are plotted versus depth on Figure 5-a along with alteration temperature
258 estimates (Figure 5 a-b). A least square weighted curve was constructed from 350 mbsf to
259 1480 mbsf using all results. Four broad intervals of Curie values can be distinguished. From
260 277 to 350 mbsf, Curie temperatures are scattered, locally reaching 500°C, with most
261 belonging to the (A2) group. Titanomagnetite in this zone is locally highly to very highly
262 altered. From approximately 350 to 670 mbsf, Curie temperature gradually increases from
263 280 to about 400°C with local scatter. The general increase suggests a progressive alteration
264 of primary titanomagnetite with depth. Curie temperatures belong mostly to the (A1) group,
265 but also to the (A2) group. From 670 to 980msbf (massive and sheet flows), a marked
266 threshold appears where Curie temperatures are constant at about 440-460°C, all curves are
267 irreversible and belong to the (B) group. This temperature threshold is the hallmark of
268 homogeneous highly altered titanomagnetites and this interval is referred as the
269 titanomagnetite high alteration (THA) zone. Below 980 mbsf, we reach the lower extrusives
270 and the transition zone, Curie temperatures increase again and reach 500°C, this zone is
271 altered to a higher degree than the THA. Following this interval and below 1030 mbsf, just
272 above the sheeted dike complex (see Figure 1), Curie temperatures rise to values of 580°C-

590°C and samples belong to the (C) group. The major magnetic carrier, below 1030 mbsf, is no longer titanomagnetite but magnetite.

The alteration parameter can be derived using Curie temperature variations. We made the assumption that prior to alteration titanomagnetite had a uniform composition around TM60, the variation in Curie temperature is then only caused by alteration. This might not be true but we have no simple means to access the original ulvospinel content as Ti/Fe ratio change with alteration. Still, several arguments make this assumption reasonable: (1) a narrow distribution around this value has been reported in recent low altered MORBs [*Zhou et al.*, 1997], and (2) the Curie temperature around 180-200°C found upon cooling during our thermomagnetic experiments shows that the altered titanomagnetite mixes back at high temperature to an assemblage close to a TM60 composition. The empirical curve synthesized by [*Dunlop and Ozdemir*, 1997] is used with the following additional constrain: z=1 for Tc=500°C. The curve allowing calculation is shown in the inset of Figure 5-b. The alteration parameter we derived is named z_{Curie} as it is obtained following Curie temperature and not by direct measurement of the amount of Fe^{2+} loss or vacancies. Results are shown in Figure 5-b. The upper crust samples show uneven alteration with some high alteration values above 0.8. Then we observe that low temperature alteration proceeds steadily with depth in the 350-670 mbsf depth interval (inflated flows and upper massive flows), with z_{curie} ranging from 0.2 until 0.65. The 350 meters long THA interval (from 670 to 980 mbsf) corresponds to a high degree of oxidation above z_{Curie}=0.8 and is followed by the maximum alteration zone of z_{Curie} =1 from 980 to 1030 mbsf (see Figure 1 for lithology).

Hysteresis parameters

Magnetic parameters such as saturation remanent magnetization (Jrs), saturation magnetization (Js), remanent coercivity (Hrc) and (Hc) allow determination of grain size and magnetic parameters for a selection of representative basaltic samples. A convenient

298 representation is the so called Day plot of (Jrs/Js) vs (Hrc/Hc) which is commonly used for
299 titanomagnetite bearing MORB samples even if it is best suited for pure magnetite. We
300 observe a distribution of the samples in the pseudo single domain (PSD) range of the graph
301 (Figure 6-a). Following the Day plot, the grain size of magnetic carriers is fairly constant
302 through Hole 1256D except for a few samples, in the deeper part of the hole, showing a multi
303 domain (MD) like behavior coherent with microscopically observed coarser grain size. A
304 recent study [*Wang and Van der Voo*, 2004] showed that the relationship between (Jrs/Js) and
305 Hc for MORB allows identification of differences in titanium content for PSD and MD grains.
306 The plot of (Jrs/Js) versus coercivity (Hc) for our samples is shown on Figure 6-b. For the
307 extrusive section, we observe that Jrs/Js ratios are linearly correlated with coercivity (Hc) and
308 the trend curve is positioned below the trend curve of unaltered titanomagnetites of [*Wang*
309 *and Van der Voo*, 2004], suggesting the presence of altered titanomagnetites. Similarly the
310 plot shows that in the deeper interval (below 1030 mbsf) the major magnetic phase should be
311 Ti-poor magnetite. Our results show that such plots could allow the rapid identification of
312 altered titanomagnetite and Ti-poor magnetite, and are fully consistent with Curie
313 temperatures and microscope observations.

314 MPMS results

315 Low temperature remanence analyses are an efficient way to identify magnetic phases.
316 Magnetite in particular can be detected even at very low concentration as it displays a
317 characteristic change in structure at 110-120K, called the Verwey transition [*O'Reilly*, 1984],
318 [*Kakol et al.,* 1991]. Verwey transition of magnetite decreases and disappears with small
319 deviations due to crystal structure changes and/or substitution [*Ozdemir et al.*, 1993; *Aragon*
320 *et al., 1985*; *Halgedahl and Jarrard,* 1995]. Titanomagnetites from oceanic basalts have thus
321 no Verwey transition, but other characteristic low temperature signatures depending on their
322 titanium content have been investigated [*Moskowitz et al.*, 1998*; Carter-Stiglitz et al.,* 2006].

A transition at 50-60°K has been observed, inferred to be caused by the thermal dependency of the anisotropy due to the presence of Fe^{2+} ions in tetrahedral sites [*Moskowitz et al.*, 1998; *Kakol et al.,* 1991].

Results on 21 samples show that samples can be grouped in roughly two different categories following their low temperature behavior. The first group corresponds to the extrusive section down to 1028 mbsf with samples showing a transition in the range 40-60°K (Figure 7). Such transition is typical of titanomagnetite [*Moskowitz et al.*, 1998]. The absence of Verwey transition at 120°K shows that magnetite is not present in significant amount. In this group subtle changes from one core to the other, especially in the upper part of the hole (see 8R, 32R in Figure 7), are probably related to variable alteration of the magnetic carriers although the link with change in Curie temperature is not clearly attested. In the second group below 1028 mbsf, the samples have rather different ZFC curves and we observe a well-defined remanence transition at 110-120°K, which indicates the presence of magnetite in theses samples. MPMS measurements confirm our other magnetic results and clearly establish that no other magnetic phases contribute to the magnetic signal.

5-Discussion

Titanomagnetite alteration and alteration temperature

A clear textural sign of significant alteration throughout the entire section is the ubiquitous presence of cracks in titanomagnetite crystals in all thin sections we observed with SEM (Figure 2-b;e). In addition, the higher Curie temperature than expected for the given Ti/Fe ratio indicates alteration in all samples. Moreover, the general pattern and coherent increase of z_{curie} with depth (Figure 5b) shows that titanomagnetite is very sensitive to small changes in alteration conditions in the low temperature range. Although the exact origin of z_{curie} variations are unclear, recent data on the temperature of alteration fluids determined

348 from oxygen isotope data on secondary minerals and fluid inclusion in quartz [*Alt et al.,* 2008]
349 suggest that the temperature of alteration fluids may be a determining parameter. The
350 alteration temperature increases from 50-60°C to 100°C from the top of the section until c.a.
351 650-700 mbsf. This interval corresponds to the increasing z_{curie} values observed for
352 titanomagnetites alteration. Below and until the occurrence of the highly altered dikes around
353 1030 mbsf alteration temperature from oxygen isotope data is reported around 100°C. This
354 interval is associated with high z_{curie} values. Moreover, the presence of secondary minerals
355 such as pumpellyite associated with laumontite, prehnite, albite and smectite-talc reported at
356 864 mbsf [*Laverne et al*., 2008] reflects the occurrence of local higher alteration temperature
357 (up to 160°C). This interval is associated with high z_{curie} values. Below 1030 mbsf fluid
358 temperature increases sharply to reach the hydrothermal range, linked to the disappearance of
359 titanomagnetite phases, replaced by magnetite and ilmenite. Altogether, these data indicate
360 that the alteration of titanomagnetite in Hole 1256D seems primarily controlled by the
361 temperature of alteration fluids and is very sensitive to small variations especially in the 60-
362 100°C range where temperature effects on reaction rates may be large. More work is required,
363 however, to resolve the correspondence between alteration temperature and alteration degree.
364
365 Iron mobility and structure of titanomagnetites
366 Low temperature alteration of titanomagnetites consists in Fe^{2+} diffusing out of the lattice
367 while Ti^{4+} and minor elements are retained. Ti/Fe ratio is thus increasing with increasing
368 alteration [*Furuta*, 1993; *O'Reilly*, 1984]. We thus expect altered titanomagnetites to have
369 higher x values than unaltered ones. Looking at the alteration values (z_{Curie}) derived from
370 Curie temperature (Figure 5-b) and comparing to x values calculated from Ti/Fe analyses
371 (Figure 3), we observe an increase in x and z_{curie} from roughly 350 mbsf down to 660 mbsf.
372 Such results are consistent with progressive departure of ferrous iron attesting for a

373 progressive increase in alteration. An example is given by sample 57R (646mbsf) with z_{Curie}
374 =0.66 and high ulvopsinel content x=0.74. In the upper layer the high alteration degree of
375 sample 5R (z=0.82) is also related to a rather high ulvospinel content (x=0.71). In the section
376 above 660 mbsf, there is a good correspondence between alteration degree of titanomagnetite
377 and Ti/Fe increase. It is interesting to understand how x value directly relates to loss of Fe^{2+}.
378 The maximum loss of iron by pure diffusion of Fe^{2+} from a stoichiometric titanomagnetite
379 with $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ composition is 1/3(1+x) of total iron atoms [*O'Reilly*, 1984]. The loss of all
380 Fe^{2+} thus corresponds to a x value of 0.73. This roughly corresponds to the maximum x value
381 observed for sample 57R and could indicate that almost all Fe^{2+} ions are gone from the
382 primary titanomagnetite in this sample. It is noticeable that this value is not related to an
383 alteration ratio of 1, which is due to the way the alteration ratio is calculated here using Curie
384 temperature and an empirical formula (see inset Figure 5-b). This underlines discrepancies
385 between z (or Tc) and calculated composition due to the method used to determine Curie
386 temperature. Possible undetected alteration during thermomagnetic experiments and non-
387 stoichiometry in the initial titanomagnetite could also play a role.

388 Below Core 57R (646 mbsf), high Curie temperatures (Figure 5) and no reversible
389 thermomagnetic curves (type B in Figure 4) are consistent with high alteration. But while z_{curie}
390 reaches a threshold a net drop in x values (around 0.55; see Figure 5) is observed. It can be
391 caused either by a change in the initial Ti/Fe ratio or by a change in the alteration process. The
392 lack of geochemical variations around 660 mbsf [*Teagle et al.*, 2006] makes it unlikely that
393 the initial Ti/Fe could have change significantly, we thus favor a change in the alteration
394 process of titanomagnetite. We have no direct evidence of the nature of this change but a
395 study by [*Zhou et al.*, 2001] using TEM in diffraction mode to measure lattice parameters and
396 structure of titanomagnetite crystals for MORB samples with ages ranging from 0 to 170Ma
397 provides a lead. These authors observed that vacancies increase progressively with alteration

until medium (z=0.5) alteration values (keeping in mind that z was calculated using lattice parameter in this study and might not correspond with our Curie temperature derived values z_{Curie}). After this stage of medium-high alteration, some ordering of vacancies occurs as alteration proceeds and the crystal structure of titanomagnetites shows a change from a face centered cubic lattice to a primitive super-lattice ([*Zhou et al.*, 1999], see also [*Xu et al.*, 1997]). In a former study, Bleil and Petersen [1983] also proposed crystal reorganization with increasing alteration. In their model vacancies are first created by diffusion of Fe^{2+} out of octahedral sites and then from tetrahedral sites, this model predicts an increase in saturation magnetization with increasing oxidation when tetrahedral sites begin to be vacant. In our samples, saturation magnetization (Js) was obtained during hysteresis measurements as in Figure 8, Js is plotted against Tc. We observe a progressive decrease from roughly Js=1.8 to 1.10^{-3}A.m/kg with increasing Tc up to 440°C (corresponding to 660 mbsf). This decrease is consistent with progressive alteration and loss of Fe^{2+} from octahedral sites. Then more dispersed values are found showing higher values in Js for the 440-460°C interval corresponding to the THA interval. These higher values are consistent with variations as expected if cations and/or vacancies distribution changes for this zone. Thus, interpreting our section in the light of [*Zhou et al.*, 2001] and [*Bleil and Petersen*, 1983] we propose that due to high alteration degree a change in the crystal structure occurs in the THA interval as hinted by the increase in saturation magnetization. This change is consistent with a reorganization of vacancies within the crystal as proposed in [*Zhou et al.*, 2001]. The decrease in Ti/Fe in titanomagnetite observed after 660mbsf could then be interpreted as a departure of some Ti cations due to vacancy-induced destabilization of the structure. This behavior is in accordance with several observations: the threshold in Tc, the increase in Js and the change in composition observed in the THA interval. Then alteration proceeds with additional iron diffusion as shown by the new increase in x content until maximum values close to x=0.76 for

423 sample 114R at 995 mbsf. While mobility of iron is known, titanium is generally considered
424 immobile under low temperature conditions. This interesting question is discussed further in
425 the next paragraph.
426
427 Titanium mobility and link to other secondary phases
428 Another observation supports the scenario of the departure of titanium from the
429 titanomagnetite crystals: the link between the THA occurrence and the presence of the first
430 secondary titanium bearing phase. This particular phase, identified as hydroschorlomite
431 [*Laverne et al.,* 2006] occurs in an interval of 360 meters between 661 and 1018mbsf and
432 coincides with the boundaries of magnetic interval THA. This mineral phase is rich in
433 TiO_2(22-28 wt%), CaO(22,5-26,5 wt%) and FeO_t(6-12,9 wt%). The calcium necessary to
434 form it can be easily released by the breakdown of plagioclase, iron is very mobile and can
435 originate from the alteration of titanomagnetite but the source of titanium is less obvious. In
436 their study [*Laverne et al.,* 2006] proposed that the titanium is provide by the breakdown of
437 primary titanomagnetite predicting that the occurrence of the titanium bearing phase,
438 identified as hydroschorlomite should be a hallmark for a specific process of alteration of
439 titanomagnetite. The decrease in titanium found at 670 mbsf in titanomagnetite in our study
440 suggests that titanium is indeed released by titanomagnetite. The presence of the THA interval
441 suggests also that hydroschorlomite is linked with peculiar magnetic properties. We propose
442 that, within the THA zone, the reorganization of titanomagnetite structure leads to release of
443 titanium and to the formation of secondary Ti-rich phases. This suggests that within the
444 generic “low temperature” regime titanomagnetite alteration state can be rather different and
445 leads to different secondary phases. The driven parameter appears to be temperature of
446 alteration as the occurrence of the first titanium bearing phase corresponds to specific
447 temperatures at or above 100°C. Then the appearance of magnetite at 1028mbsf is exactly

448 synchronous with first observations of greenshist facies minerals (epidote, chlorite, titanite,
449 actinolite; [*Teagle et al.*, 2006; *Laverne et al.*, 2008]) showing again the strong dependency of
450 magnetic phases on the temperature. Our study suggests that titanomagnetite is an important
451 participant in the cycling of iron in and out of alteration phases, and more surprisingly to the
452 cycling of titanium under low temperature conditions when temperature reaches at least ~
453 100°C.
454
455 Representativity of Hole 1256D
456 Our data from Hole 1256D show a relatively complex evolution of magnetic properties with
457 depth but also a strong correspondence with alteration temperature and secondary phases.
458 Located only a few kilometers from Hole 1256D on a younger crust (5.9Ma), DSDP/ODP
459 Hole 504B is the first reference section of the upper oceanic crust, from basalts to sheeted
460 dikes. Studies of magnetic properties in Hole 504B [*Smith and Banerjee*, 1986; *Pariso and*
461 *Johnson*, 1991] also show a complex pattern of magnetic alteration through this crust section.
462 Altered titanomagnetite is the main magnetic carrier in extrusive basalts but there is no sign
463 of a magnetic alteration zone similar to the THA observed here. Deeper in the sheeted dike
464 complex, alteration in Hole 504B increases in degree and intensity and titanomagnetite is
465 altered by high temperature fluids to low-Ti magnetite and ilmenite, as observed in Hole
466 1256D. However, the presence of strongly altered magnetite, partially replaced by silicates,
467 in the transition zone, allows identification of an episode of reheating [*Pariso, Johnson,*
468 1991; *Alt et al.,* 1986]. The stepped temperature gradient at Site 504 may have missed the
469 critical zone having temperatures around 100°C. The volcanic section at Site 1256D is one-
470 third thicker than that at Site 504 (resp. > 800m and ~600m), so depending on the thickness
471 of off-axis lavas, the interval of basement at temperatures around 100°C may have been
472 significantly thicker at Site 1256D than at Site 504B.

473 Overall results from Hole 1256D and Hole 504B show that magnetic alteration in the oceanic
474 lithosphere is complex, not homogenous, not directly related to age, and seems mostly locally
475 controlled by variations (even small) in alteration temperature.
476
477 6- Conclusions
478 Our data show that within the first 1400 meters of crust at Site 1256 the magnetic
479 minerals depict rather complex alteration patterns with depth, that cannot be explained by a
480 single magnetic alteration value associated with age. Strong variations in titanomagnetite
481 alteration parameter (z as calculated following Curie temperature) encompass the whole range
482 of variations described for recent up to 100 Ma old basalts.. The alteration mechanism for
483 magnetic material in the crustal section could be described as follow:
484 - A highly magnetically altered zone in the shallowest 100 meters, corresponding to
485 a massive ponded off-axis lava. Although this zone was slightly altered at low
486 temperature under reducing conditions [Shipboard Scientific Party, 2003], higher
487 temperatures were locally reached adjacent to veins during early deuteric
488 alteration, due to the slow cooling of this thick unit (see [*Laverne et al.*, 2007]).
489 The high alteration values of magnetic phases we find are compatible with values
490 inferred for oceanic crust in the 15 Ma range but this correspondence could be
491 fortuitous.
492 - Below the first ~100 meters, into the sheet and massive lava flows,
493 titanomagnetite alteration seems low (z~0.2) increasing progressively down to 670
494 mbsf. The Ti/Fe increase in this section is compatible with progressive loss of Fe^{2+}
495 with depth and commonly accepted maghemitization process.
496 - From 670 to 1030 mbsf, the alteration temperatures reach ~100°C [*Alt et al.,* 2008]
497 or even 160°C locally [*Laverne et al.*, 2008], and we hypothesize that a re-

arrangement of vacancies and/or Fe^{2+} diffusion sites occur [*Zhou et al.*, 2001]. The changes in the spinel structure are such that the titanium is not as well bonded, the structure is metastable and some of the titanium move out of the lattice. This explains the drop in Ti/Fe ratio in titanomagnetite observed below 670 mbsf. Titanium then freely interacts with nearby elements to form a secondary titanium bearing phase. In the 980-1028 mbsf interval the increase in temperature due to the emplacement of the underlying dikes promotes significant alteration, Curie temperatures reach 500°C. At this stage all Fe^{2+} from octahedral and tetrahedral sites is gone, z reaches 1 and this is the ultimate alteration stage of titanomagnetite.

- Below 1028 mbsf, marked by the first intrusive contacts, the alteration temperatures are significantly higher and alteration of titanomagnetite during or after emplacement consists of exsolution of Ti-rich and Ti-poor iron oxide phases.

In this study a link between alteration of the magnetic phases and formation of secondary phases is made. In particular the occurrence of a Ti-rich secondary mineral is linked with peculiar magnetic properties. The magnetic properties appear closely linked to alteration temperatures, showing that titanomagnetite could have potential as a paleothermometer for low temperature alteration regimes.

Acknowledgements: the authors are grateful to France Lagroix for her help with the MPMS, Nathaniel Findling for help with the SEM. The authors wish also to thank Marcel Bohn for kindly participating in high quality EMP data. Our study benefits from all ODP/IODP 206, 309, and 312 scientists and technicians who contributed to the recovery and description of these exceptional samples. The MPMS XL5 EverCool system at IPGP was financed by the Conseil Régional d'Ile-de-France (NºI-06-206/R), INSU-CNRS, IPGP and ANR (N°06-JCJC-0144). The authors are grateful to BRGM (France) for the 2 samples of andradite and pyrophanite, used as standard samples for SEM calibration. This research was made possible by samples and data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP) and was supported by INSU-CNRS and ECORD.

References

Alt, J. C., Honnorez, J., Laverne, C., and Emmermann, R., (1986), Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, DSDP Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*.

Alt, J.C., (2004), Alteration of the upper oceanic crust: Mineralogy, chemistry and processes, in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, edited by E. Davis and H. Elderfield, pp 456-488, Cambridge Univ Press, New York.

Alt, J.C., Coggon, R. M., Laverne, C., Smith-Duque, C., Teagle, D. A. H., Morgan, S., (2008), The thermal structure of a submarine hydrothermal system, ODP/IODP Hole 1256D, Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract V44B-06.

Aragon, R., Buttrey, D. J., Sheperd, J. P., Honig, J. M., (1985), Influence of nonstoichiometry on the Verwey transition, *Physical Review*, *B 31*(1), 430-426.

Bleil, U., and N. Petersen (1983), Variations in Magnetization Intensity and Low-Temperature Titanomagnetite Oxidation of Ocean-Floor Basalts, *Nature*, *301*(5899), 384-388.

Carter-Stiglitz, B., Moskowitz, B., Solheid, P., Berquo, T. S., Jackson, M., Kosterov, A., (2006), Low-temperature magnetic behavior of multidomain titanomagnetites: TM0, TM16, and TM35, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *111*(B12), 12.

Coggon, R. M., Alt, J. C., Teagle, D. A. H., (2008), Thermal history of ODP Hole 1256D lower sheeted dikes: Petrology, chemistry and geothermometry of the granoblastic dikes, Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract V44B-08.

Dunlop, D., and O. Ozdemir (1997), *Rock Magnetism*, 573 pp., Cambridge University Press, New York.

Fisher, T.A. (1998), Permeability within basaltic oceanic crust, *Rev. Geophys, 36*(2), 143-182.

Furuta, T. (1993), Magnetic-Properties and Ferromagnetic Mineralogy of Oceanic Basalts, *Geophysical Journal International*, *113*(1), 95-114.

Grommé, C. S., Wright, T. L., Peck, D. L., (1969), Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, *74*, 5277-5293.

Halgedahl, S. L., and R. D. Jarrard (1995), Low-temperature behavior of single-domain through multidomain magnetite, *Earth and Planetary Science Letters*, *130*(1-4), 127-139.

Honnorez, J. (2003), Hydrothermal alteration vs. Ocean seafloor metamorphism. A comparison between 2 case histories: The TAG hydrothermal mound (MAR) vs ODP Hole 504B (EPR), *CR. Geosciences, 335*(3),

Humphris, S. E., Thompson,G., (1976), Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42(1), 107-125.

Kakol, Z., Sabol, J., Honig, J. M., (1991), Magnetic properties of titanomagnetites Fe3-xTix04 (0<x<1), *Journal of Apllied Physics*, *69*(8), 4822-4824.

Kent, D. V., and J. Gee (1994), Grain Size-Dependent Alteration and the Magnetization of Oceanic Basalts, *Science*, *265*(5178), 1561-1563.

Koepke, J., Christie, D. M., Dziony, W., Holtz, F., Lattard, D., Maclennan, J., Park, S., Scheibner, B., Yamazaki, T., Yamazaki, S., (2008), Petrography of the dike-gabbro transition at IODP Site 1256 (equatorial Pacific): The evolution of the granoblastic dikes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *9*(7).

Laverne, C., Grauby, O., Alt, J. C., Bohn, M., (2006), Hydroschorlomite in altered basalts from Hole 1256D, ODP Leg 206: The transition from low-temperature to hydrothermal alteration, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *7*(10).

Laverne, C., Tartarotti, P., Grauby, O., Siantonas, A. C., (2007), Data report: Chemical composition of minerals from a lava pond, ODP Site 1256D, In *Teagle, D.A.H., Wilson, D.S., Acton, G.D., Vanko, D.A.,* Proc. ODP, Sci. Results, 206. College Station, TX.

Laverne, C., Alt, J.C., Carlut, J., Gao, Y., Grauby, O., and Hoise, E., (2008). Transition between low-temperature alteration and hydrothermal alteration in ODP/IODP Hole 1256D. The mineralogical record. Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract V51F-2101.

McCollom, T. M., Shock, E. L., (1998), Fluid-rock interactions in the lower oceanic crust : Thermodynamic models of hydrothermal alteration, *Journal of Geophysical Research -Solid Earth, 103*(B1), 547-575.

Marescotti, P., Vanko, D. A., Cabella, R., (2000), From oxidizing to reducing alteration, mineralogical variations in pillow basalts from the East flank, Juan de Fuca Ridge, Proc. ODP, Sci. Results, 168, 119-136. College station, TX.

Marshall, M., and A. Cox (1972), Magnetic Changes in Pillow Basalt Due to Sea-Floor Weathering, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *77*(32), 6459-&.

Matzka, J., Krasa, D., Kunzmann, T., Schult, A., Petersen, N., (2003), Magnetic state of 10-40 Ma old ocean basalts and its implications for natural remanent magnetization, *Earth and Planetary Science Letters*, *206*(3-4), 541-553.

Miller, D. J., Kelley, J., (2004), Low temperature alteration of basalt over time: A synthesis of results from ODP Leg 187, In *Petersen, R. B., Christie, D. M. and Miller, D. J.*, Proc. ODP, Sci. Results, 187. College Station, TX.

Morgan, S., McCaig, A., Yardley, B., Banks, D., Cann, J., (2006), Seafloor hydrothermal fluid evolution: A fluid inclusion study, Eos Trans. AGU, 87 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract B34A-05.

Moskowitz, B. M., Jackson, M., Kissel, C., (1998), Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites, *Earth and Planetary Science Letters*, *157*(3-4), 141-149.

O'Reilly, W. (1983), The identification of titanomaghemites: Model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *31*(1), 65-76.

O'Reilly, W. (1984), *Rock and Mineral Magnetism*, Blackie, Glasgow.

O'Reilly, W., and S. K. Banerjee (1966), Oxidation of titanomagnetites and self-reversal, *Nature*, *211*, 26-28.

Ozdemir, O., and W. Oreilly (1982), An experimental study of thermoremanent magnetization acquired by synthetic monodomain titanomaghemites, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, *34*(8), 467-478.

Ozdemir, O. (1987), Inversion of titanomaghemites, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *46*(1-3), 184-196.

Ozdemir, O., Dunlop, D. J., Moskowitz, B. M., (1993), The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite, *Geophysical Research Letters*, *20*(16), 1671-1674.

Pariso, J. E., and H. P. Johnson (1991), Aleration processes at Deep Sea Drilling Project/ Ocean Drilling Program Hole 504B at the Costa Rica Rift: Implications for magnetization of oceanic crust, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *96*(B7), 11703-11722.

Petersen, N., and H. Vali (1987), Observation of Shrinkage Cracks in Ocean-Floor Titanomagnetites, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *46*(1-3), 197-205.

Pouchou, J. L., and F. Pichoir (1985), Determination by X-Ray microprobe of thickness and composition of thin surface layers, *Journal De Microscopie Et De Spectroscopie Electroniques*, *10*(4), 279-290.

Readman, P. W., and W. O'Reilly (1970), The synthesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *4*(2), 121-128.

Schramm,B., Devey, C. W., Gillis, K. M., Lackschowitz, K., (2005), Quantitative assessment of chemical and mineralogical changes due to progressive low-temperature alteration of East Pacific Rise basalts from 0 to 9 Ma, Chemical Geology, 218(3-4), 281-313.

Shipboard Scientific Party (2003), Leg 206: An in situ section of upper oceanic crust formed at superfast seafloor spreading, in Wilson, D. S., Teagle, D. A. H., Acton, G. D., PRoc. ODP, Init. Repts., 206: College Station, TX.

Smith, G. M., Banerjee, S. K., (1986), Magnetic structure of the upper kilometer of the marine crust at Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Eastern Pacific, *Journal of Geophysical Research, 91*(B10), 10337-10357.

Talbi,E. H., Honnorez, J., (2003), Low temperature alteration of mesozoic oceanic crust, Ocean Drilling Program Leg 185, Geochem. Geophys. Geosyst., 4(5), 8906, doi:10.1029/2002GC000405.

Tauxe, L. (1998), Paleomagnetism, Principles and Pratice. Kluwer Academic Publishers, p. 299.

Teagle, D. A. H., Alt, J. C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N. R., Wilson, D. S., and the Expedition 309/312 Scientists (2006), Superfast spreading rate crust 2 and 3, *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, 309/312, Washington, DC, United States.

Tominaga, M. , Teagle, D. A. H., Alt, J. C., Umino, S., (2009), Determination of the volcanostratigraphy of oceanic crust formed at superfast spreading ridge: Electrofacies analyses of ODP/IODP Hole 1256D, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q01003, doi:10.1029/2008GC002143.

Wang, D. M., and R. Van der Voo (2004), The hysteresis properties of multidomain magnetite and titanomagnetite/titanomaghemite in mid-ocean ridge basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, *220*(1-2), 175-184.

Wilson, D. S., et al. (2006), Drilling to gabbro in intact ocean crust, *Science*, *312*(5776), 1016-1020.

Xu, W. X., Peacor, D. R., Dollase, W. A., Van Der Voo, R., Beaubouef, R., (1997), Transformation of titanomagnetite to titanomaghemite: A slow, two-step, oxidation-ordering process in MORB, *American Mineralogist*, *82*(11-12), 1101-1110.

Zhou, W. M., Van Der Voo, R., Peacor, D. R., (1997), Single-domain and superparamagnetic titanomagnetite with variable Ti content in young ocean-floor basalts: No evidence for rapid alteration, *Earth and Planetary Science Letters*, *150*(3-4), 353-362.

Zhou, W. M., Peacor, D. R., Van Der Voo, R., Mansfield, J. F., (1999), Determination of lattice parameter, oxidation state, and composition of individual titanomagnetite/titanomaghemite grains by transmission electron microscopy, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *104*(B8), 17689-17702.

Zhou, W. M., Van Der Voo, R., Peacor, D. R., Wang, D. M., Zhang, Y. X., (2001), Low-temperature oxidation in MORB of titanomagnetite to titanomaghemite: A gradual process with implications for marine magnetic anomaly amplitudes, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *106*(B4), 6409-6421.

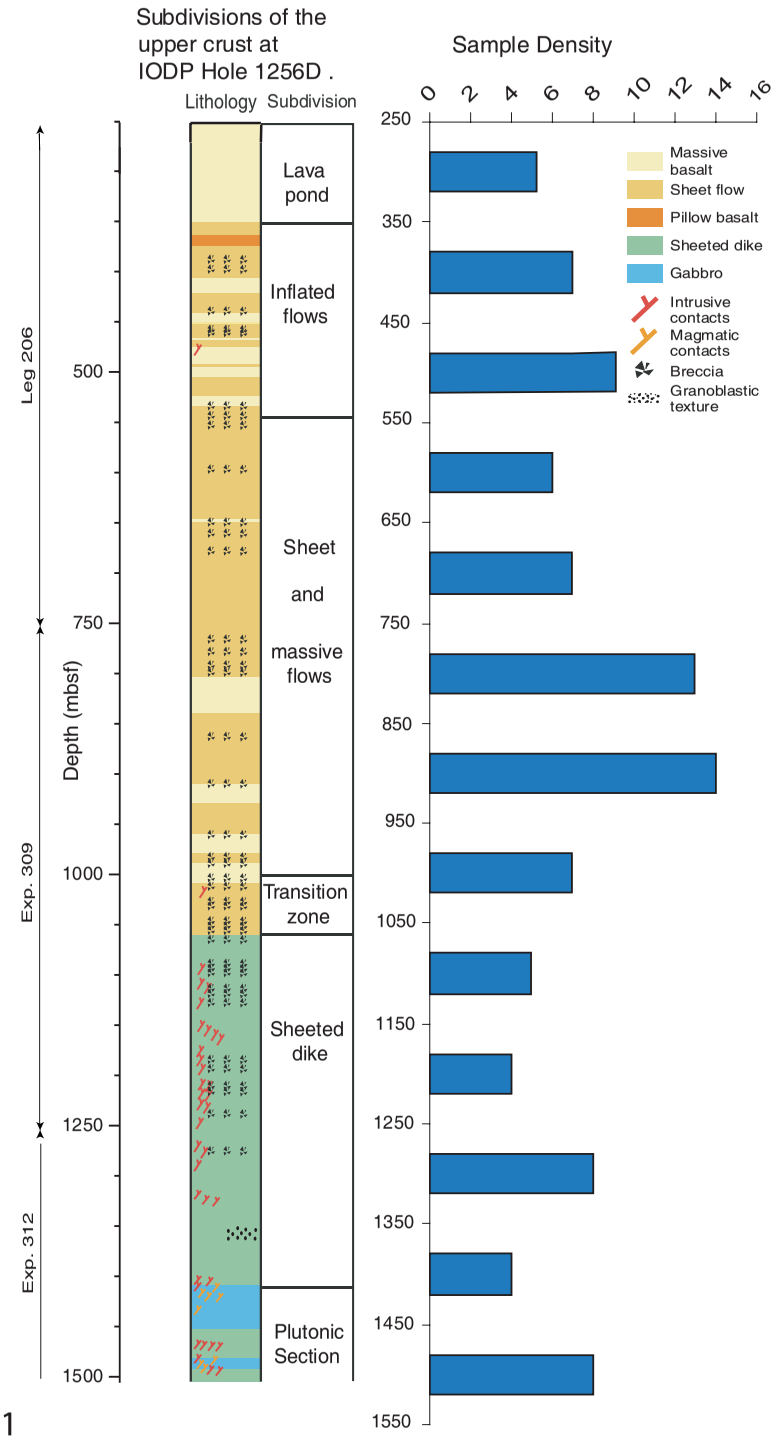

FIGURE 1

Figure 1: Simplified lithostratigraphy of Hole 1256D, showing dominant rock types (after Wilson et al., [2006]). Histogram of samples number used for magnetic measurements and petrological observations in this study.

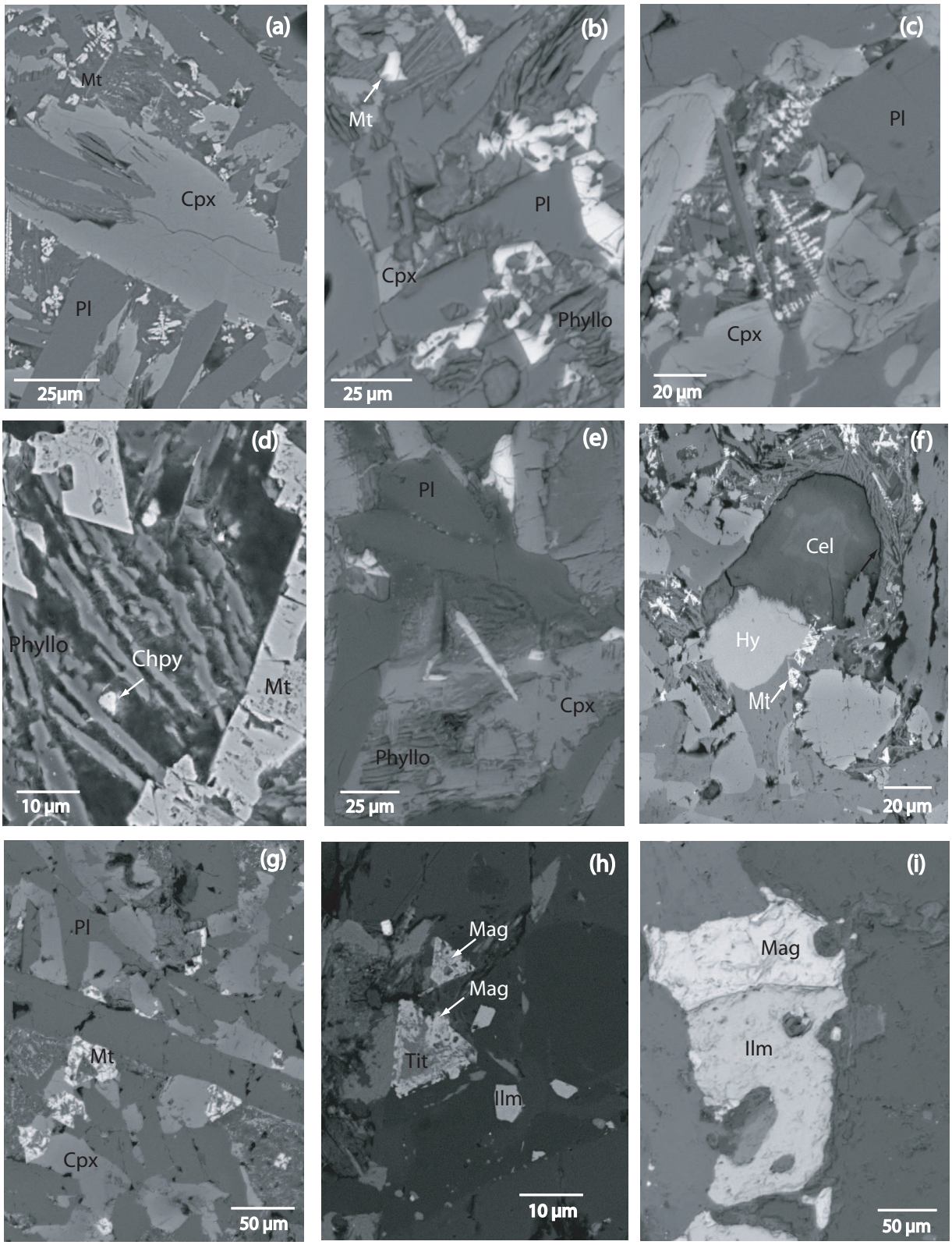

FIGURE 2

Figure 2 : Scanning electron microscopic images showing titanomagnetites in different samples from Hole 1256D.
a) Numerous dendritic and cruciform titanomagnetites (Mt) occuring between plagioclase (Pl) and pyroxene (Cpx) in Sample 206-1256D-21R-2,75-78.
b) Altered titanomagnetites showing cracks caused by low temperature alteration in Sample 206-1256D-49R-2,31-33.
c) Dendritic titanomagnetites appearing between plagioclase and clinopyroxene in Sample 206-1256D-52R-2,31-33.
d) Massive titanomagnetite with numerous cracks and a small chalcopyrite crystal (Chpy) within altered phyllosilicate laths (Phyllo) in Sample 206-1256D-57R-1,25-27.
e) Titanomagnetites with various shapes (as baguette) in alteration halo in the same sample.
f) Denditric titanomagnetites around a vesicle filled with a titanium-rich phase (Hy*) and celadonite (Cel) in Sample 309-1256D-83R-1,111-113. The secondary titanium phase (Hy*) shows an irregular form and is in direct contact with Fe-Ti oxides (Mt).
g) Highly altered titanomagnetites showing numerous cracks in Sample 309-1256D-114R-1,19-23.
h) A primary titanomagnetite altered in magnetite (Mag), ilmenite (Ilm) and titanite (Tit) in Sample 309-1256D-125R-1, 36-40.
i) Deeper in the section, high temperature alteration forms separate crystals of magnetite (Mag) and ilmenite (Ilm) in Sample 312-1256R-227R-1, 137-139.

FIGURE 3

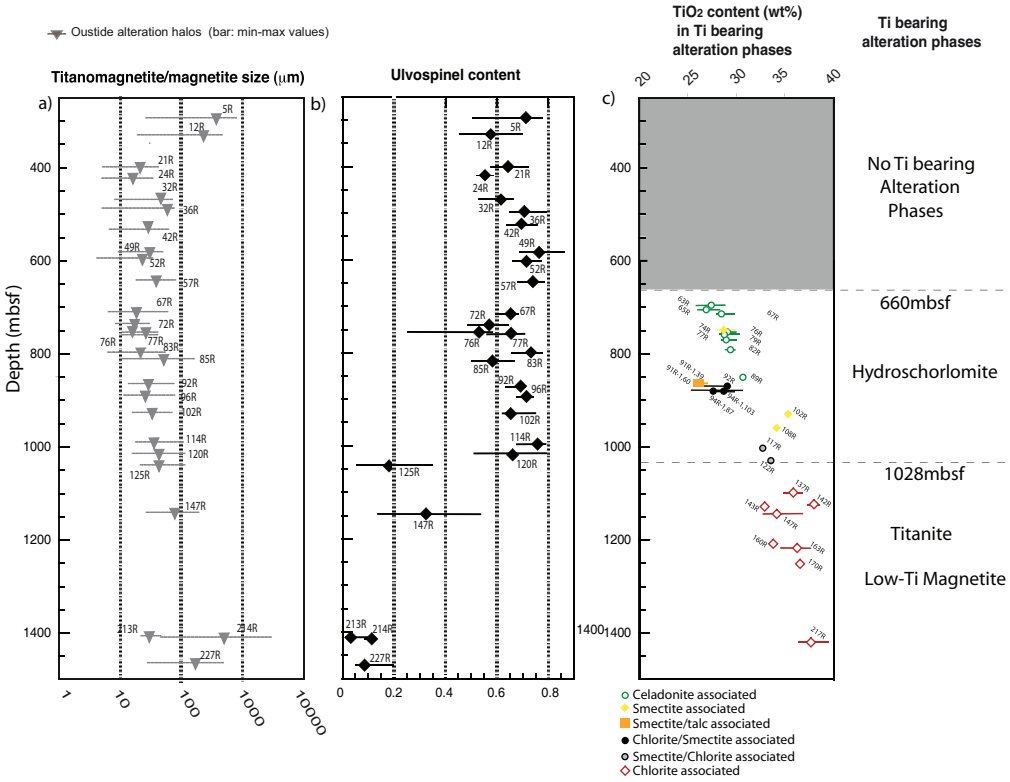

Figure 3: Synthesis of a) titanomagnetite size (in μm in log scale) with depth. Selected data are from sample part distant from alteration halos/vein. The bars represent the standard deviation.
b) Mean value in ulvospinel content (x) with depth calculated after Ti/Fe values (expressed in atomic ratio) from the least altered part. Only low-Ti magnetite is shown below 1030mbsf.
c) Mean TiO2 contents in the secondary titanium bearing phases with depth. The average number of analyses is on the order of 15 except for samples 102R, 108R and 117R where the few material available allow only 2 analyses. The bars represent the whole range of composition found (min-max).

