

Prix de Géophysique du CNFGG

Année 2001

Morgane Ravilly

"Etude de l'anomalie magnétique axiale
le long de la ride médio-Atlantique (20-45°N):
implications sur les processus de l'accrétion et
les variations temporelles du champ géomagnétique"

Thèse de Doctorat spécialité "Géosciences Marines"
Université de Bretagne Occidentale - Brest

Soutenue le 2 décembre 1999 devant le Jury composé de
J. Francheteau, P. Huchon, J.P. Pozzi, J.P.Valet, J. Dyment & P. Gente

 sommaire

sommaire

1°. Position du problème

2°. Méthode d'approche

3°. Etude le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique - Analyse des variations d'amplitude de l'anomalie magnétique axiale

3-1°. Variations de grande longueur d'onde (i.e. > 100 km)

3-2°. Variations à l'échelle du segment élémentaire d'accrétion (i.e. < 100 km)

4°. Etude au travers de l'axe de la dorsale médio-Atlantique - Analyse des variations de forme de l'anomalie magnétique axiale

5°. Conclusions et perspectives

présentation **sommaire** partie 1 partie 2 partie 3 partie 4 conclusions

1 - Position du problème

Les anomalies magnétiques océaniques sont généralement utilisées à des fins de datation. A ce titre, les structures océaniques aimantées sont assimilées à un niveau basaltique d'épaisseur constante portant une aimantation d'intensité constante et dont la polarité, alternativement normale et inverse, reflète les inversions du champ géomagnétique (Figure 1).

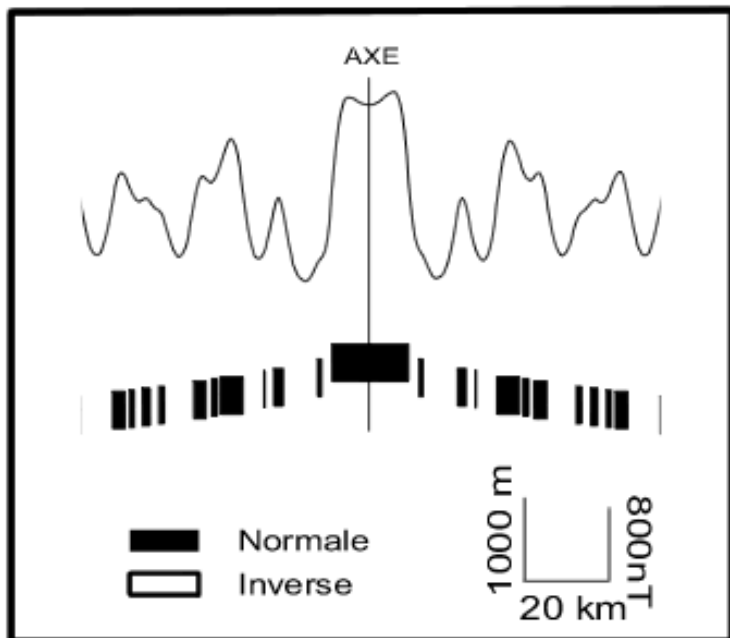


Figure 1. Modèle standard de blocs parallélépipédiques (bas) utilisé pour générer des profils d'anomalies magnétiques synthétiques (haut) qui permettront d'identifier les profils d'anomalies observés, et de dater in fine les domaines océaniques profonds.

Une source aimantée constituée par un niveau basaltique d'épaisseur constante ?

Confiner la croûte aimantée aux seuls basaltes extrusifs est acceptable dans de nombreux cas, notamment aux dorsales rapides dont la structure est proche la bi-dimensionnalité. La question de la source des anomalies magnétiques se pose plus au niveau d'une dorsale lente telle que la ride médio-Atlantique, caractérisée par un tissu crustal discontinu au sein duquel peuvent affleurer des péridotites serpentinisées (Figure 2) (e.g. Gente et al., 1995; Cannat, 1996; Lagabrielle et al., 1998).