FIGURE 4

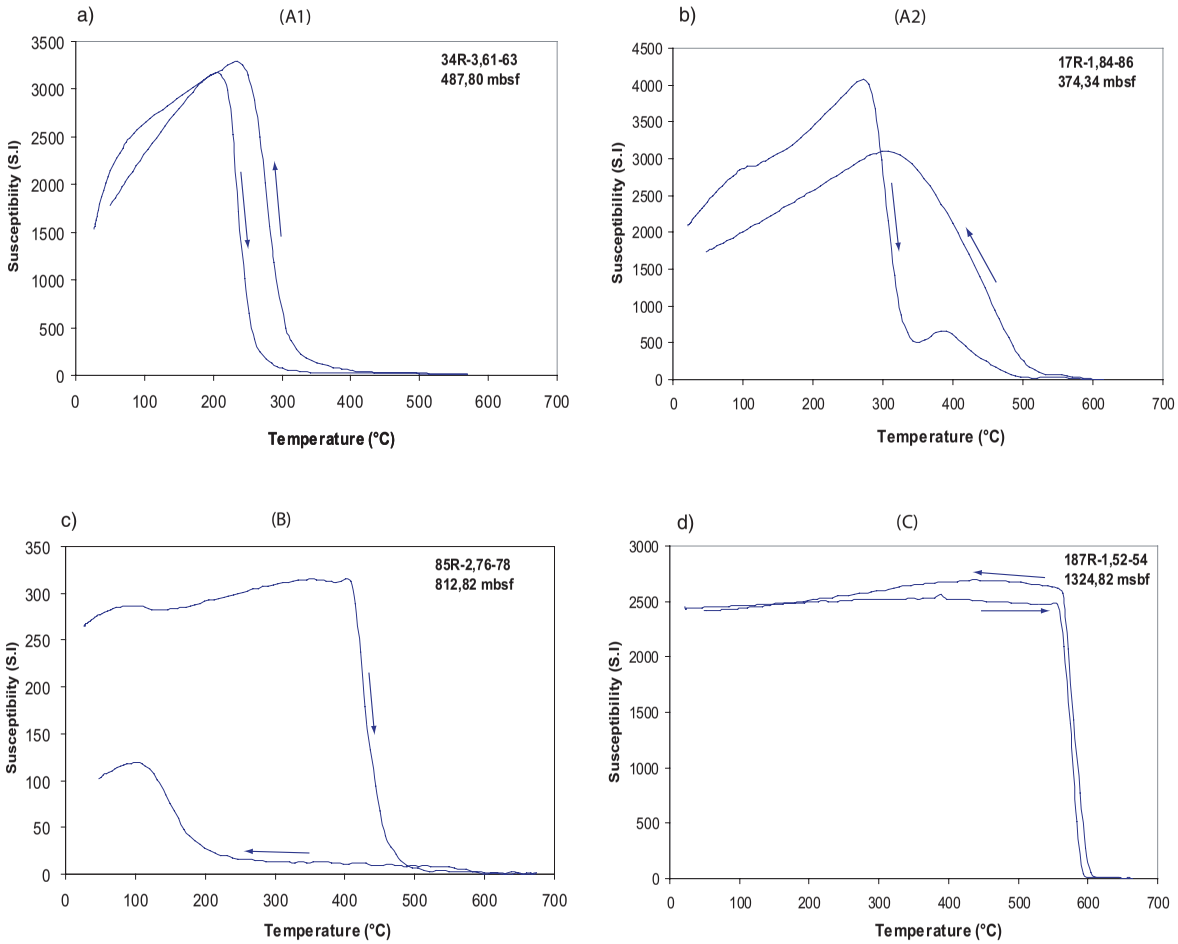

Figure 4: Selected representative thermomagnetic curves of samples from Hole 1256D. Heating and cooling curves are indicated by arrows.

FIGURE 5

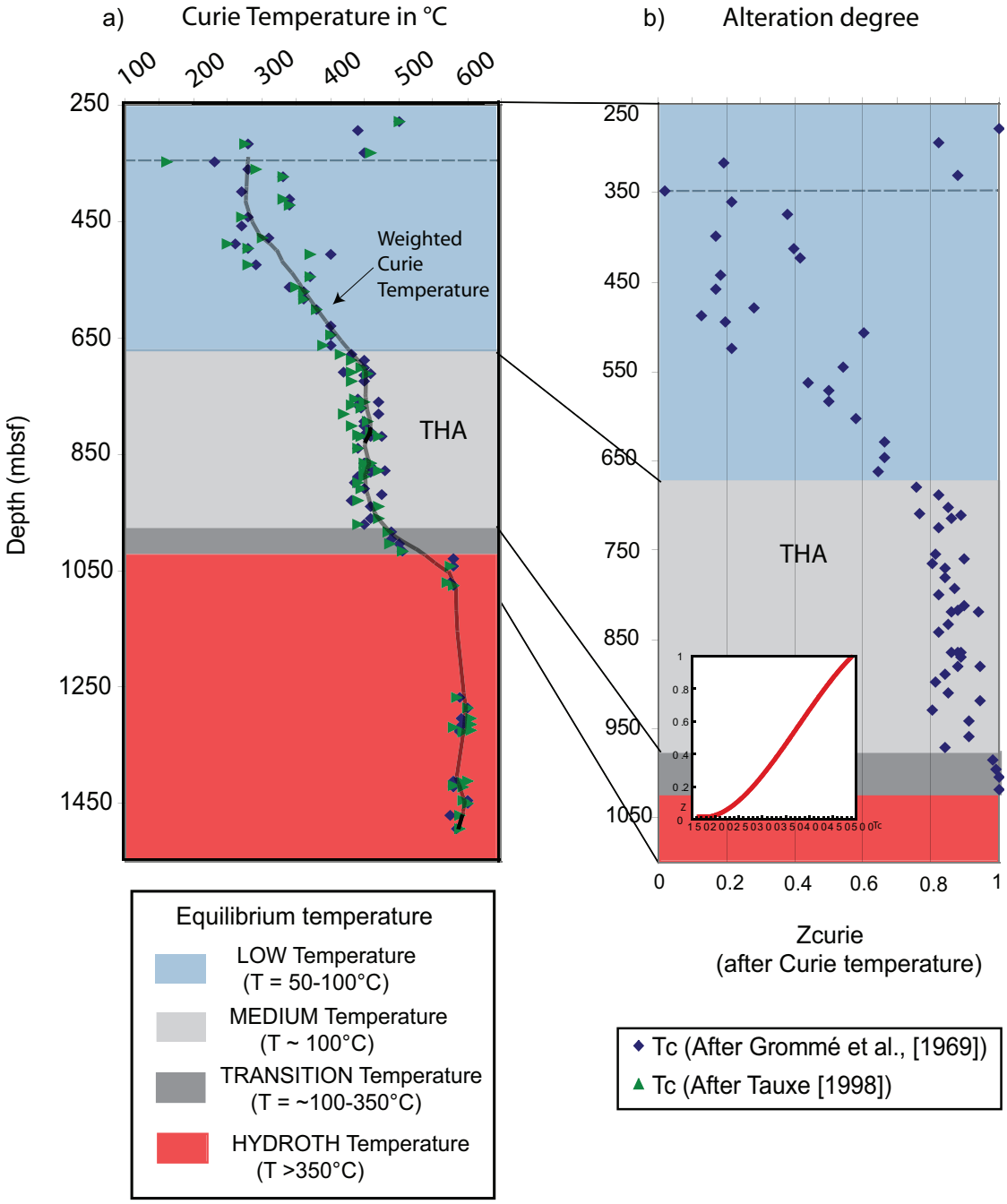

Figure 5: a) Evolution of Curie temperature with depth. The back diamonds represent Curie temperatures determined by graphical method after Grommé et al. [1969] and the green triangles Curie temperatures determined by differential method after Tauxe [1998].
b) Evolution of corresponding alteration ratio, zcurie, calculated according to the curve shown inset following Dunlop and Ozdemir [1997].
The THA zone corresponds to the Titanomagnetite High Alteration interval determined following the threshold in Curie temperatures.
A rough estimation of alteration temperature intervals (after Alt et al. [2008], is represented,based on oxygen isotope data on secondary minerals and fluid inclusions in quartz.

FIGURE 6

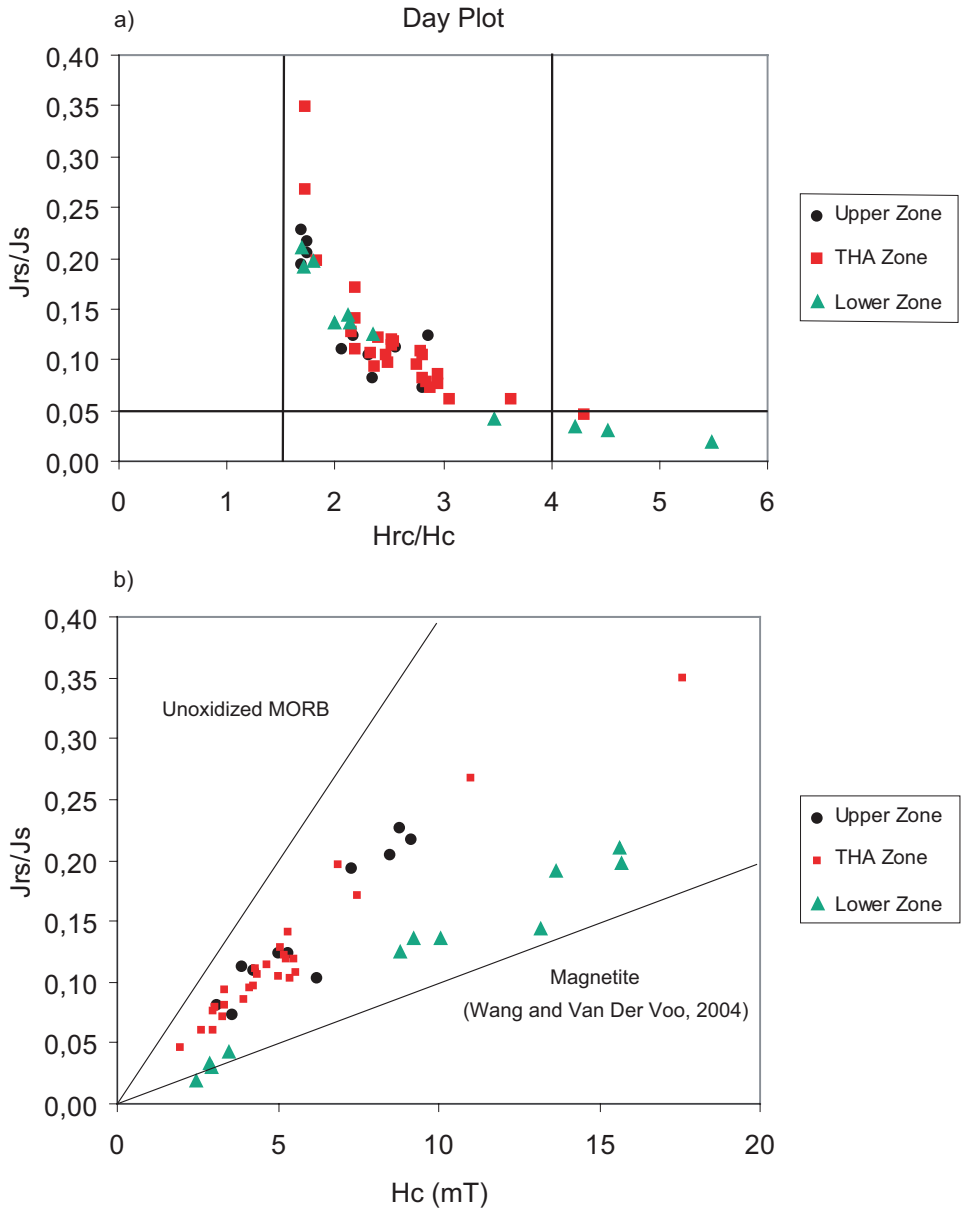

Figure 6 : a) Magnetic hysteresis data plotted as Day plot. The black circles correspond to basalt cores above the THA Zone (Lava Pond, Inflated and Massive flows above 660mbsf), the red squares represent samples from the THA zone and the green triangles samples from the Lower zone (below 1030mbsf through the sheeted dikes and plutonic complex).
b) Plot of the ratio of saturation remanence to saturation magnetization Jrs/Js versus coercive force Hc. Straight lines correspond to reference data, redrawn from *Wang and Van Der Voo* [2004].

FIGURE 7

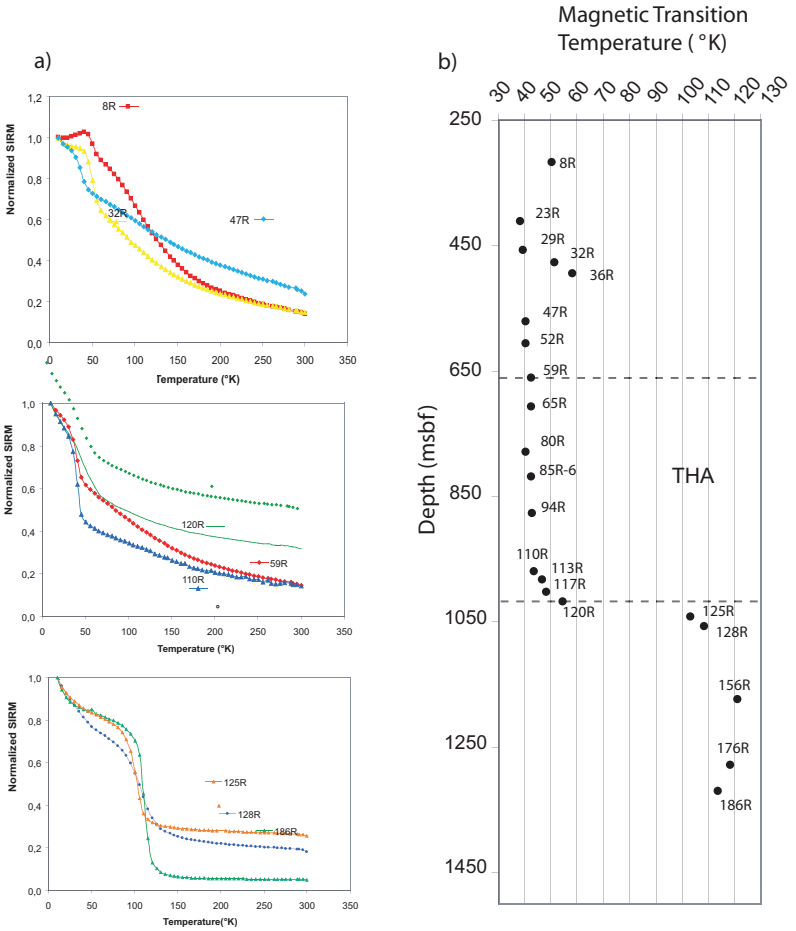

Figure 7: Normalized saturation isothermal remanence (SIRM) curves measured on warming (10-300°K) after a zero-field cooling (ZFC) from representative samples.
a) Distinction for samples from the upper part of Hole 1256D (Lava Pond - Inflated and Massive flows above 660mbsf), the THA Zone, and the lower part (the sheeted dikes and plutonic complex) is made. A sharp drop in SIRM typical of titanomagnetite and magnetite is clearly shown by a transition switch from 50 to120°K, corresponding to the appearence of the Verwey transition of magnetite.
b) A synthesis of temperature drop is represented with depth.

FIGURE 8

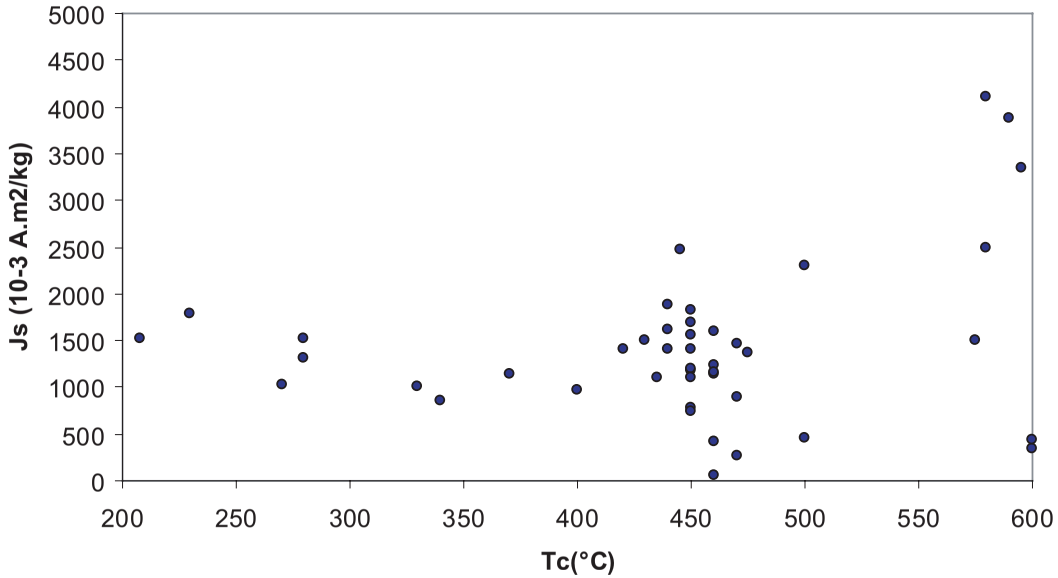

Figure 8 : Plot of saturation magnetization (Js) versus Curie temperature (Tc) for our set of samples.

Table 1: List of core samples studied

Core Section Interval (cm) [a]	Depth (mbsf)[b]	TI/Fe (At%)[c]	Ulvospinel content x [d]	T Curie (°C) [e]	T Curie (°C)[f]	Alteration degree z_{curie} [g]	Js(10-3 A.m²/kg) [h]	Jrs/Js [i]	Hrc/Hc[j]	Rem Transition Temperature (K)[k]
2R-1, 115-117	277,25	-	-	500	500	1	2309	0,104	2,315	-
5R-3, 62-64	293 ,69	0,313	0,715	440	430	0,823	-	-	-	-
8R-4, 68-72	316,94	-	-	280	275	0,189	1513	0,081	2,342	50
11R-3, 32-34	330,86	-	-	470	460	0,878	1463	0,072	2,819	-
12R-3, 104-108	345,01	0,239	0,579	-	-	-	-	-	-	-
12R-5, 100-102	347,38	-	-	230	160	0,019	1790	0,124	2,861	-
14R-1, 125-127	360,75	-	-	280	290	0,213			-	-
17R-1, 84-86	374,34	-	-	330	330	0,377	1010	0,227	1,695	-
21R-2, 75-78	399,00	0,274	0,646	270	270	0,166	-	-	-	-
23R-2, 63-65	412,32	-	-	340	330	0,397	-	-	-	38
24R-2, 92-97	421,88	0,232	0,565	-	-	-	-	-	-	-
24R-2, 120-122	422,16	-	-	340	340	0,417	864	0,204	1,740	-
26R-3, 110-112	442,02	-	-	280	270	0,181	1317	0,112	2,559	-
29R-1, 135-136	457,95	-	-	270	270	0,166	1036	0,193	1,686	39
32R-2, 125-127	477,90	-	-	310	300	0,283			-	51
32R-2, 127-131	477,92	0,253	0,606	-	-	-	-	-	-	-
34R-3, 61-63	487,80	-	-	260	250	0,124			-	-
36R-1, 108-109	495,08	0,309	0,708	280	280	0,197	1519	0,109	2,064	58
38R-2, 64-65	506,44	-	-	400	370	0,602	963	0,217	1,744	-
41R-1, 5-7	524,85	-	-	290	280	0,213			-	-
42R-1, 31-34	529,71	0,304	0,699	-	-	-	-	-	-	-
44R-2, 18-20	544,78	-	-	370	370	0,540	1133	0,124	2,168	-
46R-1, 93-95	562,43	-	-	340	350	0,437	-	-	-	-
47R-1, 66-67	571,66	-	-	360	360	0,498	-	-	-	40
49R-2, 31-33	583,42	0,343	0,765	360	360	0,498	-	-	-	-
52R-2, 31-33	602,51	0,314	0,716	380	380	0,581	-	-	-	40
55R-1, 122-124	628,62			400	400	0,664	-	-	-	-
57R-1, 25-27	646,05	0,328	0,741	400	400	0,664	-	-	-	-
59R-2, 131-133	661,68	-	-	400	390	0,644	-	-	-	42
61R-1, 98-100	678,98	-	-	430	415	0,755	1497	0,128	2,145	-
62R-1, 130-132	688,50	-	-	450	430	0,823	772	0,108	2,804	-

64R-2, 41-44	702,55	-	-	450	445	0,851				-
65R-3, 27-31	708,52	-	-	420	430	0,765	1149	0,114	2,361	42
66R-1, 14-17	710,40	-	-	460	455	0,886	1402	0,086	2,471	-
67R-3, 85-90	715,00	0,280	0,655	450	440	0,860				-
69R-1, 73-76	724,10	-	-	450	430	0,823	1173	0,110	2,186	-
72R-1, 111-115		0,236	0,572	-	-	0,829	-	-	-	-
76R-1, 55-58	754,45	0,216	0,532	440	435	0,813	1876	0,107	2,339	-
77R-1, 103-106	759,73	0,280	0,657	470	450	0,895	263,9	0,745	2,394	-
78R-2, 124-127	765,00	-	-	440	430	0,804	1412	0,141	2,187	-
79R-1, 128-131	770,88	-	-	445	445	0,841	2469	0,114	2,529	-
80R-1, 103-107	780,23	-	-	470	420	0,841	895	0,171	2,183	40
82R-1, 55-60	792,75	-	-	450	455	0,869	1831	0,097	2,494	-
83R-1, 111-113	800,31	0,317	0,722-	450	430	0,823	1701	0,095	2,764	-
85R-2, 70-73	812,82	-	-	460	450	0,895	61	0,197	1,830	-
85R-4, 101-104	816,59	0,242	0,584	450	460	0,878	1564	0,072	2,885	-
85R-6, 80-83	818,25	-	-	460	440	0,860	1596	0,085	2,954	42
87R-1, 66-68	832,76	-	-	450	445	0,851	1192	0,136	2,524	-
88R-1, 78-80	840,98	-	-	440	440	0,823	1625	0,045	3,633	-
89R-1, 16-22	819,05	-	-	475	475	0,937	1361	0,054	4,297	-
91R-1, 0-4	864,20	-	-	455	460	0,886	1104	0,118	2,540	-
91R-1, 39-40	864,59	-	-	450	450	0,860	-	-	-	-
91R-1, 60-63	864,80	-	-	450	460	0,878	744	0,103	2,809	-
92R-1,146-149	870,46	0,301	0,694	460	455	0,886	1227	0,081	2,815	-
94R-1, 87-89	879,47	-	-	480	470	0,945	-	-	-	42
94R-1, 103-106	879,63	-	-	460	450	0,878	-	-	-	-
95R-1, 105-107	889,24	-	-	440	450	0,841	-	-	-	-
96R-1, 4-7	893,60	0,314	0,716	-	-	0,829	-	-	-	-
97R-1, 52-55	897,80			435	440	0,813	1111	0,078	2,843	-
99R-2, 20-22	909,10			450	455	0,851	1399	0,076	2,963	-
101R-2, 12-14	918,48			475	470	0,945	-	-	-	-
102R-3, 25-29	929,64	0,280	0,655	430	440	0,804	-	-	-	-
104R-1, 3-6	940,83	-	-	460	470	0,912	423	0,349	1,727	-
108R-1, 41-43	959,21	-	-	460	470	0,912	1165	0,071	3,060	-
110R-1, 145-149	971,05	-	-	450	440	0,841	-	-	-	43
113R-1, 8-10	984,08	-	-	490	485	0,983	-	-	-	46

114R-1, 19-23	995,00	0,339	0,759	490	490	0,991	-	-	-	-
117R-1, 27-28	1003,47			500	495	0,999	457	0,267	1,733	48
120R-1, 33-35	1017,93	0,284	0,664	505	500	0,999	-	-	-	54
122R-2, 8-12	1028,88			580	580	-	-	-	-	-
125R-1, 36-40	1042,06	1,147/0,065	1,603/0,183	580	575	-	-	-	-	103
128R-1, 144-147	1057,54			580	580	-	2488	0,125	2,358	108
131R-1, 39-41	1070,89	-	-	575	570	-	-	-	-	-
134R-2, 30-38	1086,59	-	-	600	600	-	-	-	-	-
142R-1, 121-123	1124,51	-	-	575	570	-	1506	0,075	1,706	-
147R-1, 54-56	1145 ,74	1,009/0,122	1,507/0,326	-	-	-	-	-	-	-
150R1, 8-10	1160,38	-	-	580	580	-	4103	0,210	1,691	-
156R-1, 100-102	1190,40	-	-	-	-	-	1953	0,198	1,797	-
162R-3, 26-28	1216,55	-	-	-	-	-	1785	0,145	2,118	-
174R-1, 130-133	1266,70	-	-	590	585	-	-	-	-	-
176R-2, 24-25	1277,84	-	-	-	-	-	-	-	-	118
178R-1, 27-29	1285,97	-	-	600	600	-	-	-	-	-
182R-1, 4-7	1304,94	-	-	592	605	-	-	-	-	-
184R-1, 74-76	1315,24	-	-	595	605	-	3337	0,034	4,224	-
186R-1, 9-11	1319,59	-	-	590	580	-	5010	0,042	3,483	113
187R-1, 52-54	1324,82	-	-	590	605	-	3869	0,030	4,519	-
187R-2, 67-69	1326,34	-	-	590	595	-				-
205R-1, 10-14	1382,20	-	-	-	-	-	5861	0,019	7,486	-
213R-1, 21-23	1410,31	0,935/0,012	1,450/0,034	580	600	-	-	-	-	-
214R-2, 135-138	1413,70	0,963/0,040	1,472/0,115	585	595	-	-	-	-	-
216R-1, 25-27	1418,15	-	-	580	580	-	-	-	-	-
217R-1, 59-60	1422,19	-	-	580	595	-	-	-	-	-
222R-1, 121-123	1445,81	-	-	600	595	-	343	0,136	2,142	-
223R-2, 10-12	1450,88	-	-	600	600	-	440	0,136	2,052	-
227R-1, 137-139	1469,87	0,941/0,030	1,455/0,088	575	590	-	-	-	-	-
231R-1, 8-10	1487,98	-	-	570	580	-	-	-	-	-
231R-1, 61-62	1488,51	-	-	580	580	-	-	-	-	-
231R-1, 127-129	1489,17	-	-	600	590	-	-	-	-	-
231R-3, 121-123	1491,77	-	-	590	590	-	-	-	-	-
232R-1, 85-87	1493,75	-	-	585	590	-	-	-	-	-
232R-2, 75-76	1494,73	-	-	585	595	-	-	-	-	-

Table1: List of studied samples.

[a] Core section with interval in centimetres.

[b] Depth of Core sections in meters below sea-floor (mbsf).

[c] Mean value of Ti/Fe ratio measured on magnetic minerals, expressed as an atomic percentage. Core sections with one data correspond to SEM semi-quantitative analyses on titanomagnetites. Cores sections with 2 values correspond to SEM semi-quantitative analyses on ilmenites and magnetites, respectively.

[d] Ulvospinel content x of titanomagnetites calculated from Ti/Fe ratios.

[e] Curie temperatures estimated after the Grommé method. Measurements made on a KLYS-3 susceptibilimeter.

[f] Curie temperatures estimated after the Tauxe method. Measurements made on a KLYS-3 susceptibilimeter

[g] Alteration degree z_{curie} calculed, after [*Dunlop and Ozdemir,* 1997], from Curie temperatures determined by the Grommé method.

[h] Saturation magnetization (Js) expressed in 10^{-3} $A.m^2/kg$ after hysteresis loop measurements.

[i] Saturation remanent magnetization (Jrs) / Saturation magnetization (Js) ratios calculated after hysteresis loop measurements.

[j] Remanent coercivity / Coercive force ratios obtained by hysteresis loop measurements.

[k] Values of temperature of remanence transition, estimated from ZF-SIRM cooling curves.

Captions

Table 1: List of all samples studied

Table1: List of studied samples.

[a] Core section with interval in centimetres.

[b] Depth of Core sections in meters below sea-floor (mbsf).

[c] Mean value of Ti/Fe ratio measured on magnetic minerals, expressed as an atomic percentage. Core sections with one data correspond to SEM semi-quantitative analyses on titanomagnetites. Cores sections with 2 values correspond to SEM semi-quantitative analyses on ilmenites and magnetites, respectively.

[d] Ulvospinel content x of titanomagnetites calculated from Ti/Fe ratios.

[e] Curie temperatures estimated after the Grommé method. Measurements made on a KLYS-3 susceptibilimeter.

[f] Curie temperatures estimated after the Tauxe method. Measurements made on a KLYS-3 susceptibilimeter

[g] Alteration degree z calculed, after [*Dunlop and Ozdemir,* 1997], from Curie temperatures determined by the Grommé method.

[h] Saturation magnetization (Js) expressed in 10^{-3} $A.m^2/kg$ after hysteresis loop measurements.

[i] Saturation remanent magnetization (Jrs) / Saturation magnetization (Js) ratios calculated after hysteresis loop measurements.

[j] Remanent coercivity / Coercive force ratios obtained by hysteresis loop measurements.

[k] Values of temperature of remanence transition, estimated from ZF-SIRM cooling curves.

Figure 1 : Simplified lithostratigraphy of Hole 1256D, showing dominant rock types (after *Wilson et al.,* [2006]). Histogram of samples number used for magnetic measurements and petrological observations in this study.

Figure 2 : Scanning electron microscopic images showing titanomagnetites in different samples from Hole 1256D.

a) Numerous dendritic and cruciform titanomagnetites (Mt) occurring between plagioclase (Pl) and pyroxene (Cpx) in Sample 206-1256D-21R-2, 75-78.

(b) Altered titanomagnetites showing cracks caused by low temperature alteration in Sample 206-1256D-49R-2, 31-33.

(c) Dendritic titanomagnetites appearing between plagioclase and clinopyroxene in Sample 206-1256D-52R-2, 31-33.

(d) Massive titanomagnetite with numerous cracks and a small chalcopyrite crystal (Chpy) within altered phyllosilicate laths (Phyllo) in Sample 206-1256D-57R-1, 25-27.

(e) Titanomagnetites with various shapes (as baguette) in alteration halo in the same sample.

(f) Dendritic titanomagnetites around a vesicle filled with a titanium-rich phase (Hy*) and celadonite (Cel) in Sample 309-1256D-83R-1, 111-113. The secondary titanium phase (Hy*) shows an irregular form and is in direct contact with Fe-Ti oxides (Mt).

(g) Highly altered titanomagnetites showing numerous cracks in Sample 309-1256D-114R-1, 19-23.

(h) A primary titanomagnetite altered in magnetite (Mag), ilmenite (Ilm) and titanite (Tit) in Sample 309-1256D-125R-1, 36-40.

(i) Deeper in the section, high temperature alteration forms separate crystals of magnetite (Mag) and ilmenite (Ilm) in Sample 312-1256D-227R-1, 137-139.

Figure 3 : Synthesis of a) titanomagnetite size (in µm in log scale) with depth. Selected data are from sample part distant from alteration halos/vein. The bars represent the standard deviation. b) Mean value in ulvospinel content (x) with depth calculated after Ti/Fe values (expressed in atomic ratio) from the least altered part. Only low-Ti magnetite is shown after 1030mbsf. c) Mean TiO_2 contents in the secondary titanium bearing phases with depth. The average number of analyses is on the order of 15 except for samples 102R, 108R and 117R where the few material available allow only 2 analyses. The bars represent the whole range of composition found (min-max).

Figure 4: Selected representative thermomagnetic curves of samples from Hole 1256D. Heating and cooling curves are indicated by arrows.

Figure 5 : Figure 5: a) Evolution of Curie temperature with depth. The back diamonds represent Curie temperatures determined by graphical method after Grommé et al. [1969] and the green triangles Curie temperatures determined by differential method after Tauxe [1998].
b) Evolution of corresponding alteration ratio, zcurie, calculated according to the curve shown inset following Dunlop and Ozdemir [1997].
The THA zone corresponds to the Titanomagnetite High Alteration interval determined following the threshold in Curie temperatures.
A rough estimation of alteration temperature intervals (after Alt et al. [2008]), is represented based on oxygen isotope data on secondary minerals and fluid inclusions in quartz.

Figure 6: (a) Magnetic hysteresis data plotted as Day plot. The black circles correspond to basalt cores above the THA zone (Lava Pond and Inflated and massive lava flows above 660mbsf), the red squares represent samples from the THA zone and green triangles samples from the Lower zone (below 1030 mbsf through the sheeted dikes and plutonic complex). (b) Plot of the ratio of saturation remanence to saturation magnetization Jrs/Jr vs coercive force Hc. Straight lines correspond to reference data, redrawn from *Wang and Van Der Voo* [2004].

Figure 7 : Normalized saturation isothermal remanence (SIRM) curves measured on warming (10-300 °K) after a zero-field cooling (ZFC) from representative samples. (a) Distinction for samples from the upper part (Lava pond, Inflated and massive flows above 660mbsf) of the hole, the THA zone and the lower part (the sheeted dikes and plutonic complex) is made. A sharp drop in SIRM typical of titanomagnetite is seen around 50°K for all samples above 1030 mbsf. Below 1030 mbsf, the transition between titanomagnetite and magnetite is clearly shown by a transition switch from 50 to 120°K, corresponding to the appearance of the Verwey transition of magnetite. (b) A synthesis of temperature drop is represented with depth.

Figure 8: Plot of saturation magnetization (Js) versus Curie temperature (Tc) for our set of samples.

Chapitre III

Variations temporelles du champ magnétique durant le superchron du Crétacé

A – Introduction

B – Variations temporelles du champ géomagnétique terrestre

C– Projet Magofond : Etude du superchon du Crétacé

D– Principaux résultats des profils magnétiques mesurés pour la période du CNS

E– Conlusion

III Variations temporelles du champ magnétique durant le superchron du Crétacé

A- Introduction

Dans ce chapitre, nous traiterons des variations temporelles du champ magnétique. En effet, le projet *Magofond 3* a pour but d'étudier les variations du champ magnétique durant le superchron du Crétacé, intervalle de polarité magnétique constante observé entre 121 et 83 Ma. L'étude du cette période géomagnétique calme, le superchron, durant le Crétacé suscite de nombreux intérêts :

D'un point de vue géomagnétique, l'étude consiste à observer et contraindre le comportement et la stabilité du champ magnétique durant cet intervalle en comparaison à d'autres intervalles durant lesquels le champ varie en intensité et en polarité. L'observation de variations temporelles du champ magnétique, que ce soit de courtes inversions de polarités, de courtes excursions ou des variations d'intensité du champ magnétique, nous permettrait de comprendre si le champ change de comportement à l'entrée et à la sortie du superchron, ainsi que la stabilité du champ lors d'une longue période sans inversion. D'un point de vue de la cinématique globale et de la reconstruction de bassins océaniques, la détection éventuelle d'inversions ou d'excursions permettrait de poser de nouveaux marqueurs temporels et d'affiner les reconstructions des bassins océaniques (contraintes sur les taux d'expansion et datation, notamment pour le superchron du Crétacé qui apparaît comme une longue période « aveugle » d'un point de vue de l'échelle paléomagnétique de 38 millions d'années).

B- Variations temporelles du champ géomagnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre varie à toutes les échelles de temps, depuis la seconde jusqu'aux millions d'années. A travers les temps géologiques, l'intensité du champ magnétique varie, mais ses fluctuations les plus marquantes et les plus connues sont ses inversions de polarité. Le champ magnétique s'inverse, en effet, fréquemment aux cours des temps géologiques et l'évolution de la fréquence de ces inversions est par ailleurs aussi

étudiée. Près de 250 inversions des pôles géomagnétiques ont été détectées à travers une séquence de 160 millions d'années, continue de l'actuel jusqu'au Jurassique moyen/supérieur, principalement par les anomalies magnétiques marines observées aux divers bassins océaniques (Vine, Matthews, 1969 ; Labrecque et al., 1977 ; Larson and Hilde, 1975 ; Kent et Gradstein, 1985 ; Cande et Kent, 1992), ainsi qu'aux nombreuses études magnétostratigraphiques sur des séries sédimentaires précisément datées (Opdyke et Channell, 1996) (Figure 3-1).

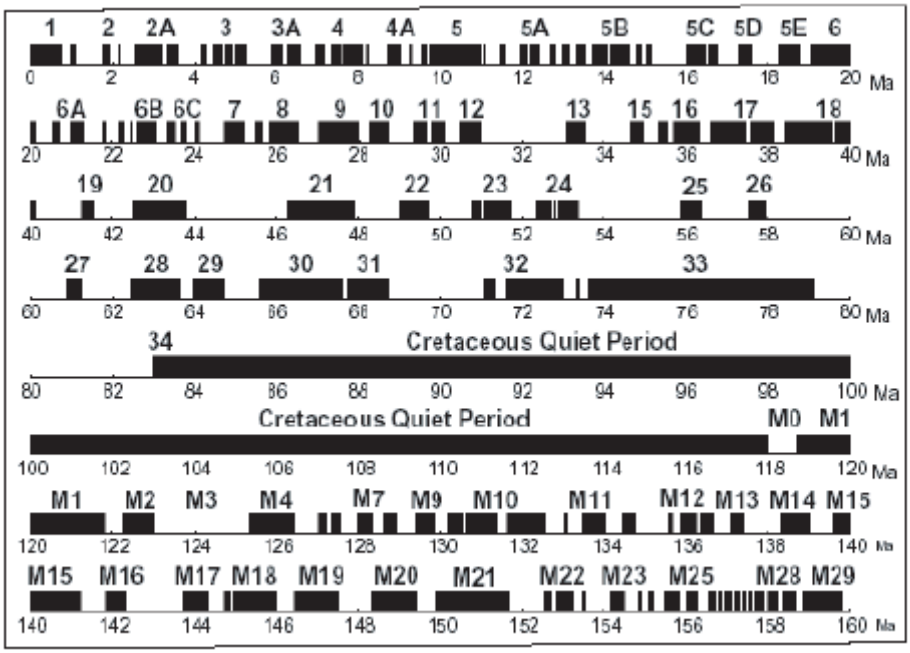

Figure 3-1: Echelle des inversions de polarité du champ magnétique pour les 160 derniers millions d'années (Cande et Kent, 1995).
L'intervalle de polarité constant du Crétacé est visible entre 83 et 118 Ma.

Les données paléomagnétiques, principalement déduites de l'observation des linéations magnétiques dans les différents bassins océaniques, sont cependant contraintes par l'âge maximal de la croûte océanique (jusqu'à environ 160 Ma). Elles sont complétées par des études magnétiques sur des séries volcaniques et aussi sédimentaires, mais difficiles à obtenir et observer, elles restent encore trop peu nombreuses et généralement réduites aux derniers millions d'années. Cette échelle des inversions magnétiques a été plusieurs fois réévaluée par l'ajout de données paléomagnétiques de diverses études et montre que la fréquence des inversions géomagnétiques a fortement varié au cours des derniers 160

millions d'années, notamment elle met en évidence des périodes de fortes fréquences d'inversion (avec un taux d'inversion de l'ordre de 3-4 par Ma) (exemple du Jurassique)(Cande et Kent, 1995 ; Channell et al., 1995) (voir Figure 3-1). Au contraire, d'autres périodes sont caractérisées par des fréquences d'inversion très faibles, voir nulles. Le Crétacé (145,5 – 65,5 Ma) (Gradstein et al., 2004), par exemple, connaît une telle période, dite « calme » d'un point de vue géomagnétique, d'environ 38 Ma, durant laquelle la polarité reste constante (polarité normale, comme à l'heure actuelle), sans aucune inversion. Elle s'étend donc d'environ 121 Ma à 83 Ma (Gradstein et al., 1994 ; Cande et Kent, 1995; He et al., 2008) et est nommée « superchron ». Les limites temporelles du superchron restent débattues. Dans un premier temps et durant de nombreuses années, le superchron s'étendait de 83 à 118 Ma (Cande et Kent, 1995; Müller et al., 1997). Néanmoins, sa limite inférieure est débattue et varie énormément (+/- 10 Ma) suivant diverses études. Cette limite dépend de la datation de l'inversion M0, qui varie d'environ 114 Ma (Piet et al., 2006) jusqu'à 125 Ma (Ogg et al., 2004). La majorité des études magnétostratigraphiques et géochimiques définissent un âge de 119 Ma (Hartland et al., 1982 ; Cande et Kent, 1995) ou 121 Ma (Gradstein et al., 1994 ; Channell et al, 1995 ; Opdyke et Channell, 1996 ; He et al., 2008). A partir de 2004, un consensus établit la limite inférieure du superchron à 121 Ma. Le Crétacé n'est pas la seule période à connaître un tel événement géomagnétique. Un long intervalle de polarité constante, mais cette fois-ci inverse est mis en évidence par les études magnétostratigraphiques (McElhinny, 1971), appelé le superchron du Kiaman, il couvre environ 50 Ma durant le Paléozoïque entre 263 et 320 Ma (Garcia et al., 2006). Ces superchrons du Kiaman et du Crétacé ont été le sujet de nombreuses études, cependant le mécanisme à l'origine d'un tel événement magnétique est mal connu et encore débattu.

Deux principales hypothèses sur l'origine de ces longues périodes calmes s'opposent encore. La première hypothèse, expliquant ces changements de fréquence d'inversions avance une origine liée à des mécanismes des couplages thermiques entre le manteau et le noyau terrestre. La dynamique du noyau terrestre et les processus de dynamo, à l'origine du champ magnétique interne seraient perturbés par une évolution plus lente du manteau à leur interface (Mcfadden et al., 1984 ; Courtillot et Besse, 1987 ; Larson et Olson, 1991 ; Gallet et Hulot, 1997).

Allant plus loin dans l'hypothèse des relations entre le manteau et le noyau à l'origine du changement de comportement du noyau, Courtillot et Besse (1987) relient les longues périodes calmes, comme celle du Crétacé à des événements majeurs d'extinction faunistiques et des événements de volcanisme de trapps*. Ils mettent en évidence une relation entre le comportement du champ magnétique et la déstabilisation de la convection mantellique, origine supposée du volcanisme de trapps en donnant naissance à un panache mantellique se formant à la limite manteau/noyau.

La seconde hypothèse s'appuie sur le fait que l'apparition d'une période sans inversion serait liée à la nature non linéaire de la géodynamo, au sein du noyau terrestre. Le champ magnétique pourrait, dans ce cas, passer brusquement d'un comportement sans inversion à un état à renversements, sans changer de régime de géodynamo (Le Mouel, 1984 ; Crossley et al., 1986 ; Hulot et Gallet, 2003).

Des données complémentaires restent nécessaires afin de mieux caractériser l'évolution à long terme du champ magnétique et pour trancher entre ces deux hypothèses. Il faut aussi prendre en compte d'autres paramètres comme l'évolution temporelle de la variation séculaire et/ou les variations de paléointensité pour comprendre l'évolution à long terme du champ géomagnétique. L'étude des variations temporelles d'un longue période de polarité constante fournit de précieuses indications sur le fonctionnement du champ magnétique durant ce type de période, mais aussi des informations sur le passage d'une période à faible fréquence d'inversions à une période à plus forte fréquence.

C- Projet Magofond : Etude du superchon du Crétacé

Le superchron du Crétacé (**CNS**), sujet central du projet Magofond 3, apparaît comme un événement clé pour nous renseigner sur le comportement du champ magnétique terrestre. Cette longue période sans inversion soulève, en effet, un grand nombre de questions, l'interrogation majeure concernant le comportement du champ durant ce type d'événement. Ce long intervalle sans inversion correspond-il à un changement brutal du fonctionnement du champ magnétique, causé par des phénomènes internes ou s'agit-il plutôt d'un comportement « normal » du champ magnétique et des précurseurs sont-ils observables

* Voir glossaire

dans le signal magnétique ? Existe-il des événements précurseurs marquant l'entrée dans un superchron ou s'agit-il d'un changement brutal de fréquence d'inversions ?

On s'interroge aussi sur la définition et la durée de cet événement magnétique. Le CNS est-il réellement une longue période de polarité magnétique constante ou plutôt une période pour laquelle la polarité normale domine ? Cette étude magnétique Magofond doit nous permettre d'observer d'éventuelles inversions ou excursions magnétiques durant le superchron. Une excursion est, en effet, observable dans certaines coupes magnétostratigraphiques (Lowrie et al., 1980 ; Cronin et al., 2001) et des sédiments marins (Tarduno, 1990), l'est-elle dans les profils d'anomalies magnétiques acquis durant les missions Magofond 3 ?

Enfin, le comportement de la paléointensité peut être étudiée sur les données magnétiques de haute résolution et nous renseigner sur le comportement du champ magnétique avant, pendant et après le superchron.

C-1 Les précédents résultats sur le superchron du Crétacé des études magnétostratigraphiques

1- Durée du superchron et événements magnétiques annonciateurs

La première étape dans la compréhension de ce phénomène est de vérifier que l'intégralité du superchron est bien de polarité normale. Une première étude magnétostratigraphique (Coupe de Valdobia, Italie) effectuée sur des séries sédimentaires en Italie (Lowrie et al., 1980) montre la présence d'échantillons de polarité inverse à la limite géologique du superchron (entre l'Aptien et le Santonien/Campagnien), sa présence est par la suite confirmée dans une carotte sédimentaire DSDP Leg 463 (Pacifique, Tarduno et al., 1991) et d'autres données magnétostratigraphiques (Cronin et al., 2001). Cet intervalle de polarité inverse, situé autour de 115-118 Ma est nommée *ISEA*. Plus récemment, des données paléomagnétiques de coulées volcaniques confirment de nouveau la présence de l'intervalle *ISEA*, dont l'âge est sans cesse re-estimé (115 Ma pour Gilder et al., 2003 ; 117 Ma pour Zhu et al., 2004) comme la datation de l'anomalie M0.

Un seul autre intervalle de polarité inverse a été observé dans une série sédimentaire (Tarduno et al., 1992) mais la nature complexe de la minéralogie magnétique suggère que

cet intervalle de polarité inverse est probablement dû à une aimantation secondaire, acquise après le superchron.

La seule présence de l'intervalle *ISEA* ne permet pas de remettre en cause le concept de superchron mais tend à diminuer sa durée (sa durée passerait donc d'environ 38 Ma à ~32 Ma). Néanmoins la présence d'un tel intervalle, juste avant l'entrée dans le superchron pose de nouveau la question d'intervalles magnétiques annonçant un changement de comportement du champ magnétique et l'arrêt du processus à l'origine des inversions de polarité. L'étude statistique de l'évolution de la fréquence des inversions, menée par Hulot et Gallet (2003), ne tient compte d'un seul intervalle (chron), annonciateur de la période longue normale (**CNS**). L'incorporation de l'intervalle *ISEA* renforcerait l'hypothèse de la présence d'un intervalle de transition entre un fonctionnement à inversions et un autre sans renversement de polarité. Cette période de transition pourrait correspondre aux changements de conditions à l'interface manteau/noyau, dont l'échelle de temps doit être de l'ordre d'une dizaine de millions d'années (Gallet et Hulot, 1997 ; Courtillot et Olson, 2007). Des données paléomagnétiques complémentaires semblent nécessaires pour confirmer l'hypothèse du changement progressif du fonctionnement du champ magnétique qui mène à l'arrêt des renversements de polarité.

2- La paléointensité du champ géomagnétique

Un second paramètre suscite un intérêt particulier de la communauté scientifique afin de comprendre l'évolution à long terme du champ géomagnétique. Il s'agit de l'évolution des paléointensités durant un superchron. Des simulations du champ magnétique terrestre (Glatzmaier et Roberts, 1995 ; Glatzmaier et al., 1999) suggèrent que les longues périodes de polarité constante pourraient correspondre à des intervalles de plus grande stabilité du champ magnétique et que le moment dipolaire serait plus élevé durant ces périodes (Glatzmaier et Roberts, 1995). Des études menées entre autres par Tarduno et collaborateurs (2001) ou Tauxe et Staudigel (2002) procèdent à l'analyse de la paléointensité durant le superchron, à partir de données magnétiques sur des coulées volcaniques (Ex : Croûtes basaltiques issues des ophiolites de Troodos) et de verres sur des pillows basaltiques et dykes océaniques (Données issues de Pick et Tauxe, 1993). Cependant, les résultats de ces

diverses études s'avèrent contradictoires, Tarduno et ses collaborateurs (2002) observent un moment dipolaire fort semblant montrer qu'une géométrie du champ bien spécifique caractérise les superchrons alors que Tauxe et collaborateurs mesurent des paléointensités semblables à celles mesurées lors de périodes à forte fréquence d'inversions (Tauxe, 2006 ; Tauxe et Yamazaki, 2007). Néanmoins, une étude (Tarduno et al., 2001) suggère que le superchron du Crétacé serait caractérisé par des paléointensités légèrement plus élevées en moyenne que lors des périodes à forte fréquence d'inversions et surtout que la variabilité de la paléointensité est importante lors de ces périodes.

Le projet Magofond 3 choisit donc le levé magnétique de surface et de profondeur (« deep tow ») pour l'étude des variations temporelles du champ magnétique durant le superchron (inversions de polarité et variations de paléointensité). On espère pouvoir répondre aux différentes questions posées précédemment.

C-2 Intérêts des données magnétiques de fond ou « deep tow »

La technique classique utilisée pour accéder à l'enregistrement des anomalies magnétiques marines est la réalisation d'un levé magnétique à l'aide d'un magnétomètre tracté à la surface de l'océan. Cependant, la résolution temporelle de ces profils d'anomalies est limitée. Elle dépend du taux d'expansion de la dorsale, et est optimale (~ 30000 ans), pour des croûtes océaniques formées à forts taux d'expansion : ceci est suffisant pour accéder aux anomalies magnétiques associées aux inversions du champ magnétique. Cependant, la résolution temporelle de telles données magnétiques peut être améliorée en réalisant un « stack » (ou méthode d'accumulation) des profils magnétiques de surface. Cette méthode d'accumulation des profils magnétiques a notamment permis la mise en évidence de nombreuses anomalies magnétiques de plus faible amplitude et de plus courtes longueurs d'ondes que celles associées aux inversions. Ces anomalies de courtes longueurs d'onde et de plus faible amplitude sont aussi appelées « micro-anomalies », « tiny wiggles » ou cryptochrons » (Blakely et Cox, 1972 ; Blakely, 1974 ; Cande et Kent, 1995 ; Bouligand et al., 2006).

L'origine de ces micro-anomalies magnétiques a longtemps été débattue. La cohérence de ces micro-anomalies, d'un profil à l'autre, et à travers les différents océans suggère une origine géomagnétique, mais elles peuvent refléter soit des variations de paléointensité magnétique, soit de très courts épisodes de polarité (Lanci et Lowrie, 1977). Ces données magnétiques marines montrant des micro-anomalies sont alors comparées, pour des intervalles précis et bien connus, à des études magnétostratigraphiques (Krisgsman et Kent, 2004) et l'hypothèse des variations d'intensité du champ magnétique semble probable (Gee et al., 2000) (Figure 3-2).

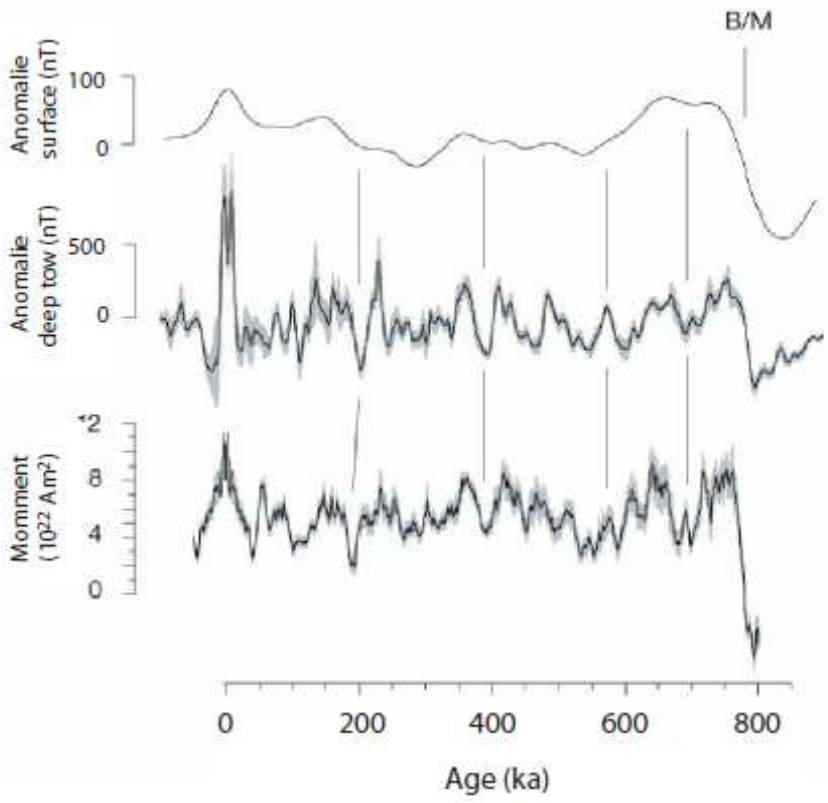

Figure 3-2: Comparaison de profils d'anomalies magnétiques marines, de surface et de fond (deep-tow) avec la courbe des variations temporelles d'intensité du champ magnétique pour les derniers 800000 ans (D'après Gee et al., 2000). B/M indique la limite des anomalies Bruhnes/Matuyama.

Par exemple, un levé de profils d'anomalies magnétiques de la période actuelle jusqu'à l'intervalle de Gauss (âge~3.5Ma) présentent de nombreuses micro-anomalies et la comparaison avec la courbe de variations de l'intensité du champ magnétique établie par Valet et Guyodo (2001) montre clairement que la croûte océanique enregistre précisément

fluctuations d'intensité (Pouliquen et al, 2001).Certaines de ces tiny-wiggles pourraient correspondre à des excursions magnétiques, qui sont des événements magnétiques durant lesquels le moment dipolaire du champ magnétique terrestre décroit fortement. L'observation des tiny-wiggles reste néanmoins difficile à partir des profils d'anomalies magnétiques de surface, limités en résolution temporelle (voir Figure 3-2).

De façon à palier ces problèmes de résolution temporelle, des profils d'anomalies marines sont réalisés, en profondeur, au plus près des sources aimantées. La résolution temporelle des anomalies magnétiques dépend aussi de l'altitude de mesure. L'épaisseur de la tranche d'eau située entre les sources (croûte océanique) et l'instrument de mesure (magnétomètre) tend à « filtrer » le signal magnétique. L'intensité du champ magnétique diminue en effet de manière inversement proportionnelle à la distance instrument/source, qu'on élève au cube ou au carré, suivant la forme des sources. Dans le cas des profils en profondeur « deep tow », le magnétomètre est alors tracté à faible vitesse pour rester au plus près des sources et se trouve alors entre 500 et 1000 m d'altitude. La résolution temporelle des profils de profondeur (« deep-tow ») est améliorée de façon à être de l'ordre de 100 ka, pour notre zone d'étude dont la croûte s'est formée à faible taux d'expansion.

La réalisation de levés magnétiques « deep tow » apparaît non seulement comme une solution efficace pour améliorer la résolution temporelle des anomalies magnétiques océaniques, mais aussi pour obtenir des enregistrements continus des variations temporelles de l'intensité du champ géomagnétique à travers de longues périodes géologiques.

C-3 Les missions Magofond 3 et Magofond 3bis

Les missions Magofond 3 et Magofond 3bis, auxquelles j'ai participé, ont permis de réaliser un premier profil magnétique deep tow, de haute résolution à travers tout le superchron du Crétacé, afin d'étudier les variations temporelles du champ magnétique terrestre, de courtes et grandes longueurs d'onde.

L'enregistrement d'un profil magnétique continu allant de la séquence d'anomalies M4-M0, précédant le superchron jusqu'aux anomalies 33 et 33r, permet de comparer le signal magnétique à travers ces différentes périodes et d'observer d'éventuels changements dans le comportement du champ magnétique à l'entrée, durant et à la sortie d'un long épisode considéré « sans inversions ».

1- Choix de la zone d'étude et déroulement des campagnes Magofond 3

Les missions Magofond 3 et 3bis se sont respectivement déroulées durant l'été 2005 et l'automne 2008. La zone d'étude choisie se trouve dans l'Océan Atlantique central, entre les îles des Canaries (Espagne) et les îles du Cap vert (Figure 3-3). Le flanc Est de la dorsale médio-atlantique est sélectionné pour ce levé magnétique à travers la zone magnétique calme du Crétacé, entre les zones de fracture Atlantis, au nord et Kane au sud.

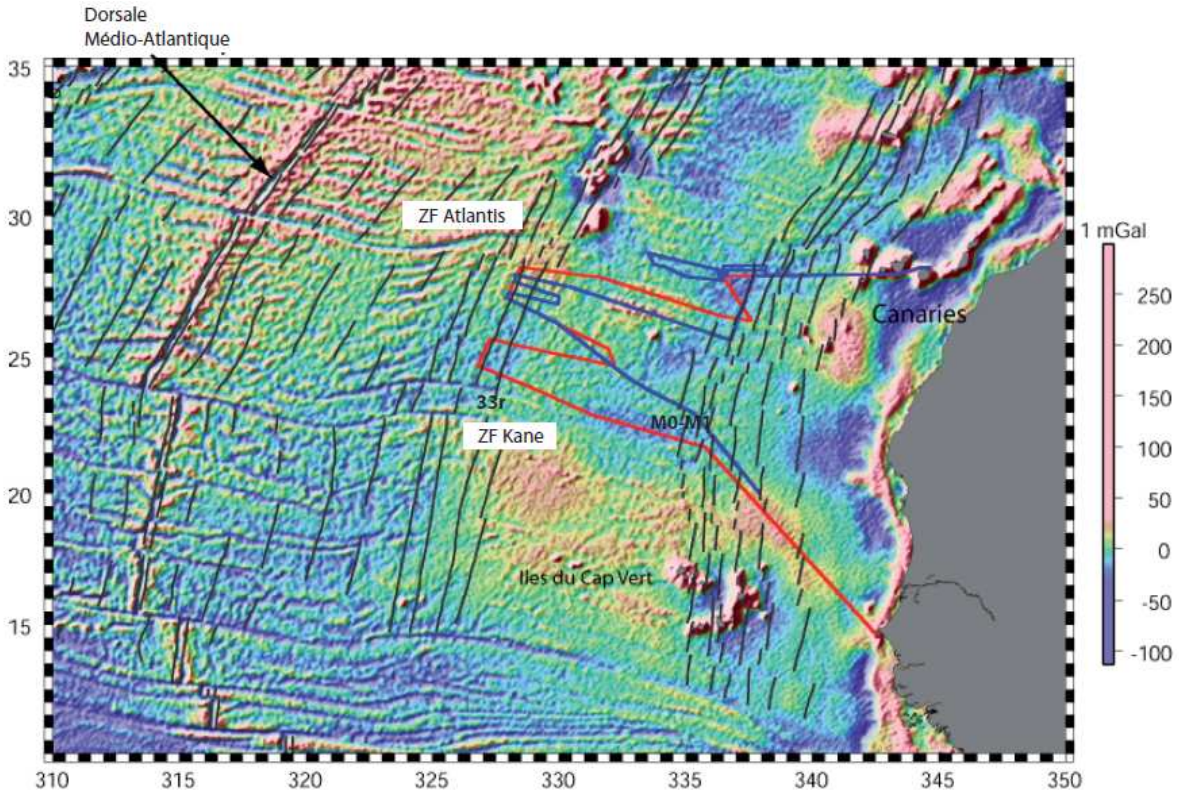

Figure 3-3: Carte gravimétrique du flanc Est de la dorsale Atlantique, indiquant par des traits (rouges et bleus) la zone d'étude choisie pour le projet Magofond 3.
Cette zone recouvre l'intégrité du superchron de l'anomalie M0 et l'anomalie 33r. Les linéations magnétiques connues et datées sont indiquées par des traits gris, parallèlement à la dorsale Atlantique. Les profils magnétiques sont acquis de manière parallèle à la direction d'expansion de la dorsale (105°), pour la période du superchron. La route rouge indique les profils pour laquelle la sismique est acquise simultanément aux données magnétiques. Pour la route bleue, les données bathymétriques seules sont associées aux données magnétiques.

Cette sélection répond à deux impératifs : de couvrir de la totalité de la zone calme magnétique afin d'obtenir un profil magnétique complet à travers le superchron et de ne présenter que de rares complications tectoniques, pouvant perturber le signal magnétique. L'océan Atlantique est, par ailleurs, intéressant car il donne la possibilité d'obtenir

ultérieurement des données complémentaires dans la zone conjuguée (zone des Bermudes), sur le flanc opposé de la dorsale. La mission Magofond 3 s'est déroulée en 2 legs successifs durant l'été 2005, à bord du N/O *Le Suroit*. Le premier leg avait pour but d'obtenir des données précises de la topographie du socle aimanté par méthode sismique et des profils d'anomalies magnétiques de surface. Puis le second leg était consacré à l'acquisition de données magnétiques de fond.

Afin de sélectionner le profil à la topographie la moins accidentée de la zone d'étude, quatre grands profils sismiques ont été acquis entre les zones de fractures Kane et Atlantis, au départ de Dakar (Sénégal) et en remontant jusqu'aux îles des Canaries (Las Palmas à Gran Canaria des Canaries).

Ces profils d'anomalies de surface nous ont permis de juger de la cohérence du signal magnétique entre les 4 grands profils, en particulier des micro-anomalies afin de pouvoir sélectionner la zone la plus appropriée pour l'acquisition de profils magnétiques de haute résolution (« deep-tow ») (Figure 3-3, route rouge). Les données sismiques nous ont offert une « image » précise du fond et permis d'estimer l'épaisseur des sédiments. Ces données s'avèrent indispensables pour le choix du profil magnétique de haute résolution. Cependant lors de la campagne Magofond 3, un problème technique sur le magnétomètre nous a empêché de réaliser un profil magnétique de haute résolution complet à travers le superchron. Deux profils magnétiques courts, de haute résolution, ont néanmoins été acquis.

La seconde campagne Magofond 3bis s'est déroulée en novembre 2008 afin de compléter les précédentes données magnétiques. Basée une nouvelle fois sur les données sismiques de la précédente mission, cette seconde mission a donc permis l'acquisition de profils d'anomalies magnétiques complémentaires aux précédentes données, mais surtout un profil magnétique de fond couvrant l'intervalle complet de la zone calme magnétique. Ce long profil magnétique de haute résolution se complète des deux profils magnétiques de fond, obtenus lors de la mission Magofond 3, qui sont focalisés, sur le début du superchron pour l'un et sur la fin de l'intervalle pour l'autre.

C-4 Acquisition des données magnétiques et topographiques du plancher océanique

1- Données bathymétriques et sismiques

Afin d'estimer l'effet de la topographie de la croûte océanique sur les données magnétiques et de les corriger de cet effet, si besoin, des données bathymétriques du plancher océanique au dessus duquel sont réalisées les mesures magnétiques sont acquises à l'aide du mono-faisceau du bord du N/O *Le Suroit*. Ces données fournissent une première « image » du plancher océanique. Néanmoins, l'estimation des effets de topographie sur les données magnétiques nécessite une connaissance plus précise de la topographie du toit des sources aimantées. Cette dernière est connue à l'aide de profils de sismique rapide réalisés simultanément aux profils d'anomalies magnétiques de surface, à l'aide d'une flûte sismique multi-traces. Cela se révèle d'autant plus important que le superchron du Crétacé (121-83 Ma) correspond à une croûte océanique âgée recouverte d'une importante couverture sédimentaire. Ce levé sismique permet donc d'accéder à la topographie réelle de la croûte océanique (toit de la couche des sources aimantées), cachée sous les sédiments et de s'affranchir des éventuelles perturbations du signal magnétique dues à des monts sous-marins, non apparents sous la couche sédimentaire.

Le dispositif mis en place pour ce levé sismique est classique et met en œuvre deux canons à air, disposé à chaque bord du navire, comme source d'émission d'onde. Une flûte (longueur de 600 m), constituée de plusieurs récepteurs et tractée à l'arrière, dans l'axe du navire, nous indique les temps de propagation des ondes acoustiques. Une fois `stackées' et `migrées', ces données sismiques nous fournissent une estimation de la profondeur de l'interface sédiments/croûte.

Prenons l'exemple montré sur la figure 3-4. Le profil 11, ici représenté, est obtenu par migration des données de la sismique rapide et cette méthode géophysique permet de clairement distinguer l'interface entre le niveau basaltique de la croûte océanique et les sédiments reposant dessus. S'il on considère l'interface matérialisée par un trait noir sur la figure comme la réelle topographie de la croûte océanique, celle–ci apparaît très différente de celle que l'on observe à partir de la bathymétrie. De manière à utiliser les données de la topographie du socle, on digitalise les données de profondeurs du niveau basaltique observé sur chaque profil sismique migré. Les données bathymétriques collectées durant les

missions n'ont subi aucun traitement particulier. Le traitement des données de sismique rapide a été réalisé par des ingénieurs de l'Ifremer.

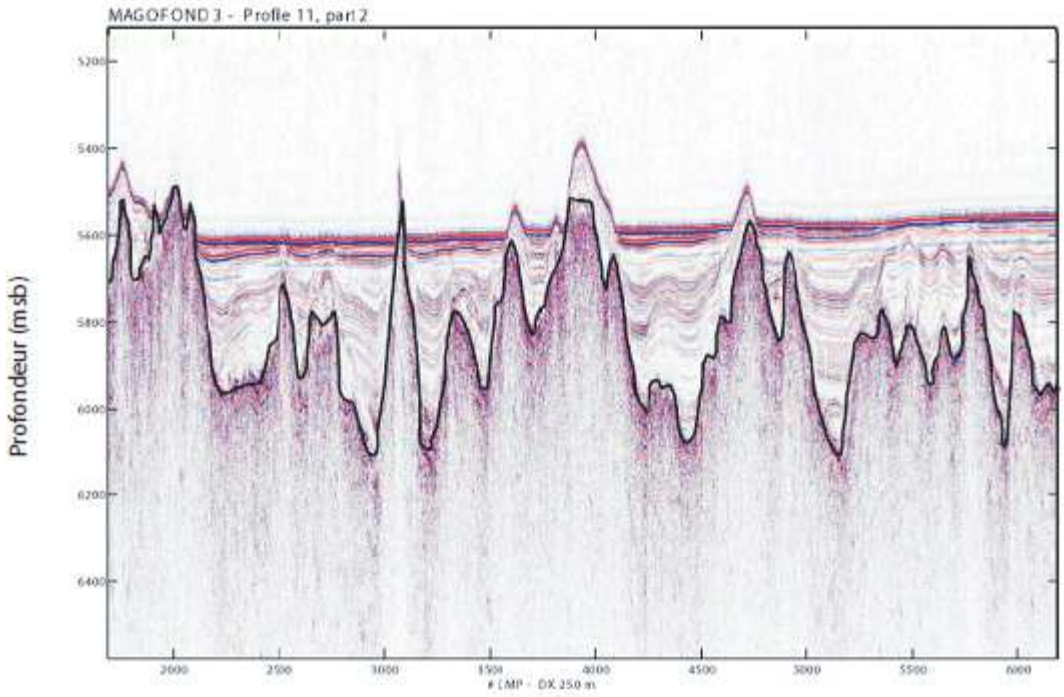

Figure 3-4 : Exemple d'un profil sismique, migré en profondeur.
L'utilisation de profils sismiques nous permet d'accéder à la réelle topographie de la couche superficielle de la croute océanique, possiblement cachée sous une épaisse couverture sédimentaire (Données Mission Magofond3, 2005).
La limite Sédiments/Croûte est surlignée en noir et cette topographie est utilisée lors de la détermination des effets de la topographie et lors du traitement des données magnétiques (Exagération verticale : 40 x).

2- Données magnétiques

Comme nous l'avons évoqué précédemment, deux types de profils d'anomalies magnétiques ont été acquis lors de ces deux missions, celles, classiques, mesurées en surface de l'océan et celles acquises en profondeur, les données « deep-tow » (voir Figure 3-5). Les profils d'anomalies de surface complètent les données magnétiques « deep-tow », ils permettent, par comparaison entre eux, de s'assurer de la cohérence des données magnétiques sur la totalité de la zone d'étude sélectionnée, couvrant l'ensemble du superchron. Les données magnétiques de surface, ici des mesures d'intensité du champ magnétique, sont obtenues à l'aide d'un magnétomètre scalaire à précession de protons (effet overhauser). Le magnétomètre scalaire, du bord, est alors tracté entre 300 et 600

mètres à l'arrière du navire. Cette distance est considérée comme le minimum permettant d'éviter les perturbations magnétiques produites par le navire.

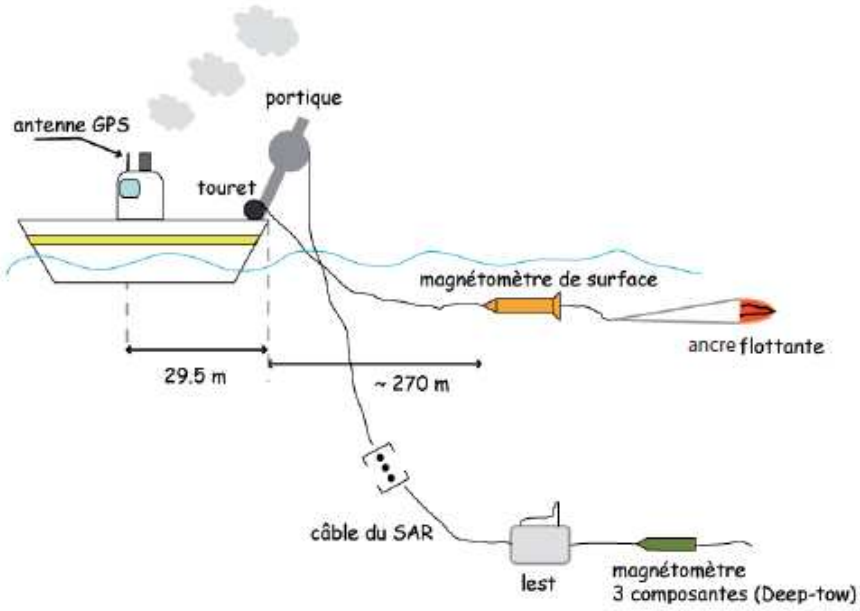

Figure 3-5 : Dispositifs permettant l'acquisition de données magnétiques marines.
Le dispositif classique d'acquisition de données magnétiques est représenté par un magnétomètre tracté en surface, à l'arrière du navire. Pour l'acquisition des données magnétiques "deep tow", le magnétomètre est maintenu en profondeur, à l'aide d'un l'aide lest et d'une vitesse réduite (D'après Kitazawa, 2006).

Un nombre total de 12 profils magnétiques de surface a été acquis lors de ces deux missions. Onze de ces profils ont été acquis durant la première mission Magofond 3 (2005) et couvrent une distance totale de 6400 km. Les profils commencent au sud de la zone d'étude à proximité de la zone de fracture Kane puis s'échelonnent progressivement vers la zone de fracture Atlantis à mesure que l'on remonte vers les Iles des Canaries au nord (Figure 3-6). Acquis en même temps que les profils de sismique rapide, les profils magnétiques de surface sont étudiés et comparés à la topographie, dans le but de sélectionner la zone d'étude du profil d'anomalies magnétiques « deep tow ». Il faut donc s'assurer que les anomalies magnétiques ne sont pas corrélées à la topographie du socle ou à d'éventuelles complexités tectoniques. Pour vérifier cela, les anomalies magnétiques sont comparées sur chacun des profils et les anomalies observables d'un profil à l'autre sont supposés avoir une origine géomagnétique. Pour le reste des anomalies, on compare les profils d'anomalies avec la carte gravimétrique de la zone et les profils sismiques. Les profils « deep tow » ont ensuite été collectés le long de 2 segments choisis. Le choix de la zone d'acquisition des

profils d'anomalies de fond se base sur la topographie de la croûte océanique et sur les profils d'anomalies magnétiques de surface.

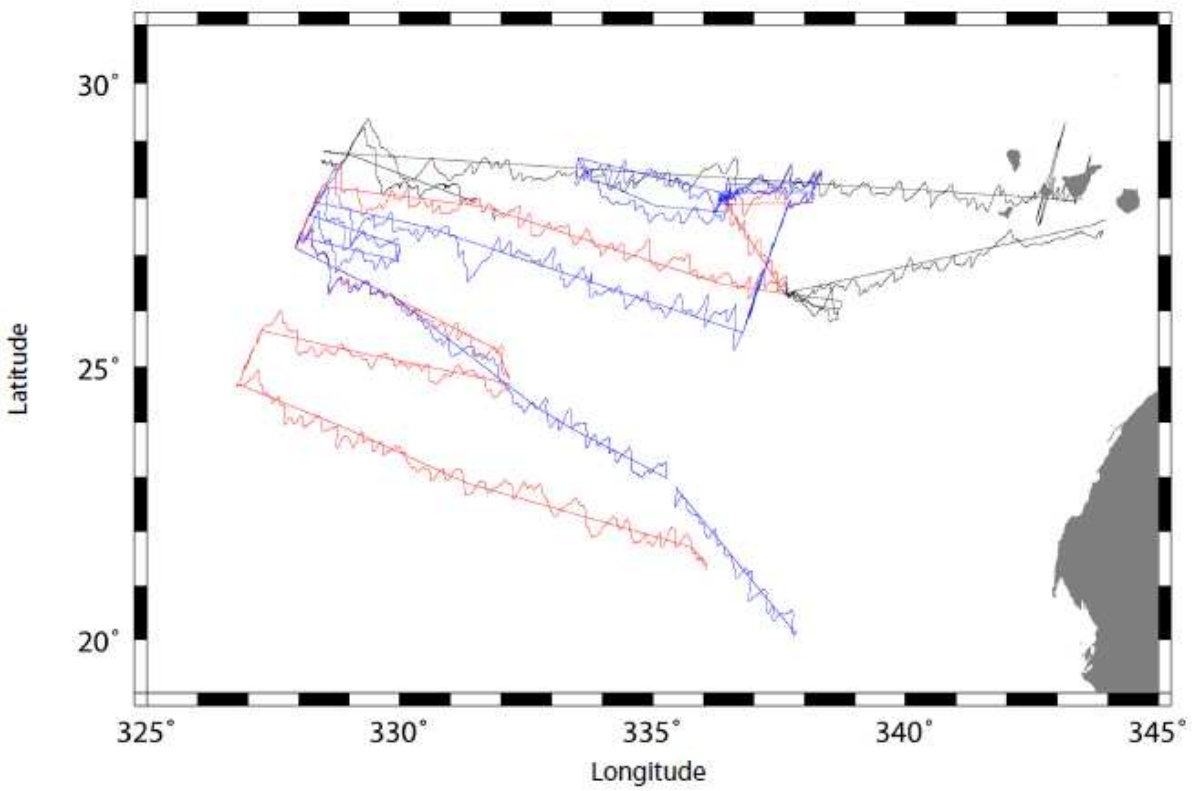

Figure 3-6 : Carte de synthèse de l'ensemble des profils d'anomalies magnétiques de surface acquis à travers le superchron du Crétacé lors des missions Magofond 3.
Les profils bleus et rouges correspondent aux profils acquis durant la première mission Magofond 3. Les profils de surface acquis lors du premier leg de Magofond 3 sont indiqués en rouge et permettent de confronter les données magnétiques aux données sismiques acquises simultanément. Les anomalies magnétiques, indiquées en noir sont mesurées durant la second mission Magofond 3b.

A partir de la carte bathymétrique et des profils sismiques, on choisit la zone où la topographie est la moins accidentée. On s'assure aussi la zone choisie est couverte par un profil d'anomalies magnétiques représentatif de toute la zone d'étude. Un dernier critère est entré en jeu durant la première mission pour la sélection, il s'agit d'un critère logistique. Durant la mission Magofond 3, le temps d'acquisition des profils magnétiques deep tows'est trouvé écourté, à cause d'un problème technique,. Il a fallu sélectionner deux zones, une

focalisée sur l'entrée du CNS et l'autre sur la sortie du superchron. Les sites des profils deep tow sont indiqués sur la figure 3-7.

Durant la seconde mission Magofond 3bis, l'acquisition du profil magnétique de surface et du profil « deep tow » s'est fait simultanément sur une longueur totale d'environ 900 km (voir Figure 3-7).

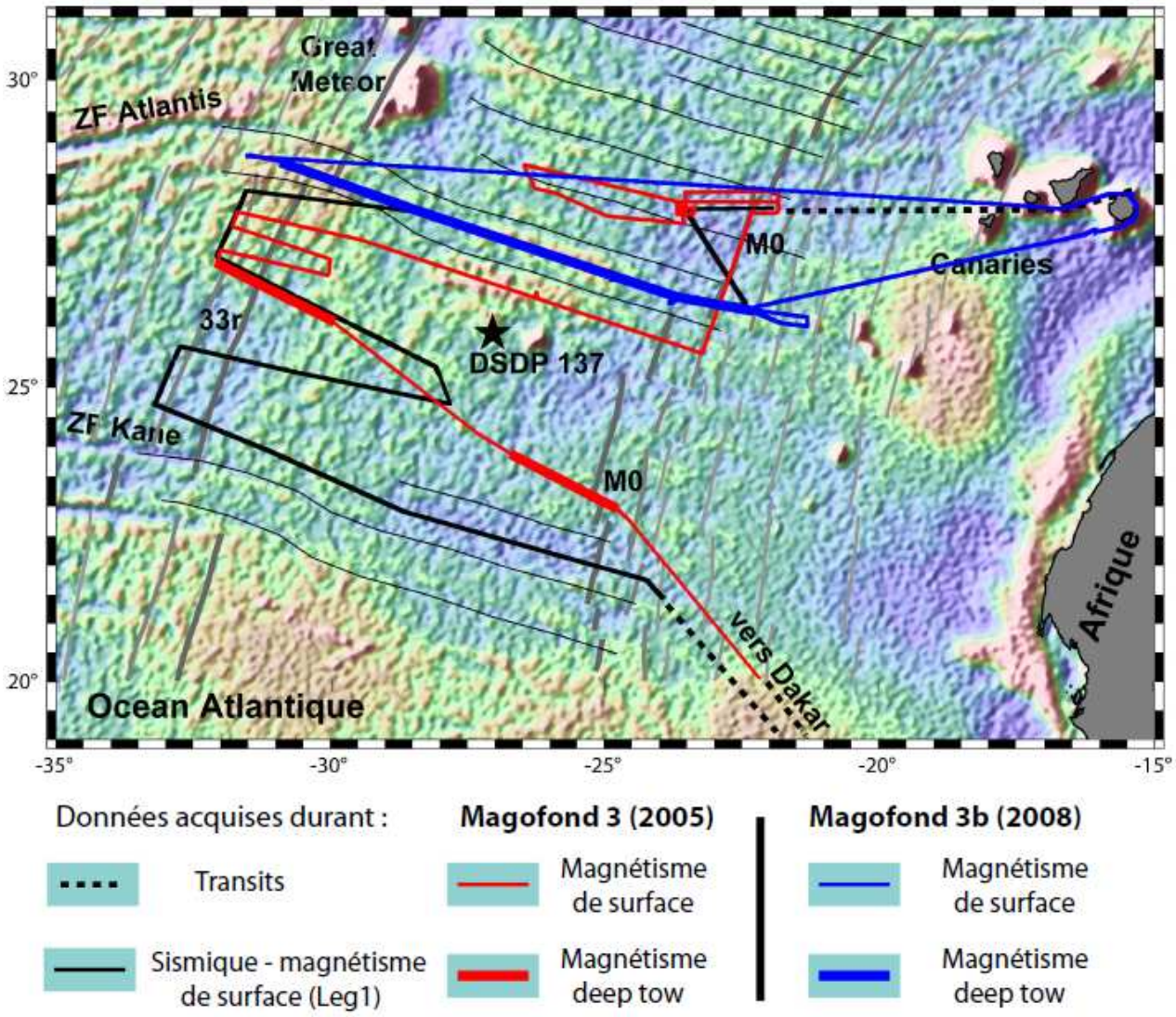

Figure 3-7 : Synthèse des acquisitions sismiques et magnétiques réalisées pour le projet Magofond 3.
Les tracés noirs correspondent aux données acquises durant le leg 1 de la mission Magofond 3 et les rouges aux données acquises durant le leg 2 de cette même mission. La seconde mission ne compte qu'un seul profil qui traverse l'ensemble du superchron (en bleu)(Modifiée à partir d'une communication de J. Dyment).

Au cours des deux missions, les données magnétiques « deep tow » ont été obtenues à l'aide d'un magnétomètre vectoriel de l'IPGP (Paris). Ce magnétomètre mesure le champ magnétique suivant les trois directions de l'espace et cette acquisition se fait à la fréquence d'une mesure par seconde. Pour ces mesures « deep tow », le magnétomètre est maintenu en profondeur, au plus près des sources aimantées, à l'aide d'un lest amagnétique.

La longueur entre le lest et le magnétomètre doit être suffisamment grande pour que certains équipements placés sur ce lest (comme la **BUC**), ne créent des perturbations dans notre signal magnétique (voir Figure 3-5). De plus, afin de s'assurer que le magnétomètre conserve une altitude suffisamment proche du plancher océanique, la vitesse du navire est réduite à 1,5 nœuds pendant ce type d'acquisition. L'altitude préférentielle du magnétomètre doit être de l'ordre de 500 m et reste très correcte jusqu'à 1000-1500 m.

La profondeur du magnétomètre est ajustée tout au long du profil en suivant la topographie et le maintien du magnétomètre à l'altitude choisie résulte alors du difficile jeu entre la longueur de câble filée et la vitesse du navire. Par ailleurs, la profondeur du magnétomètre est suivie en continu à l'aide d'un capteur de pression, positionné au niveau du magnétomètre.
Pour les profils focalisés sur l'entrée et la fin du superchron, obtenus lors de la première mission, la profondeur moyenne du magnétomètre est 3500 m de profondeur soit entre 1000 et 1500 mètres d'altitude au dessus de la croûte. Lors de la seconde campagne, le magnétomètre suit au mieux la topographie du socle et se situe, en général, entre 500 et 1000 m d'altitude au dessus de la croûte océanique (Figure 3-8).

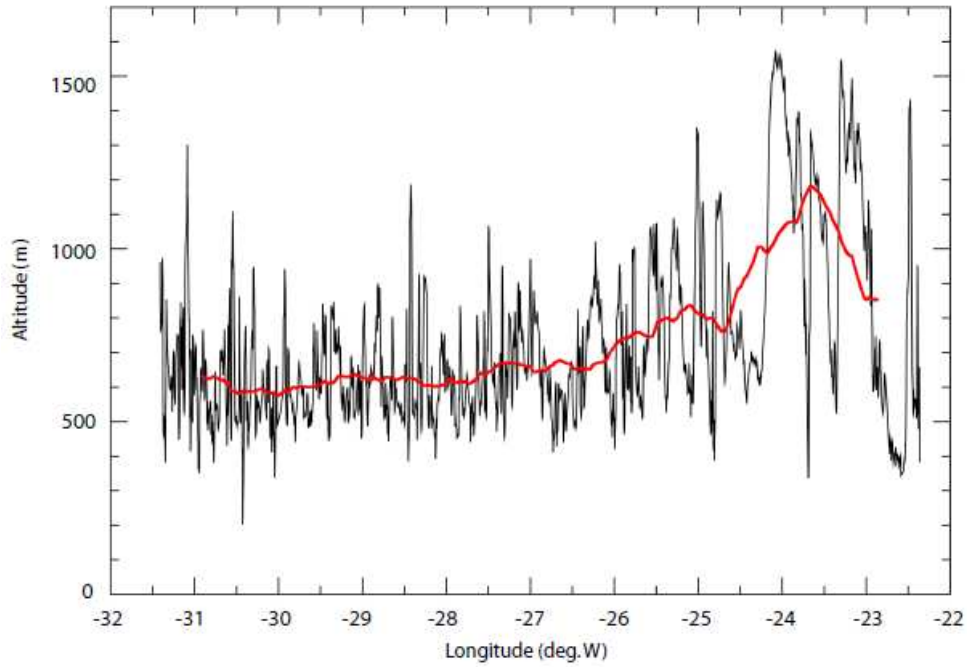

Figure 3-8 : Variation de l'altitude au dessus de la croûte océanique le long du profil magnétique "deep tow", réalisé lors de la mission Magofond 3bis.
Cette mesure d'altitude est réalisée à l'aide d'un capteur de pression disposé sur le magnétomètre. Le tracé rouge indique l'altitude moyenne calculée pour le magnétomètre. Le magnétomètre est manoeuvré depuis le navire *Le Suroit*.

C-5 Traitement et corrections des données magnétiques

1- Sources du champ géomagnétique, correction du champ principal et externe

Le champ magnétique mesuré lors de ces études rassemble diverses contributions, autre que celle de l'aimantation de la croûte océanique, dont on doit s'affranchir avant toute interprétation. En effet, le champ magnétique mesuré à la surface de la terre est la somme du champ principal ou champ interne, produit des mouvements de convection dans le noyau terrestre, à l'origine de la géodynamo, du champ externe, causé par le flux de particules solaires interagissant avec la magnétosphère et l'ionosphère et enfin du champ crustal, généré par des contrastes d'aimantation dans la croûte, qui nous intéresse ici.

Le champ magnétique principal correspond aux grandes longueurs d'onde du champ magnétique terrestre, il est bien connu à la surface du globe, notamment grâce aux données des observatoires, repartis à travers le monde et aux données satellitaires. Il est de l'ordre de 36000 à 40000 nT dans notre zone d'étude (Figure 3-9). Afin de corriger nos données magnétiques de cette contribution, on soustrait la valeur de l'intensité du champ

magnétique principal, prédite en chaque point de mesure par le modèle IGRF (International Geomagnetic Reference Field) de 10ème génération (Maus et al., 2005).

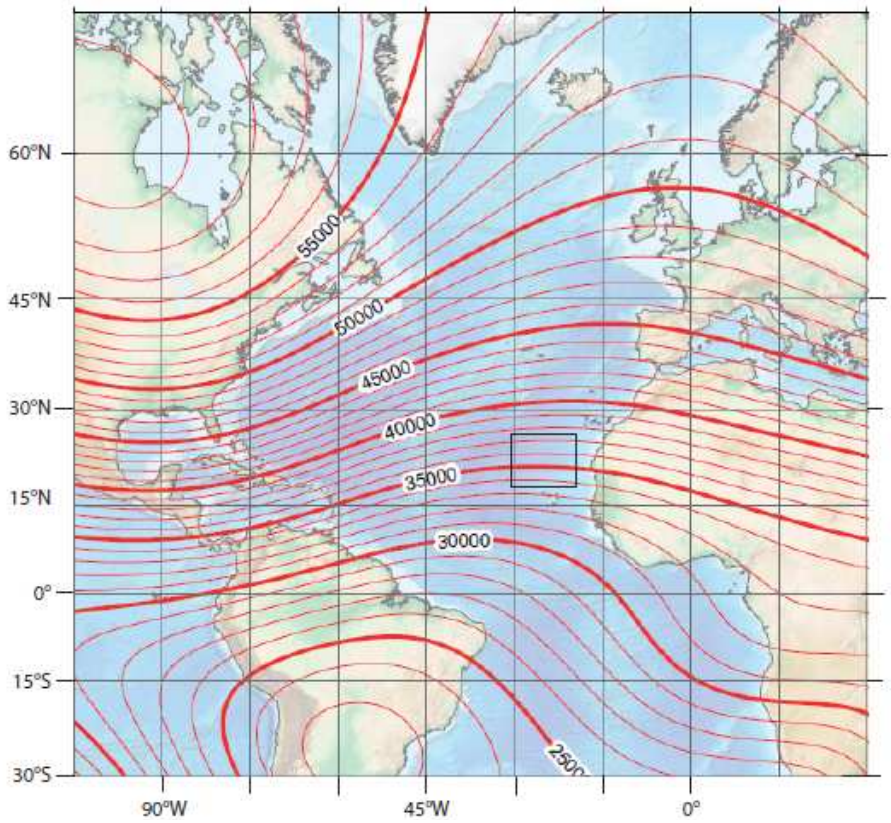

Figure 3-9 : Carte de l'intensité I du champ magnétique total pour la période 2010 (D'après NOAA/NGDC et CIRES). Le rectangle noir indique la zone d'étude choisie pour le projet Magofond 3.

Quant au champ magnétique externe, dont la contribution est négligeable en comparaison de celle du champ principal, il se manifeste principalement par une variation diurne de relativement faible amplitude. Cependant, il est important de vérifier qu'aucun orage magnétique n'a perturbé les mesures durant les levés magnétiques. Les orages magnétiques peuvent avoir des amplitudes et longueurs d'onde comparables à celle du champ crustal. Les séries temporelles des observatoires magnétiques, proches de la zone d'étude (M'bour au Sénégal et Guimar à Ténérife, Canaries), nous montrent une variation diurne, dont l'amplitude n'excède pas 30 nT et l'absence d'orages magnétique durant les deux missions Magofond 3.

La contribution du champ externe n'est corrigée que lors du filtrage en fréquence des données magnétiques lors de leur inversion. On détaillera la correction de la contribution du champ externe par filtrage dans la partie suivante sur le traitement.

2- Projection et réduction au pôle

a. La projection

Afin de pouvoir facilement comparer les profils magnétiques et de corréler d'éventuelles anomalies magnétiques, l'ensemble des données de surface et deep-tow est projetée suivant la même direction. La direction de projection préférentielle est la direction d'expansion de la dorsale, estimée à partir de la direction perpendiculaire à celle des linéations magnétiques de l'océan Atlantique. L'évolution des traces des zones de fracture nous indique que la direction d'expansion a évolué durant le superchron, on choisit donc la valeur moyenne comme direction de projection (N 105°) (voir Figure 3-3).

b. La réduction au pôle

La forme des anomalies magnétiques dépend de l'orientation des vecteurs champ magnétique **B*** et aimantation **M**. Elle varie ainsi suivant la localisation géographique et l'orientation des blocs aimantés. L'inclinaison des vecteurs champ magnétique et aimantation produit une distorsion des anomalies magnétiques, notamment aux moyennes latitudes: l'anomalie causée par une source positive d'aimantation présente deux lobes, l'un positif et l'autre négatif (Figure 3-10).