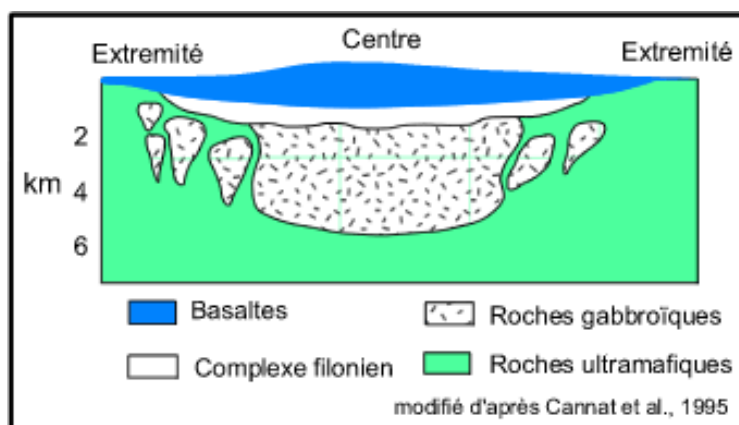


Figure 2. Représentation schématique de la structure crustale le long d'un segment (i.e. petite unité élémentaire d'accrétion de 50 km de long environ) de dorsale lente. Au centre du segment, la structure crustale est "normale" avec le niveau basaltique, le complexe filonien et les roches gabbroïques reposant sur des roches du manteau. En extrémités de segment, le tissu crustal présente un niveau basaltique peu épais et des poches gabbroïques de petites dimensions (modifié d'après Cannat et al., 1995).

Une aimantation d'intensité constante ?

L'intensité d'aimantation de la croûte océanique dépend, entre autres, de la concentration en minéraux magnétiques susceptibles de porter une rémanence et de leur degré d'altération. Ces minéraux seront donc sensibles à la composition des extrusifs émis à l'axe de la dorsale mais également à l'évolution subséquente de la croûte océanique, en relation notamment avec l'altération basse-température. Un autre paramètre susceptible de moduler l'intensité de l'aimantation au moment de son acquisition est l'intensité du champ géomagnétique. Or, les travaux effectués sur roches volcaniques aériennes (e.g. Tanaka et Kono, 1994; Tanaka et al., 1995) ou sur séquences sédimentaires (Figure 3) (e.g. Valet et Meynadier, 1993; Guyodo et Valet, 1999) mettent en évidence des fluctuations rapides de l'intensité du champ géomagnétique et/ou l'existence de courts épisodes de polarité opposée.

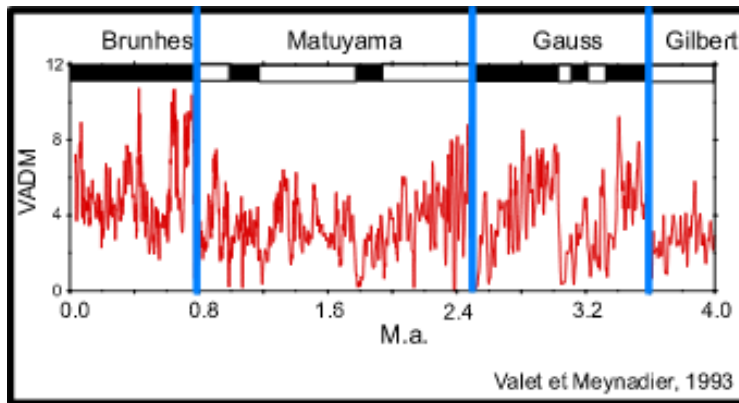


Figure 3. Variations relatives d'intensité du champ géomagnétique dérivées des enregistrements sédimentaires pour les 4 derniers millions d'années (d'après Valet et Meynadier, 1993)

La confrontation du modèle standard de croûte aimantée aux connaissances actuelles sur la structure crustale à l'axe d'une dorsale lente et aux travaux menés dans le domaine du géomagnétisme pose donc le problème de l'origine des anomalies magnétiques en contexte d'accrétion lente; la nature de la source et la variation de ses propriétés en relation avec les processus de formation et d'évolution de la croûte océanique et les variations temporelles du champ géomagnétique.

présentation sommaire partie 1 partie 2 partie 3 partie 4 conclusions

2 - Méthode d'approche

Pour appréhender la nature et les propriétés de la source aimantée en contexte d'accrétion lente, Jérôme Dyment, Pascal Gente et moi-même avons réalisé une étude le long de l'axe de la ride médio-Atlantique entre 20 et 45°N en s'attachant à la plus jeune des anomalies magnétiques océaniques, l'anomalie magnétique axiale (i.e. chron 1, période de Brunhes, 800 derniers milliers d'années).