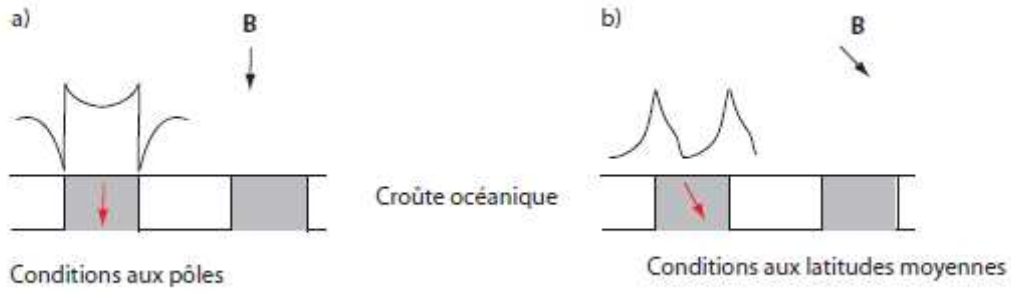

Figure 3-10: Distorsion des anomalies magnétiques océaniques aux latitudes moyennes pour une croûte océanique montrant des contrastes d'aimantation.
a) Conditions "magnétiques" rencontrées aux pôles avec un champ magnétique **B** vertical et une aimantation de la croûte verticale **M** (flèche rouge).
b) L'anomalie magnétique crée par un contraste d'aimantation (flèche rouge) dans la croûte océanique sous un champ géomagnétique **B** (flèche noire) montre une légère distorsion.

* **B** et **M** sont des vecteurs (en gras)

Par rapport à la source, le lobe positif est décalé vers l'Equateur et l'autre est décalé vers le pôle. Ces décalages rendent difficile la détermination de la distribution d'aimantation associée. Afin de corriger cet effet de distorsion, on applique un filtre correctif, aussi appelé « réduction au pôle ». Cette correction consiste à replacer les anomalies magnétiques enregistrées, dans les conditions des vecteurs champ magnétique **B** et aimantation **M** verticaux, conditions rencontrées aux pôles, où une source aimantée positive génère une anomalie à l'aplomb de sa source.

D'un point de vue mathématique, cette correction consiste à appliquer un déphasage aux données. Pour cela, on se place dans l'espace de Fourier puis on applique un facteur ($e^{i\theta}$). Θ correspond à l'angle de déphasage et sa valeur dépend des paramètres d'inclinaison apparente du vecteur champ magnétique **B** et du vecteur aimantation **M**. L'opération de réduction aux pôles des données magnétiques peut se résumer de la façon suivante :

$$\Delta x \rightarrow TF \rightarrow \text{filtrage } (e^{i\theta}) \rightarrow TF^{-1} \rightarrow \Delta x_{\text{réduite au pôle}}$$

avec Δx un profil d'anomalie magnétique, TF la transformée de Fourier, TF^{-1} la transformation de Fourier inverse, $\Delta x_{\text{réduite au pôle}}$ l'anomalie magnétique réduite au pôle et θ la valeur de la distorsion.

Dans le domaine de Fourier, le spectre d'anomalie magnétique est multiplié par le facteur suivant :

$$TF(\Delta x_{\text{réduite}}) = TF(\Delta x).\ C.\ \exp(i\,\text{sgn}(k)\,\theta) \quad \text{et} \quad C = (\sin I'_B.\ \sin I'_M)/(\sin I'_B.\ \sin I'_M)$$

Avec : Δx l'anomalie magnétique

$\Delta x_{\text{réduite au pôle}}$ l'anomalie magnétique réduite au pôle

k le nombre d'onde

θ l'angle de correction de l'effet de la distorsion

I_B l'inclinaison réelle du vecteur champ magnétique **B**

I_M l'inclinaison réelle du vecteur aimantation **M**

I'_B l'inclinaison projetée du vecteur champ magnétique **B**

I'_M l'inclinaison projetée du vecteur aimantation **M**

Le paramètre d'inclinaison du champ magnétique **B** est relativement facile à déterminer, notamment à l'aide du modèle de champ géomagnétique IGRF. Le paramètre concernant le

vecteur d'aimantation **M** est plus difficile à déterminer et dépend de la paléolatitude et de l'azimut de la dorsale à laquelle s'est formée la croûte océanique. D'une matière plus pratique, l'angle de déphasage à appliquer se détermine visuellement à partir de la forme des anomalies magnétiques bien connues. Pour le superchron du Crétacé, la détermination de l'angle de déphasage peut être basée sur la forme des anomalies 33r et M0, M1 (voir Figure 3-1) de façon à redresser ces anomalies et appliquer cette valeur de θ sur l'ensemble des données magnétiques obtenues pour la zone d'étude (Figure 3-11).

Au-delà de simplement replacer les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources d'aimantation, cette correction permet aussi la comparaison des profils d'anomalies magnétiques d'un bassin océanique à l'autre et d'identifier les anomalies magnétiques principales par comparaison à des modèles d'anomalies magnétiques marines établis à partir d'une échelle d'inversions de polarité du champ magnétique pour dater précisément les séquences d'anomalies. La comparaison des profils d'anomalies magnétique de surface et « deep tow » mesurés sur la zone d'étude peut alors se réaliser.

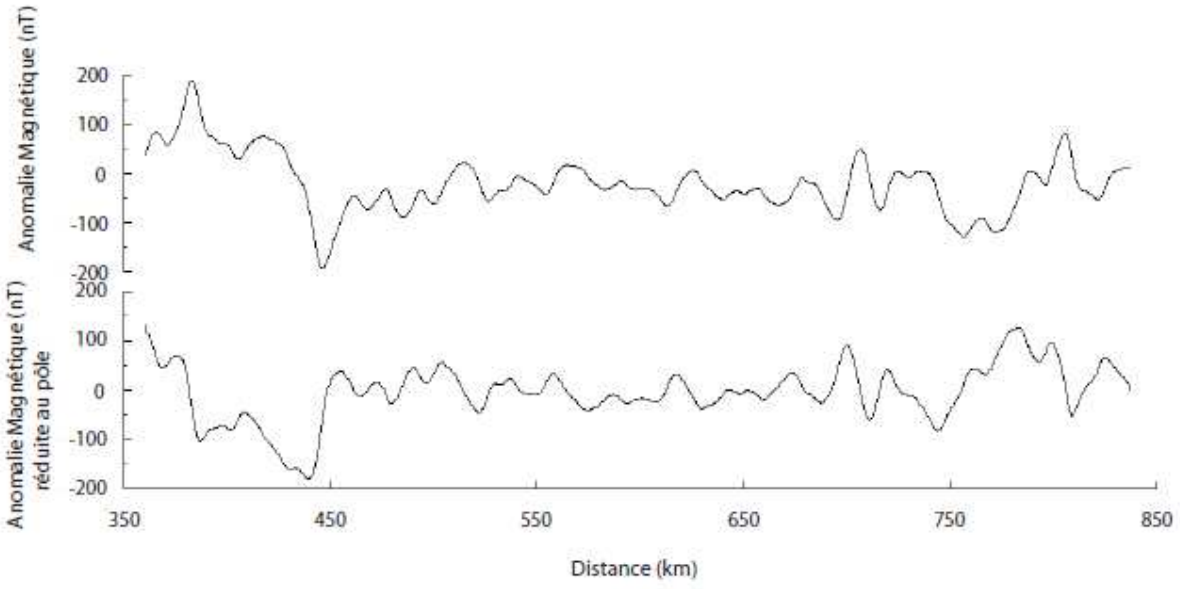

Figure 3-11: Exemple d'un profil magnétique de surface, réduit au pôle.
Le tracé du haut correspond au profil brut d'anomalie magnétique acquis en surface, à travers le superchron du Crétacé. Le second tracé correspond au même profil d'anomalie magnétique, réduit au pôle. L'anomalie magnétique 33r, entre 370 et 460 km, retrouve sa forme. La distorsion due à la localisation est corrigée.

3- Inversion des profils d'anomalies magnétiques et influence de la topographie

a. Méthode d'inversion de Parker et Huestis (1974)

Avant d'exploiter et d'interpréter ces données d'anomalies magnétiques, il est indispensable de s'affranchir des effets de la topographie. La topographie du plancher océanique, tout comme des complexités tectoniques telles que des zones de fractures ou des monts sous marins peuvent parasiter le signal magnétique.

Une des méthodes les plus communément employées consiste à inverser les données magnétiques en aimantation équivalente de la croûte océanique à l'origine des anomalies magnétiques observées. Dans leur méthode d'inversion, Parker et Huestis (1974) font l'hypothèse que la source d'aimantation dans la croûte océanique est confinée dans les 500 premiers mètres, que cette couche conserve une épaisseur constante et qu'elle suit la topographie. L'inversion des données magnétiques calcule une distribution d'aimantation répondant à ces contraintes. Pour l'estimation de l'effet de la topographie, les anomalies magnétiques sont ensuite recalculées, par méthode directe, à la fois en considérant une topographie plane à une profondeur donnée et la topographie réelle du plancher océanique. La comparaison de ces deux signaux d'anomalies magnétiques recalculées nous renseigne sur l'effet de la topographie sur les mesures recalculées.

L'inversion de Parker et Huestis (1974) s'exprime dans le domaine de Fourier de la façon suivante :

$$TF[M] = \frac{A(u)}{2\pi \dfrac{\sin\dfrac{u}{2}}{\dfrac{u}{2}} e^{-|u|H}[1-e^{-|u|e}]} - \sum_{n=0}^{\infty} \frac{[-|u^n|]}{n!} TF[Mh^n]$$

Avec : M l'aimantation portée par la couche aimantée de la croûte océanique ou aimantation équivalente, H la profondeur de référence, h la différence d'altitude entre les blocs d'aimantation considérés et la profondeur de référence, e l'épaisseur des blocs aimantés (couche aimantée), u le nombre d'onde et A l'anomalie magnétique dans le domaine spectral.

Cette expression est une méthode itérative où la $n^{-ième}$ estimation de l'aimantation équivalente M (membre de gauche de l'expression) dépend de sa précédente estimation (membre de droite de l'expression). Les itérations s'arrêtent quand l'écart entre les résultats de deux itérations successives est inférieur au critère d'arrêt fixé *a priori*.
Les sommations sont, quant à elles, calculées jusqu'à ce que la contribution du dernier terme soit inférieure au critère, lui aussi décidé *a priori*. L'algorithme de l'inversion réalise enfin, avec le terme $e^{-|u|H}$, un prolongement vers le bas jusqu'à la profondeur de référence (H), choisie suivant la topographie.

La méthode d'inversion de Parker et Huestis (1974), comme toutes les méthodes d'inversion de champ de potentiel, souffre de non unicité. En effet, il n'existe pas qu'une seule source ou distribution d'aimantation équivalente susceptible de créer les anomalies magnétiques mesurées. Cette non unicité signifie aussi qu'il existe aussi une distribution d'aimantation équivalente, appelée annihilateur, qui, pour une topographie donnée, ne génèrera aucune anomalie magnétique. En pratique, il reste ensuite à ajuster la distribution d'aimantation équivalente retenue de manière à ce que la moyenne de l'aimantation soit nulle, afin de rendre compte de l'alternance, couramment observée, de polarité normale et de polarité inverse de l'aimantation. Durant le superchron, la distribution d'aimantation est biaisée, s'il s'agit bien d'une longue période de polarité normale. Ainsi, nous choisissons de ne pas retrancher d'annihilateur aux résultats de l'inversion.
Enfin, à partir de la distribution d'aimantation équivalente calculée par inversion, on recalcule les anomalies magnétiques pour une topographie constante et pour la topographie réelle (Figure 3-12). La comparaison des anomalies recalculées pour une topographie réelle et des anomalies mesurées permet d'estimer la qualité de l'inversion. Les anomalies recalculées à topographie constante ne contiennent *a priori* pas d'effet topographique et peuvent être comparées à d'autres anomalies recalculées sous les mêmes conditions.

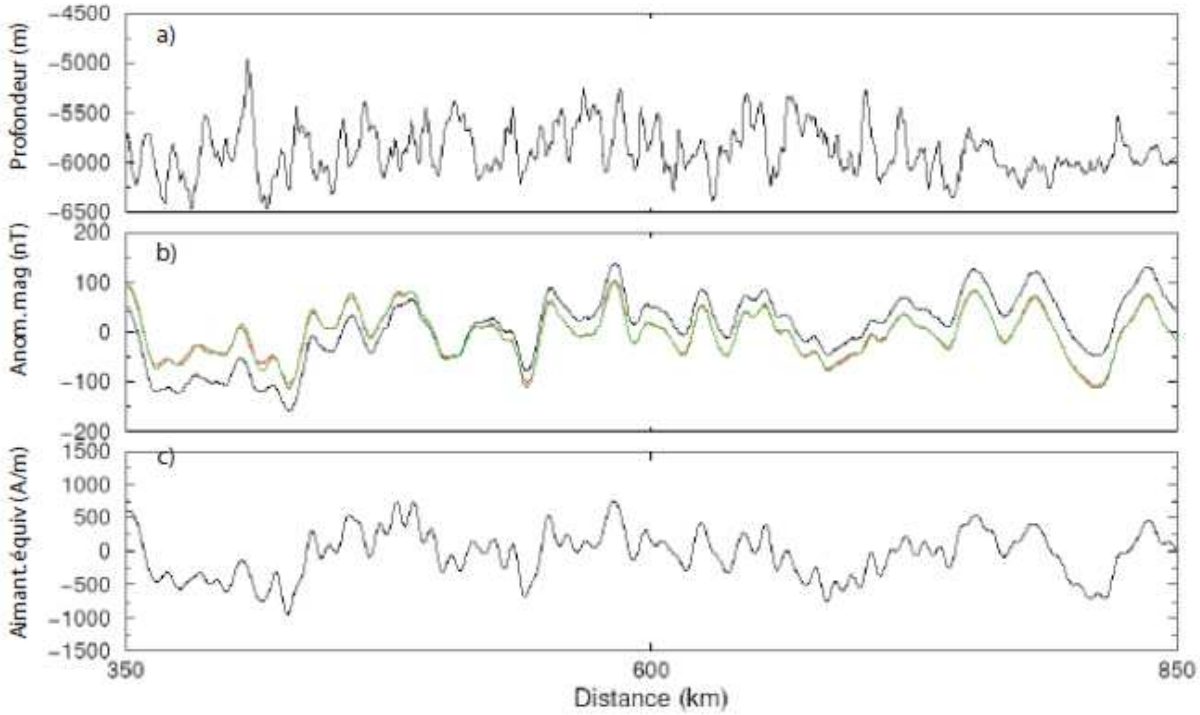

Figure 3-13: Exemple du résultat de l'inversion par la méthode de Parker et Huestis (1974) d'un profil d'anomalie magnétique de surface.
Cette méthode d'inversion permet d'estimer les effets de la topographie (a). A partir des données magnétiques mesurées (noir, b), l'inversion calcule l'aimantation équivalente de la croûte océanique à l'origine de telles anomalies (c). Par la suite, les anomalies magnétiques sont recalculées à partir de l'aimantation équivalente, pour la topographie réelle (rouge, b) et pour une topographique constante choisie (verte, b).

b. Rééchantillonnage des données et résolution temporelle

b. 1) Rééchantillonnage des données magnétiques

La méthode d'inversion de Parker et Huestis (1974) est basée sur une méthode itérative, qui ne prend fin que lorsque le critère d'arrêt est atteint. Cela revient mathématiquement à la convergence des résultats au critère d'arrêt. Un pas d'échantillonnage trop fin des données magnétiques peut rendre cette convergence mathématiquement impossible. Afin d'assurer la convergence durant l'inversion des données, il est donc parfois nécessaire de ré-échantillonner les profils d'anomalies magnétiques et les profils bathymétriques associés.
Les mesures magnétiques durant les deux missions Magofond 3 sont acquises à un pas de 0.1 km afin d'assurer la meilleure résolution temporelle. Un premier test d'inversion montre que l'inversion est instable et la convergence impossible pour ce pas d'échantillonnage (pas=0.1 km). Le ré-échantillonnage de nos données est nécessaire à leur inversion, mais il

est néanmoins indispensable de s'assurer que le ré-échantillonnage n'entraîne pas une trop de perte de la résolution temporelle du signal magnétique. Après plusieurs tests, l'ensemble des profils magnétiques de surface est ré-échantillonné (par intrapolation linéaire) à un pas de 1 km. Pour les profils magnétiques « deep tow », un pas d'échantillonnage de 0.1 km ne permet pas non plus la convergence pendant l'inversion. Le pas d'échantillonnage pour les profils magnétiques courts est de 0.4 km et de 0.6 km pour le profil long, acquis durant la seconde mission.

b. 2) Contenu spectral et résolution temporelle des profils d'anomalies magnétiques

La résolution temporelle de l'ensemble des profils magnétiques peut aussi être estimée par leur contenu spectral (Schouten et McCamy, 1972 ; Blakely et al., 1973). Le contenu spectral des données magnétiques nous indique la longueur d'onde minimale observable sur les profils en fonction de l'altitude des acquisitions (Figure 3-13). Les contenus spectraux des données bathymétriques et d'altitude sont ajoutés à cette figure afin de confronter plus facilement les données magnétiques à leur altitude de mesure.

Le spectre, dans le domaine fréquentiel, des données magnétiques, qu'elles soient de surface ou « deep tow », se décompose en deux parties. La première partie, les faibles nombres d'onde, est caractérisée par une pente raide et la partie suivante par une pente, qui diminue progressivement avec le nombre d'onde pour devenir quasiment nulle pour les hautes fréquences. La pente raide de la première partie du signal nous renseigne sur la contribution de l'aimantation de la croûte, qui nous intéresse. La seconde partie beaucoup moins pentue correspond à la partie du signal pour laquelle les longueurs d'onde des variations observées sont considérées comme du bruit.

La valeur de la pente et le nombre d'onde correspondant au changement de pente des deux spectres magnétiques sont les deux principaux paramètres de cette analyse permettant d'estimer la résolution temporelle de nos données. Le changement de pente se réalise, pour les deux types de données magnétiques, à des nombres d'onde différents (voir Figure 3-13) : pour les données de surface, le nombre d'onde correspondant à cette transition est 250 (m^{-1}), indiquant une résolution spatiale de 4 km ; pour les données « deep tow », le changement de pente se réalise autour du nombre d'onde 1250, correspondant une résolution spatiale de 0.8

km. A partir du taux d'expansion de la dorsale, il est possible de remonter jusqu'à la résolution temporelle des deux types de données magnétiques. Le taux d'expansion moyen de la dorsale Atlantique (pour la zone d'étude) est de l'ordre de 2 cm/an. Les résolutions temporelles des données magnétiques sont donc de l'ordre de 200 ka et 40 ka pour les données de surface et « deep tow » respectivement.

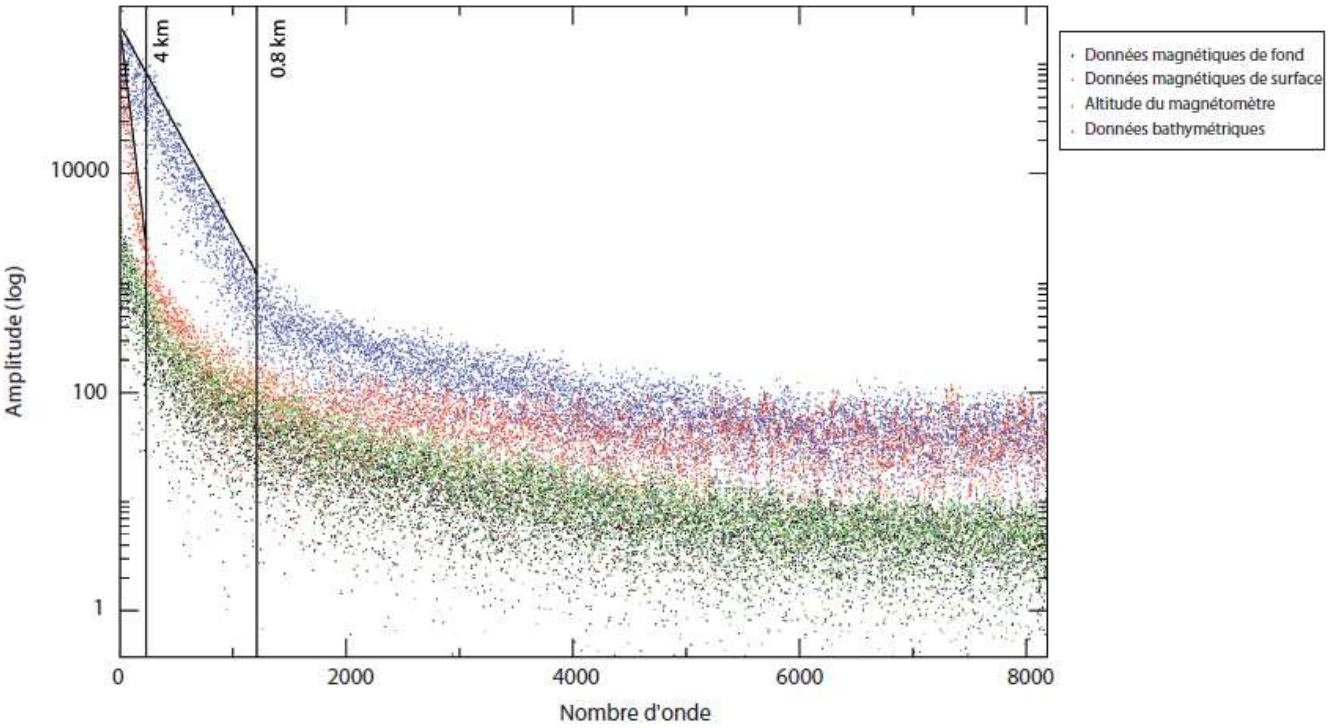

Figure 3-14: Contenu spectral des différentes données acquises durant les missions Magofond 3.
Les pentes des spectres d'anomalies magnétiques (surface en rouge et fond en noir) permettent l'estimation de la résolution temporelle de ces données.

A partir de cette analyse en contenu spectral, il est possible de vérifier que le rééchantillonnage des données magnétiques conserve suffisamment de signal magnétique. Le meilleur ré-échantillonnage satisfaisant le critère de convergence pour l'inversion (1 km pour les données magnétiques de surface et 0.4 km pour les données magnétiques de fond) conserve toute l'information géomagnétique.

c. Choix des paramètres d'inversion

La méthode d'inversion de Parker et Huestis (1974), expliquée dans le précédent paragraphe, nécessite la détermination de plusieurs paramètres *a priori* de façon à obtenir la

meilleure solution d'aimantation équivalente pour les données d'anomalies magnétiques réduites que l'on a à disposition.

Ces paramètres sont les suivants :
- la profondeur de référence
- la profondeur pour le calcul des anomalies à bathymétrie constante
- l'épaisseur des blocs
- le critère d'arrêt des sommations
- le critère d'arrêt des itérations
- les limites du filtre basse fréquence (BF)
- les limites du filtre haute fréquence (HF)

Les critères d'arrêt des sommations et itérations ainsi que l'épaisseur des blocs sont décidés *a priori* et ont pour valeur 0, conformément à l'inversion réalisée par Parker et Huestis (1974). L'épaisseur des blocs d'aimantation est fixée, selon l'hypothèse de départ de Parker et Huestis, à 500 m afin de représenter au mieux l'aimantation moyenne de la croûte océanique et sa distribution. Les critères d'arrêt (sommations et itérations) sont établis à une valeur de 1 nT pour permettre la convergence de l'inversion. La profondeur de la bathymétrie constante pour le calcul des anomalies magnétiques à partir de la distribution d'aimantation équivalente est à déterminer sur chacun des profils magnétiques. La valeur moyenne de la topographie du plancher océanique sur chaque profil définit cette profondeur.

Le reste des paramètres est propre à chacun des profils magnétiques comme la profondeur de référence et les limites des filtres (HF et BF).

c.1) La profondeur de référence

La profondeur de référence doit être choisie en fonction de la topographie de la croûte océanique, quelle que soit l'altitude des mesures magnétiques. La sélection de ce paramètre revient à choisir l'altitude d'un prolongement vers le bas. Il faut donc s'assurer lors de ce choix que la profondeur de référence se situe toujours au dessus du toit de la lithosphère océanique afin que l'algorithme de l'inversion puisse fonctionner et converger vers une solution (Figure 3-14).

La profondeur de référence est alors choisie pour chaque profil d'anomalies de surface et de fond. Pour les profils magnétiques acquis simultanément aux profils sismiques, la profondeur de référence est déterminée à partir de la topographie précise de chacun de ces profils. Pour les profils d'anomalies, le choix de la profondeur est basé sur les données bathymétriques. Prenons l'exemple du profil d'anomalies de surface (Figure 3-15), l'altitude maximale atteint par la croûte océanique, au niveau de ce profil magnétique, correspond à une profondeur de 4100 m sous le niveau de la mer. La profondeur de référence peut alors prendre la valeur de 4000 m. La profondeur de référence n'est pas un paramètre très limitant, à condition de ne pas pénétrer les sources et faire diverger l'inversion.

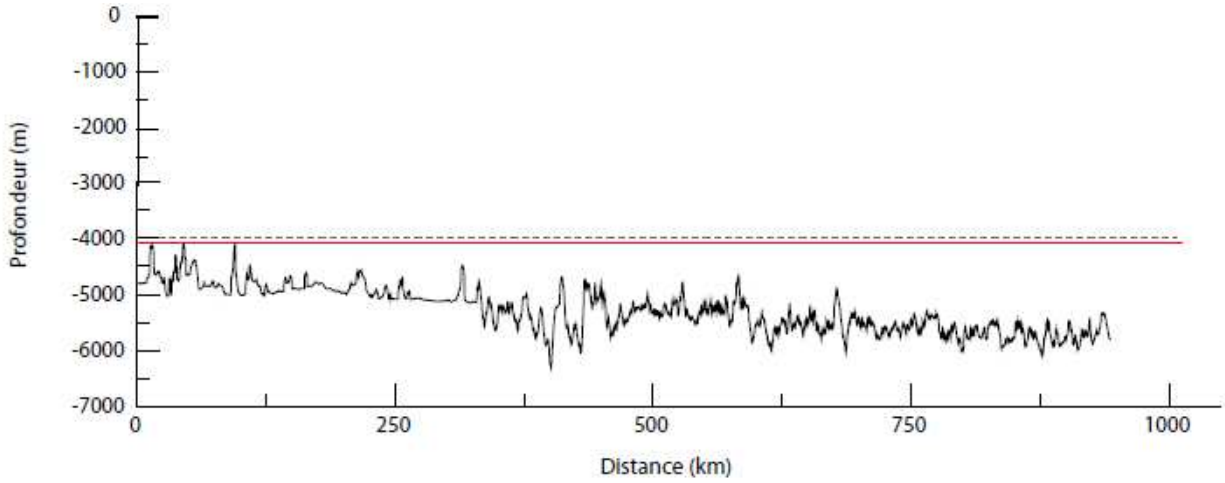

Figure 3-15: Profondeur de référence.
La profondeur de référence est déterminée afin de réaliser, durant l'inversion des données magnétiques, un prolongement vers le bas. La profondeur de référence correspond donc à l'altitude à laquelle le prolongement est réalisé. Il est donc nécessaire de s'assurer que cette profondeur choisie ne pénètre pas à travers les sources, contenues dans la croûte océanique. On détermine alors la profondeur limite maximale (tracé rouge), correspondant à la plus haute altitude du plancher océanique et on définit la profondeur de référence (tracé noir en pointillés) à quelques centaines de mètres au dessus de celle-ci pour s'assurer que le prolongement peut se réaliser correctement.

c. 2) Choix des limites de filtres

Le filtrage en basse et haute fréquence est indispensable à l'inversion, mais les limites de ces filtres sont plus difficiles à établir que les valeurs de précédents paramètres. Le filtre basse fréquence appliqué aux profils d'anomalies permet l'élimination de la variation diurne, un signal de grande longueur d'onde. Si les limites de ce filtre ne sont pas très adaptées, le signal magnétique conserve une forme sinusoïdale de grande longueur d'onde (Figure 3-15,

a). L'effet des limites du filtre BF, appliqué durant l'inversion, est testé pour un profil d'anomalies de surface. Son effet apparaît plus clairement sur le signal d'aimantation équivalente. Les résultats de l'inversion (Figure 3-15, a C) ne sont pas satisfaisants, puisque la sinusoïdale, due à la variation diurne, est toujours légèrement présente sur l'aimantation équivalente. Les deux autres résultats (A et B) montrent qu'un choix correct des limites de ce filtre peut corriger cet effet. Par ailleurs, le choix des limites du filtre BF est à associer au choix des limites du filtre HF. Le filtre haute fréquence traite donc majoritairement du signal d'origine magnétique dans les données, mais un mauvais choix de limites de filtre peut amplifier du bruit d'origine non magnétique et parasiter les données et perturber le calcul des aimantations équivalentes (Figure 3-15, b). Cette amplification du bruit se voit, dans une plus grande proportion, sur les profils d'anomalies magnétiques recalculées. On teste les limites du filtre HF en fixant celles du filtre BF et on voit que, plus les limites augmentent, plus les anomalies de courte longueur d'onde sont amplifiées et moins l'inversion est satisfaisante.

Les limites de ces filtres dépendent de l'altitude et du pas d'échantillonnage des mesures magnétiques et doivent donc, comme pour la profondeur de référence, être adaptées à chaque profil en fonction de ces deux principaux paramètres.

Après plusieurs tests faisant varier les deux filtres de façon associée, on définit correctement les limites de ces deux filtres pour obtenir l'inversion correcte des tous les profils d'anomalies.

On définit, par exemple :

Profils magnétiques de surface HF	Profils magnétiques deep tow HF
HF (120 160)	HF (60-80)
BF (1 4)	BF (2 6)

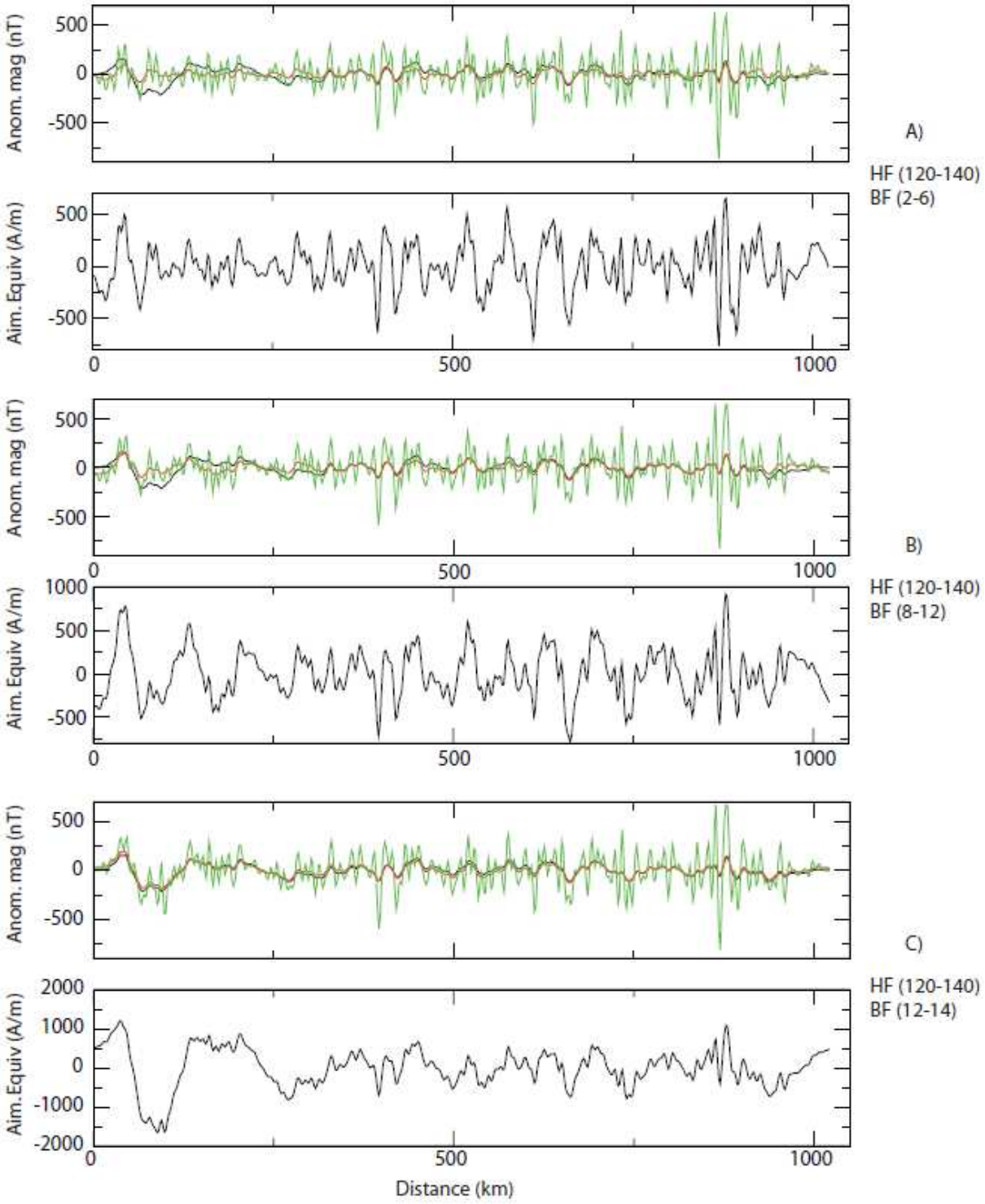

Figure 3-15,a: Résultats obtenus par l'inversion d'un profil magnétique de surface acquis durant la seconde mission Magofond 3b.
Ces différents résultats montrent les effets du choix des limites du filtre basse fréquence (BF) appliqué durant l'inversion de ce profil de surface. Afin de comparer les résultats d'inversion, les limites du filtre HF sont arbritrairement fixées à (20-140). Les résultats sont présentés, pour chaque test, sous la forme de deux graphes, celui du haut montrant les anomalies magnétiques (mesurées en noir, recalculées en rouge et recalculées pour une bathymétrie constante en vert) et celui du bas montrant l'aimantation équivalente associée aux anomalies observées. Les choix des limites de filtre sont indiqués à droite des graphes.

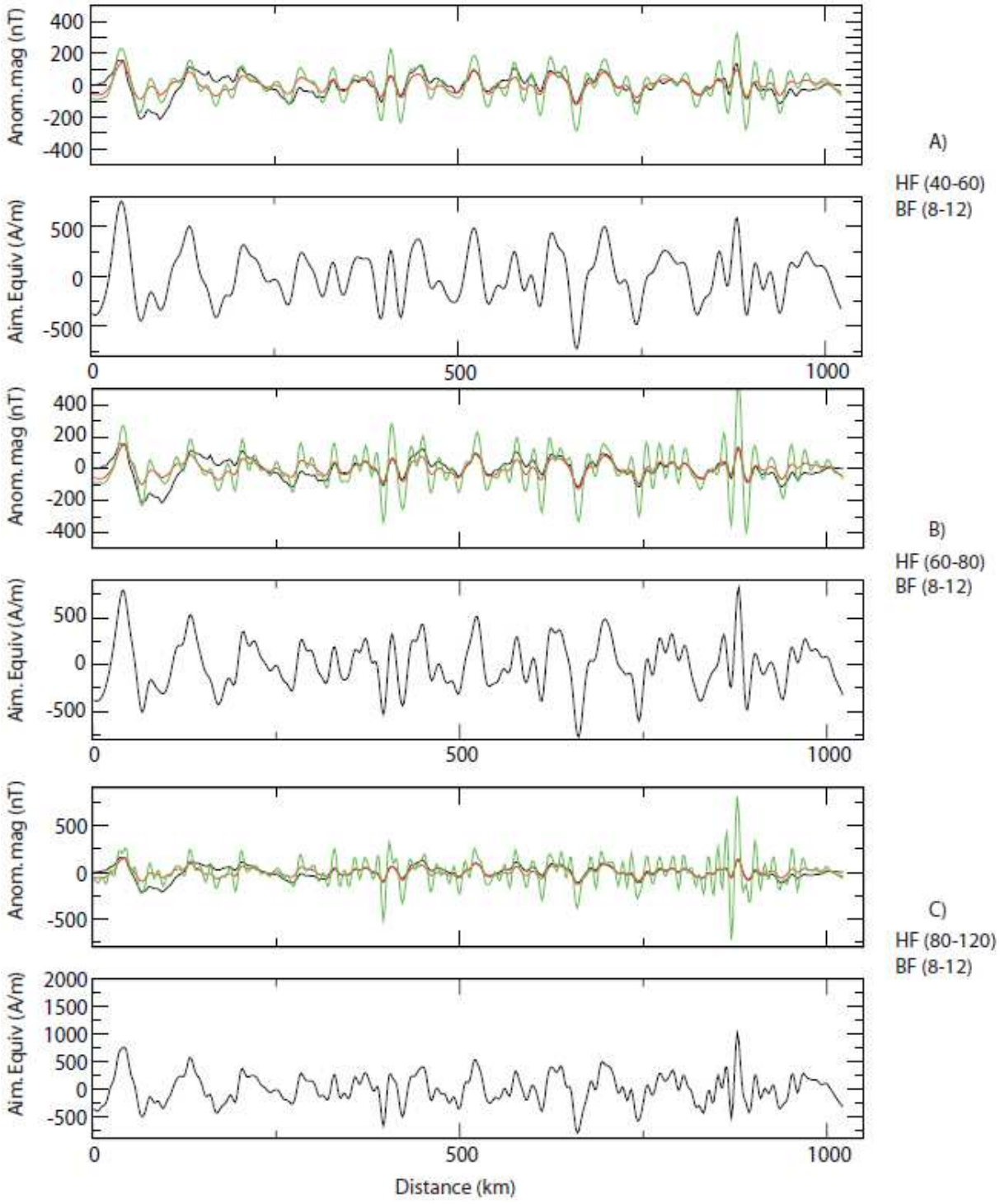

Figure 3-15,b: Résultats obtenus par l'inversion d'un profil magnétique de surface acquis durant la seconde mission Magofond 3b.
Ce profil enregistre les variations temporelles à travers l'ensemble du superchron. Ces différents résultats montrent les effets du choix des limites du filtre haute fréquence (HF) appliqué durant l'inversion de ce profil magnétique de surface. Les limites du filtre BF sont
fixées arbritrairement aux valeurs (8-12) pour faciliter la comparaison. Les résultats sont présentés, pour chaque test, sous la forme de deux graphes, celui du haut montrant les anomalies magnétiques (mesurées en noir, recalculées en rouge et recalculées pour une bathymétrie constante en vert) et celui du bas montrant l'aimantation équivalente associée aux anomalies observées.

D- Principaux résultats des profils magnétiques mesurés pour la période du CNS

D-1 Anomalies magnétiques mesurées sur la zone étudiée

1- Résultats préliminaires des profils magnétiques acquis durant la première mission (2005)

Un problème technique durant la mission Magofond 3 n'a permis l'acquisition que de deux courts profils d'anomalies magnétiques de fond, focalisés sur l'entrée et la sortie du CNS, complétés par onze profils magnétiques de surface afin de déterminer les éventuelles variations temporelles du champ magnétique durant cette longue période magnétique calme.

2- Cohérence des anomalies de surface et signal d'origine géomagnétique

La comparaison directe des profils d'anomalies magnétiques réduits et inversés fait clairement apparaître des corrélations, d'un profil magnétique à l'autre (Figure 3-16). La réduction au pôle des différents profils d'anomalies replace tous ces profils dans les mêmes conditions, et permet leur comparaison directe entre les profils eux-mêmes et à un modèle d'anomalies calculées à partir de l'échelle des inversions de polarité géomagnétique de Cande et Kent (1995) permettant d'identifier les limites du CNS (voir Figure 3-17). Les corrélations proposées sur la figure 3-16 reposent essentiellement sur la comparaison visuelle des profils entre eux, tout en tenant compte des zones de fractures, susceptibles de décaler les profils entre eux.

La carte d'anomalie gravimétrique (anomalie à l'air libre) obtenue par altimétrie satellitaire (Sandwell et Smith, 1995) permet de s'assurer que les corrélations entre les anomalies magnétiques d'un profil à l'autre ne peuvent être associées à des structures tectoniques ou bathymétriques particulières. Il faut aussi tenir compte de la présence de zones de fractures ou failles transformantes, pouvant décaler les profils magnétiques entre eux. La carte d'anomalie de gravité à l'air libre de la zone d'étude nous donne la localisation de ces complexités.

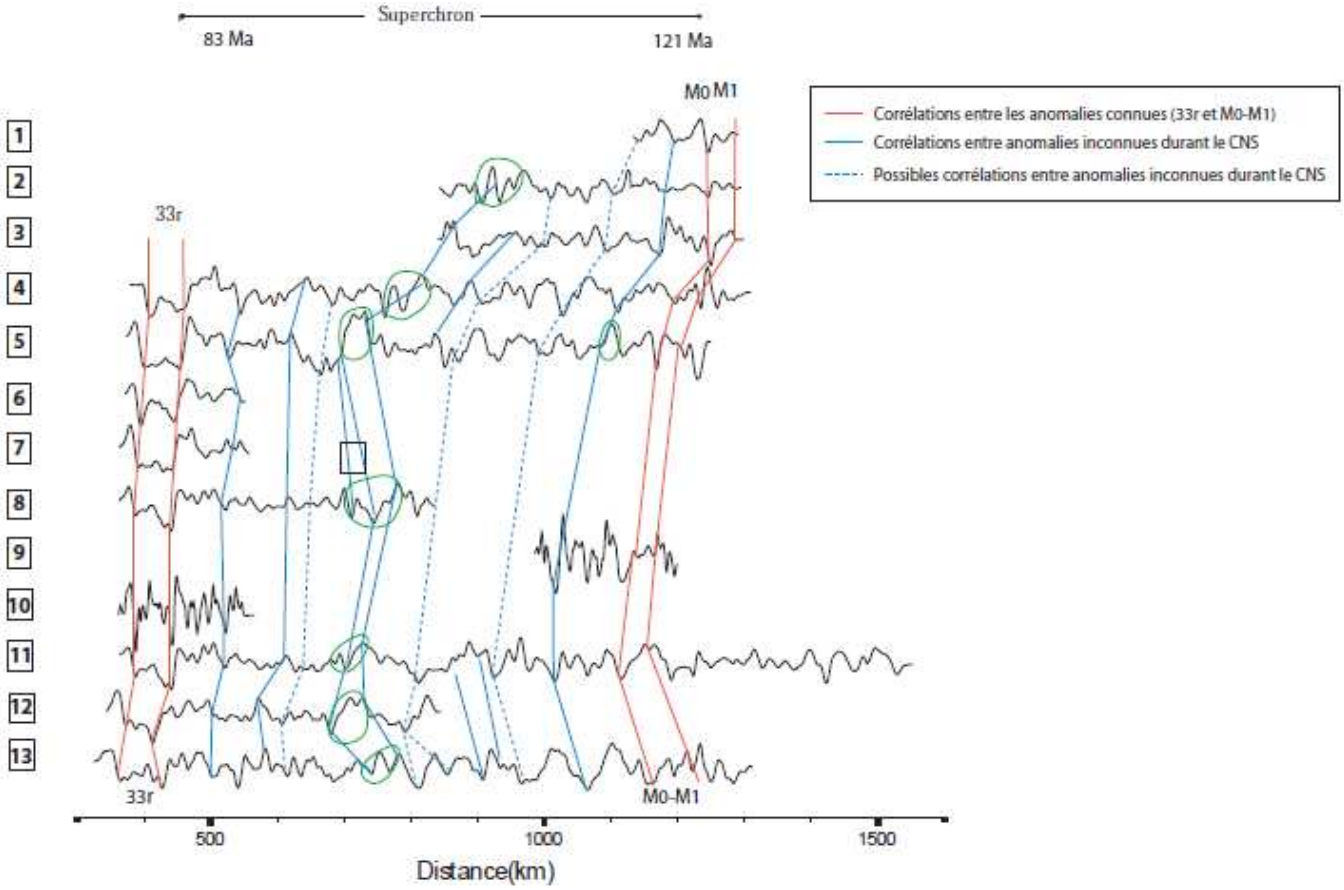

Figure 3-16: Synthèse des profils d'anomalies magnétiques acquis durant la première mission Magofond 3.
Les deux courts profils magnétiques 9 et 10 correspondent aux profils acquis en profondeur (deep tow), tous les autres représentant ceux acquis en surface. Les ronds verts indiquent la présence d'une anomalie remarquable, de forte amplitude, dont le décalage d'un profil à l'autre est difficilement explicable par une variation progressive du taux d'expansion mais plus possiblement par un événement tectonique particulier tel qu'un réajustement de direction d'expansion de la dorsale.

L'anomalie 33r marquant la fin du CNS est facilement identifiable. Elle a conservé sur l'ensemble des profils, la forme qui la caractérise avec deux lobes bien marqués. Au sein même de l'anomalie 33r, il est possible de distinguer des variations de courtes longueurs d'onde, des tiny-wiggles, qui se superposent à l'anomalie principale (33r).

La séquence d'anomalies (M0, M1 et M2), indiquant l'entrée dans le superchron, est plus difficilement reconnaissable, notamment à cause de l'amplitude plus faible de cette anomalie par comparaison à la 33r. La séquence d'anomalies est néanmoins bien visible sur plusieurs profils d'anomalies (par exemple sur les profils 1, 5, 9, 13) et par corrélation la limite inférieure du CNS est identifiée sur chacun des profils (Figure 3-16).

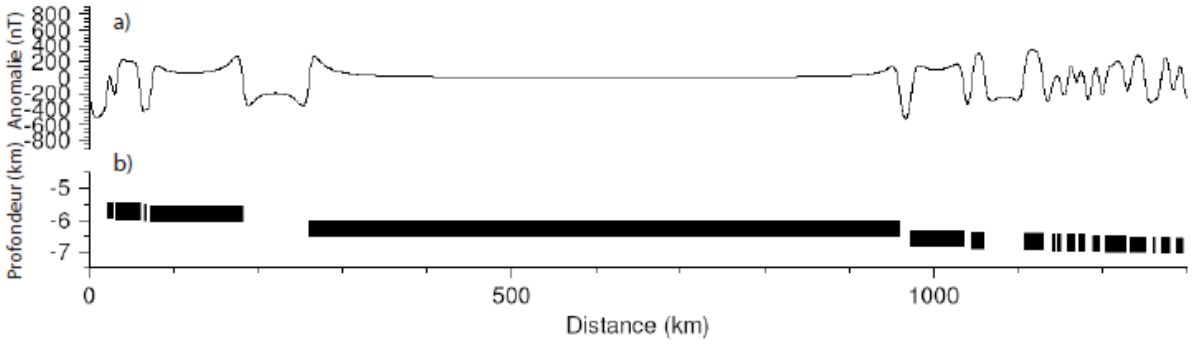

Figure 3-17: Modèle d'anomalies magnétiques calculé pour un taux d'expansion de 2 km/Ma.
a) Forme des anomalies magnétiques modélisées à partir des inversions magnétiques et du taux d'expansion choisi.
b) Schéma montrant les inversions magnétiques et leur évolution avec la profondeur. Les inversions de polarité normale sont figurées en noir, les parties blanches sont donc les inversions de polarité inverse (D'après Cande et Kent, 1995).

En comparant les différents profils magnétiques entre eux, des nombreuses anomalies se retrouvent d'un profil à l'autre, parfois légèrement décalées à cause de zones de fracture. La cohérence de ces anomalies sur l'ensemble de la zone d'étude suggère que leur origine est géomagnétique.

Cette série de profils d'anomalies magnétiques montre de nombreuses anomalies magnétiques de forte amplitude et des tiny wiggles sont observées durant le superchron. La période « calme » du Crétacé ne serait –elle donc pas si calme ?

Le signal magnétique enregistré à travers le superchron apparaît semblable au signal magnétique observé avant et après le superchron, avec des variations temporelles, tout au long des profils magnétiques complets (Profils 4, 5, 11 et 13 sur figure 3-16).

La période magnétique calme du Crétacé se décompose en trois parties, tout au long du CNS (Figure 3-18). Ces variations temporelles, observées tout au long du CNS, sont divisées en deux types: des anomalies magnétiques de forte amplitude et d'assez grande longueur d'onde (corrélées d'un profil à l'autre par des traits bleus, Figure 3-16) et des anomalies de plus petite longueur d'onde, assimilables à des tiny-wiggles.

Le début du CNS (autour de 121 Ma), ou « partie ancienne », se caractérise par la présence d'anomalies magnétiques de forte amplitude, semblables aux anomalies magnétiques M0, M1 et M2. Elles sont particulièrement visibles du début du CNS jusqu'à 1000 km, notamment sur le profil 11 (Distance : 970 et 1060 km) (Figure 3-16). A ces anomalies de forte

amplitude se superposent, des anomalies magnétiques de plus faible amplitude et de courte longueur d'onde, ressemblant à des tiny-wiggles. On en dénombre plusieurs (4 ou 5) sur les profils 3, 4 et 11, entre 1000 et 1150 km.

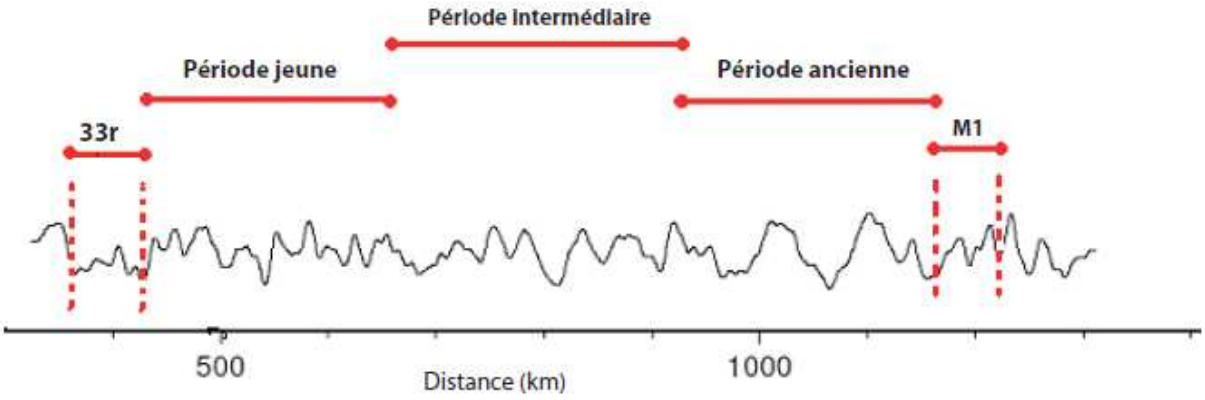

Figure 3-18: Exemple d'un profil magnétique de surface corrigé traversant l'ensemble du superchron, délimité à l'Est par l'anomalie M1 et à l'Ouest par l'anomalie 33r.

Ce type d'anomalie magnétique, de courte longueur d'onde, est aussi présente dans le signal magnétique de la fin du CNS ou «partie jeune ». Ces anomalies sont de relativement faible amplitude et sont présentes sans distinction de part et d'autre de la limite supérieure du CNS. Leur amplitude est caractéristique des anomalies magnétiques observées durant le chron C33r. Par exemple, juste avant l'inversion C33r (environ entre 400 et 500 km), quatre anomalies de courte longueur d'onde sont présentes et facilement corrélées sur huit des profils magnétiques (les profils 10, 11, 12 et 13 ; Figure 3-16).

Leur origine géomagnétique est, par ailleurs, confortée par leur présence bien distinctes et renforcées en amplitude sur le profil magnétique deep tow. Malgré des décalages entre profils, probablement générés par des variations du taux d'expansion, on dénombre entre 8 et 10 micro-anomalies de 600 km jusqu'à la sortie du superchron (C33r). Tout comme en début de CNS, des anomalies de plus grandes amplitude et longueur d'onde sont observées et facilement corrélées sur l'ensemble de la zone d'étude. Elles sont semblables à l'anomalie 33r.

Dans la zone intermédiaire, les anomalies de courte longueur d'onde sont aussi visibles mais leur corrélation d'un profil à l'autre est plus difficile, leur origine géomagnétique apparaît moins avérée que pour le reste de la période calme. Une anomalie magnétique de plus grande amplitude apparaît sur cette partie du signal magnétique (anomalie cerclée en vert, Figure 3-16). Elle est observée sur la plupart des profils magnétiques de surface (notamment les profils 2, 4, 8, 11, 12 et 13).Cependant, les décalages observés entre les profils où figure l'anomalie ne peuvent être expliqués par une simple variation progressive du taux d'expansion comme sur le reste du signal. Ces décalages, plus ou moins importants suivant la position du profil, peuvent être causés par un léger réajustement de la direction d'expansion. En effet la période du superchron du Crétacé correspond à une période d'importantes réorganisations tectoniques, comme l'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial (Cogné et Humler, 2004).

Il apparaît donc que, malgré les faibles variations du taux d'accrétion entrainant des décalages entre les profils magnétiques, les corrélations proposées mettent en évidence plusieurs micro-anomalies à travers le superchron du Crétacé. La cohérence du signal magnétique entre profils pour l'ensemble du (CNS) suggère fortement une origine géomagnétique des anomalies magnétiques, de toutes longueurs d'onde et amplitudes, observées. La nature de ces anomalies magnétiques (courts intervalles de polarité inverse ou variations d'intensité du champ) est encore à déterminer. L'ensemble des profils magnétiques de surface ne montre aucune transition ou variation remarquable du comportement magnétique sur la zone d'étude, avant, pendant et après le superchron.

D-2 Que nous apportent les données magnétiques « deep tow » à travers le superchron ?

1- Résultats des profils magnétiques de fond de la mission Magofond 3

Ces deux profils magnétiques de haute résolution apparaissent cohérents avec les profils magnétiques de surface (Figure 3-19).

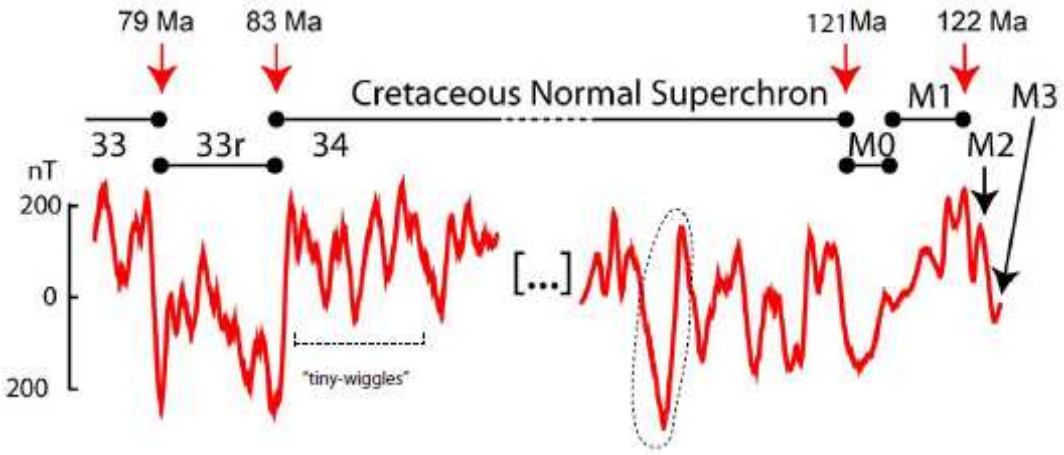

Figure 3-19: Synthèse des données magnétiques "deep tow" acquises durant la première mission.
Ces données magnétiques "mid-tow" sont focalisées sur l'entrée et la sortie du superchron. Au delà des anomalies de grande longueur d'onde (exemple d'une cerclée en pointillés) que l'on observe durant le superchron, des micro-anomalies sont aussi observées dans le signal magnétique. Ces anomalies sont semblables à des tiny-wiggles et peuvent être attribuées à des courtes inversions magnétiques ou des variations d'intensité magnétique.

Ils montrent tous deux, la présence de deux types d'anomalies magnétiques. Un premier type d'anomalies magnétiques, caractérisé par une faible amplitude et une courte longueur d'onde s'observe sur l'ensemble du signal magnétique acquis en profondeur. Ce type d'anomalie magnétique s'apparente aux micro-anomalies (ou tiny-wiggles) visibles au sein de l'anomalie C33r et observées pour des périodes plus jeunes (Cande et LaBrecque, 1974 ; Blakely, 1974 ; Cande et Kent, 1992 ; Bouligand et al., 2006). Ce type de micro-anomalies résulte de variations de paléointensité du champ magnétique ou d'excursions magnétiques, courts intervalles de temps durant lesquels l'intensité du champ décroit fortement, sans inversion de polarité.

Un second type d'anomalies observé principalement lors de l'entrée dans la période géomagnétique calme, après les chrons M0, M1 et M2, comprend des anomalies magnétiques de plus grandes amplitude et longueur d'onde. Ces anomalies pourraient correspondre à de courts intervalles de polarité inverse. L'amplitude et la longueur d'onde de ces anomalies sont du même ordre de grandeur que celles des anomalies reconnues, comme le chron C33r ou même de la séquence des anomalies M0-M1-M2, et suggère qu'il s'agirait plutôt de courts intervalles de polarité. L'étude des variations temporelles du champ magnétique, ménée par Bouligand et collaborateurs, sur la période montre que les

variations temporelles observées sur les profils magnétiques, à travers le superchron sont semblables à celles observées durant la période suivant le superchron (à plus forte fréquence d'inversions)(Figure 3-20).

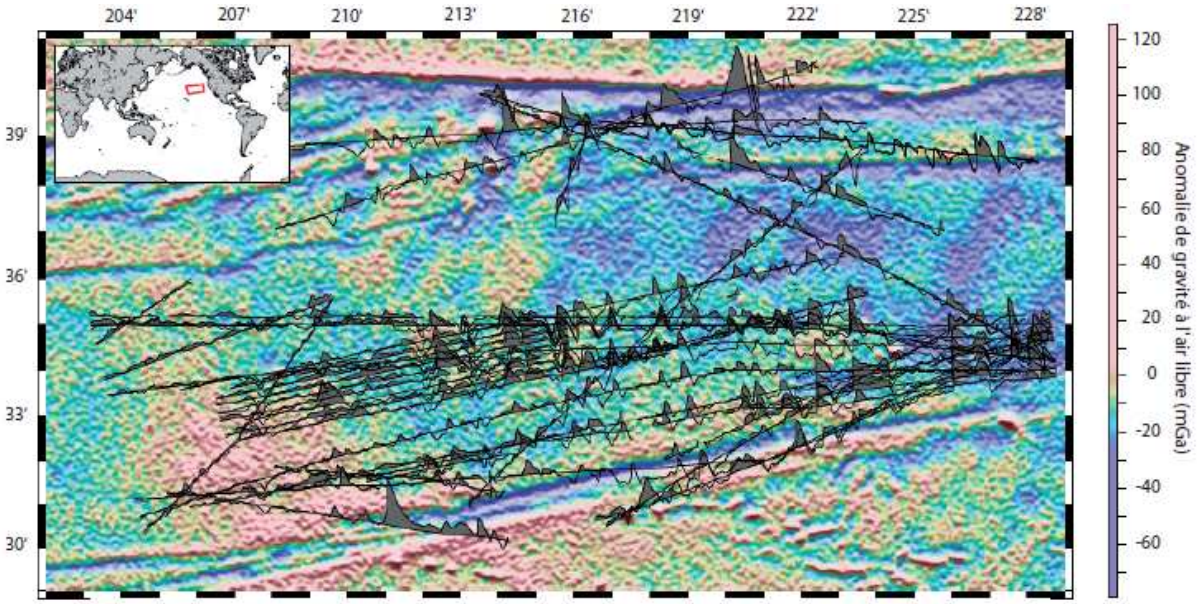

Figure 3-20: Carte des anomalies de gravité à l'air libre (Sandwell et Smith, 1997), montrant des profils d'anomalies magnétiques de surface (grisé) mesurés au dessus de ce bassin océanique situé dans le Pacifique Nord (voir encadré).
La carte gravimétrique montre une structure de la croûte océanique marquée par de nombreuses complexités tectoniques (ex: zones de fracture), qui peuvent perturber le signal associé aux mesures des variations temporelles du champ magnétique (D'après Bouligand, 2006).

2- Et que raconte le profil magnétique de haute résolution complet à travers le superchron ?

La seconde mission Magofond 3b (2008) a permis l'acquisition d'un profil magnétique complet à travers le CNS. Quatorze jours d'acquisition, dont dix en continu, ont été nécessaires pour couvrir les 940 km de plancher océanique et mesurer le signal magnétique à travers l'ensemble de la longue période normale. L'altitude d'acquisition des données est plus favorable (entre 500 et 1000 m) que lors de l'acquisition des deux premiers courts profils magnétiques deep tow (entre 1000 et 1500 m). La résolution temporelle des données magnétiques en est améliorée. De plus, l'enregistrement à travers la totalité du CNS permet une comparaison de ce profil avec les données magnétiques de surface précédemment

acquises et surtout d'avoir accès à la partie centrale du CNS (ou partie intermédiaire) manquante sur les premières données de fond. Les données magnétiques sont inversées aimantation équivalente (Figure 3-21).

Ce profil magnétique deep tow, couvrant la totalité du superchron est clairement similaire aux précédentes données magnétiques (Magofond 3). Les anomalies connues, qui bordent le CNS, la 33r et la M0 sont clairement identifiables (Figure 3-21), tout comme sur les précédents profils d'anomalies. Là encore, on identifie deux types d'anomalies, les micro-anomalies et les anomalies de plus grandes amplitude et longueur d'onde, qui apparaissent tout au long de l'enregistrement magnétique.

Dans la partie jeune, les quatre micro-anomalies qui précèdent le chron 33r et observées sur les profils magnétiques de surface et de fond, sont parfaitement observables. Ce profil nous montre, par ailleurs, que ce type d'anomalies est présent durant la totalité de la période « calme » (CNS), en parfaite cohérence avec les données magnétiques de surface (Figure 3-16 et Figure 3-21,a). De plus, de telles micro-anomalies sont visibles au-delà des limites du superchron, dans les chrons 33n et 33r et dans la séquence M0-M1-M2. Ce type de variations temporelles du champ magnétique apparaît constant, le comportement du champ magnétique ne semble marquer aucun changement au passage du superchron, à l'entrée (séquence M0-M2) et la sortie (C33r).

Ce profil magnétique complet permet aussi d'accéder à la partie « intermédiaire » du CNS, jusque là étudiée à l'aide des seuls profils magnétiques de surface. Plusieurs anomalies de grande amplitude et de grande longueur d'onde sont observées dans cette partie et ressemblent à celles observées dans la partie « ancienne », ainsi qu'aux anomalies M0, M1 et M2.

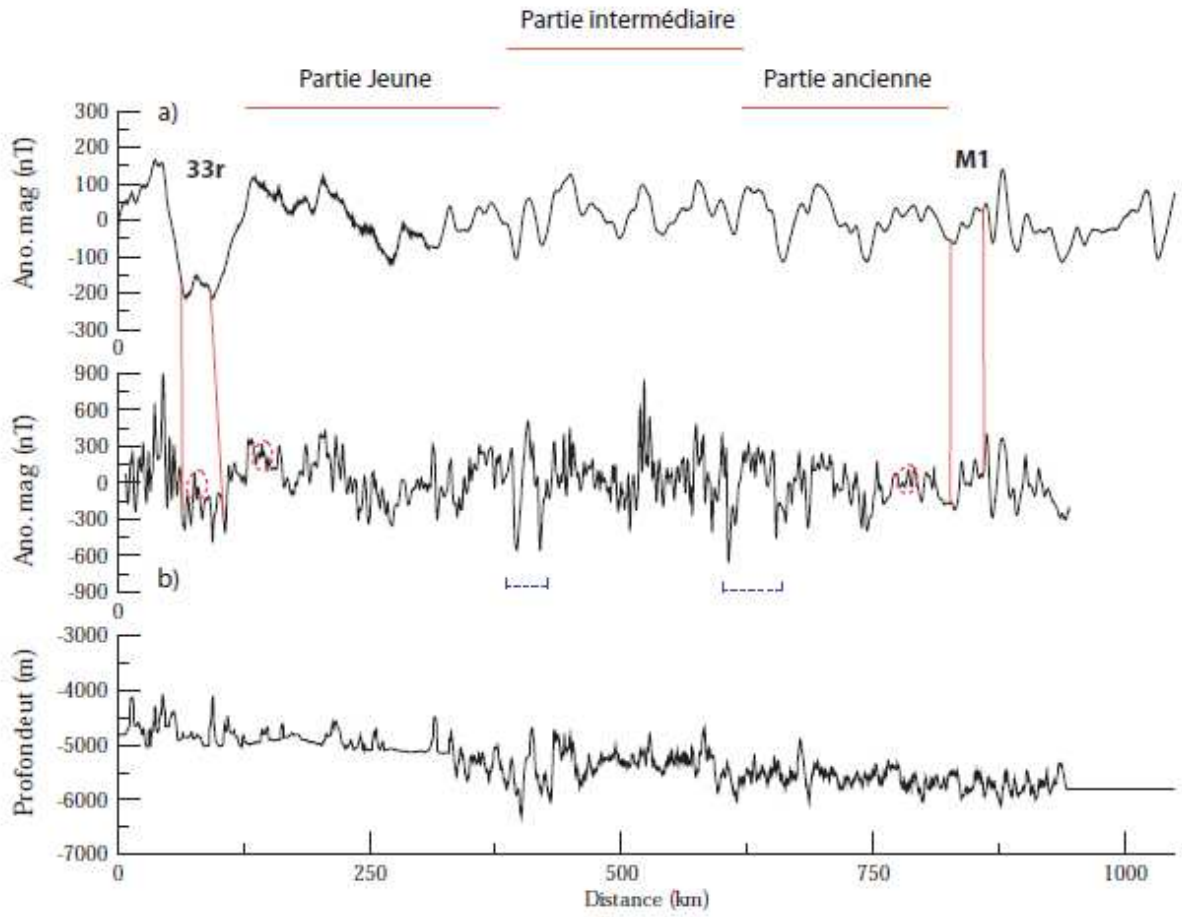

Figure 3-21: Profil d'anomalies magnétiques "deep tow" complet à travers le CNS.
Le profil magnétique de fond complet (b) est comparé au profil d'anomalies de surface, acquis simultanément (a). Les anomalies qui limitent le superchron du Crétacé, sont reconnaissables sur les deux profils magnétiques. Les cercles en pointillés rouge montrent deux exemples de tiny wiggles, l'un dans le chron 33r et l'autre dans le superchron. Ce type d'anomalies est présent sur l'ensemble de l'enregistrement, tout comme les anomalies de plus grande amplitude et plus grande longueur d'onde. Ces dernières sont indiquées à l'aide de pointillés bleus. Le dernier graphe montre la topographie associée aux profils.

D-3 Cohérence du signal magnétique durant le superchron du Crétacé

Les données magnétiques acquises durant les deux missions Magofond 3 révèlent que le superchron du Crétacé est une période magnétique moins calme qu'il n'y parait. Les profils magnétique de surface et « deep tow » montrent de nombreuses anomalies de courtes et plus grandes longues longueurs d'ondes, montrant que le comportement du champ

magnétique ne varie que très peu entre les périodes à forte fréquence d'inversion et celles à faible fréquence d'inversion (voir Figure 3-20).

Ces profils d'anomalies magnétiques ont donc été acquis sur le flanc Est de la dorsale océanique Atlantique, une dorsale à faible taux d'expansion. Un moyen d'augmenter la résolution temporelle des données magnétiques est de réaliser un levé magnétique au dessus d'une croûte océanique formée à une dorsale rapide.

On se propose alors d'étudier des profils d'anomalies magnétiques réalisés dans des bassins océaniques où la croûte est formée à des taux d'expansion rapides. Il n'existe que très peu de bassins océaniques répondant à ces critères. Après la recherche et l'étude des différents bassins susceptibles de couvrir la totalité du superchron du Crétacé, le seul bassin océanique permettant l'étude des éventuelles anomalies magnétiques observées durant cette période est le bassin situé dans l'océan Pacifique autour des îles hawaïennes (voir Figure 3-22).

Ce bassin océanique expose une croûte océanique dont l'âge correspond à la période magnétique calme du Crétacé. Cependant, cette zone apparaît très accidentée, d'un point de vue tectonique. Le bassin est marqué, principalement, par la présence des îles volcaniques d'Hawaii mais aussi de nombreux volcans sous marins et de grandes zones de fractures (comme par exemple, les zones de fractures Pioneer, Murray et Molokai, en allant du Nord au Sud) (voir Figure 3-22). Les volcans sous marins et les iles volcaniques sont des éléments tectoniques pouvant fortement perturber le signal magnétique. Les zones de fractures, quant à elles, décalent fortement la croûte océanique et les anomalies magnétiques similaires d'un profil à l'autre, de part et d'autre d'une zone de fracture. Ce décalage est d'ailleurs, visible et observable sur les anomalies magnétiques qui bordent le superchron du Crétacé (la séquence M0-M1-M2 et la 33r)(Figure 3-23).

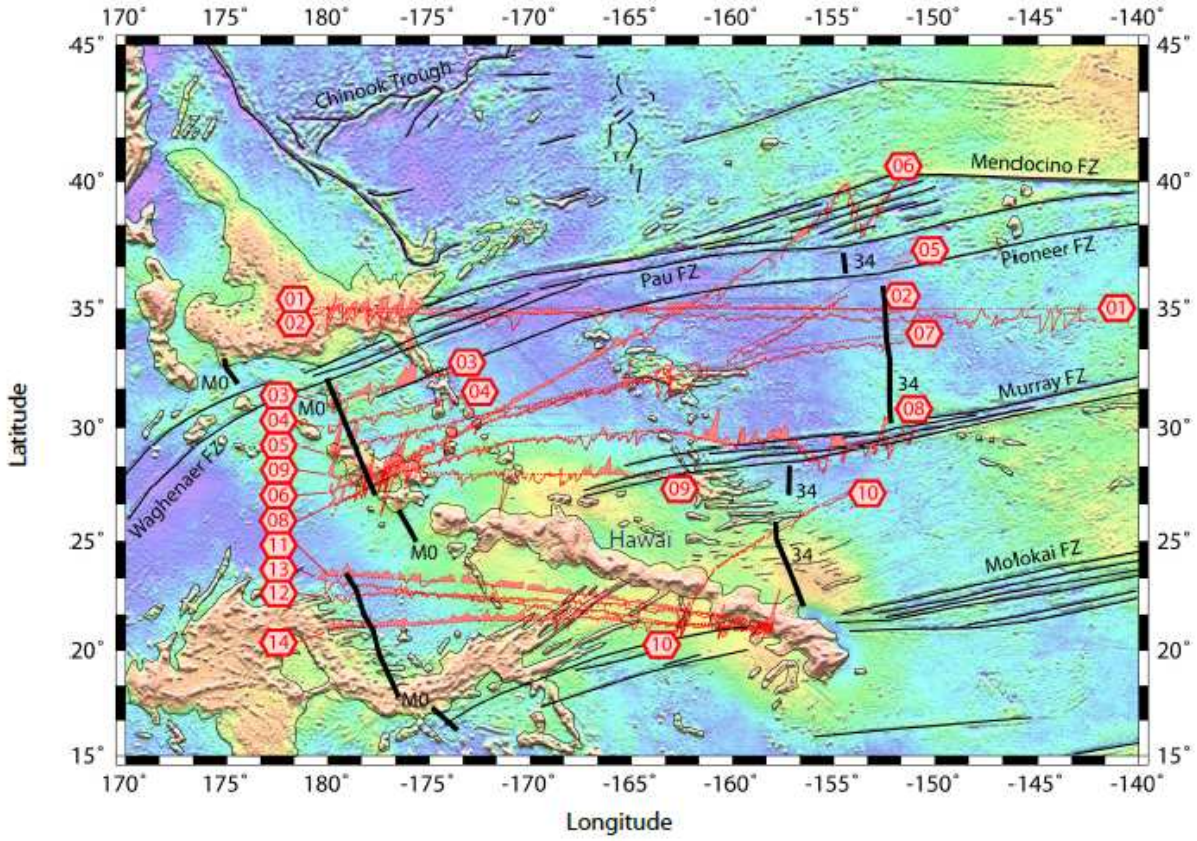

Figure 3-22: Carte du bassin Hawaïen dans l'est de l'océan Pacifique indiquant les profils d'anomalies magnétiques de surface sélectionnés.
Tous ces profils magnétiques recouvrent la période du CNS et la croûte océanique de ce bassin est formée à plus fort taux d'expansion que la zone d'étude des missions Magofond 3. La carte gravimétrique de cette zone océanique montre de nombreuses complications tectoniques (nombreuses failles transformantes ZF et de nombreux volcans océaniques).

Afin d'étudier le comportement du champ magnétique durant le superchron, nous avons sélectionné des profils magnétiques d'une base de données globales et acquis durant des précédentes missions dans cette zone. Nos critères de sélection sont les suivants :

- les profils magnétiques doivent couvrir la totalité de la période magnétique calme.
- Ces profils ne doivent pas traverser des zones de complexités tectoniques, telles que les îles volcaniques, les volcans sous marins ou les zones de fracture.
- Les profils d'anomalies doivent être acquis suivant la direction d'expansion de la dorsale.

La sélection des profils magnétiques s'avère donc particulièrement délicate, malgré l'abondance des profils magnétiques à travers le bassin océanique. Quatorze profils

d'anomalies magnétiques de surface peuvent donc être analysés afin d'étudier les variations temporelles du champ durant le superchron (Figure 3-23).

L'étude des variations temporelles du champ magnétique durant le superchron à l'aide de ces profils est plus complexe qu'à partir des profils magnétiques acquis durant nos missions. Les décalages entre les profils magnétiques sont assez importants, la zone d'étude étant marquée par de nombreuses zones de fractures comme les transformantes de Pioneer et de Murray. Néanmoins, il est possible de corréler quelques anomalies magnétiques sur l'ensemble du bassin océanique (Figure 3-23).

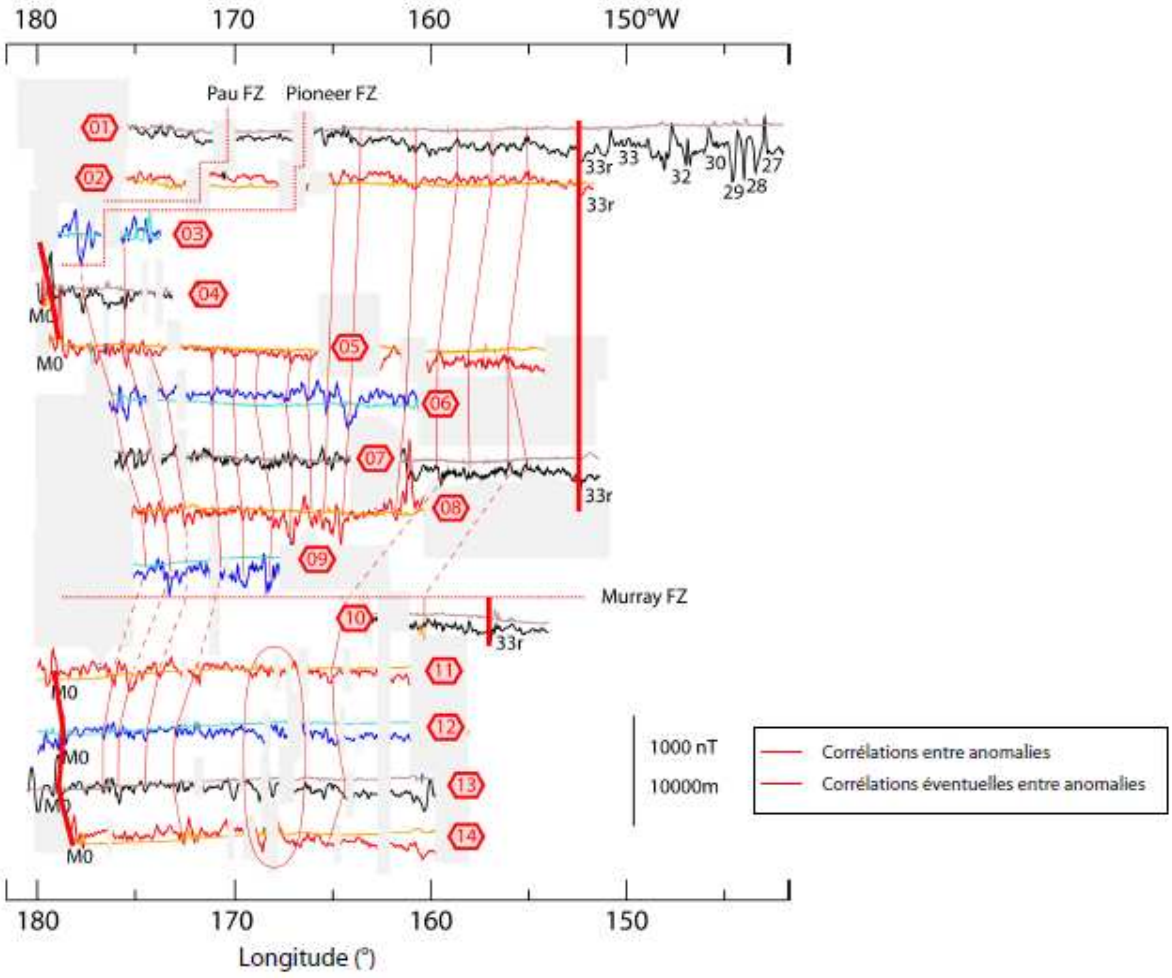

Figure 3-23: Comparaison des profils d'anomalies magnétiques sélectionnés dans la zone Est du Pacifique pour l'étude des variations temporelles durant le CNS.
Les anomalies aux limites du superchron du Crétacé (M0 et 33r) sont clairement observables sur la plupart des profils (Modifiée d'après J. Dyment)

Le principal résultat que nous exposent ces profils est que, sur ce bassin, des variations temporelles du champ magnétique sont aussi observables. Néanmoins, la cohérence sur l'ensemble du bassin n'est pas aussi fiable que sur notre zone d'étude. Les micro-anomalies

sont difficilement visibles sur ces enregistrements mais quelques anomalies magnétiques de plus grandes amplitude et longueur d'onde sont observées et plus ou moins corrélés d'un profil à l'autre (Figure 3-23).

Cette étude nous confirme néanmoins que l'origine magnétique des anomalies observées sur les profils magnétiques acquis lors des missions Magofond 3 se vérifie dans un autre bassin océanique, malgré les difficultés rencontrées. Le superchron du Crétacé n'est pas aussi calme d'un point de vue géomagnétique que l'on pouvait le penser.

E- Conclusion

Le projet Magofond3 avait pour but l'étude du superchron du Crétacé et ses éventuelles variations temporelles.. En se basant sur des données magnétiques de haute résolution (« deep tow »), acquises en profondeur, cette étude tente de contraindre le comportement du champ magnétique durant cet événement magnétique, particulièrement le comportement de l'intensité du champ magnétique. Un des objectifs de cette étude était de tenter de déterminer si le superchron du Crétacé est entrecoupé d'excursions et/ou d'inversions du champ magnétique.

De précédentes études, notamment magnétostratigraphiques, montraient des résultats contradictoires concernant les variations de paléointensité durant le superchron du Crétacé.

Les résultats des levés magnétiques réalisés au cours des deux missions Magofond 3 mettent en évidence des variations temporelles du champ magnétique durant cette longue période géomagnétique calme. Les anomalies magnétiques varient de la même façon avant, après et pendant toute la durée du CNS. On note en particulier des anomalies magnétiques de courte longueur d'onde associées à des possibles variations de paléointensité observables le long des profils magnétiques (principalement les profils « deep tow ») acquis de l'anomalie 33r à la séquence M0-M4. Le comportement du champ géomagnétique ne se semble pas changer entre les périodes à forte fréquence d'inversion et le superchron. Des anomalies magnétiques de courte longueur d'onde et de forte amplitude sont identifiables durant le CNS. Elles sont semblables à **ISEA**, un court intervalle de polarité inverse observé durant le CNS et tendraient à montrer que le superchron du Crétacé serait plutôt une longue période de polarité normale dominante.

Conclusion et Perspectives

Conclusion et perspectives

Conclusion

Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés au signal magnétique de la lithosphère océanique à différentes échelles d'observation : à l'échelle des roches d'une section océanique (puits de forage ODP/IODP 1256D) et à plus grande échelle, celle du signal magnétique de la croûte, traduisant les variations temporelles du champ magnétique terrestre.

Dans la première partie de cette thèse, il s'agissait de caractériser l'évolution des propriétés magnétiques des roches d'une section de la croûte océanique en lien avec les changements dans les processus d'altération liées à la profondeur. Le choix de la section océanique, provenant du puits de forage ODP/IODP 1256D, dans l'océan Pacifique, nous est apparu judicieux puisque cette section constitue actuellement l'unique section océanique complète et continue forée in situ. L'ensemble des roches de la croûte océanique supérieure y ont été forées: des basaltes supérieurs aux gabbros.

Un large jeu de données magnétiques (température de Curie, données basse température MPMS, paramètres d'hystérésis, …) a d'abord été établi. Puis, des observations microscopiques (optique, MEB et MET) et des analyses compositionnelles (par microsonde et analyseur EDS-X sur MEB et MET) ont complété ce travail. La comparaison de nos données avec deux autres études sur la même section, par Alt et col. (2010) et Laverne et col. (2006) nous a permis :

- Dans un premier temps, de mettre en évidence une relation étroite entre les températures d'altération, établies à travers la section océanique par méthodes thermobarométriques semi-quantitatives (Alt et al., 2010), et l'altération des porteurs magnétiques. En effet, l'évolution du degré d'altération (z), des phases magnétiques (dérivé des températures de Curie) montrent des domaines distincts d'altération magnétique à travers la croûte océanique. L'altération des titanomagnétites augmente progressivement dans les coulées basaltiques, à mesure que la température d'altération progresse. Puis la présence d'un intervalle de très intense altération des titanomagnétites, entre 670 et 1028 mbsf, est observée et clairement associé à des températures d'altération dépassant les 100°C.

Au-delà de 1028 msbf, le régime d'altération change, la magnétite apparaît sous l'effet de l'altération hydrothermale des titanomagnétites primaires, toujours en accord avec la progression de la température d'altération qui dépasse alors les 300°C (températures obtenues à partir des quartzs).

- Dans un deuxième temps, l'étude de Laverne et col. (2006) a permis de montrer que la zone de profondeur ou les titanomagnétites sont intensément altérées (entre 670 et 1028 mbsf) correspond à l'intervalle d'occurrence d'une phase secondaire contenant du titane : l'hydroschorlomite. La phase magnétique, étant la seule phase primaire porteuse de titane, il est permis de suggérer qu'une relation existe avec cette phase secondaire contenant du titane. Les observations et analyses semi-quantitatives et de diffraction, réalisées au MEB et MET, ont permis d'étayer cette hypothèse. Les analyses chimiques élémentaires des titanomagnétites, notamment l'évolution du rapport Ti/Fe des titanomagnétites à travers la section océanique du puits 1256D, montrent que l'entrée dans l'intervalle de forte altération magnétique est aussi associée à une diminution de ce rapport, pouvant être interprété comme une perte de titane (d'ions Ti^{4+}) des titanomagnétites.

Il semble donc bien que du titane aie pu migrer des titanomagnétite au profit de la formation d'hydroschorlomites. Cette hypothèse a pu être confortée grâce à des résultats préliminaires de diffraction électronique à aire sélectionnée (DEAS), obtenus suivant l'approche développée par Zhou et col. (1999). Les diagrammes de DEAS montrent un changement de structure cristalline entre les titanomagnétites des basaltes supérieurs (structure cubique faces centrées) et les titanomagnétites intensément altérées (structure primitive cubique, superlattice). *Ceci renforce l'hypothèse de la perte d'ions titane (Ti^{4+}) des titanomagnétites pour la formation d'hydroschorlomites dans une zone d'altération forte à des températures de l'ordre de 100-150°C.*

Néanmoins, ces résultats, notamment ceux de diffraction DEAS obtenus sur les différentes titanomagnétites ne sont que préliminaires et nécessitent d'être reproduits sur d'autres phases magnétiques. De plus, la comparaison de notre jeu de données magnétiques avec ceux réalisés à travers d'autres sections océaniques, comme celle du puits 504B, montrent que l'occurrence de l'intervalle de forte altération des phases magnétiques n'est observée que dans la section océanique du puits 1256D. On propose que la présence de cet intervalle d'altération aux conditions intermédiaires et la formation d'hydroschorlomites soit

étroitement liée à l'histoire de l'altération et à la structure de la croûte océanique (perméabilité, présence de coulées massives, …), mais ces hypothèses restent à être examinées plus précisément.

La seconde partie de cette thèse concerne la fiabilité de l'enregistrement magnétique océanique et la limite supérieure de résolution de l'on peut obtenir. Nous nous sommes intéressés à une grande question du magnétisme : le superchron du Crétacé (**CNS**) est il réellement une période géomagnétique calme ?

Dans cette seconde étude, nous avons montré que des variations temporelles du champ magnétique sont observables durant le superchron du Crétacé, période géomagnétique qui était jusque là définie comme période de polarité constante. Ainsi, de nombreuses études magnétostratigraphiques et de données magnétiques marines (Gradstein et al., 1994 ; Cande et Kent, 1995) postulaient l'existence d'une longue période, entre 83 et 121 Ma, durant laquelle le champ géomagnétique apparaissait plus stable et ne montrait aucune inversion de polarité. Néanmoins, certaines études magnétostratigraphiques sur des séries volcaniques et sédimentaires (Lowrie et al., 1980 ; Tarduno et al., 1990) remettaient en question la définition même de cet événement géomagnétique, rare dans l'histoire du champ magnétique, en observant un court intervalle (ISEA~ 115 Ma) de polarité inverse durant le superchron. Dans le présent travail, nous avons examiné avec une grande attention cette question, en ayant recours à un nouvel échantillonnage particulièrement pertinent et à des méthodes d'enregistrement et de correction des données magnétiques brutes particulièrement soignées. Notre travail repose sur l'acquisition de profils d'anomalies magnétiques de haute résolution, complétés par des profils magnétiques de surface, tous collectés durant les missions océanographiques *Magofond 3* auxquelles j'ai participé. Les profils d'anomalies magnétiques collectés recouvrent non seulement l'ensemble du superchron mais aussi des zones correspondant à l'entrée (Chrons M0-M1-M2) et la sortie (Chrons 33 et 33r) du superchron. Ceci nous a permis de comparer le comportement du champ magnétique durant la période magnétique, jusque là supposée calme du superchron, et les périodes montrant une forte fréquence d'inversions.

Ceci nous a permis de remettre en cause les hypothèses historiques sur la base de données expérimentales solides. Nous avons ainsi observé la présence de variations temporelles du champ géomagnétique durant le superchron du Crétacé par l'acquisition de profils d'anomalies magnétiques océaniques à travers le superchron du Crétacé. Nous avons, en particulier, pu démontrer la présence d'événements précurseurs à l'avènement du superchron, de courts intervalles de polarité inverse, du même type que les variations observée durant le début du superchron, comme ISEA.

De plus, *le résultat, le plus marquant, de cette étude est l'observation, sans aucun doute possible, dans le signal magnétique de haute résolution enregistré, de nombreuses anomalies magnétiques, cohérentes sur l'ensemble des profils magnétiques à l'intérieur même du superchron*. Des variations temporelles du champ magnétique sont observées et peuvent être divisées en deux types, des anomalies magnétiques de forte amplitude et de relative grande longueur d'onde et des anomalies de plus petite longueur d'onde, assimilables à des tiny-wiggles.

Cette étude magnétique, à travers le superchron, met en évidence des variations temporelles du champ durant la période dite « calme » du Crétacé et montre que le comportement du champ géomagnétique ne semble pas changer entre les périodes à forte fréquence d'inversions et la période sans inversion.