L'étude s'est appuyée sur:

- une analyse des caractéristiques (i.e. amplitude et forme) du signal magnétique de surface (Figure 4).

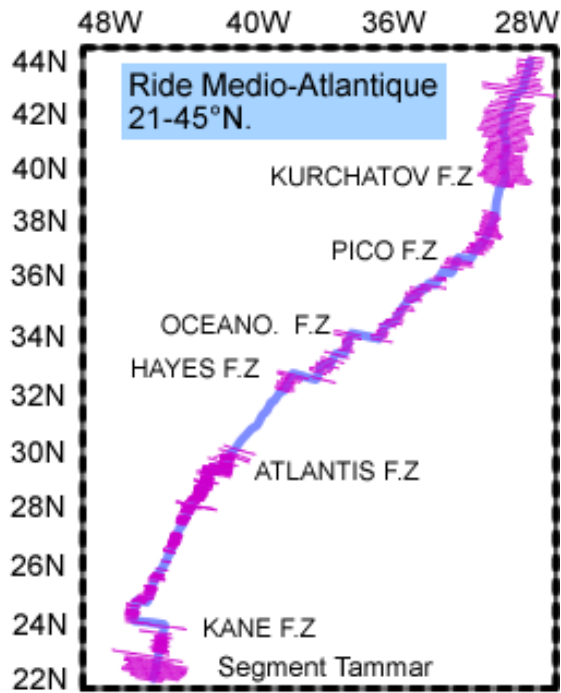


Figure 4. Localisation des profils magnétiques de surface sélectionnés le long de la dorsale médio-Atlantique entre 20 et 45°N (l'axe de la dorsale est symbolisé par un trait bleu).

- des données recueillies à l'aide du submersible grandes profondeurs [Nautille](#) sur un segment situé aux environs de 21°N, le segment Tammar (Gente et al., 1997). Les plongées réalisées sur ce segment se répartissent le long de trois traversées de l'axe, deux au centre du segment, une à son extrémité méridionale, et ont permis de récolter des données magnétiques de fond et des échantillons de roches océaniques (Figure 5), qui viennent compléter un levé magnétique de surface serré (voir Figure 4).

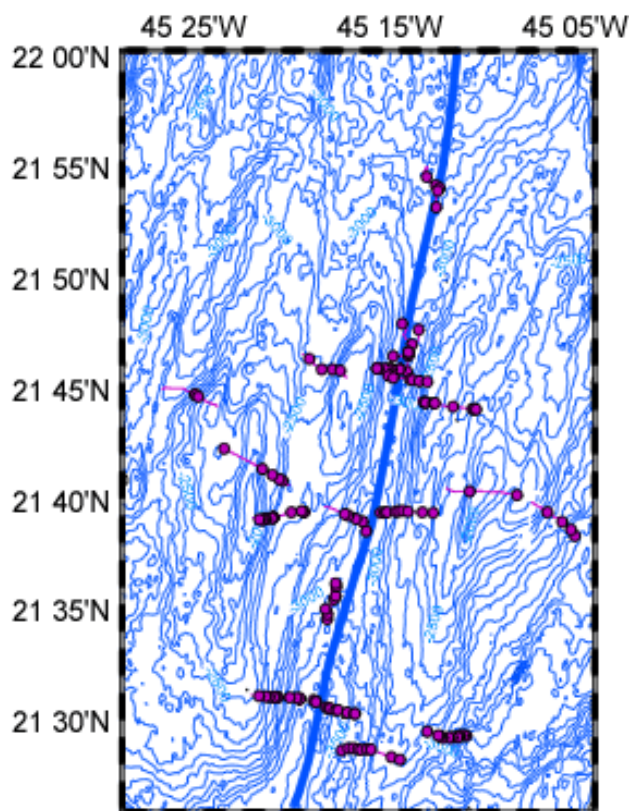


Figure 5. Segment situé aux environs de 21°N ayant fait l'objet d'une campagne submersible Nautilus. Les trajets des plongées réalisées sur ce segment sont indiqués en rouge, et la localisation des prélèvements indiqués par les ronds rouges.

présentation sommaire partie 1 partie 2 partie 3 partie 4 conclusions

3 - Etude le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique

analyse des variations d'amplitude de l'anomalie magnétique axiale

De manière à quantifier les variations du signal magnétique le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique, l'amplitude de l'anomalie magnétique axiale a été mesurée sur les profils magnétiques de surface préalablement corrigés de plusieurs effets liés par exemple à la topographie, à la latitude,... Les variations d'amplitude obtenues ont été analysées à deux échelles, à grande longueur d'onde (i.e. > 100 km) et à l'échelle plus locale de la segmentation (i.e. < 100 km), en s'aidant de différents observables (i.e. bathymétrie, gravimétrie, anomalie du géoïde, anomalie de vitesse des ondes S, géochimie).