Dans un second temps, nous avons tenté de confronter nos résultats avec des profils d'anomalies magnétiques acquis dans le Pacifique pour voir si ces résultats iconoclastes pouvaient être généralisés à d'autres endroits du globe. Ces profils sont particulièrement intéressants puisque le taux d'expansion de la dorsale est plus fort, améliorant ainsi la résolution des données. Nous avons sélectionnés quelques profils magnétiques de surface dans le bassin hawaïen. Cependant, les complexités tectoniques sur ce bassin parasitent le signal géomagnétique des profils. L'acquisition de profils magnétiques de haute résolution complémentaires semble nécessaire pour compléter les résultats de notre étude et vérifier que les observations de courts intervalles de polarité inverse pourraient être généralisées.

Perspectives

Concernant l'étude magnétique de l'altération de la lithosphère océanique, au Site de forage IODP 1256D, nous avons observé un intervalle de la croûte océanique, dans lequel les titanomagnétites sont à un stade particulier d'altération, elles semblent évoluer au niveau de leur structure cristalline et montre une perte de titane (ions Ti^{4+}). Il s'agirait donc, maintenant, de tester les conditions exactes d'altération ou d'âge de la croûte océanique qui expliqueraient cette observation. Nous avons précédemment dit que l'occurrence d'un tel intervalle est étroitement liée à l'histoire de l'altération et la structure physique de la lithosphère, il serait donc intéressant de réaliser ce même type d'étude magnétique à travers des sections de croûte à la perméabilité plus importante ou à l'histoire d'altération plus complexe. Une approche expérimentale, en laboratoire, de l'altération des titanomagnétites pourrait permettre de tester ces différents paramètres (rapport eau/roche, température, …) et de mieux comprendre l'occurrence de cette zone d'altération et contraindre ses conditions d'apparition.

L'observation de variations temporelles du champ magnétique durant le superchron, telles que des tiny-wiggles, associés à des variations d'intensité ou encore des courts intervalles de polarité inverse revêt un intérêt tout particulier dans la compréhension du comportement du champ avec le temps mais aussi concernant la datation des bassins océaniques et leur reconstruction. Néanmoins, il est nécessaire, d'approfondir l'étude magnétique comme la notre, à d'autres bassins. Nous avons commencé la comparaison de notre signal à différents profils magnétiques réalisés dans le bassin hawaïen. Cette comparaison doit être appliquée à d'autres profils, provenant d'autres bassins, comme le flanc opposé de la dorsale de notre zone d'étude. Enfin, la datation précise des anomalies magnétiques observées à travers le superchron (cohérentes d'un profil à l'autre) permettra une meilleure contrainte de la cinématique globale.

Annexes

Annexe 1

Annexe 2 Généralités sur le magnétisme de la croûte océanique

Annexe 3 Mesures magnétiques et méthodologie

Glossaire

Annexe 1

La carbonatation des roches ultramafiques constitue l'un des meilleurs moyen de séquestration du CO_2, de façon naturelle et irréversible. Cette réaction se réalise lors de la circulation d'un fluide enrichi en CO_2, à travers des roches ultramafiques, permettant la formation de magnésite ($MgCO_3$). Ce mécanisme apparaît d'autant plus intéressant que la croûte océanique inférieure est majoritairement constituée de péridotites.

La réaction d'altération dominante dans les roches ultramafiques océaniques lorsqu'elles sont mises en contact avec des fluides hydrothermaux, en général lors de la remontée par effet tectonique vers la surface, est la serpentinisation. Cette réaction d'altération est complexe et son étude en laboratoire permet de comprendre les processus chimiques se réalisant au sein d'une péridotite durant cette altération.
L'étude expérimentale présentée, dans ce papier, a permis de caractériser les processus minéralogiques engendrés par la percolation d'un fluide enrichi en CO travers un échantillon de dunite, dans les conditions de la serpentinisation naturelle du plancher océanique. Elle se base sur l'observation des phases minérales avant et après la percolation en microscopie électronique, sur l'évolution des propriétés physiques comme la perméabilité ou la porosité et l'évolution des propriétés magnétiques, telles que la susceptibilité magnétique et l'aimantation.

Nous avons caractérisé les produits de réaction comme les phases carbonatées. Nous avons mis en évidence la formation de grains fins de magnétite au microscope électronique et en utilisant les propriétés magnétiques comme, par exemple, la susceptibilité magnétique qui augmente d'un ordre de grandeur après la percolation. Les fluides d'altération s'enrichissent par ailleurs en silice et les grains d'olivine (primaires) montrent des zones carbonatées là où les conditions sont les plus réductrices. Cette étude expérimentale est

d'autant plus intéressante qu'un processus de carbonatation se réalise durant la percolation des solutions salines dans l'échantillon et s'avère être une source naturelle (intéressante) de séquestration du CO_2.

Andréani, M., Luquot, L., Gouze, P., Godard, M., Hoisé, E., Gibert, B. (2009), **Experimental Study of Carbon sequestration reactions controlled by the percolation of CO-rich brine through peridotites,** Environ. Sci. Technol.

Environmental Science & Technology

Subscriber access provided by BIBL INTERUNIV

Article

Experimental Study of Carbon Sequestration Reactions Controlled by the Percolation of CO-Rich Brine through Peridotites

M. Andreani, L. Luquot, P. Gouze, M. Godard, E. Hoise#, and B. Gibert

Environ. Sci. Technol., **Article ASAP** • DOI: 10.1021/es8018429

Downloaded from http://pubs.acs.org on January 12, 2009

More About This Article

Additional resources and features associated with this article are available within the HTML version:

- Supporting Information
- Access to high resolution figures
- Links to articles and content related to this article
- Copyright permission to reproduce figures and/or text from this article

View the Full Text HTML

ACS Publications
High quality. High impact.

Environmental Science & Technology is published by the American Chemical Society. 1155 Sixteenth Street N.W., Washington, DC 20036

Experimental Study of Carbon Sequestration Reactions Controlled by the Percolation of CO_2-Rich Brine through Peridotites

M. ANDREANI,*,† L. LUQUOT,† P. GOUZE,† M. GODARD,† E. HOISÉ,‡ AND B. GIBERT†

Géosciences, UMR 5243, Université Montpellier 2, CNRS, 34095 Montpellier, France, and Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, 75231 Paris, France

Received July 3, 2008. Revised manuscript received November 10, 2008. Accepted November 11, 2008.

Carbonation of ultramafic rocks in geological reservoirs is, in theory, the most efficient way to trap CO_2 irreversibly; however, possible feedback effects between carbonation reactions and changes in the reservoir permeability must be considered to realistically assess the efficiency and sustainability of this process. We investigated changes in the hydrodynamic properties of sintered dunite samples by means of percolation experiments, under conditions analogous to that of in situ carbonation. Our results show that carbonation efficiency is controlled by the local renewal of the reactants and the heterogeneity of the pore structure. Preferential flow zones are characterized by the formation of magnetite and of a silica-rich layer at the olivine surfaces, which eventually inhibits olivine dissolution. Conversely, sustainable olivine dissolution together with coprecipitation of magnesite, siderite, and minor Mg-TOT-phyllosilicates, occur in reduced-flow zones. Thus carbonate precipitation only decreases porosity in zones where diffusion-controlled transport is dominant. Consequently, while high flow rates will decrease the carbonation efficiency of the reservoir and low flow rates may reduce the permeability irreversibly close to the injection point, moderate injection rates will ensure a partial carbonation of the rock and maintain the reservoir permeability.

Introduction

In situ CO_2 sequestration is highly recommended as an effective means of significantly decreasing CO_2 concentration in the atmosphere. This method consists of injecting (supercritical) CO_2 directly into underground geological formations where it can be retained by hydrodynamic trapping, through dissolution in brines or by carbonation, i.e., transformation to carbonates. The latter represents a method of sequestering CO_2 in a lasting manner because carbonates are stable over geological time periods (*1, 2*). In situ carbonation requires the concomitant dissolution of Mg, Ca, and Fe-rich silicates (*3, 4*). Sedimentary rocks, with the exception of zeolite-rich layers, contain little Mg, Ca, and Fe-rich silicates in contrast to basaltic and ultramafic rocks (peridotites, serpentinites). Ultramafic rocks comprise mainly olivine and pyroxene; they contain 40−50 weight % MgO ± CaO ± FeO and have the highest potential for carbonation (*4*). Ultramafic bodies are abundant worldwide, on land as greenstone belts and ophiolites, and on the ocean floor at slow-spreading ridges (e.g., Atlantic Ocean). They represent a huge CO_2 potential sink capacity through exothermic alteration reactions, similar to those occurring in natural media (e.g., Figure 1), that could be triggered by industrial injection at depth (*5*−*7*). For example, the carbonation of olivine (forsterite) can be written:

$$\underset{\text{Forsterite}}{Mg_2SiO_4} + 2CO_2 \rightarrow 2\,\underset{\text{Magnesite}}{MgCO_3} + \underset{\text{Silica}}{SiO_2} \qquad (+95\ \text{kJ/mol}\ CO_2)$$

$$(44\ \text{cm}^3/\text{mol}) \qquad (2\times 30\ \text{cm}^3/\text{mol}) + (23\ \text{cm}^3/\text{mol})$$

Yet, until now, research has focused mainly on industrial ex situ applications (*8, 9*), measuring the kinetics of the dissolution/carbonation reaction as a function of P_{CO_2} (*10*−*12*) and evaluating optimal conditions for ex situ olivine carbonation (*9, 13*). Experimental studies mainly used batch reactor methods, i.e., olivine grains immersed in controlled water compositions at a given pressure, temperature, and CO_2 partial pressure (P_{CO_2}). Results indicate that up to 50% carbonation can be achieved in less than an hour under optimum conditions, i.e., in saline bicarbonate-rich solutions with P_{CO_2} ranging from 11.5 to 19 MPa, and temperature (T) between 155 and 185 °C (*9, 14*). Yet, the required thermal activation and inherent production of silica-rich wastes strongly limit the industrial value of ex situ carbonation.

Alternatively, in situ carbonation in large ultramafic aquifers (e.g., Oman ophiolite (*15*), Italian Alps (*16*)) or ultramafic-hosted seafloor hydrothermal systems (*17*) is potentially a valuable strategy. Predicting the efficiency and sustainability of the process is, however, a critical issue for

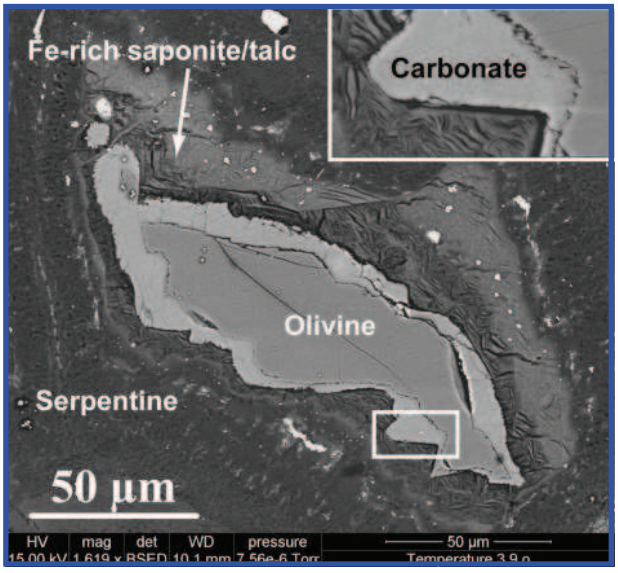

FIGURE 1. Natural carbonation of olivine in a sample from Atlantis Massif, 30°N Mid-Atlantic ridge (IODP Expedition 304). Mg-rich calcite replaces olivine after a partial serpentinization stage. Ca-CO_2-enriched fluid percolates via the more permeable olivine−serpentine interface. Olivine carbonation is accompanied by the formation of mixed saponite/talc localized in a reaction corona that fixes part of the excess Si, Mg, and Fe resulting from carbonation.

* Corresponding author now at: Laboratoire des Sciences de la Terre, UMR5570 CNRS-ENS-UCB Lyon1, 69622 Villeurbanne, France; e-mail: muriel.andreani@univ-lyon1.fr; phone: +33 (0)4 72 44 62 40.
† Géosciences, UMR 5243, Université Montpellier 2, CNRS.
‡ Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure.

10.1021/es8018429 CCC: $40.75 © XXXX American Chemical Society

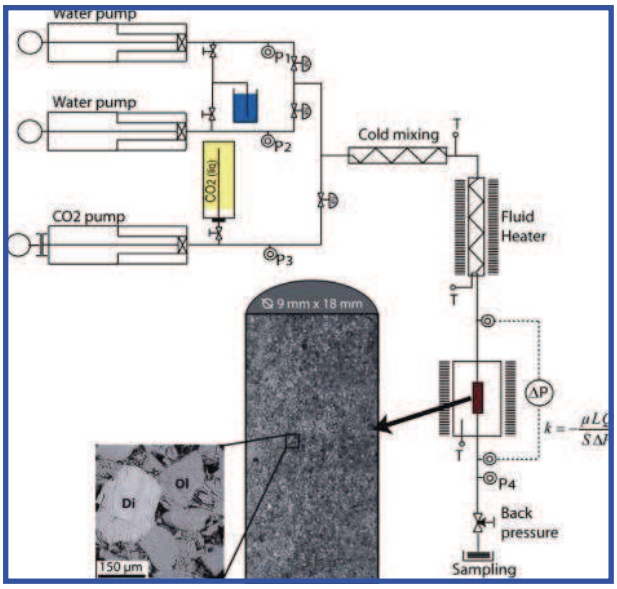

FIGURE 2. Schematic diagram of the experimental percolation bench. A SEM image of a longitudinal section of a sintered ground dunite sample is given with a zoom on grain texture (Ol = olivine; Di = diopside).

the success of in situ carbonation in ultramafic reservoirs. It relies not only on the thermodynamic conditions of chemical reactions but also on their feedback effects on the reactive surface area that controls mass transfers locally, and on the reservoir porosity and permeability. This is particularly relevant for olivine carbonation since the volume increase can theoretically reach 88% (see reaction 1). Yet, the fundamental parameters characterizing the dynamics of in situ reactions of CO_2-enriched waters in ultramafic rocks are still poorly known, and we can only speculate on the added value of the method for storing large volumes of CO_2.

We investigate here the relations between rock heterogeneity, fluid flow, and chemical reactions by performing flow-through percolation experiments on sintered dunite samples under conditions previously identified as optimum for carbonation (*9*). The progress of reactions and feedback effects on porosity and permeability are assessed by repeated analyses of the effluent fluids and continuous recording of the pressure drop in the sample. Mass transfers and reaction mechanisms at the water−mineral interfaces are characterized down to the nanometer-scale by EDS-TEM (energy-dispersive spectrometry under transmission electron microscope). These results are then used to investigate the coupled effect of structural heterogeneities and injection rate on carbonation reaction efficiency.

Experimental Methods

Two identical experiments were conducted using an experimental percolation bench (Figure 2), which allows reproducing conditions analogous to that of in situ CO_2 sequestration. Both experiments consisted in injecting CO_2-enriched water at constant flow rate through cylindrical sample cores of 9 mm diameter (D) and 18 mm length (L). They were carried out at total pressure $P = 12$ MPa, temperature $T =$ 160 °C, and CO_2 partial pressure $P_{CO_2} = 11$ MPa. Sample confining pressure (radial and axial) was 110% of the total injection pressure.

The CO_2-enriched water was made up using deionized water enriched with 1 M NaCl and 0.6 M $NaHCO_3$. Before mixing with CO_2, the pH value was 8.2, which corresponds to the average of natural waters hosted by ultramafic formations (*16*). After mixing with CO_2, the pH value, calculated using the geochemical code CHESS (*18*), dropped to 6.7.

The Si, Mg, Ca, and Fe concentrations of inlet and outlet waters, as well as that of deionized rinsing waters, were analyzed using electrophoresis and inductively coupled plasma-atomic emission spectrophotometry (ICP-AES). The inlet and deionized rinsing waters were depleted in Si, Mg, and Ca: they had concentrations below the detection limits. In contrast, outlet waters had concentrations more than 1 order of magnitude above the detection limit, indicating the strong contribution from the reactions occurring within the samples.

Changes in sample permeability $k(t)$ were derived from the pressure drop $\Delta P(t)$ between the inlet and the outlet points of the sample according to Darcy's law, which stipulates that, for laminar flow, permeability (in m^2) scales linearly with the ratio of the volumetric flow rate Q (in $m^3 \cdot s^{-1}$) over the pressure difference ΔP (in Pa): $k = -\mu LQ/S\Delta P$ where L is the length of the sample (in m) in the flow direction, S is the cross-sectional area of the sample (in m^2), and μ is the dynamic viscosity of the water (in Pa·s).

CO_2-enriched water was injected at constant flow rate Q = 0.6 mL/min through a sintered ground dunite from the San Carlos Mine (Arizona) (Figure 2). The composition of the dunite, expressed in weight %, was 97% olivine, 2% diopside, and 1% spinel (chromite). The mean grain size was 80 μm. The chemical composition of each mineral phase was determined by electron microprobe analyses: $Mg_{1.79}Fe_{0.2}Ni_{0.01}SiO_4$ for olivine, $Ca_{0.4}Mg_{0.5}Fe_{0.05}Al_{0.1}Si_{0.95}O_3$ for diopside, and $Mg_{0.7}Cr_{0.93}Fe_{0.37}AlO_4$ for spinel. Before injecting the CO_2-enriched water, the sample porosity (measured by standard triple weight method) and permeability were 0.17 $\pm$ 0.005 and 20.0 $\pm$ 0.006 $\times$ 10^{-15} m^2, respectively. After each experimental run, detailed characterization of the sample and reactive interfaces was performed at the micrometer- to nanometer-scale using scanning (SEM) and transmission (TEM) electron microscope techniques. SEM was performed under high vacuum mode with a FEI Quanta 200 instrument equipped with a field emission gun and a dispersive X-ray system. TEM characterization with selected-area diffraction patterns and EDS nanoanalyses were performed with a JEOL 2000fx using 200 kV accelerating voltage, equipped with a Tracor Northern 5520 EDS-TEM for analyzing major elements on ca. 30-nm-diameter spots in fixed-beam mode.

Results and Discussion

The two experiments led to similar changes in permeability (Figure 3A) and outlet water chemistry. For clarity, the chemical results are illustrated only for the longest experiment (experiment #2, Figure 3B). After a short transitional period, corresponding to setting up a dispersion-induced chemical gradient in the inlet water, the permeability reached a stationary regime ($\partial k/\partial t = 0.0034$ $m^2 \cdot s^{-1}$). At the same time, Si, Mg, and Ca were steadily released from the system, indicating a continuous dissolution of both olivine and diopside. All these major elements showed an almost linear decrease in concentration with time. The outlet water composition was highly enriched in Si compared to that expected from the stoichiometric dissolution of the olivine−diopside assemblage, indicating either incongruent dissolution or precipitation of Mg−Ca-rich phase(s) in the sample. A similar excess of Si in water was observed during olivine dissolution in batch reactor experiments reported by ref *19* for pH > 9 in CO_2-free waters at 25 °C, and by ref *12* for pH > 5−6 in CO_2-enriched water at 90−150 °C. These authors (*op. cit.*) observed the formation of an Mg-rich layer on olivine grain surfaces, thus providing evidence of incongruent dissolution. In contrast, we did not observe any Mg-rich

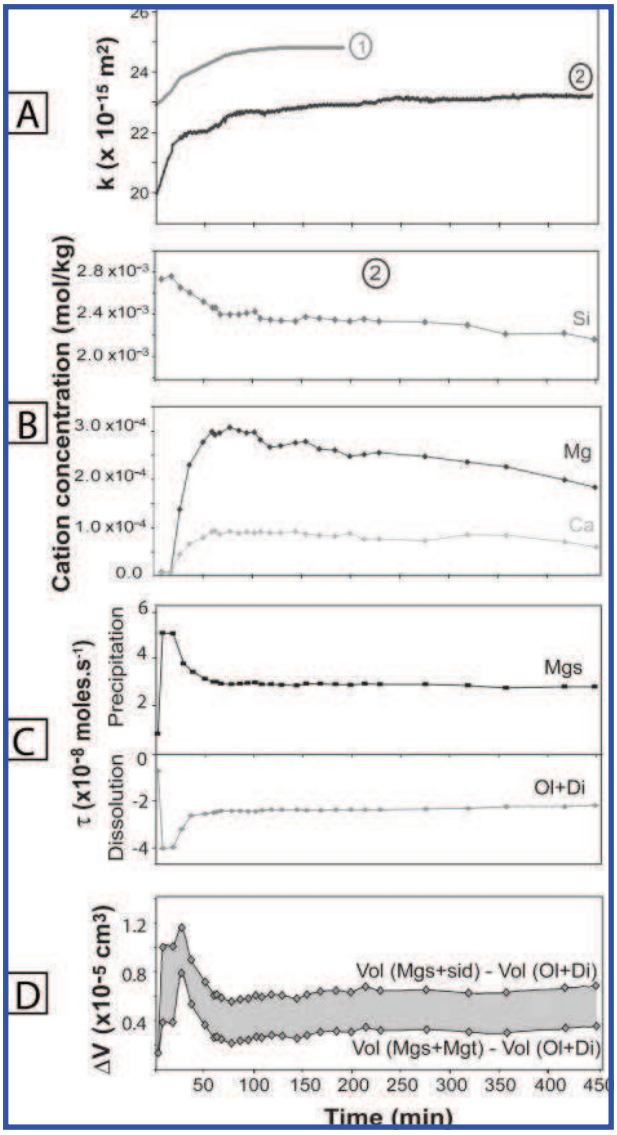

FIGURE 3. Experimental results. (A) Permeability *k* is given for the two reproducible experiments (1) and (2); the other data refer to the longer duration experiment (2) with 450 min run time. (B) The elemental concentration curves show the variation of Si, Mg, and Ca in the outlet fluid as a function of time. (C) The effective rate, τ, of the dissolution or precipitation reaction is calculated from mass balance. (D) ΔV is the total rock volume variation (volume of mineral precipitated minus volume of minerals dissolved) over the experiment; it is always positive. The shaded area indicates the possible ΔV range depending on the eventual distribution of Fe in the two types of Fe-rich products (Mgt = magnetite or sid = siderite). Ol = olivine; Di = diopside; Mgs = magnesite.

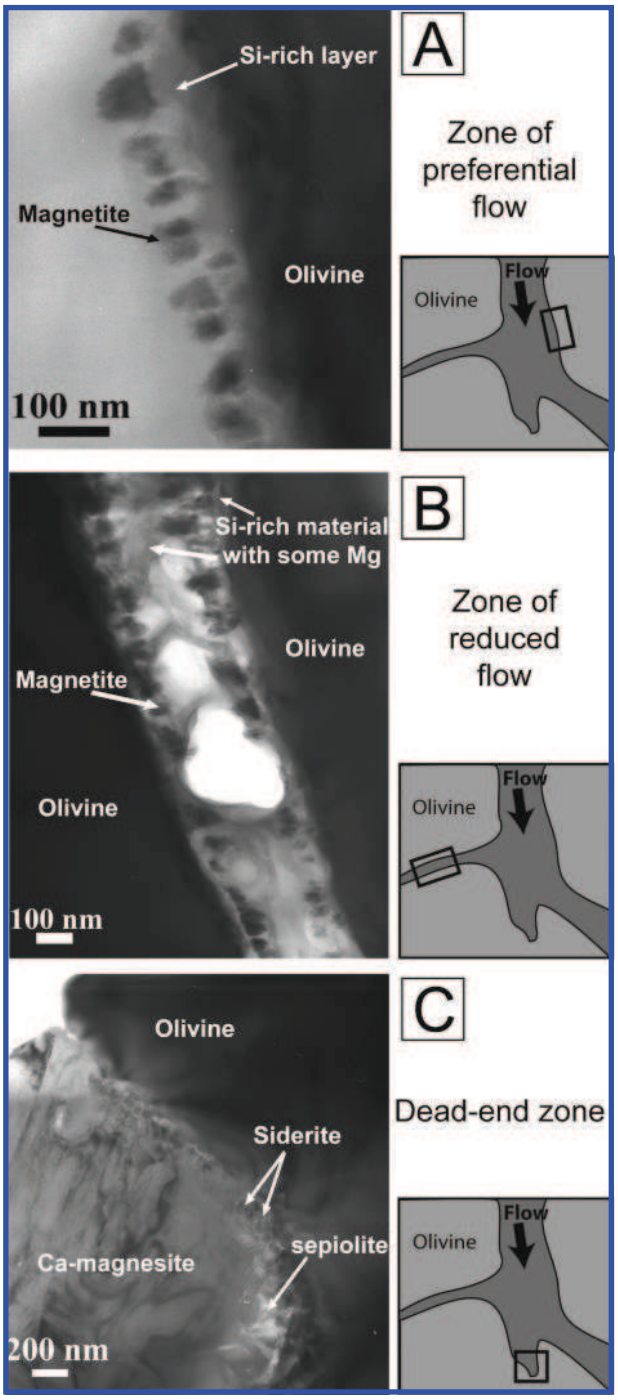

FIGURE 4. TEM images of the main reaction textures (A–C) observed in the samples after the experiment. For each reaction texture, a sketch diagram shows the main type of hydrodynamic zone in which the texture is observed and the corresponding reactants and products identified. This illustrates the variability of transport-reaction processes controlled by the structural heterogeneity of the sample.

coatings in our reacted flow-through cores; instead, we identified two types of alteration features.

The first type of alteration feature was the alignment of neoformed nanograins (up to 50 nm diameter) of magnetite (Fe_3O_4) ± minor siderite ($FeCO_3$), parallel to dissolving olivine surfaces (Figure 4A and B). The Fe-rich nanograins were always separated from the olivine surface by a Si-rich amorphous material, indicating a dissolution mechanism that preferentially released Mg into the water. Measurements of magnetic properties carried out on sample #2 showed a modification of magnetic susceptibility and magnetization, with initial values of 1.551×10^{-5} Si and 6.721×10^{-3} A/m, respectively, increasing to 1.044×10^{-4} Si and 8.886×10^{-2} A/m after the experiment, indicating the neoformation of magnetite. The oxidation of $Fe(II)^{olivine}$ to $Fe(III)^{magnetite}$ has important implications for the production of secondary gas during carbonation process, since it is usually accompanied by a reduction of H_2O to molecular H_2 ± hydrocarbons in CO_2-rich natural systems (e.g., *20, 21*).

The second alteration feature was the local growth of large Ca-enriched magnesite grains (mean structural formula $Mg_{0.9}Ca_{0.1}CO_3$, with Ca ranging from 0.09 to 0.12) on the surface of dissolving olivine grains (Figure 4C). Magnesite and olivine were separated by a nanometer-scale porous

zone partly filled with nanograins of siderite and a poorly crystallized TOT-type phyllosilicate. This phyllosilicate has a highly hydrated structure, evidenced by its rapid destabilization under the electron beam, and a stoichiometry that is close to that of talc. It is probably sepiolite, $Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6(H_2O)$, a phyllosilicate that is stable under our experimental conditions (T < 200 °C).

Knowing the mode and the composition of the initial and product minerals, the progress of the reaction was determined by mass balance between the outlet and inlet water compositions. Because the amount of silica retained in sepiolite is negligible, Si release was used as a proxy for primary mineral dissolution. Assuming the magnesite composition to be constant, the mass and reaction rate of the dissolved and precipitated minerals were calculated using the Si, Fe, Ca, and Mg breakthrough curves (Figure 3B). The effective reaction rates (τ in mol·s^{-1}), i.e., the dissolution rate of the primary reactants (here, olivine + diopside) and the precipitation rate of the main reaction product, magnesite, are illustrated in Figure 3C. The respective production of siderite and magnetite could not be estimated because both phases affect only the Fe budget. The total mass of dissolved phases (olivine + diopside) integrated over the whole experiment was 75.2 mg (48.3 mg olivine + 26.9 mg diopside) and corresponded to a rock volume V_d of 22.5 mm^3. The total mass of reaction products was 67 mg of magnesite (24.4 mm^3), plus 10.2 mg (magnetite only) to 15.3 mg (siderite only) of Fe-products. This corresponds to a precipitated volume V_p ranging from 26.4 to 28.3 mm^3, respectively.

Variations in the total rock volume $\Delta V(t) = V_p - V_d$ and porosity changes $\phi(t)$ are related by:

$$\phi(t) = \phi(t=0) - \int_0^{tf} \Delta V(t)\,dt/V_{tot} \qquad (1)$$

As illustrated in Figure 3D, $\Delta V(t)$ is >0 indicating that porosity decreased during the whole experiment.

The beginning of the experiment was marked by the strongest decrease in porosity, corresponding to the maximum rates of dissolution and precipitation. The inlet water composition and flow rate were constant; therefore variations of olivine and diopside dissolution rates were controlled only by the area of accessible reactive surfaces. At t < 200 min, the maximum dissolution (Figure 3C) corresponded to the preferential dissolution of the small mineral fragments (∅ < 5 μm) produced during sintering. The development of large reactive surfaces due to grain cracking along the natural cleavage planes of diopside during sintering may explain the unexpectedly high reactivity of this mineral (more than 1/3 of the initial diopside was dissolved during the experiment). It may have favored also the localization of the main flow paths along diopside grains. The dissolution maximum led to a peak in water supersaturation that can explain the corresponding maximum in precipitation rate (Figure 3C), indicating a critical control of dissolution rate on precipitation rate.

Once the smallest fragments were removed, at t > 200 min, porosity change reached a quasi-stationary regime corresponding to the homogeneous dissolution of the grains. We observed a small decrease of the dissolution rate of olivine and diopside that was attributed to the reduction of the reactive surface areas resulting from the grain volume reduction and/or the decrease of the accessible reactive surface areas due to precipitation and coating.

Finally, we noted a significant increase of permeability even though porosity decreased. In the next section, the origin of this nonstandard behavior is enlightened from a detailed analysis of the chemical processes and mass transfers at microscopic scale.

Microscopic Chemical Processes and Heterogeneity. The well aligned magnetite +/− siderite grains probably represent the initial dissolution surface of olivine (Figure 4). At the end of the experiment, olivine displayed an irregular surface associated with an amorphous Si-rich layer 30−70 nm thick displaying a sharp contact with the underlying unaltered olivine surface. Béarat et al. (*22*) recently reported the formation of an ∼40 nm thick Si-rich layer, characterized by an abrupt contact with olivine, during batch-reactor dissolution experiments under similar P-T-P_{CO_2} conditions. The origin and properties of such Si-rich layers at the surface of dissolving silicate minerals are still a matter of debate. Si-rich layers are usually interpreted as the result of electrophilic reactions at the olivine surface, leading first to the formation of >Si−OH surface groups associated with a preferential release of Mg^{2+}, which is then exchanged with $2H^+$ in solution. This interdiffusion model implies incongruent dissolution during which the Si-rich leached layer becomes structurally stabilized by condensation or polymerization of the silanol groups via >Si−O−Si< bonding onto a gel layer at the mineral surface (*23*). Recent investigations (*24*) of feldspar dissolution propose an alternative interfacial dissolution−reprecipitation model in which the stoichiometric dissolution of the mineral is followed immediately by the precipitation of a hydrated silica gel at the water−mineral interface. In both cases, once the gel is formed, it must be permeable to allow transport of ions and water by diffusion toward and away from the reactive interface, so as to maintain the reaction. BET measurements of the effective surface area (*25*) and numerical modeling (*22*) indicate that the gel layer can be regarded as a zone with continuous permeable regions through which the effective diffusion rate will depend on the gel porosity and tortuosity. The development of a diffusion-limited Si-rich layer, which progressively advances through the core and possibly radially around grains, will affect the transport of the reactants and reduce the fluid accessibility to the reactive surfaces, thus decreasing the effective dissolution rate of olivine (Figure 3C). In addition, condensation or polymerization due to >Si−O−Si< bonding is expected to induce a progressive densification of the structure of the Si-rich layer with time, which will inhibit transport through this layer. In natural systems, this surface passivation will contribute to a downstream shift of the main reaction front to zones rich in fresh olivine surfaces. While this process ensures spatial extension of the reaction, complete carbonation of the rock will necessarily be limited.

Texture and chemical analyses indicated a strong chemical heterogeneity of the reactive interfaces within the same sample, in zones sometimes separated by only a few micrometers. Carbonate precipitation is favored in domains of reduced water flow, such as dead-end zones, where chemical gradients are small and thus facilitate local cation supersaturation (Figure 4C), higher pH, and more reducing conditions. Reduced flow zones are characterized by the growth of magnesite, +/− siderite and sepiolite, at the expense of olivine (Figure 4C) by dissolution−precipitation processes similar to those observed in natural samples (Figure 1). Carbonate grains nucleate on olivine surfaces and their growth is fed by both local (i.e., adjacent olivine dissolution) and distant sources since the magnesite always contains some Ca (produced elsewhere by diopside dissolution). In contrast, strong local chemical gradients develop at the mineral/water interface in zones of preferential flow, thus favoring total leaching of Mg (Figure 4A), except for negligible Mg retained within the Si-rich layer in narrower interstices (Figure 4B). In addition, precipitation of magnetite in high water flow zones (Figure 4A), as opposed to siderite precipitation in more confined zones (Figure 4C), implies that Fe oxidation is favored by water renewal and that redox gradients exist at the sample scale.

Traces of Al were detected by EDS-TEM at the olivine−magnesite interface, thus providing evidence that this

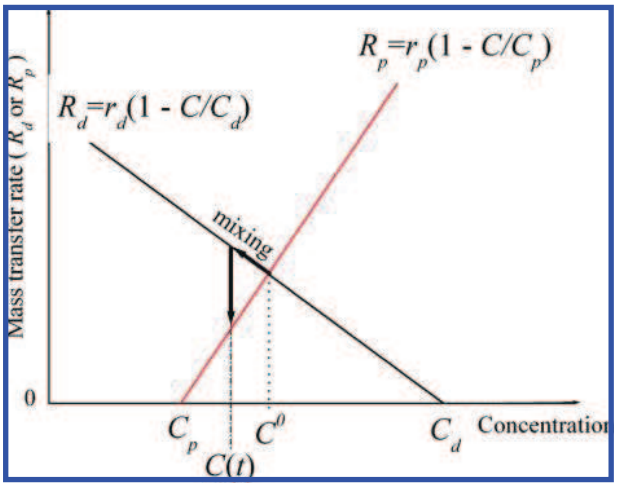

FIGURE 5. Mass transfers associated with olivine dissolution and magnesite precipitation (here assumed to be linear; $n = n' \neq 1$) versus Mg concentration in the vicinity of the reaction zone. Hydrodynamic mixing of the dissolution effluent with the bulk water (with low or zero Mg concentration) will lead to dilution and thus decrease the local efficiency of the olivine-to-magnesite transformation.

interface remained accessible to water and reactants during the experiment. This implies that precipitation of the siderite−sepiolite assemblage does not inhibit olivine dissolution, although mass transfers were probably mostly diffusive in these zones. On the contrary, the formation of the siderite−sepiolite assemblage allows maintaining the reactivity of the olivine interface and thus the sustainability of carbonation reactions. In contrast, high flow zones were marked first by high dissolution rates then the development of Si-rich passivation layers on olivine reactive surfaces. The modal and grain size distribution heterogeneities of the sample (close to the values expected in natural systems) led to the establishment of the preferential flow paths, which ensured efficient spreading of CO_2-rich fluids throughout the whole sample. At the same time, flow heterogeneities developed thus allowing localizing the main reaction products outside of these preferential flow paths. It followed that both the permeability and the rock volume increased at the same time (Figure 3A and D). These self-organizing flow-reaction processes will ensure the sustainability of carbonation reactions in the structurally heterogeneous natural media.

Water Flow Control on Carbonation Efficiency. Let us evaluate the carbonation efficiency $\eta(p(r))$ of a microscale reaction site $p(r)$, a pore−olivine interface located at the macroscale distance r from the injection point. As long as carbon remains in excess in the fluid, $\eta(p(r))$ can be defined as the efficiency of the olivine-to-magnesite transformation:

$$\eta(p(r)) = R_p(p(r))/R_d(p(r)) \quad (2)$$

where $R_d(p(r))$ (in $mol \cdot s^{-1} \cdot m^{-3}$) is the dissolution rate of olivine (assumed here first order):

$$R_d(p(r)) = \kappa_d \times (1 - C(p(r))/C_d) \quad (3)$$

with $C(p(r))$ the Mg concentration at site $p(r)$, κ_d ($\kappa_d > 0$) the effective dissolution kinetic coefficient and C_d the Mg concentration at-equilibrium with olivine. Similarly, $R_p(p(r))$, the precipitation rate of magnesite, is:

$$R_p(p(r)) = \kappa_p \times (1 - C(p(r))/C_p) \quad (4)$$

with κ_p ($\kappa_p < 0$) the effective precipitation kinetic coefficient and C_p the Mg concentration at-equilibrium with magnesite. Carbonation happens when $C_p < C_d$ (Figure 5).

If no hydrodynamic mixing would occur with the bulk water (i.e., the flow-in water far from reaction site $p(r)$), the concentration would be stationary, $C(p(r)) = C_0$, where C_0 is given by solving $R_d = R_p$, and the carbonation efficiency would be 1. However, carbonation requires the transport of the carbon from the bulk water to the reaction site $p(r)$ and consequently hydrodynamic mixing controls the reaction rate. It follows that carbonation efficiency is lower than 1. The Mg concentration at site $p(r)$ can be approximated by the mixing relationship:

$$C(p(r)) \equiv (\alpha(p(r)) \times C_b(r)) + (1 - \alpha(p(r))) \times C_0 \quad (5)$$

where $C_b(r)$ is the bulk water Mg concentration at the distance r from the injection and $\alpha(p(r))$ is the local mixing coefficient. Carbonation efficiency $\eta(p(r))$ is a function of $\alpha(p(r))$:

$$\eta(p(r)) = \kappa_p \times \left(1 - \frac{(\alpha(p(r)) \times C_b(r)) + (1 - \alpha(p(r))) \times C_0}{C_p}\right) / \kappa_d \times \left(1 - \frac{C_0}{C_d}\right) = 1 - \frac{\alpha(p(r)) \times (C_0 - C_b(r))}{C_{ref}} \quad (6)$$

where $C_{ref} = \kappa_d \times C_p \times (C_0 - C_d)/(\kappa_p \times C_d)$ is a constant characterizing the local geochemical system under consideration independently of the pore geometry. For smooth laminar flow, $\alpha(p(r))$ is proportional to the local Peclet number

$$Pe(p(r)) = \frac{u(r) \times \lambda(p(r))}{d} \quad (7)$$

with d the diffusion coefficient, $\lambda(p(r))$ the distance between dissolution and precipitation locations, and $u(r)$ the average velocity in the bulk water. It follows that the local carbonation efficiency is:

$$\eta(p(r)) = 1 - \left[\left(\frac{G(p(r))}{C_{ref}}\right) \times Pe(p(r)) \times (C_0 - C_b(r))\right] \quad (8)$$

where $G(p(r))$ is a parameter characterizing the local geometrical configuration of the mixing zone (similar to the Taylor coefficient). Equation 8 shows that the carbonation efficiency at site $p(r)$ depends on the bulk water Mg concentration $C_b(r)$. Along flow paths, the bulk water will be progressively enriched in Mg (i.e., $C_0 - C_b(r)$ decreases). Consequently, the carbonation efficiency is expected to increase with the distance r from the injection point as long as carbon is in excess in the bulk water. Conversely, equations 7 and 8 show that carbonation will be the most efficient (i.e., $\eta \rightarrow 1$) when magnesite precipitates close to the olivine dissolution zone $\lambda \rightarrow 0$ and/or in zones where diffusion-controlled transport dominates advective transport ($\lambda < d$), for instance, in zones poorly connected to the main flow (Figure 4C).

At the reservoir-scale, the macroscopic CO_2 carbonation efficiency simplifies to r-dependent variables:

$$\eta(r) = 1 - [F \times u(r) \times (C_0 - C_b(r))] \quad (9)$$

with

$$F = \frac{1}{d \times C_{ref}} \times \langle G(p(r)) \times \lambda(p(r)) \rangle_{p(r)} \quad (10)$$

where $\langle . \rangle_{p(r)}$ denotes the averaged value of the geometrical properties of the reaction sites located at a distance r. For a macroscopically homogeneous reservoir, F can be assumed constant.

For a radial cylindrical geometry (CO_2 injection from a portion of length H in the well), the flow velocity $u(r)$ decreases with distance according to:

$$u(r) = \frac{1}{2 \times \pi \times \phi \times H} \times \frac{Q_{inj}}{r} \quad (11)$$

where Q_{inj} and ϕ are the injection rate ($m^3 \cdot s^{-1}$) and the porosity. For a given porosity and injector size H, the injection rate will determine the distance at which the optimal carbonation condition occurs (i.e., a moderate value of the Peclet number). While our experimental results show that a partial carbonation of the rock does not alter the permeability, it can be anticipated from the increase of the molar volume (see equation 1) that diffusion dominant transport in the bulk water should decrease porosity dramatically. Consequently, a very low injection rate may reduce the permeability irreversibly close to the injection point, whereas a high flow rate will increase the surface passivation and reduce the carbonation potential of the rock. A more quantitative evaluation of the optimal injection rate, taking into account the changes in porosity and reactive surface area, requires further long-lasting experiments at different flow rates.

Acknowledgments

We thank two anonymous reviewers for their constructive comments. TEM work was made possible by the National Instrument Facility for Earth Science Project. This work was funded by the French National Agency for Research (ANR).

Literature Cited

(1) Seifritz, W. CO_2 disposal by means of silicates. *Nature* **1990**, *345*, 486.
(2) Bachu, S.; Gunter, W. D.; Perkins, E. H. Aquifer disposal of CO_2: Hydrodynamic and mineral trapping. *Energy Convers. Manage.* **1994**, *35*, 269–279.
(3) Lackner, K. S.; Wendt, C. H.; Butt, D. P.; Joyce, E. L.; Sharp, D. H. Carbon Dioxide Disposal in Carbonate Minerals. *Energy* **1995**, *20*, 1153–1170.
(4) Xu, T.; Apps, J. A.; Pruess, K. Numerical simulation of CO_2 disposal by the mineral trapping in deep aquifers. *Appl. Geochem.* **2004**, *19*, 917–936.
(5) Berner, R. A.; Lasaga, A. C.; Garrels, R. M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 millions years. *Am. J. Sci.* **1983**, *283*, 641–683.
(6) Brady, P. V.; Gislason, S. R. Seafloor weathering controls on atmospheric CO_2 and global climate. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1997**, *61*, 965–973.
(7) Alt, J.; Teagle, D. A. H. The uptake of carbon during alteration of oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Act* **1999**, *63*, 1527–1535.
(8) Goff, F.; Lackner, K. S. Carbon Dioxide Sequestering Using Ultramafic Rocks. *Environ. Geosci.* **1998**, *5*, 89–101.
(9) O'Connor, W. K.; Dahlin, D. C.; Nilsen, D.N.; Rush, G. E.; Walters, R. P.; Turner, P. C. Carbon Dioxide Sequestration by Direct Mineral Carbonation: Results from Recent Studies and Current Status. Presented at *First National Conference on Carbon Sequestration*, Washington, DC, May 14−17, 2001.
(10) Schulze, R.; Hill, M. A.; Field, R. D.; Papin, P. A.; Hanrahan, R. J.; Byler, D. D. Characterization of carbonated serpentine using XPS and TEM. *Energy Convers. Manage.* **2004**, *45*, 3169–3179.
(11) Giammar, D. E.; Bruant, R. G., Jr.; Peters, C. A. Forsterite dissolution and magnesite precipitation at conditions relevant for deep saline aquifer storage and sequestration of carbon dioxide. *Chem. Geol.* **2005**, *217*, 257–276.
(12) Hanchen, M.; Prigiobbe, V.; Storti, G.; Seward, T. M.; Mazzotti, M. Dissolution kinetics of forsteritic olivine at 90−150 °C including effects of the presence of CO_2. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2006**, *70*, 4403–4416.
(13) Guthrie, G. D.; Carey, J. W.; Bergfeld, D.; Byler, D.; Chipera, S.; Ziock, H.-J. Geochemical Aspects of the Carbonation of Magnesium. Presented at *First National Conference on Carbon Sequestration*, Washington, DC, May 14−17, 2001.
(14) O'Connor, W. K.; Dahlin, D. C.; Rush, G. E.; Gederman, S. J.; Penner, L. R. Energy and economic considerations for ex-situ aqueous mineral carbonation In *Proceedings of the 29th International Technical Conference on Coal Utilization and Fuel Systems*, 2004, p 71.
(15) Matter, J.; Kelemen, P. Enhanced Natural Carbon Sequestration in Tectonically Exposed Mantle Peridotites. *Eos Trans. AGU* **2007**, (52), 1380; Fall Meet. Suppl., Abstract U43C.
(16) Cipolli, F.; Gambarella, B.; Marini, L.; Ottonello, G.; Vetuschi Zuccolini, M. Geochemistry of high-pH waters from serpentinites of the Gruppo di Voltri (Genova, Italy) and reaction path modeling of CO_2 sequestration in serpentinites aquifers. *Appl. Geochem.* **2004**, *19*, 787–802.
(17) Carpenter, T. M.; Kaszuba, J. P. In-situ Carbonation of Magnesium Silicates: an Experimental Investigation of the Sequestration Potential of Oceanic Crust. *Eos Trans. AGU* **2007**, (52), 1381; Fall Meet. Suppl., Abstract U43C.
(18) Van der Lee, J.; De Windt, L.; Lagneau, V.; Goblet, P. Presentation and application of the reactive transport code HYTEC. *Dev. Water Sci.* **2002**, *47*, 599–606.
(19) Pokrovsky, O. S.; Schott, J. Kinetics and mechanism of forsterite dissolution at 25 °C and pH from 1 to 12. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2000**, *64*, 3313.
(20) Holm, N. G.; Charlou, J.-L. Initial indications of abiotic formation of hydrocarbons in the Rainbow ultramafic hydrothermal system, Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2001**, *191*, 1–8.
(21) Sleep, N. H.; Meibom, A.; Fridriksson, Th.; Coleman, R. G.; Bird, D. K. H2-rich fluids from serpentinization: geochemical and biotic implications. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* **2004**, *101*, 12818–12823.
(22) Béarat, H.; McKelvy, M. J.; Chizmeshya, A. V. G.; Gormley, D.; Nunuez, R.; Carpenter, R. W.; Squires, K.; Wolf, G. H. Carbon sequestration via aqueous olivine mineral carbonation: role of passivating layer formation. *Environ. Sci. Technol.* **2006**, *40*, 4802–4808.
(23) Casey, W. H.; Westrich, H. R.; Banfield, J. F.; Ferruzzi, G.; Arnold, G. W. Leaching and reconstruction at the surfaces of dissolving chain-silicates minerals. *Nature* **1993**, *366*, 253–255.
(24) Hellmann, R.; Penisson, J.-M.; Hervig, R. L.; Thomassin, J.-H.; Abrioux, M.-F. An EFTEM/HRTEM high-resolution study of the near surface of labradorite feldspar altered at acid pH: evidence for interfacial dissolution-reprecipitation. *Phys. Chem. Minerals* **2003**, *30*, 192–197.
(25) Casey, W. H.; Westrich, H. R.; Massis, T.; Banfield, J. F.; Arnold, G. W. The surface of labradorite feldspar after acid hydrolysis. *Chem. Geol.* **1989**, *78*, 205–218.

ES8018429

Annexe 2

Généralités sur le magnétisme de la croûte océanique

A- Le champ magnétique terrestre

a) Comment se manifeste le champ magnétique terrestre ?

Une boussole nous montre qu'en chaque point de la surface de la Terre s'observe un champ magnétique. Les premières observations de ce champ magnétique sont très anciennes, datant de l'Antiquité et définissent un champ qui varie d'un point à l'autre de la Terre. Le champ magnétique terrestre est caractérisé, en effet, par une nature quasi dipolaire. Il est à 90% assimilé à un dipôle centré, au centre de la Terre et dont la direction correspond à l'axe de rotation. Il se définit, en n'importe quel point de la Terre, par son intensité (F), son inclinaison (I) et sa déclinaison.

Le champ magnétique terrestre est vectoriel et se définit aussi par ses trois composantes X, Y et Z, dans un repère géographique terrestre. Les différentes composantes du champ magnétique sont liées les unes aux autres par les relations suivantes :

$$Bx = Bh \cos I \quad ; \quad By = Bh \sin D \quad ; \quad Bz = B \sin I$$

$$Bh = B \cos I \quad ; \quad \tan I = Bz/Bh \; ; \quad \tan D = By/Bx$$

b) D'où vient ce champ magnétique ?

L'origine du champ magnétique a longtemps été débattue, mais il s'avère qu'il correspond à la superposition de champs magnétiques provenant de plusieurs sources dont la principale provient de l'intérieur même de la Terre.

La principale source du champ magnétique a une origine interne et provient des mouvements de convection à l'intérieur du noyau de fer liquide de la Terre. Le noyau terrestre, constitué d'un assemblage de fer et de nickel (le fer représente néanmoins 78% de la composition totale du noyau) est constitué d'un fluide conducteur et sa mise en mouvement génère des courants électriques à l'origine d'un champ magnétique fort. Ces mouvements permanents (tant que la chaleur interne de la Terre se dissipera) sont à la base du mécanisme de formation du champ géomagnétique principal, pouvant être assimilé à une dynamo auto-entretenue. Le champ magnétique, d'origine interne, est considéré comme

étant le champ magnétique principal, sa valeur moyenne à la surface de la Terre est de l'ordre de 40000 nT (*nanoTesla*). La valeur du champ principal varie en fonction du point d'observation et de mesure du champ géomagnétique.

Une seconde source est le champ magnétique d'origine crustale. La croûte terrestre (continentale mais surtout océanique) constitue une source de champ magnétique par le biais de son aimantation. L'aimantation de la croûte dépend de la nature des roches et de leurs minéraux magnétiques. Les basaltes, les gabbros mais aussi les péridotites mantelliques serpentinisées de la croûte océanique ont une aimantation suffisante pour contribuer au champ magnétique terrestre, d'intensité moyenne de l'ordre de 100 nT. Cette valeur d'intensité d'aimantation est relativement faible en comparaison du champ principal (en moyenne 40000 nT), mais elle peut atteindre localement de plus importantes valeurs, de l'ordre de plusieurs milliers de nanotesla.

La dernière importante source de champ magnétique est, à l'opposé des deux autres, externe. Le champ externe résulte, quant à lui, de courants électriques présents dans la haute atmosphère, l'ionosphère et la magnétosphère. Des particules solaires, apportées par les vents solaires interagissent avec les particules de l'atmosphère, provoquant ainsi son ionisation et générant de forts courants électriques. Mesuré de la surface de la Terre, le champ magnétique externe est relativement faible, de l'ordre de 10 nT. Son intensité est très inférieure à la valeur moyenne d'intensité du champ principal et reste négligeable par rapport à l'intensité du champ crustal. Le champ magnétique externe représente moins de 5% du champ magnétique total, mais il peut néanmoins atteindre de plus fortes valeurs lors des orages magnétiques.

La contribution des différentes sources du champ géomagnétique varie de l'altitude ou de la profondeur à laquelle sont réalisées les mesures.

c) Connaissance du champ magnétique terrestre.

Le champ géomagnétique s'exprime en tout point de la Terre, mais n'est pas identique en chaque point de la Terre. Il varie avec l'altitude ou la profondeur des mesures par rapport à la surface de la Terre et varie aussi suivant le lieu de mesure à la surface du globe (latitude et longitude). Depuis la compréhension de ce phénomène, de nombreuses mesures du champ

magnétique ont été entreprises à travers le monde. Mais comment mesure-t-on le champ magnétique et que mesure-t-on ?

Le vecteur champ magnétique **B** se définit à la fois par son intensité F, sa déclinaison D et son inclinaison I mais aussi par ses trois composantes (Bx, By, Bz) dans un repère géographique terrestre. Il est alors possible de réaliser des mesures vectorielles du champ magnétique en un point, en mesurant simultanément les trois composantes du champ ou alors des mesures scalaires magnétiques, qui consistent à ne mesurer que l'intensité du champ magnétique et qui s'accompagnent généralement de mesures de l'inclinaison et la déclinaison.

Néanmoins, quel que soit le type de mesure magnétique, il est indispensable de prendre certaines précautions. S'il on veut effectuer une détermination précise du champ magnétique, il faut s'assurer que l'on s'affranchit de toutes autres contributions magnétiques que le champ géomagnétique. Les mesures directes et ponctuelles du champ magnétique terrestre sont réalisées le plus loin possible de sources magnétiques. Les sources de champ magnétique sont diverses.

De nombreux dispositifs et instruments sont susceptibles de créer des perturbations magnétiques, c'est ainsi, par exemple, que les mesures magnétiques marines se font en tractant un magnétomètre à distance du navire (source magnétique) à l'aide d'un câble amagnétique (en aluminium par exemple). Les magnétomètres sont fixés au bout de bras amagnétiques pour des mesures magnétiques satellitaires correctes, non parasitées par le fonctionnement du satellite. Pour les mesures magnétiques dites « fixes », les observatoires magnétiques sont situés le plus loin possible des villes ou des routes, évitant toutes perturbations magnétiques possibles.

Les observatoires magnétiques fixes, établis à la surface du globe et complétés par de nombreux levés magnétiques, ont permis d'établir une première carte du champ magnétique de la surface de la Terre. Cependant, la répartition des observatoires magnétiques à travers le monde est limitée aux terres émergées et ceux-ci se trouvent majoritairement dans l'hémisphère Nord. De nombreuses zones, notamment les zones océaniques sont mal connues. Les mesures magnétiques satellitaires développées depuis la fin des années 70 (Satellite Magsat en 1979) couvrent la surface de la Terre de façon beaucoup plus homogène et ont permis la première cartographie complète du champ magnétique contemporain de

l'ensemble de la surface de la Terre. Depuis, deux nouveaux satellites dédiés aux mesures du champ magnétique terrestre ont été lancés en 1999 pour Oersted et en 2000 pour Champ. Leurs mesures en continu du champ géomagnétique permettent aussi de contraindre l'évolution temporelle du champ géomagnétique depuis le début des années 2000.
L'ensemble des mesures d'intensité du champ magnétique (levés, observatoires et satellitaires) servent à établir des cartes isomagnétiques de la Terre à différentes altitudes et, combinées toutes ensembles, les mesures magnétiques permettent de réaliser des modèles du champ géomagnétique.

A partir des données magnétiques globales et en faisant l'hypothèse que le champ magnétique **B**, dans un milieu non conducteur, est le dérivé d'un potentiel V, Gauss (1839) montra qu'il est possible de décomposer le champ géomagnétique en harmoniques sphériques et d'estimer la contribution de chaque source du champ magnétique suivant un ordre et un degré. Cette décomposition en harmoniques sphériques permet d'établir la contribution du champ magnétique principal au champ magnétique total qui sert ensuite à la réalisation d'un modèle commun du champ magnétique principal **IGRF** (International Geomagnetic Reference Field), réévalué tous les 5 ans (Maus et al., 2005). Le modèle IGRF constitue le moyen le plus juste de calculer la valeur du champ magnétique principal en un point de la Terre (en fonction de la longitude et latitude) et, par soustraction, de déterminer la contribution des autres sources (aimantation crustale et champ externe).

Au-delà des variations spatiales du champ magnétique terrestre, les séries temporelles des observatoires magnétiques fixes (depuis ~ 400 ans) et les premières des mesures magnétiques satellitaires (depuis ~30 ans) mettent en évidence des variations temporelles importantes du champ géomagnétique. Une grande variété de constantes de temps, de la journée à plusieurs millions d'années, semble associée aux variations temporelles du champ magnétique observé pour des temps récents.
La variation diurne, d'amplitude de l'ordre de 20 à 50 nT, constitue l'une des variations les plus rapides (à l'échelle de la journée) du champ géomagnétique, d'origine externe (Campbell, 1997) et résulte du rayonnement solaire. Le champ externe subit d'autres variations temporelles, mais celles-ci sont beaucoup plus irrégulières et la constante de

temps est plus difficile à définir. Pendant les périodes agitées de l'activité solaire, le champ externe subit des variations de l'ordre de 100 à 1000 nT, qui traduisent l'occurrence d'orages magnétiques, non négligeable par rapport au champ magnétique crustal. Des éruptions solaires sont supposées être à l'origine de ces orages magnétiques et rythment le champ magnétique externe selon le cycle solaire de 11 ans.

Le champ géomagnétique interne varie avec des constantes de temps beaucoup plus grandes. Hulot et Le Mouel (1994) établissent un temps caractéristique des variations du champ interne de l'ordre de la centaine d'années. Les variations temporelles du champ magnétique interne sont alors difficiles à observer. Nous ne possédons que peu de données magnétiques et de séries temporelles de l'ordre de grandeur de cette constante de temps. Les mesures magnétiques satellitaires ne couvrent que les trente dernières années et les plus anciennes séries temporelles magnétiques des observatoires ne remontent pas au-delà de 400 ans. Cette période d'observation n'est pas suffisante pour contraindre précisément les constantes de temps, ni les mécanismes à l'origine des variations temporelles du champ magnétique interne.

Pour accéder au champ magnétique ancien ou paléomagnétique, il a fallu développer de nouvelles techniques de mesures, que l'on peut définir comme indirectes, du champ. Les études paléomagnétiques sont basées sur la mesure de l'aimantation rémanente d'objets en terre cuite pour les temps anciens historiques et des roches pour les temps anciens géologiques.

En effet, certaines roches possèdent une aimantation rémanente, elles ont la capacité d'enregistrer le champ magnétique ambiant durant leur formation. Par le biais de leur aimantation que l'on peut qualifier de rémanente, elles ont la capacité de figer le champ magnétique présent lors de leur formation. Certains minéraux magnétiques (magnétite, hématite, titanomagnétite, …) présents dans une roche acquièrent une aimantation, d'orientation identique et d'intensité proportionnelle à celles du champ magnétique ambiant respectivement, dès la formation de la roche. Ensuite le champ magnétique évolue, varie en direction et intensité, la roche étant entièrement formée conserve son aimantation acquise initialement. Les roches sédimentaires et volcaniques, présentes sur les plaques continentales et océaniques, contiennent de nombreux minéraux magnétiques comme la magnétite, l'hématite ou la maghémite. Le mécanisme d'acquisition d'aimantation diffère néanmoins

signicativement suivant le type de roches. Les roches volcaniques acquièrent leur aimantation dès leur mise en place, qui se fige dès le refroidissement terminé et la cristallisation achevée. Durant le refroidissement de la lave, la température passe au dessous de la température de Curie, qui correspond à la température au dessous de laquelle l'acquisition d'une aimantation est possible. On parle d'aimantation thermorémanente (ATR ou TRM). Dans le cas des sédiments qui acquièrent leur aimantation durant la sédimentation, les minéraux magnétiques s'alignent suivant le champ magnétique ambiant. Dans les cas des roches sédimentaires, l'aimantation n'est plus thermorémanente mais détritique. Le mécanisme d'acquisition de l'aimantation diffère et de la nature de l'aimantation découle la qualité de l'enregistrement du signal magnétique par les sédiments. En effet, l'aimantation thermorémanente des roches volcaniques est acquise très rapidement et favorise un enregistrement quasi-instantané du champ magnétique ambiant. Au contraire l'aimantation détritique est plus lente et se construit par accumulation des sédiments, ce qui entraîne un lissage des variations temporelles.

Au-delà de la différence de qualité de l'aimantation suivant la nature de la roche, il apparaît évident que l'information des variations temporelles est plus restreinte à partir des roches continentales. La formation de sédiments et l'activité volcanique sont plus ponctuelles sur les continents. A l'opposé, les roches océaniques (volcaniques et sédimentaires) peuvent fournir un enregistrement continu du champ magnétique terrestre pour les 170-180 derniers Ma.

d) Que nous apportent ces données paléomagnétiques, que nous apprennent-elles du champ paléomagnétique ?

Les mesures paléomagnétiques nous fournissent à la fois la direction et l'intensité du champ paléomagnétique (ou paléointensité). Cependant, une roche (volcanique ou sédimentaire) subit de nombreux changements ; elle s'altère après sa formation et peut acquérir une aimantation secondaire post-formation. Il s'agit généralement d'une aimantation visqueuse, qui génère une nouvelle direction d'aimantation par simple ré-équilibrage entre certains minéraux. Une simple désaimantation thermique ou par champ alternatif (AF) de la roche permet de distinguer toutes les composantes directionnelles de l'aimantation de la roche (la primaire et les possibles secondaires) .

Les mesures de paléointensité -aussi dites « absolues »- sont quant à elles particulièrement difficiles à réaliser. L'intensité d'aimantation des roches volcaniques acquise durant leur mise en place est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique ambiant (Néel, 1949) et dépend de la quantité de minéraux magnétiques mais aussi de leur nature. La méthode Thellier et Thellier (1959), la plus souvent utilisée, détermine le facteur de proportionnalité entre les deux intensités. La paléointensité peut aussi se mesurer dans les sédiments, à condition que les minéraux et leur répartition soient homogènes à travers le sédiment. Par ailleurs, pour les données de paléointensité, les sédiments s'avèrent intéressants puisqu'ils forment un enregistrement continu ou quasi-continu des paléointensités, fournissant ainsi des séries temporelles de la paléointensité pour les quelques derniers millions d'années (Valet et Meynadier, 1993 ; Guyodo et Valet, 1999)

Annexe 3

Mesures magnétiques et méthodologie

Le champ magnétique terrestre agit sur les roches magnétiques et modifie leurs propriétés magnétiques. Sous l'action du champ géomagnétique, les roches acquièrent une aimantation et deviennent, à leur tour, sources de champ magnétique. L'ensemble des propriétés magnétiques des roches dépendent principalement de la nature et composition des minéraux magnétiques.

La capacité d'une roche à s'aimanter, sous l'action d'un champ magnétique s'exprime par la mesure de la susceptibilité magnétique.

a) Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique correspond à la réponse d'un matériau à l'action d'un champ magnétique externe (Hunt et al., 1995).

Elle s'exprime de la façon suivante : $M = k H$ où M est l'aimantation et H le champ magnétique. La susceptibilité magnétique volumique est un nombre sans dimension mais la susceptibilité peut aussi être spécifiée en fonction de la masse, en s'exprimant en m^3/kg.

Elle est fonction du minéral magnétique présent dans la roche, ainsi que de sa concentration. Par exemple, dans la croûte océanique, la susceptibilité magnétique volumique varie suivant la nature des roches, dans des ordres de grandeurs très différents (autour de 200 S.I pour des argiles et entre 250 et 180 10^3 pour les basaltes).

Elle se mesure, généralement en champ faible, sur des petits volumes de roche à l'aide d'un susceptibilimètre KappaBridge KLY-2.

Cette grandeur permet aussi d'observer trois grands types de comportement magnétique pour une roche.

Comportements magnétiques d'un minéral

On parle de **diamagnétisme** lorsque la susceptibilité magnétique (k) est négative. La roche acquiert alors une aimantation induite, de sens opposé au champ magnétique appliqué. Les minéraux diamagnétiques (comme la silice ou le quartz) perdent leur aimantation dès que le champ appliqué devient nul.

Tous les minéraux **paramagnétiques** ont une susceptibilité magnétique positive (k >0). La roche contenant ce type de minéral magnétique présente une aimantation faible orientée dans le sens du champ magnétique appliqué. Cette aimantation diminue avec la température et s'annule avec la disparition du champ.

Les autres minéraux magnétiques sont dits **ferromagnétiques**. La roche acquiert, aussi dans ce cas, une aimantation dans le sens du champ appliquée mais cette aimantation a une intensité beaucoup plus forte et est maintenue lors que le champ disparaît, on parle alors d'aimantation rémanente. Néanmoins, cette aimantation disparaît lorsque la roche est chauffée au-delà d'une certaine température (température de Curie ou température de Néel), propre à chaque minéral.

Les oxydes de fer (magnétite, hématite) sont les minéraux ferromagnétiques les plus communément rencontrés dans les roches.

Dans notre étude magnétique, la première étape, avant l'estimation de la susceptibilité, reste la caractérisation des porteurs magnétiques présents dans les échantillons de roche.

b) Caractérisation des minéraux magnétiques

La caractérisation des minéraux magnétiques présents dans les roches de la croûte océanique, tels que la titanomagnétite, la magnétite, l'hématite ou encore la maghémite, peut se faire de manière analytique ou par observation optique au MEB.

La méthode classique de caractérisation du porteur magnétique dans une roche est basée sur la détermination de la température de Curie. La méthode est présentée dans le paragraphe suivant mais nous discuterons aussi d'autres mesures magnétiques pouvant nous renseigner sur la nature du porteur magnétique.

Méthode thermomagnétique et température de Curie

La température de Curie est propre à chaque phase minérale magnétique, elle correspond à la température, au dessus de laquelle l'aimantation spontanée d'un minéral ferromagnétique disparaît. Au-delà de cette température, l'agitation thermique est plus forte que les interactions magnétiques ; l'agitation thermique est telle dans le minéral, que celui est dans un état désordonné et se comporte come un matériau paramagnétique. Elle dépend de la composition chimique et de la structure cristalline ou encore de l'altération.

La température de Curie peut se déterminer sur une courbe thermomagnétique, elle correspond à la valeur du point d'inflexion de la courbe de susceptibilité magnétique. Deux méthodes sont communément utilisées pour déterminer la température de Curie à partir d'une courbe thermomagnétique : la méthode graphique de Grommé (1969) ou méthode des tangentes et la méthode des dérivées de Tauxe (1998).

Pour obtenir une courbe thermomagnétique, la susceptibilité magnétique d'un échantillon, réduit en poudre, est mesurée en continu, lors d'un cycle de chauffe et refroidissement (20-700-20 °C).

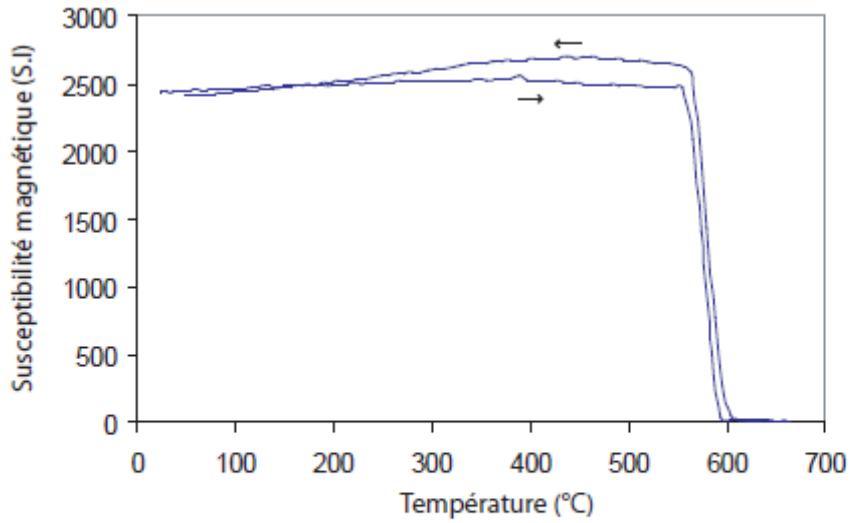

Figure B-1: Courbe thermomagnétique caractéristique de la magnétite. Elle permet l'estimation d'une température de Curie, égale à 590°C. (Echantillon 187R-1, 52-54, issu du forage dans la croûte océanique au Site 1256D).

Les courbes thermomagnétiques donnent accès à la température de Curie pour l'identification des phases magnétiques mais leur forme indique aussi d'éventuels changements minéralogiques durant la chauffe.

La réversibilité d'une courbe thermomagnétique, indiquant une température de Curie de 580°C, est typique d'une magnétite pure (Figure B-1).La présence d'un pic d'Hopkinson (léger pic avant la diminution brutale de la susceptibilité), par exemple, peut signifier la présence de matériel magnétique paramagnétique (Hunt et al., 1995). Certaines courbes thermomagnétiques ne sont pas réversibles et ce comportement peut s'expliquer par des changements chimiques pendant la chauffe ou la présence d'autres phases magnétiques (Figure B-2).

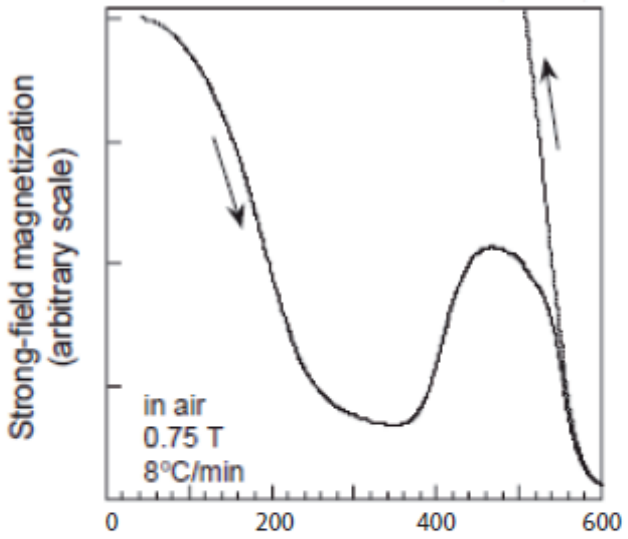

Figure B-2: Courbe thermomagnétique d'un basalte, provenant du puits de forage (Site 1161A).
La courbe irréversible indique un changement minéralogique pendant la chauffe de l'échantillon.
Le porteur magnétique principal dans ce basalte est la titano-maghémite, qui devient instable à haute température et se transforme en magnétite.
(D'après Shau et al., 2003)

Mesures magnétiques de basse température (MPMS)

Les mesures magnétiques, réalisées au MPMS (Magnetic Property Measurement System) à basse température, constituent une seconde méthode de caractérisation des porteurs magnétiques. Ces mesures magnétiques sont basées sur l'observation de transitions magnétiques à basse température (T< 300 K).

Pour la magnétite, une transition magnétique (en aimantation rémanente, SIRM), appelée transition de Verwey , est observée entre 110 et 120K (Banerjee, 1991 ; Hunt et al., 1995). Ce type de transition dépend de la composition chimique et la structure cristalline des minéraux (Figure B-3).

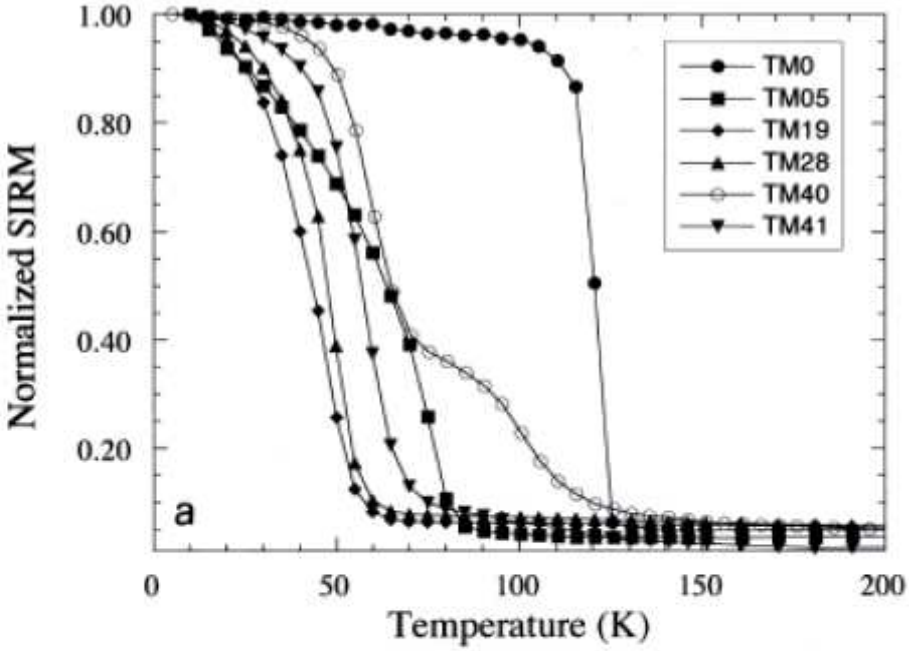

Figure B-3: Détermination de la nature du porteur magnétique à partir des mesures magnétiques de basse température (MPMS.)
L'évolution du moment magnétique (SIRM) d'un échantillon de roche avec la température (en K). La magnétite pure (TM0) montre une transition magnétique autour de 120 K, aussi appelée la transition de Verwey.
A mesure que la teneur en titane est importante dans la titanomagnétite, la transition de Verwey disparait et la transition magnétique, caractérisée par une chute du moment se réalise à plus basse température (autour de 50-70 K).
(D'après Moskowitz et al., 1998).

Ces mesures à basse température permettent de caractériser les porteurs magnétiques en s'affranchissant des possibles changements minéralogiques observés à plus haute température.

Néanmoins, ce type d'analyse magnétique est à utiliser avec précaution puisque la présence de transition magnétique est très sensible aux impuretés dans la maille cristalline, à la taille de grain et à la stœchiométrie (Figure B-3). Dans certain cas, cette transition magnétique peut disparaître totalement.

La procédure que nous avons appliquée à une sélection d'échantillons de roches est nommée ZFC (Zero Field Cooling) SIRM.
Les échantillons de roche, réduits en poudre, sont soumis un court instant à un champ magnétique fort (F = 2.5 T). Puis le moment magnétique est mesuré en continu (à un pas de 5 K) pendant le refroidissement de 300 à 10K. A 10K, un champ magnétique de 2.5 T est de nouveau appliqué avant de réchauffer l'échantillon est chauffé jusqu' à 300K (ZFC- SIRM).

c) Principales propriétés magnétiques des roches terrestres

Mesure de l'aimantation rémanente naturelle (NRM)
L'aimantation rémanente naturelle correspond à l'aimantation permanente portée une roche dans son environnement naturel. Elle est acquise (partiellement ou totalement) dès la formation de sa roche et évolue avec le temps.

Les roches magmatiques telles que les basaltes océaniques (Prévot et al., 1979 ; Smith et Banerjee, 1986) acquièrent ce type d'aimantation, en présence d'un champ magnétique, pendant leur refroidissement (dès que la température de la roche est inférieure à la température de curie des minéraux magnétiques qu'elle contient). Cette aimantation dit **thermorémanente** (TRM ou ATR) conserve la direction du champ magnétique ambiant et enregistre une aimantation dont l'intensité est proportionnelle à celle du champ ambiant. L'étude des variations temporelles d'aimantation de la croûte océanique permet d'accéder aux diverses inversions magnétiques et à la paléointensité du champ terrestre (Prévot et Perrin, 1992).
Pour les roches sédimentaires, l'aimantation rémanente est dite « **détritique** » (DRM ou ARD). Son acquisition se fait lors de la sédimentation par le dépôt de particules magnétiques provenant de roches plus anciennes. Cette aimantation conserve la direction du champ magnétique ambiant et une intensité proportionnelle à celle du champ. Ce type d'aimantation permet d'étudier de manière fiable les variations de paléointensité du champ (Valet et Meynadier, 1993).

Ces aimantations acquises durant la formation des roches sont dites primaires. Par la suite, les roches peuvent acquérir des aimantations secondaires comme, par exemple, l'aimantation rémanente chimique (CRM ou ARC) ou l'aimantation rémanente visqueuse (VRM ou ARV).
L'aimantation chimique est acquise durant la cristallisation de minéraux magnétiques en présence d'un champ magnétique. Elle apparaît généralement lors d'un remplacement d'une phase ou la formation d'une phase minérale magnétique, lors de l'altération des roches métamorphiques. Elle s'ajoute à l'aimantation primaire. L'aimantation visqueuse, quant à elle, apparaît spontanément sous l'effet d'un champ magnétique, même faible, et disparaît rapidement dans le temps en champ nul.

L'aimantation rémanente d'un échantillon de roche est mesurée à l'aide d'un magnétomètre cryogénique, muni d'un capteur appelé SQUID (Superconducting Quantum Interference Device), un superconducteur aux températures de l'hélium liquide (T~4°C). Ce type d'instrument peut mesurer des moments magnétiques faibles, de l'ordre de 10^{-10} A/m. La mesure, très rapide, permet aussi d'accéder à la déclinaison et l'inclinaison (de l'aimantation).

Granulométrie et Paramètres d'hystérésis

Un grain magnétique possède un moment magnétique total, pouvant être subdivisé en plusieurs plus petits moments magnétiques, appelés « domaines magnétiques ».
Quatre types de grains magnétique ou **taille magnétique** de grains peuvent être distingués : les grains multidomaines (MD) constitués de plusieurs domaines, les grains monodomaines (SD) ne possédant qu'un seul domaine au moment magnétique stable, les grains pseudo-monodomaines (PSD), plus grand que les grains SD et au comportement magnétique très proche et les grains superparamagnétiques (SP) ne possédant qu'un seul domaine, dans lequel le moment magnétique reste instable.
La détermination de la taille magnétique d'un grain magnétique se réalise notamment à partir des donnés d'aimantation à saturation (Js), d'aimantation rémanente à saturation (Jrs),

du champ coercitif (Hc) et du champ rémanent coercitif (Hrc), obtenus par des mesures en champ fort ou cycle d'hystérésis.
Le cycle d'un échantillon de roche consiste, en effet, à la mesure en continu de l'aimantation d'un échantillon à l'aide d'un électro-aimant. L'échantillon de roche est soumis à un champ magnétique croissant (de 0 à 800 mT) pour atteindre la valeur de champ magnétique suffisante pour saturer l'échantillon de roche et déterminer l'aimantation à saturation Js. Le champ magnétique appliqué décroit ensuite jusqu'à s'inverser (-800 mT). Il sera alors possible de déterminer l'aimantation rémanente à saturation, qui correspond à l'aimantation rémanente de l'échantillon quand le champ est nul et le champ coercitif (Hc), correspondant au champ qu'il faut appliquer pour l'aimantation soit nulle. Le cycle est finalisé en appliquant un champ magnétique positif pour obtenir une aimantation rémanente nulle et le champ coercitif rémanent (Hrc) correspondant.

Au-delà de la taille magnétique des grains, les différents paramètres déterminés par un cycle d'hystérésis fournissent aussi des informations sur la minéralogie magnétique. Alors que l'aimantation à saturation (Js) est une propriété intrinsèque à la minéralogie magnétique, l'aimantation rémanente à saturation (Jrs) dépend aussi de la taille des grains et de leur concentration dans la roche, tout comme les champs coercitifs (Hrc et Hc).

La représentation, la plus communément utilisée des ces paramètres, permet de déterminer la taille des grains magnétiques de l'ensemble de la population magnétique, il s'agit du diagramme de Day (Day et al., 1977) qui trace l'évolution du rapport des aimantations Jrs/Js en fonction du rapport des champs coercitifs (Hrc/Hc) (Figure B-4). La taille magnétique des grains, par exemple, diminue avec la valeur du rapport Mrs/Ms sauf pour les grains superparamagnétiques (SP).

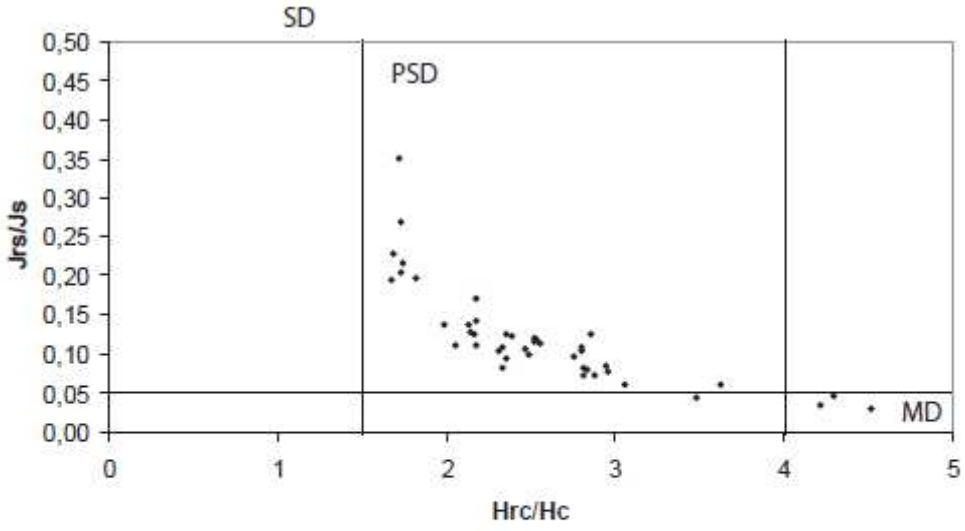

Figure B-4: Diagramme de Day
Ce graphe nous renseigne sur la taille magnétique des porteurs magnétiques. (D'après Day et al., 1977).
Les grains MD sont multidomaines, ils possèdent plusieurs domaines.
Les grains PSD possèdent plusieurs domaines mais se comportent comme les grains SD, portant une aimantation plus stable que les grains MD.

Glossaire

BT : Acronyme pour Basse température. On parle de basse température pour un domaine de température inférieur à 200-250°C.

BUC : Acronyme de Base Ultra Courte, qui désigne un système de positionnement d'un engin submersible.

Chron : Intervalle de polarité magnétique constante, correspondant à une anomalie magnétique datée par magnétostratigraphie, biostratigraphie ou encore mesures isotopiques sur des laves et sédiments.

Deutérique : Terme définissant une altération qui entraine des changements de minéraux primaires dans les roches magmatiques sous l'effet de fluides hydrothermaux provenant du même magma. Cette altération se réalise durant le refroidissement/ cristallisation des roches magmatiques.

DSDP/ODP/IODP : Le Deep Sea Drilling Project (DSDP) est un le premier programme de coopération scientifique internationale dont le but est de forer à travers la croûte océanique et d'observer les interactions entre la croûte océanique, l'océan et l'atmosphère. Il débute dès juin 1966 et est opérationnel par le biais de la mise en œuvre du navire de forage *Glomar Challenger*, jusqu'en 1985.
Le programme est ensuite remplacé par le programme ODP (Ocean Drilling Program), qui fore la croûte océanique grâce au navire *Joides Resolution* jusqu'en 2003. Depuis 2003, le programme international de forage s'appelle IODP (Integrated Ocean Drilling Program).

EPR : Terme désignant la ride océanique située dans l'Est du Pacifique (East Pacific Rise)

FMS : Cela désigne Formation Micro Scanner, décrivant une sonde, constituée de quatre blocs d'imagerie disposés orthogonalement et constitués de seize électrodes, qui réalisent des mesures électriques durant tout le forage. Cet outil standard pendant les forages océaniques permet la cartographie des fractures, des failles ou encore de la structure des roches « in situ ».

HT : Acronyme pour Haute température. On parle généralement de haute température pour une gamme de températures supérieures à 200-250°C.

MAR : Terme désignant la dorsale médio-Atlantique (Mid Atlantique Ridge)

Mbsf : Acronyme de Meters Below SeaFloor pour mètres sous le niveau de la mer, correspondant à l'unité de mesure pour la profondeur à travers la croûte océanique.

MEB : Acronyme pour Microscope électronique à balayage

MET : Acronyme de Microscope électronique en transmission

MoHole : Il s'agit d'un projet scientifique de forage à travers la croûte terrestre dans le but d'atteindre les couches profondes de la Terre, et principalement d'échantillonner le manteau terrestre. Le projet tire son nom du géologue Mohorovicic, qui fut le premier à observer la discontinuité entre la croûte et le manteau, aussi appelé le **Moho**. Ce projet début donc en 1957 et consiste à forer à travers le croûte océanique, mince, pour atteindre le plus facilement possible le manteau terrestre. Ce programme scientifique constitue un programme pionnier dans l'étude de la Terre interne et de la croûte océanique.

OCC : Acronyme d'Oceanic Core Complex ou Core complexe océanique. Il s'agit d'un dôme océanique formé généralement à l'intersection de la dorsale médio-océanique, (principalement lente) et une ride perpendiculaire (exemple : zone de fracture transformante).

Oxy-exsolution : Phénomène d'oxydation à haute température des titanomagnétites, entraînant une séparation de phase en une riche en fer, la magnétite et une autre riche en titane (ilménite). Cette dernière phase apparaît sous forme de lamelles d'exsolution dans la magnétite.

SEIR : Terme désignant la dorsale située dans la partie Est de l'océan Indien (South East Indian Ridge)

SWIR : Terme désignant la dorsale située dans la partie ouest de l'océan Indien (South West Indian Ridge)

Superchron : Long intervalle de polarité magnétique constante, ne montrant aucune inversion magnétique durant plusieurs millions d'années. Le superchron du Crétacé constitue une longue période de polarité normale (sens du champ comme à l'actuel) durant plus de 35 Ma. Le superchron de Kiaman, au contraire, est une période de polarité inverse d'environ 50 Ma.

TAG : Il s'agit de l'un des plus grands sites hydrothermaux (Trans Atlantic Geotraverse), situé à 26°N, 45°W et reposant dans la vallée axiale de la dorsale médio-Atlantique.

THA : Titanomagnetite High Alteration zone décrit un intervalle dans lequel les titanomagnétites sont très fortement altérées. Le degré d'altération (z) estimé des titanomagnétite est compris entre 0,7 et 0,9. Cette zone est aussi caractérisée par un palier de température de Curie (Tcurie = 450-460°C).

Trapps : Larges épanchements volcaniques.

ZF : acronyme de Zone de Fracture. Il s'agit dans ce mémoire de zones de fractures océanique, transformantes

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Akimoto, T., Kinoshita, H., Furuta, T., (1984), Electron probe microanalysis study on processes of low-temperature oxidation of titanomagnétites, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 71, Is 2, 263-278.

Alt, J. C., (1995), Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems, In: *Seafloor hydrothermal systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions*, Geophys. Monogr. Ser., (91), edited by S. E. Humphris et al., pp 85-114, Washington, D. C.

Alt, J.C., (2004), Alteration of the upper oceanic crust: Mineralogy, chemistry and processes, in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, edited by E. Davis and H. Elderfield, pp 456-488, Cambridge Univ Press, New York.

Alt, J. C., Honnorez, J., Laverne, C., and Emmermann, R., (1986), Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, DSDP Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, vol 91, B2, pp 10309-10335.

Alt, J. C., Kinoshita, H., Stokking, L. B., (1993), *Proceedings of the Ocean Program, Initial Reports*, vol 148, ODP, College Station, 311 pp.

Alt, J. C., Laverne, C. Vanko, D. A., Tartarotti, P., Teagle, D. A. H., Bach, W., Zuleger, E., Erzinger, J., Honnorez, J., Pezard, P. A., Becker, K., Salisbury, M. M., Wilkens, R. H., (1996), Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: A synthesis of results from Site 504 B (DSDP Legs 69, 70 and 83 and ODP Legs 111, 137, 140 and 148), In: Alt, J. C., Kinoshita, H., Stokking, L. B., Michael, P. J., *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, vol 148, ODP, College Station.

Alt, J. C., Teagle, D. A. H., (2003), Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast spreading ridge: mineral, chemical and isotopic evidence from ODP Site 801C, *Chemical Geology*, vol 201, pp 191-211.

Alt, J.C., Laverne, C., Coggon, R., Teagle, D. A. H., Banerjee, N., Morgan,S., Smith-Duque, M., Harris, M., Galli, L., (2010), The subsurface structure of a submarine hydrothermal system in a ocean crust formed at the East Pacific Rise, ODP/IODP Site 1256, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 11, doi:10.1029/2010GC00314.

Andersen, D. L., Lindsley, D. H., Davidson, P. M., (1993), Quilf: A Pascal program to assess equilbria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz, *Computer Geosciences*, vol 19, pp 1333-1350.

Anderson, R. N., Honnorez, J., Becker, K., Adamson, A. C., Alt, J. C., Emmermann, R., Kempton, P. D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M. J., Newmark, R. L., (1982), DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust, *Nature*, vol 300, pp 589-594.

Arkani-Hamed, J., (1988), Remanent magnetization of the oceanic upper mantle, *Geophysical Research Letters*, vol 15, No 1, pp 48-51.

Atwater, T., Mudie, J. D., (1973), Detailed near bottom geophysical study of the Gorda Rise, *Journal of Geophysical Research,* vol 78, Is 35, pp 8665-8686.

Auzende, J. M., Bideau, D., Bonatti, E., Cannat, M., Honnorez, J., Lagabrielle, Y., Malavielle, J., Mamaloukas-Frangoulis, V., Mével, C., (1990), The MAR-Vema Fracture Zone intersection surveyed by deep submersible Nautile, *Terra Nova*, vol 2, Is 1, pp 68-73.

Banerjee, S. K., (1980), Magnetism of the oceanic crust: Evidence from ophiolite complexes, *Journal of Geophysical Research*, vol 85, B7, pp 3557-3566.

Banerjee, S. K., (1991), Magnetic properties of Fe-Ti oxides, In: *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Lindsley, D. H., (Eds), Mineralogical Society of America, reviews in mineralogy, vol 25, pp 107-128.