3-1°. Variations de grande longueur d'onde (i.e. > 100 km)

Le passage d'une moyenne glissante de 100 km au travers des valeurs d'amplitude d'anomalie magnétique axiale mesurées (Figure 6) révèle la présence de deux hauts magnétiques, l'un situé de part et d'autre du point chaud des Açores entre 37 et 42°30'N, l'autre au sud de la zone de fracture Atlantis entre 27 et 30°N.

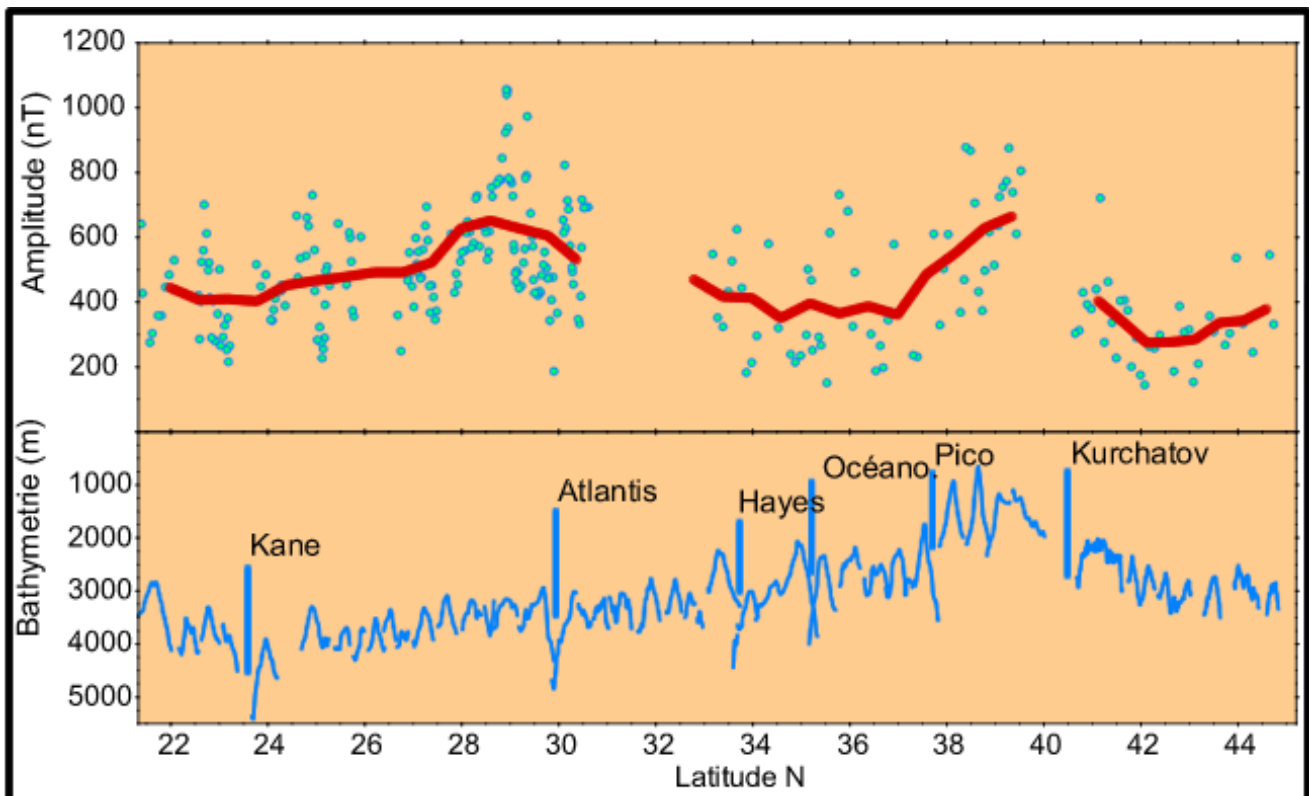


Figure 6. Amplitudes de l'anomalie magnétique axiale et moyenne glissante de 100 km (haut), profil bathymétrique axial (bas) obtenus le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique entre 20 et 45°N.