Beske-Diehl, S. J., (1990), Magnetization during low-temperature of seafloor basalts: No large scale chemical remagnetization, *Journal of Geophysical Research*, vol 95, B13, pp 21413-21432.

Bina, M. M., Prévôt, M., (1989), Thermomagnetic investigations of titanomagnetite in submarine basalts : Evidence of differential magnetization, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 54, Is 1-2, pp 169-179.

Bina, M. M., Henry, B., (1990), Magnetic properties, opaque mineralogy and magnetic anisotropies of serpentinized peridotites from ODP 670A near the Mid-Atlantic Ridge, Phys. *Earth and Planetary Interiors*, vol 65, pp 88-103.

Bina, M. M., Daly, L., (1994), Mineralogical change and self-reversed magnetizations in pyrrhotite resulting from partial oxidation, geophysical implications, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 85, Is 1-2, pp 83-99.

Blakely, R. J., (1974), geomagnetic reversals and crustal spending rates during the Miocene, *Journal of Geophysical Research*, vol 79, pp 2979-2985.

Blakely, R. J., Cox, A., (1972), Evidence for short geomagnetic polarity intervals in the Early Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, vol 77, pp 7065- 7072.

Blakely, R. J., Cox, A., Iufer, E. J., (1973), Vector magnetic data for detecting short polarity intervals in marine magnetic profiles, *Journal of Geophysical Research*, vol 78, Is 29, pp 6977-6983.

Böhlke, J. K., Honnorez, J., Honnorez-Guerstein, B. M., (1980), Alteration of basalts from site 396B, DSDP: Petrographic and mineralogic studies, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol 73, pp 341-364.

Bonatti, E., Harrison, C. G. A., (1988), Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: Effect of magma temperature and viscosity, *Journal of Geophysical Research,* vol 93, B4, pp 2976-2980.

Bonatti, E., Honnorez, J., (1976), Sections of Earth's crust in the Equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research,* vol 81, B23, pp 4104-4116.

Bonatti, E., Honnorez, J., Ferrara, G., (1971), Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge, *Phil. Trans. Roy. Soc.*,268, pp 385-402.

Baronnet, A., Dévouard, B., (2005), Microstructures of common polygonal serpentines from axial HRTEM imaging, electron diffraction, and lattice-simulation data, *The Canadian Mineralogist*, vol 43, pp 513-542.

Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., (1996), Magma chambers in the Oman Ophiolite: Fed from the top and the bottom, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 144, Is 1-2, pp 239-250.

Bouligand, C., Dyment, J., Gallet, Y., Hulot, G., (2006), Geomagnetic field variations between chrons 33r and 19r (83-41 Ma) from sea-surface magnetic anomaly profiles, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 250, Is 3-4, pp 541-560.

Buatier, M. D., Monnin, C., Früh-Green, G. L., Karpoff, A.M., (2001), Fluid-sediment interactions related to hydrothermal circulation in the Eastern flank of the Juan de Fuca ridge, *Chemical Geology*, vol 175, Is 3-4, pp 343-360.

Buck, W. R., Lavier, L. L., Poliakov, A. N. B., (2005), Modes of faulting at mid-ocean ridges, *Nature*, vol 434, pp 719-723.

Butler, R. F., Banerjee, S. K., (1973), Paleomagnetism-Magnetic properties of exposed oceanic crust on Macquarie Island, *Nature Physical Science*, vol 244, p 115.

Campbell, W. H., (1997), Introduction to geomagnetic fields, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.

Cande, S. C., LaBrecque, J. L., (1974), Behavior of the Earth's paleomagnetic field from small scale marine magnetic anomalies, *Nature*, 247, pp 26-28.

Cande, S. C., Kent, D. V., (1992), A new geomagnetic polarity time scale, *Journal of Geophysical Research,* vol 97, B10 , pp 13917-13951.

Cande, S. C., Kent, D. V., (1995), Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research,* vol 100, B , pp 6093-6096.

Cann, J. R., (1979), Metamorphism of the oceanic crust, In *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Oceanic crust*, Talwani, M., Harrison, C. G., Hayes, D. E. (Ed.) Maurice Ewing Symposium Series 2, AGU, Washington D. C., 48, 230-238.

Cannat, M., (1993), Emplacement of mantle rocks in the seafllor at mid-ocean ridge, *Journal of Geophysical Research,* vol 98, pp 4163-4172.

Cannat, M., (1996), How thick is the magmatic crus tat slow spreading oceanic ridges ?, *Journal of Geophysical Research*, vol 101, B2, pp 2847-2857.

Carbotte, S. M., Macdonald, K. C., (1994), The axial topographic high at intermediate and fast spreading ridges, *Earth and PLanetary Science Letters*, vol 128, pp 85-97.

Carbotte, S. M., Mutter, C., Ponce-Correa, G., (1997), Influence of magma supply and spreading rate on magma bodies and emplacement of the extrusive layer from the East Pacific Rise at lat 16°N, *Geology*, vol 26, pp 455-458.

Channell, J. E. T., Lowrie, W., Medizza, F., (1979), Middle and Early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section, northern Italy, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 42, Is 2, pp 153-166.

Channell, J., Erba, E., Nakanishi, M., Tamaki, K., (1995), Geochronology, time scales and stratigraphic correlation, W. Berggren, D. Kent, M. Aubry, J. Hardenbol, (Eds), *SEPM Spec. Publications*, vol 54, pp 51-64.

Christie, D. M., Ildefonse, B., Abe, N, Arai, S., Bach, W., Blackman, D. K., Duncan, R., Hooft, E., Humphris, S. E., Miller, D. J., (2006), Mission Moho: Formation and evolution of oceanic lithosphere, EOS, Transactions, vol 97, no 48, pp 539, AGU,

Cliff, G., Lorimer, G. W., (1975), The quantitative analysis of thin specimens, *Journal of Microscopy*, vol 103, pp 203-207.

Cogné, J. P., Humler, E., (2004), Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 227, pp 427-439.

Coleman, R. G., (1971), Petrologic and geophysical nature of serpentinite, *Geol. Soc. Am. Bull*., vol 82, pp 141-148.

Coleman, R. G., (1977), Ophiolites : Ancient oceanic lithosphere ?, Edited by *Springer-Verlag*, New York, 230 pp.

Constantin, M., Hékinian, R., Bideau, D., Hébert, R., (1996), Construction of the oceanic lithosphere by magmatic intrusions: Petrological evidence from plutonic rocks formed along the fast-spreading East Pacific Rise, *Geology*, vol 24, No 8, PP 731-734.

Courtillot, V., Besse, J., (1987), Magnetic filed reversals, polar wander, and core-mantle coupling, *Science*, vol 237, N

Courtillot, V., Olson, P., (2007), Mantle plumes link magnetic superchrons to Phranerozoic mass depletion events, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 260, Is 3-4, pp 495-504.

Cronin, M., Tauxe, L., Constable, C., Selkin, P., Pick, T., (2001), Noise in the quiet zone, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 190, Is 1-2, pp 13-30.

Crossley, D., Jensen, O., Jacobs, J., (1986), The stochastic excitation of reversals in simple dynamos, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 42, Is 3, pp 143-153.

Day, R., Füller, M., Schmidt, V. A., (1977), Hysteresis properties of titanomagnétites: grain size and compositional dependence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 13, pp 260-266.

Dekkers, M. J., (1989), Magnetic properties of natural pyrrhotite, II. High and low temperature behaviour of Jrs and TRM as function of grain size, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 57, pp 266-283.

Dewey, J. F., Bird, J. M., (1971), Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland, *Res*, (76), 3179.

Detrick, R. G., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., Brocher, T., (1987), Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, vol 326, pp 35-41.

Dick, H. J. B., Erzinger, J. A., Stokking, L. B., (1992), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol 140, ODP, College Station, 408 pp.

Dick, H. J. B., Natland, J. H., Ildefonse, B., (2006), Past and Future: Impact of deep drilling in the oceanic crust and Mantle, *Oceanography*, vol 19, no 4, pp 72-80.

Dilek, Y., (1998), Ophiolites and Oceanic crust: New insights from fild studies and the ocean drilling program,

Dziony, W., Koepke, J., Holtz, F., (2008), Petrography and phase analyses in lavas and dikes from Hole 1256D (ODP Leg 206 and IODP Expedition 309, East Pacific Rise), In: Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S., and the Expedition 309/312 Scientists, *Proceedings of the. IODP,* vol 309/312: Washington, DC.

Dunlop, D. J., (1990), Developments in rock magnetism, *Rep. Prog. Phys*., vol 53, pp 707-792.

Dunlop, D. J., Prévôt, M., (1982), Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks, *Journal of Geophysical Research*, vol 69, pp 763-802.

Dunlop, D., Ozdemir, O., (1997), *Rock Magnetism*, Cambridge University Press, New York, 573 pp

Elderfield, H., Wheat, C.G., Mottl, M. J., Monnin, C., Spiro, B., (1999), Fluid and geochemical transport through oceanic crust: a transect across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 171, Is 1-2, pp 151-165.

Engel, A. E. J., Engel, C. G., Havens, R. J., (1965), Chemical Characteristics of Oceanic Basalts and the Upper Mantle, *Geological Society of American Bulletin*, vol 76, No 7, pp 719-734.

Engel, C. G., Fisher, R. L., (1969), Lherzolite Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the mid-Indian ocean ridge, *Science*, vol 166 (3909), pp 1136-1141.

Escartin, J., Mével, C., MacLeod, C. J., McCaig, A. M., (2003), Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid Atlantic Ridge core complex at 15° 45'N., *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 4, Is 8, 1067, doi:10.1029/2002GC00472.

Ewing, M., Heezen, B. C., Ercison, D. B., Northrop, J., Norman, J. (1953), Exploration of the NortheWest Atlantic mid-ocean canyon, *Geological Society of American Bulletin*, vol 64, No 7, pp 865-868.

Fisher, A. T., (1998), Permeability with basaltic oceanic crust, *Reviews of Geophysics, 36*(2), 143-182.

Fox, N. D., Opdyke, P. J., (1973), Geology of the oceanic crust: Magnetic properties of oceanic rocks, *Journal of Geophysical Research*, vol 78, Is 23, pp 5139-5154.

France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., (2009), Interactions between magma and hydrothermal system in Oman ophiolite and in IODP 1256D: Fossilization of a dynamic melt lens at fast spreading ridges, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 10, No 10.

Francheteau, J., Patriat, P., Ségoufin, J., Armijo, R., Doucoure, M., Yelles-Chaouche, A., Zukin, J., Calmant, S., Naar, D. F., Searle, R. C., (1988), Pito and Orongo fracture zones : the northern and southern boundaries of the Easter microplate (southeast Pacific), *Earth and Planetary Science Letters,* vol 89, Is 3-4, pp 363-374.

Francheteau, J., Armijo, R., Cheminée, J. L., Hékinian, R., Lonsdale, P., Blum, N., (1990), 1 Ma East Pacific Rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (Equatorial Pacific Ocean), *Earth and Planetary Science Letters,* vol 101, pp 281-295.

Francheteau, J., Armijo, R., Cheminée, J. L., Hékinian, R., Lonsdale, P., Blum, N., (1992), Dyke complex of East Pacific Rise exposed in the walls of Hess Deep and the structure of the upper oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 111, pp 109-121.

Furuta, T. (1993), Magnetic-Properties and Ferromagnetic Mineralogy of Oceanic Basalts, *Geophysical Journal International*, vol 113, Is 1, 95-114.

Gallet, Y., Hulot, G., (1997), Stationary and nonstationary behaviour within the geomagnetic polarity time scale, *Geophysical Research Letters,* vol 24, No 15, pp 1875-1878.

Garcia, A. S., Thomas, D. N., Liss, D., Shaw, J., (2006), Low geomagnetic field intensity during the Kiaman superchron: Thellier and microwave results from the Great Whin Sill intrusive complex, northern United Kingdom, Geophysical Research Letters, vol 33, doi:10.1029/2006GL026729

Gee, J., Kent, D. V., (1994), Variations in layer 2A thickness and the origin of the central anomaly magnetic high, *Geophysical Research Letters,* vol 21, No 4, pp 297-300.

Gee, J., Kent, D. V., (1997), Magnetization of axial lavas from the southern East Pacific Rise (14-23°S): Geochemical controls on magnetic properties, *Journal of Geophysical Research*, vol 102, B11, pp 24873-24886.

Gee, J., Cande, S. C., Hildebrand, J. A., Donnelly, K., Parker, R. L., (2000), Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from the near-seafloor magnetic anomalies, *Nature*, vol 408, pp 827-832.

Giannuzzi, L. A., Stevie, F. A., (1999), A review of a focused ion beam milling techniques for TEM specimen preparation, *Micron*, vol 30, pp 197-204.

Gilder, S., Chen, Y., Cogne, J. P., Tan, X., Courtillot, V., Sun, D., Li, Y., (2003), Paelomagnestism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim basin and implication for inclination shallowing and absolute dating of the M-0 (ISEA ?) chron, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 206, Is 3-4, pp 587-600.

Gillis, K. M., (1995), Controls on hydrothermal alteration in a section of fast-spreading oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 134, pp 473-489.

Gillis, K. M., Robinson, P. T., (1990), Patterns and processes of alteration in the lavas and dykes of the Troodos Ophiolite, Cyprus, *Journal of Geophysical Research*, vol 95, pp 21523-21548.

Glatzmaier, G. A., Roberts, P. H., (1995), A three dimensional convective dynamo solution with relating and finely conducting inner core and mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* vol 91, Is 1-3, pp 63-75.

Glatzmaier, G. A., Coe, R. S., Hongre, L., Roberts, P. H., (1999), The role of thez Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals, *Nature*, vol 401, pp 885-891.

Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J., Huang, Z., (1994), A Mesozoic time scale, *Journal of Geophysical Research,* vol 99, B12, pp 24051-24074.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G, (2004), A geological time scale, 559 pp., Cambrifge University Press, Cambridge, UK.

Grommé, C. S., Wright, T. L., Peck, D. L., (1969), magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, vol 74, pp 5277-5293.

Guyodo, Y., Valet, J. P., (1999), Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr, *Nature*, vol 399, pp 249-252.

Hall, J. M., (1976), Major problems regarding the magnetization of oceanic crustal layer 2, *Journal of Geophysical Research*, vol 81, no 23, pp 4223-4230.

Hamano, Y., Bina, M., Krammer, K ., (1990), Paleomagnetism of the serpentinized peridotites from ODP Hole 670A, In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W. B., Juteau, T. et al., *Proceedings of the ODP Sci. Results,* vol 106/109, Washington, DC.

Harding, A. J., Orcutt, J. A., Kappus, M. E., Vera, E. E., Mutter, J. C., Buhl, P., Detrick, R. S., Brocher, T. M., (1989), Structure of young oceanic crust at 13°N on the East Pacific Rise from Expanding Spread profiles, *Journal of Geophysical Research*, vol 94, B9, pp 12163-12196.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smtih, A. G., Walters, R., (1982), geologic time scale, Cambridge University Press, pp 131.

He, H., Pan, X., Tauxe, L., Qin, H., Zhu, R., (2008), Toward age determination of the M0r (Barremian-Aptian boundary) of the Early Cretaceous, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 169, Is 1-4, pp 41-48.

Heirtzler, J. R., Le Pichon, X., Baron, J. G., (1966), Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol 13, Is 3, pp 427- 432.

Hékinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminée, J. L., Armijo, R., Lonsdale, P., Blum, N., (1993), Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (Eastern Equatorial Pacific), *Journal of Geophysical Research,* vol 98, B5, pp 8069-8094.

Hékinian, R., Francheteau, J, Armijo, R., Cogné, J. P., Constantin, M., Girardeau, J., Hey, R., Naar, D. F., Searle, R., (1996), Petrology of the Easter microplate region in the South Pacific, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol 72, Is 3-4, pp 259-289.

Hess, H. H., (1962), History of ocean basins, In *Petrological studies: a volume in honor of A. F Buddington*, Engel, E. J., James, H. L., Leonard, B.F. (Ed.), Geol. Soc. Amer., 559-620.

Hey, R., (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society American Bulletin*, vol 88, pp 1404-1420.

Honnorez, J., (1981), The aging of the oceanic crust at low temperature, In *Oceanic lithosphere*, Wiley, J and Emiliani, C. (Ed.), London, pp 525-587.

Honnorez, J., (2003), Hydrothermal alteration vs. Ocean seafloor metamorphism. A comparison between 2 case histories: The TAG hydrothermal mound (MAR) vs ODP Hole 504B (EPR), *Comptes Rendus Geosciences, 335*(3), pp 781-824.

Honnorez,J., Mével, C., Montigny, R., (1984), Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema fracture zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge, *Journal of Geophysical Research*, vol 89, pp 11379-11400.

Honnorez, J., Alt, J. C., Honnorez-Guerstein, B. M., Laverne, C., Muehlenbachs, K., Ruiz, J., Salzman, E., (1985), Stockwork-like mineralization in young oceanic crust: DSDP Hole 504B, In: Anderson, R. N., Honnorez, J., Becker, K., (Eds), *Initial Reports, DSDP*, vol 83, pp 263-282, Washington, DC.

Houtz, R., Ewing, J., (1976), Upper crustal structure as a function of plate age, *Journal of Geophysical Research*, vol 81, pp 2490-2498.

Hulot, G., Le Mouël, J. L., (1994), A statistical approach of the Earth's main magnetic field, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 82, pp 167-183.

Hulot, G., Gallet., Y., (2003), Do superchrons occur without any paleomagnetic warning, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 210, Is 1-2, pp 191-201.

Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., Banerjee, S. K., (1995), Magnetite properties of rocks and minerals, In *Rock physics and phase relation: A handbook of physical constants*, vol 3, Ed T. J. Athens, pp 189-204, American Geophysical Union, Washington, DC.

Hunter, A. G., Kempton, P. D., Greenwood, P., (1999), Low-temperature fluid-rock interaction: an isotopic and mineralogical perspective of upper crustal evolution, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (JdFR), ODP, Leg 168, *Chemical Geology*, vol 155, pp 3-28.

Ildefonse, B., Rona, P. A., Blackman, D., (2007), Drilling the crust at Mid-Ocean ridges: an "In depth" perspective, *Oceanography*, vol (20), N (1).

Irving, E., (1970), The mid-Atlantic ridge at 45°N. Oxidation and magnetic properties of basalts, review and discussion, *Canadian Journal of Earth sciences*, vol 7, Is 6, pp 1528-1538.

Johnson, H. P., Atwater, (1977), Magnetic study of basalts from the mid-Atlantic Ridge (37°N), *Geological Society of America Bulletin*, vol 88, No 5, pp 637-647.

Johnson, H. P., Hall, J. M., (1978), A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nazca plate, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol 52, Is 1, pp 45-64.

Johnson, H. P., Pariso, J., (1993), Variations in Oceanic Crustal Magnetization: Systematic Changes in the Last 160 Million Years, J. Geophys. Research., vol 98, B1, pp 435-445.

Juteau, T., Cannat, M., Lagabrielle, Y., (1990), Serpentinized peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones : A comparison of the results of previous DSDP and ODP legs, In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W. B., Juteau, T et al., (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results,* vol 106/109, College Station, TX, 415-431.

Karson, J. A., (1990), Seafloor spreading on the Mid Atlantic Ridge: Implications of the structure of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow spreading environments, pp 125-300, In: Malpas, J., Moores, E. M., Panayaiotou, A., Xenophontos, C., Ophiolites and oceanic crustal analogues, *Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*, (Eds), Geological Survey Department, Cyprus.

Karson, J. A., (1992), Tectonics of slow spreading ridges, *Oceanus*, Woods Hole Ocean Instit., vol 34, Is 4, pp 51-59.

Karson, J. A., Hurst, S. D., Lonsdale, P., (1992a), Tectonic rotations of dikes in fast-spread oceanic crust exposed near Hess Deep, *Geology*, vol 20, pp 685-688.

Karson, J. A., Winters, A. T., (1992b), Along-axis variations in tectonic extension and accommodation zones in the MARK area, Mid-Atlantic Ridge 23°N, In: Parsons, L. M.,

Murton, B. J., Browing, P., (Eds), *Ophiolites and their modern oceanic analogues,* Geol. Soc. Spec. Publ., London, vol 60, pp 107-116.

Karson, J. A., Klein, E. M., Hurst, S. D., Lee, C. E., Rivizzigno, P. A., Curewitz, D., Morris, A. R., Miller, D. J., Varga, R. G., Christeson, G. L;, Cushman, B., O'Neill, J. M., Brophy, J. G, Gillis, K. M., Stewart, M. A., Sutton, A. L., (2002), Structure of uppermost fast spread oceanic crust, exposed at the Hess deep Rift: Implications for subaxial processes at the East Pacific Rise, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol 3.

Kent, D. V., Honnorez, B. M., Opdyke, N. D., Fox, P. J., (1978), Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of the marine magnetic anomalies, *Geophysical Journal International,* vol 55, Is 3, pp 513-537.

Kent, D. V., Gradstein, F. M., (1985), A Cretaceous and Jurassic geochronology, *Geological Society of America Bulletin*, vol 96, No 11, pp 1419-1427.

Kent, D. V., Gee, J., (1996), Magnetic alteration of zero-age oceanic basalt, *Geology*, vol 24, no 8, pp 703-706.

Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A., Blamart, D., (1999), Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: Magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 171, Is 3, pp 489-502.

Kitazawa, M., (2006), Datation du fond océanique : Apports des anomalies magnétiques de haute résolution acquises par submersible, Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, pp 225.

Klitgord, K. D., Mudie, J. D., Huestis, S. P., Parker, R. L., (1975), An analysis of near-bottom magnetic anomalies: Sea-floor spreading and the magnetized layer, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* vol 43, Is 2, pp 387-424

Koepke, J., Christie, D. M., Dziony, W., Holtz, F., Lattard, D., Maclennan, J., Park, S., Scheibner, B., Yamazaki, T., Yamazaki, S., (2008), Petrography of the dike-gabbro transition at IODP Site 1256 (equatorial Pacific): The evolution of the granoblastic dikes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 9, no 7.

Krammer, K., (1990), Rock magnetic properties and opaque mineralogy of selected samples from Hole 670 A, In: Detrick, R. et al., (1990), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Reports*, vol 106/109, ODP, College Station.

Krisgsman, W., Kent, D. V., (2004), Non-uniform occurrence of short term polarity fluctuations in the geomagnetic field ? New results from Middle to Late Micoene of the North Atlantic (DSDP Site 608), In: Channell, J. E. T., Kent, D. V., Lowrie, W., Meert, J., (Eds), Timescales of the Paleomagnetic field, AGU, *Geophysical Monograph*, vol 145, pp 161-174.

LaBrecque, J. L., Kent, D. V., Cande, S. C., (1977), Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time, *Geology*, Vol 5, No 6, pp 330-335.

Lagabrielle, Y., Mamaloukas-Frangoulis, V., Cannat, M., Auzende, J. M., Honnorez, J., Mével, C., Bonatti, E., (1992), Vema Fracture Zone (Central Atlantic): Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge-transform intersection domain, *Journal of Geophysical Research*, vol 97, B12, pp 17331-17351.

Lanci, L., Lowrie, W., (1977), Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 148, Is 3-4, pp 581-592.

Larson , R. L., Hilde, T. W. C., (1975), A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic, *Journal of Geophysical Research*, vol 80, B17, pp 2586-2594.

Larson, R. L., Olson, P., (1991), Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth and Planetary Science Letters,* vol 107, Is 3-4, pp 437-447.

Laverne, C., (1987), Les intéractions basalte-fluides en domaine océanique, Minéralogie, Pétrologie et géochimie d'un système hydrothermal : Le puit 504B, Pacifique Oriental, *Thèse de doctorat*, Université d'Aix-Marseille (Saint-Jérôme), 315 p.

Laverne, C., Vanko, D. A., Tartarotti, P., Alt, J. C., (1995), Chemistry and geothermometry od secondary minerals from the deep sheeted dike complex DSDP/ODP Hole 504B, In : Erzinger, J., Becker, K., Dick, H. J. B., Stokking, I. B., (Eds), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, vol 137/140, pp 167-189.

Laverne, C., Grauby, O., Alt, J. C., Bohn, M., (2006), Hydroschorlomite in altered basalts from Hole 1256D, ODP Leg 206: The transition from low-temperature to hydrothermal alteration, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 7, no 10.

Le Mouël, J. L., (1984), Outer-Core geostrophic flow and secular variation of Earth's geomagnetic field, *Nature*, vol 311, pp 734-735.

Le Pichon, X., (1968), Seafloor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research,* Vol 73, B12, pp 3661-3697.

Levi, S., Banerjee, S. K., (1978), The effects of alteration on the natural remanent magnetization of three ophiolite complexes: Possible implications for the oceanic crust, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*,

Lister, C. R. B., (1980), Heat flow and hydrothermal circulation, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol 8, pp 95.

Lister, C. R. B., (1982), 'Active' and 'passive' hydrothermal systems in the ocean crust, Predicted physical conditions, In *The dynamic environnement of the ocean floor*, Fanning, K. A., Manheim, F. T. (Ed.), Health, D. C., Lexington, MA, 441-470.

Loney, R. L., Himmelberg, G. R., Coleman, R. G., (1971), Structure and Petrology of the Alpine-type Peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A., *Journal of Petrology,* vol 12, Is 2, pp 245-309.

Lowrie, W., (1977), Intensity and direction of magnetization in oceanic basalts, *Journal of the Geological Society*, vol 133, pp 61-82.

Lowrie, W., Alvarez, W., (1977), Late Cretaceous geomagnetic polarity sequence: Detailed rock and palaeomagnetic studies of the Scaglia Rossa limestone at Gubbio, Italy, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* vol 51, Is 3, pp 561-581.

Lowrie, W., Channell, J. E. T., Alvarez, W., (1980), A Review of Magnetic Stratigraphy Investigations in Cretaceous Pelagic Carbonate Rocks, *Journal of Geophysical Research,* vol 85, B7, pp 3597-3605.

Luyendyck, B. P., Day, R., (1982), Paleomagnetism of the Samail ophiolite, Oman: 2, The Wadi Kadir gabbros section, *Journal of Geophysical Research,* vol 87, pp 10903-10917.

MacDonald, K. C., (1982), Mid Ocean Ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol 10, p.155.

MacDonald, K. C., Sempere, J. C., Fox, P. J., (1984), East pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: along-strike continuity, *Journal of Geophysical Research*, vol 89, pp 6049-6069.

MacDonald, K. C., Fox, P. J., (1988), The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 88, Is 1-2, pp 119-131.

Macdonald, K. C., Haymon, R., Shor, A., (1989), A 220 km^2 recently erupted lava field on the East Pacific Rise near Lat 8° S, Geology, vol 17, pp 212-217.

McElhinny, M. (1971). Geomagnetic reversals during the Phranerozoic. Science, 172, 157-159

Mcfadden, P. L., Merrill, R. T., (1984), Low mantle convection and geomagnetism, *Journal of Geophysical Research*, vol 89, B5, pp 3354-3362.

McKenzie, D. P., Parker, R. L., (1967), The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere, *Nature*, vol 216, Is 5122, pp 1276-1280.

MacLeod, K. C., Fox, P. J., Alexander, R. T., Pockalny, R., Gente, P., (1996), Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills, *Nature*, vol 180, pp 125-129.

Marshall, M., and A. Cox (1972), Magnetic Changes in Pillow Basalt Due to Sea-Floor Weathering, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, vol 77, B32, 6459-6469.

Maus, S., Macmillan, S., Chernova, T., Choi, S., Dater, D., Golovkov, V., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., McLean, S., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A., Zvereva, T., and International Association of Geomagnetism, Aeronomy (IAGA), Division V, Working Group VMOD, The 10th generation international geomagnetic reference field, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, vol 151, Is 3-4, pp 320-322.

Maynard, G. L., (1970), Crustal layer of seismic velocity 6.9-7.6 km/sec under the deep ocean, *Science*, vol 168, Is 3927, pp 120-121.

McElhinny, M. W., (1971), Geomagnetic reversals during the Phanerozoic, *Science*, vol 172, pp 157-159.

Mével, C., Stadoumi, C., (1996), Hydrothermal alteration of the upper mantle section at Hess Deep, In *Proceedings of the. ODP, Scientific Results*, Mével, C., Gillis, K. M., Allan, J. F., Meyer, P. S., (Ed.), vol 147, pp 293-309.

Moores, E. M., Vine, F. J., (1971), The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications, *Philosophical Transactions for the Royal Society of Society*, London, vol 268, pp 443-466.

Morgan, W. J., (1968), Rises, trenches, great faults and crustal blocks, *Journal of Geophysical Research*, vol 73, no 6, pp 1959-1982.

Moskowitz, B. M., Jackson, M., Kissel, C., (1998), Low temperature magnetic behaviour of titanomagnetites, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 157, Is 3-4, pp 141-149.

Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J. Y., Galahan, L. M., Sclater, J.G., (1997), Digital isochrones of the world's ocean floor, *Journal of Geophysical Research*, vol 102, pp 3211-3214.

Nazarova, K. A., (1994), Serpentinized peridotites as apossible source for oceanic magnetic anomalies, *Marine Geophysical Researches,* vol 16, No 6, pp 455-462.

Néel, L., (1949), Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites, *Annales de Géophysique*, vol 5, pp 99- 136.

Nehlig, P., (1993), Interactions between magma chambers and hydrothermal systems: Oceanic and ophiolitic constraints, Journal of Geophysical Research, vol 98, B11, pp 19621-19633.

Nishitani, T., Kono, M., (1983), Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, vol 74, Is 2, pp 585-600.

O'Neil, J. M., Carlson, R. W., Francis, D., Stevenson, R. K., (2008), Neodymium 142: Evidence for Hadean mafic crust, *Science*, vol 321, no 5897, pp 1828-1831.

O'Reilly, W., (1983), The identification of titanomaghemites: Model mechanisms for the magnetization and inversion processes and their magnetic consequences, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 31, Is 1, pp 65-76.

O'Reilly, W. (1984), *Rock and Mineral Magnetism*, Blackie, Glasgow.

O'Reilly, W., Banerjee, S. K., (1967), The mechanism of oxidation in titanomagnetites: a magnetic study, *Mineral. Mag.*, vol 56, pp 29–37.

Ogg, J. G., Agteberg P. P., Gradstein, F. H., (2004), The Cretaceous period, In: Gradstein, F. H., et al., (Eds), A geologic time scale, Cambridge University Press, pp 344-383.

Opdyke, N., Channell, J., (1996), Magnetic stratigraphy, *International Geophysic series*, Academic Press. London, vol 64.

Oufi, O., Cannat, M., Horen, H., (2002), Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites, *Journal of Geophysical Research*, vol 107, B5, 2095, doi:10.1029/2001JB000549.

Ozdemir, O., Moskowitz, B. M., (1992), Magnetostriction in aluminum-substi- tuted titanomagnétites, *Geophysical Research Letters,* vol 19, pp 2361–2364.

Ozima, M., Ozima, M., (1971), Charateristic thermomagnetic curve in submarine basalts, *Journal of Geophysical Research,* vol, 76, B8, pp 2051-2056.

Pariso, J. E., Johnson, H. P., (1989), Magnetic properties and oxide petrography of the sheeted dike complex in Hole 504B, In: Becker, K., Sakai, H., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol 111, College Station.

Pariso, J. E., Johnson, H. P., (1991), Alteration processes at Deep Sea Drilling Project/ Ocean Drilling Program Hole 504B at the Costa Rica Rift: Implications for magnetization of oceanic crust, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, vol 96, B7, 11703-11722.

Pariso, J., Johnson, H. P., (1993), Do layer 3 rocks make a significant contribution to marine magnetic anomalies ? In situ magnetization of gabbros at ocean Drilling Program Hole 735B, *Journal of Geophysical Research,* vol 98, B11 , pp 16025-16033.

Parker, R. L., Huestis, S. P., (1974), The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography, *Journal of Geophysical Research,* vol 79, B11, pp 1587-1593.

Penrose, Conference Participants, (1972), Penrose field conference : Ophiolites, *Geotimes*, vol 17, pp 24-25.

Petersen, N., Eisenach, P., Bleil, U., (1979), Low temperature alteration of the magnetic minerals in ocean floor basalts, *Deep drilling results in the Atlantic ocean:Ocean crust,* M. Talwani et al., (Ed.), Lithocrafters Inc., Chelsea, Mich., pp 169-209.

Petersen, N., and H. Vali (1987), Observation of Shrinkage Cracks in Ocean-Floor Titanomagnetites, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, vol 46, Is 1-3, pp 197-205.

Phipps Morgan, J., Chen, Y. J., (1993), The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation and crustal flow, *Journal of Geophysical Research,* vol 98, B4, pp 6283-6297.

Pick, T., Tauxe, L., (1993), Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass, *Nature*, vol 366, pp 238-242.

Planck, T., Ludden, J. N., Escutia, C., et al., (2000), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol 185, ODP, College Station.

Pouliquen, G., Gallet, Y., Patriat, P., Dyment, J., Tamura, C., (2001), A geomagnetic record over the last 3.5 million years from deep-tow magnetic anomaly profiles across the Central Indian Ridge, *Journal of Geophysical Research,* vol 106, B6, pp 10941-10960.

Prévôt, M., Lecaille, A., (1979), Magnetism of the Mid-Atlantique ridge neart 37°N from Famous and DSDP results: A review, *2nd Maurice Ewing Symposium*, pp 409-426.

Prévôt, M., Perrin, M., (1992), Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian from Thellier-type paleointensity data and interferences on the thermal history of the core, *Geophysical Journal International*, vol 108, Is 1-2, pp 613-620.

Purdy, G. M., Kong, L. S. L., Christeson, G. L., Solomon, S. C., (1992), Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges, *Nature*, vol 355, pp 815-817.

Raff, A. D., Mason, R. G., (1961), Magnetic survey off the West coast of North America, 40°N latitude to 52°N latitude, *Geological Society of America Bulletin,* vol 72, B8, pp 1267-1270.

Raitt, R. M., (1963), The crustal rocks, In *The Sea*, Hill, M. N. (Ed.), vol 3, Wiley Interscience, New York, pp 85-102.

Readman, P. W., O'Reilly, W., (1972), Magnetic properties of oxidized (cation deficient) titanomagnétites (Fe, Ti,□) $_3O_4$, *J. Geomagn. Geoelectr,* vol 24, pp 69–90

Redfern, R., (2001), Origins, the evolution of continents, ocean and life, *University of Oklahoma Press*, pp 260.

Robbins, M., Wertheim, G. K., Sherwood, R. C., Buchanan, D. N. E, (1971), Magnetic properties and site distribution in the system $FeCr_2O_4$-Fe_3O_4 (Fe^{2+} +$Cr_{2-x}Fe^{3+}{}_xO_4$), *Journal of Physics and Chemistry of solids*, vol 32, Is 3, pp 717-729.

Rochette, P., Fillion, G., Mattei, J. L., Dekkers, M. J., (1990), Magnetic transition at 30-40 K in pyrrhotite : Insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 98, pp 319-328.

Ryall, P. J. C., Ade-Hall, J. M., (1975), Laboratory-induced self reversal of thermoremanent magnetisation in pillow basalts, *Nature*, vol 257, pp 117-118.

Salisbury, S. H., Christensen, N. I., (1978), The Seismic Velocity Structure of a Traverse Through the Bay of Islands Ophiolite Complex, Newfoundland, an Exposure of Oceanic Crust and Upper Mantle, *Journal of Geophysical Research,* vol 83, B2, pp 805-817.

Sandwell, D., Smith, W., (1995), Free-air gravity anomaly derived from satellite altimetry over the World's Ocean (map), Scripps Institution of oceanography, La Jolla, California, USA.

Sandwell, D., Smith, W., (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, Journal of Geophysical Research, vol 102, pp 10039-10050.

Seyfried, W. E., Bischoff, J. L., (1979), Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70°C and 150°C, *Geochimica and Cosmochimica Acta,* vol 43, Is 12, pp 1937-1947.

Schouten, H., McCamy, K., (1972), Filtering marine magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research,* vol 77, Is 35, pp 7089-7099.

Shau, Y. H., Peacor, D. R., Essene, E. J., (1993), Formation of Magnetic Single-Domain Magnetite in Ocean Ridge Basalts with Implications for Sea-Floor Magnetism, *Science*, Vol 261, No 5119, pp 343 – 345.

Shau, Y. H., Torii, M., Horng, C. S., Liang, W. T., (2003), Magnetic properties of mid-ocean-ridge basalts from Ocean Drilling Program Leg 187, In: Petersen, R. B., Christie, D. M., Miller, D. J., *Proceedings of the. ODP Scientific Results,* vol 187, pp 1-25.

Sinton, J. M., Detrick, R. S., (1992), Mid-Ocean Ridge Magma Chambers, *Journal of Geophysical Research,*, vol 97, B1, pp 197-216.

Smith, G. M., Banerjee, S. K., (1985), Magnetic properties of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 83: the origin of remanence and its relation to tectonic and chemical evolution, In: Anderson, R.N., Honnorez, J., Becker, K., et al, *Initials Reports DSDP*, vol 83, *Anderson*, , Washington, DC, pp 347-358.

Smith, G. M., Banerjee, S. K., (1986), Magnetic structure of the upper kilometer of the marine crust at Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Eastern Pacific, *Journal of Geophysical Research,* vol 91, B10, pp 10337-10357.

Stacey, F. D., Banerjee, S. K., (1974), The physical principles of rock magnetism, vol 5, In: *Developments in Solid Earth Geophysics*, (Eds) Elsevier.

Sutton, G. M., Maynard, G. L., Hussong, D. M., (1971), Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys, In *Geophysical Monograph Series.,* Heacock, J. G., (Ed.), AGU, vol 14., pp 193-209.

Swift, B. A., Johnson, H. P., (1984), Magnetic Properties of the Bay of Islands Ophiolite Suite and Implications for the Magnetization of Oceanic Crust, *Journal of Geophysical Research,* vol 89, B5, pp 3291-3308.

Talwani, M., Windisch, C. C., Langseth, M. G., (1971), Reykjanes Ridge Crest: A Detailed Geophysical Study, *Journal of Geophysical Research,* vol 76, B2, pp 473-517.

Tarduno, J. (1990). Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchrons, *Geology*, vol 18, pp 683-686.

Tarduno, J. A., Sliter, W. V., Kroenke, L., Leckie, M., Mayer, H., Mahoney, J. J., Musgrave, R., Storey, M., Winterer, E. L., (1991), Rapid Formation of Ontong Java Plateau by Aptian Mantle Plume Volcanism, *Science,* vol 254, 5030, pp 399 – 403.

Tarduno, J. A., Lowrie, W., Sliter, W. V., Bralower, T. J., Heller, F., (1992), Reversed Polarity Characteristic Magnetizations in the Albian Contessa Section, Umbrian Apennines, Italy: Implications for the Existence of a Mid-Cretaceous Mixed Polarity Interval, *Journal of Geophysical Research*, vol 97, B1, pp 241-271.

Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Smirnov, A. V., (2001), High Geomagnetic Intensity During the Mid-Cretaceous from Thellier Analyses of Single Plagioclase Crystals, *Science*, vol 291, No 5509, pp 1779 – 1783.

Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Smirnov, A. V., (2002), The Cretaceous superchron geodynamo: Observations near the tangent cylinder, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol 99, No 22, pp 14020-14025.

Tartarotti, P., Fontana, E., Crispini, L., (2009), Deformation pattern in a massive ponded lava flow at ODP-IODP Site 1256 (Pacific Ocean) : a core and log approach, In: *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, pp 219-220, Riunione GIGS, gruppo Italiano di Geologia Strutturale, Udine, 2009.

Tauxe, L. (1998), Paleomagnetism, Principles and Pratice. Kluwer Academic Publishers, pp 299.

Tauxe, L., Staudigel, H., (2004) Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol 5, pp 243.

Tauxe, L., (2006), Long term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 156, Is 3-4, pp 223-241.

Tauxe, L., Yamazaki, T., (2007), Paleointensities, Treatise on Geophysics, Geomagnetism, vol 5, pp. 509–563.

Teagle, D. A. H., Alt, J. C., Umino, S., Banerjee, N. R., Wilson, D. S., and the expeditions 309/312 Scientists, (2005), Superfast spreading rate crust 2 and 3, *Proceedings of the Integrated Drilling Program*, vol 309/312, Washington, DC.

Thellier, E., Thellier, O., (1959), Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Annales de Géophysique*, vol 15, pp 285-376.

Toft, P. B., Arkani-Hamed, J., Haggerty, S. E., (1990), The effect of serpentinization on density and magnetic susceptibility: A petrological model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* vol 65, pp 137-157.

Tominaga, M., Teagle, T. A. H., Alt, J. C., Umino, S., (2009), Determination of the volcanostratigraphy of oceanic crust formed at superfast spreading ridge: Electrofacies analyses od ODP/IODP Hole 1256D, Geochemistry Geophysicics Geosystems, vol 10, Q01003,doi:10.1029/2008GC002143.

Thompson, G., (1991), Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions, In *Oceanic basalts*, Floyd, P. A., (Ed.), Blackie and Son, Glasgow, pp 148-173.

Tucholke, B. E., Lin, J., (1994), A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust, *Journal of Geophysical Research,* vol 99, B11, pp 11937-11958.

Tucker, P., O'Reilly, W., (1990), The laboratory simulation of deuteric oxidation of titanomagnétites: Effects on magnetic properties and stability of thermoremanence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 23, pp 112-133.

Valet, J. P., Guyodo, Y., (2001), Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr, *Nature*, vol 399, pp 249-252.

Valet, J. P., Meynadier, L., (1993), Geomagnetic field intensity and reversals during the past four millions years, *Nature*, vol 366, pp 234-238.

Vera, E. E., Buhl, P., Mutter, J. C., Harding, A. J., Orcutt, J. A., Detrick, R. S., (1990), The structure of 0-0.2 My old oceanic crust at 9°N in the East Pacific Rise from expanded spread profiles, J*ournal of Geophysical Research,* vol 95, pp 15529-15556.

Vine, F. J., Matthews, D.H., (1963), Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, Vol 199, pp 947-949.

Wang , D., Van der Voo, R., (2004), The hysteresis properties of multidomain magnetite and titanomagnetite/titanomaghemite in mid-ocean ridge basalts, Earth and Planetary Science Letters, vol 220, pp 175-184.

Wegener, A., (1912), Die Entstehung der Kontinente, Petermanns Mitteilungen, 309 pp.

Wilkens, R. H., Fryer, G. J., Karsten, J., Evolution of Porosity and Seismic Structure of Upper Oceanic Crust: Importance of Aspect Ratios, J*ournal of Geophysical Research,* vol 96, B11, pp 17981-17995.

Wilson, D. S., (1996), Fastest known spreading on the Cocos-Pacific plate boundary, *Geophysical Research Letters*, vol 23, pp 3003-3006.

Wilson, D. S., et al. (2006), Drilling to gabbro in intact ocean crust, *Science*, vol 312,(5776), pp 1016-1020.

Xu, W. X., Peacor, D. R., Dollase, W. A., Van Der Voo, R., Beaubouef, R., (1997), Transformation of titanomagnetite to titanomaghemite: A slow, two-step, oxidation-ordering process in MORB, *American Mineralogist*, vol 82, No 11-12, pp 1101-1110.

Zhou, W. M., Peacor, D. R., Van Der Voo, R., Mansfield, J. F., (1999), Determination of lattice parameter, oxidation state, and composition of individual titanomagnétites-titanomaghemite

grains by transmission electron microscopy, *Journal of Geophysical Research,* vol 104, B8, pp 17689-17702.

Zhou, W. M., Van der Voo, R., Peacor, D. R., Zhang, Y., (2000), Variable Ti-content and grain size of titanomagnétite as a function of cooling rate in very young MORB, *Earth and Planetary Science Letters*, vol 179, pp 9-20.

Zhou, W. M., Van Der Voo, R., Peacor, D. R., Wang, D. M., Zhang, Y. X., (2001), Low-temperature oxidation in MORB of titanomagnetite to titanomaghemite: A gradual process with implications for marine magnetic anomaly amplitudes, J*ournal of Geophysical Research*, vol 106, B4, pp 6409-6421.

Zhu,R., Hoffman, K. A., Nomade, S., Renne, P. R., Shi, R., Pan, Y., Shi, G., (2004), Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r ?) chron, Earth and Planetary Science Letters, vol 217, pp 285-295.