Ces deux domaines magnétiques se marquent par différents observables géophysiques (anomalie positive du géoïde, anomalie négative de vitesse des ondes S), bathymétriques et géochimiques qui suggèrent que la fusion se déroule à des profondeurs deux à trois supérieures à la "normale" et que le taux de fusion partielle est important. Les fortes amplitudes observées sont par conséquent interprétées comme reflétant la présence d'un niveau aimanté plus épais et/ou enrichi en fer et titane en relation avec la présence de points chauds, qu'ils soient situés sous l'axe de la dorsale (cas du point chaud des Açores) ou à plus de 200 km de l'axe (cas du point chaud de la nouvelle-Angleterre).

3-2°. Variations à l'échelle du segment élémentaire d'accrétion (i.e. < 100 km)

A l'échelle du segment élémentaire d'accrétion, on observe des variations systématiques d'amplitude avec des amplitudes plus fortes en extrémités qu'au centre des segments (Figure 7).

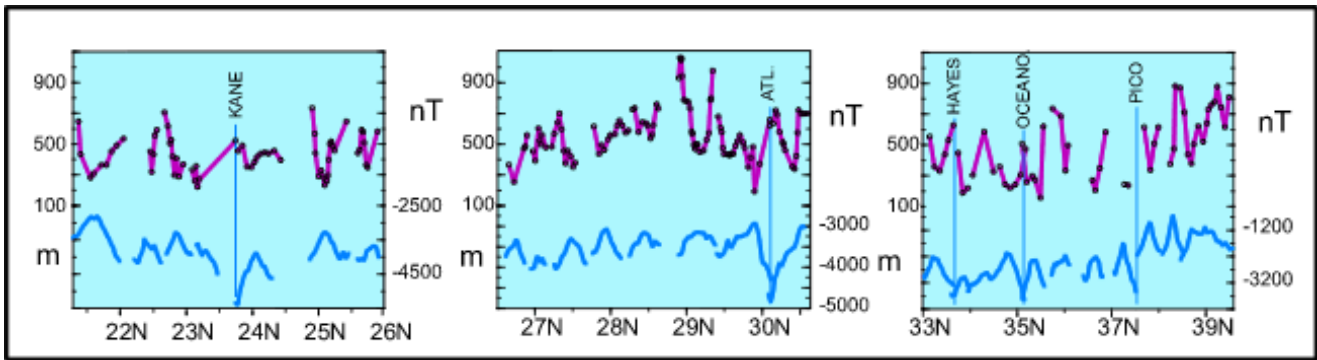


Figure 7. Variations d'amplitude de l'anomalie magnétique axiale à l'échelle du segment élémentaire d'accrétion entre 20 et 40°N.

Pour expliquer les fortes amplitudes qui caractérisent les extrémités de segment, on propose un modèle conceptuel (Figure 8) qui considère deux processus:

1. la présence de basaltes différenciés en extrémités de segment, une augmentation de la teneur en fer et titane des basaltes se traduisant par une augmentation de la concentration en minéraux magnétiques et donc par de fortes intensités d'aimantation et de fortes amplitudes du signal magnétique.
2. la présence de péridotites serpentinisées en extrémités de segment, l'hydratation des péridotites du manteau donnant de la serpentine et de la magnétite.

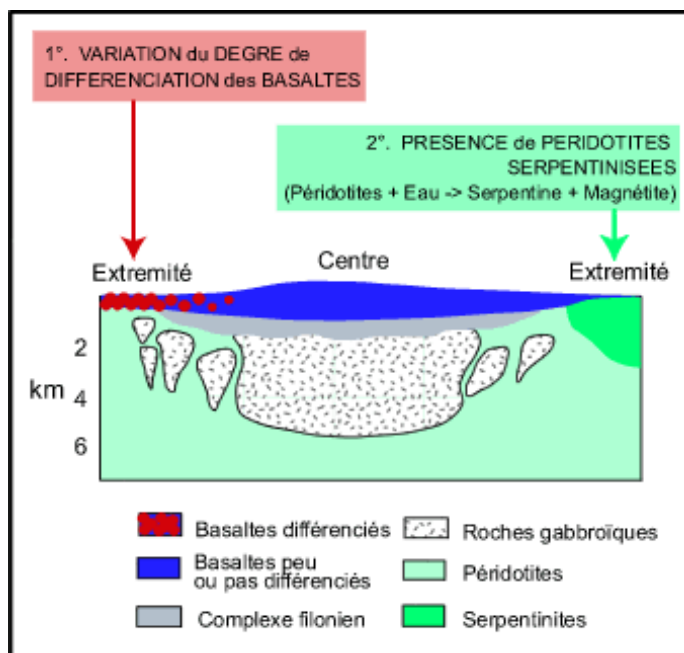


Figure 8. Modèle de croûte aimantée permettant de rendre compte des fortes amplitudes de l'anomalie magnétique axiale observées en extrémités de segment.

Sur le segment situé à 21°N, les mesures réalisées sur les échantillons collectés par submersible apportent des contraintes sur les propriétés chimiques et magnétiques de la structure aimantée (Figure 9) qui permettent de tester les hypothèses proposées. Le long du segment, l'homogénéité de la composition géochimique des laves (G. Ceuleneer, pers. comm., 1997) et l'uniformité des valeurs d'aimantation rémanente naturelle (ARN) tendent à infirmer l'hypothèse d'une modification graduelle de la concentration en minéraux magnétiques. Par ailleurs, la comparaison entre les aimantations dérivées des enregistrements magnétiques de fond (Honsho, 1999; Honsho et al., 1999) et l'aimantation équivalente calculée à partir des données magnétiques de surface (méthode de Parker et Huestis, 1974) (Figure 9) suggère qu'un niveau superficiel de basaltes est suffisant pour rendre compte du signal de surface au centre de segment et que des péridotites serpentinisées participent à l'aimantation aux extrémités de ce segment.

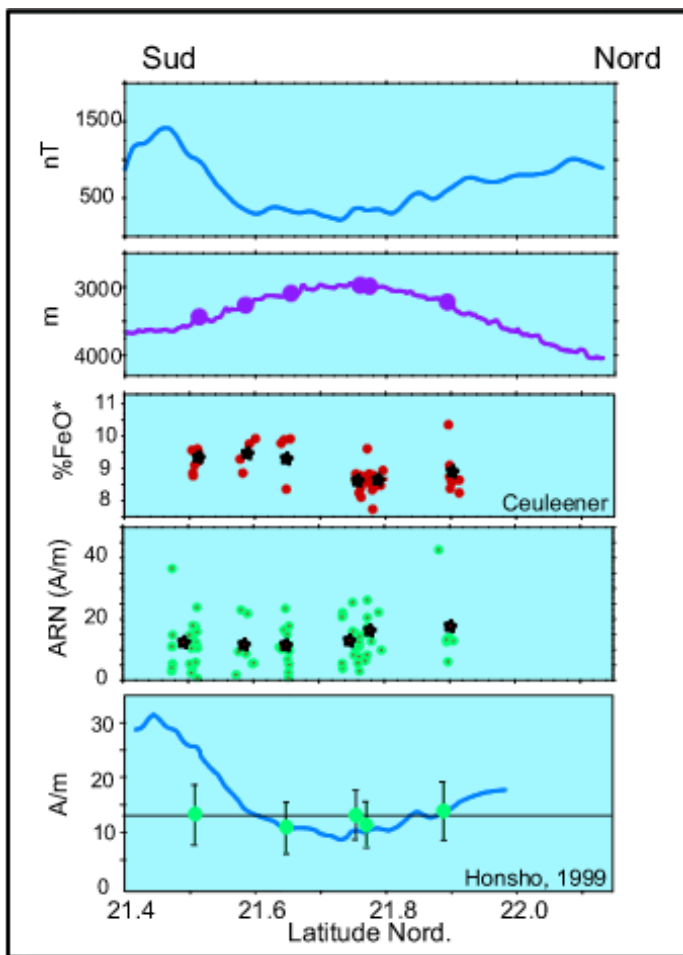


Figure 9. Du haut vers le bas. Aimantation équivalente calculée le long de l'axe à partir de la grille d'anomalies magnétiques de surface. Profil bathymétrique axial (les ronds indiquent les latitudes où les plongées recoupent l'axe de la dorsale, voir Figure 5). Teneurs en fer et intensité d'ARN des basaltes océaniques récoltés dans la vallée axiale (les étoiles correspondent à la moyenne calculée à la latitude de chaque plongée). Aimantation dérivée des enregistrements magnétiques de fond (ronds verts), ARN moyenne obtenue par les mesures sur échantillons (pointillé noir), aimantation dérivée du signal de surface (pointillé bleu).

4 - Etude au travers de l'axe de la dorsale médio-Atlantique

analyse des variations de forme de l'anomalie magnétique axiale

Une autre méthode d'approche utilisée pour appréhender la nature et les propriétés de la source aimantée le long de la ride médio-Atlantique a consisté à analyser la forme de l'anomalie magnétique axiale sur les données de surface. Cette étude de la forme met en évidence l'existence d'ondulations de courte longueur d'onde et de faible amplitude, des "micro-anomalies", qui se superposent à l'anomalie magnétique axiale principalement au centre des segments. En extrémités de segment, ce signal secondaire de courte longueur d'onde n'est pas observé et l'anomalie magnétique axiale arbore le plus souvent une arche unique (Figure 10).

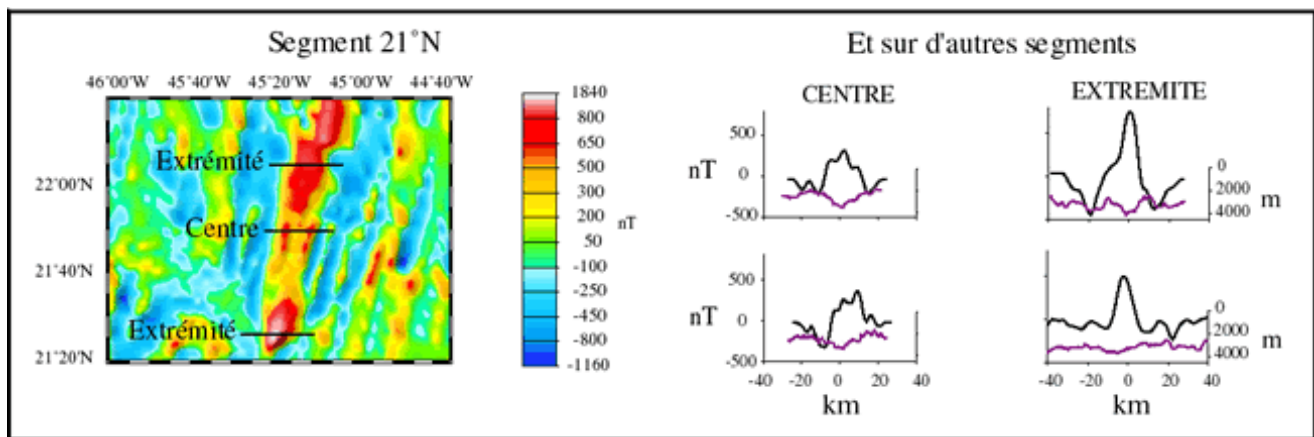


Figure 10. Gauche. Grille d'anomalies magnétiques de surface obtenue sur le segment situé à 21°N permettant d'étudier de manière continue les variations de forme de l'anomalie magnétique axiale. Droite. Profils magnétiques de surface sélectionnés au centre et en extrémités de segments le long de la dorsale médio-Atlantique entre 20 et 45°N.

Au centre des segments, les micro-anomalies observées sont interprétées comme reflétant en premier lieu l'enregistrement des variations d'intensité du champ géomagnétique avec une dégradation possible de cet enregistrement initial par la distribution spatiale et temporelle de l'activité volcanique. En extrémités de segment, l'absence de micro-anomalies suggère que le niveau aimanté ne présente pas de variations latérales d'aimantation de courte longueur d'onde. L'arche unique observée est par conséquent rattachée au processus relativement désorganisé de la serpentinisation et/ou au caractère plus diffus de l'activité volcanique (Figure 11).

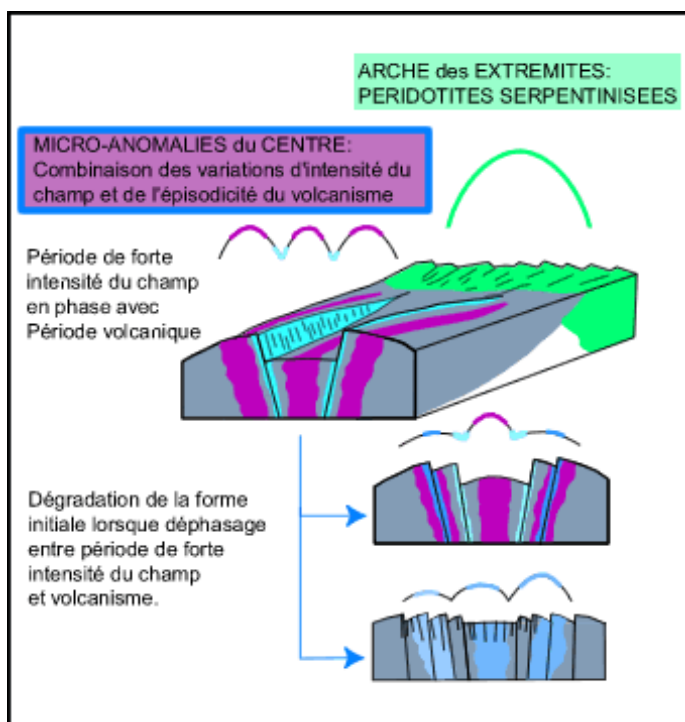


Figure 11. Modèle de croûte aimantée permettant de rendre compte des formes d'anomalie magnétique axiale observées au centre et en extrémités de segment.

Ce modèle, établi à partir d'une analyse de profils magnétiques de surface, met donc en avant que la croûte océanique renferme un signal géomagnétique de courte longueur d'onde, au moins au centre des segments. Pour tester cette hypothèse, nous avons procédé à des déterminations de paléointensité absolue en appliquant la méthode originale de Thellier et Thellier (1959) aux échantillons récoltés le long des deux traversées de l'axe réalisées au centre du segment situé à 21°N (voir Figure 5). Les paléointensités absolues obtenues présentent des variations temporelles cohérentes qui sont comparables aux variations d'ARN observées (Figure 12) et aux variations relatives d'intensité du champ dérivées des séquences sédimentaires (Guyodo et Valet, 1999) en considérant une zone néo-volcanique large de 1 km (Figure 13). Ceci suggère par conséquent que l'intensité d'aimantation de la croûte océanique est principalement modulée par les variations d'intensité du champ géomagnétique, et dans une moindre mesure par l'altération.

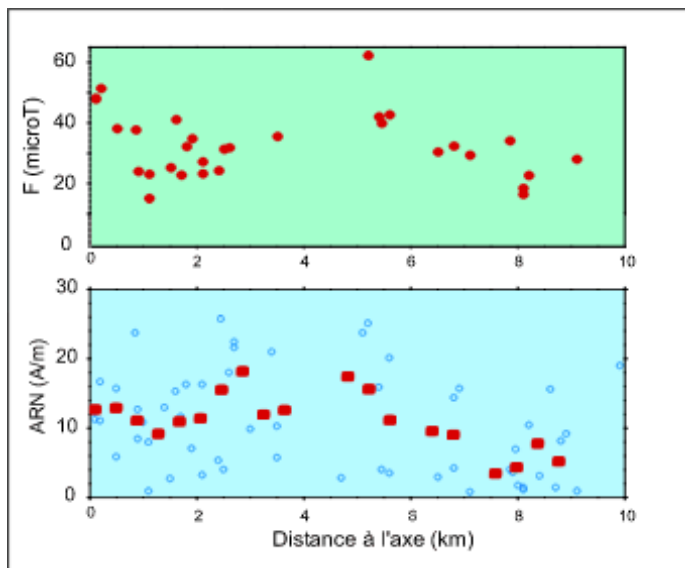


Figure 12. Haut. Paléointensités absolues déterminées en utilisant les échantillons de basaltes récoltés par submersible le long des deux traversées de l'axe réalisées au centre du segment situé à 21°N. Les résultats obtenus sur les deux flancs des deux coupes sont reportés sur le même axe des abscisses avec km 0 correspondant à l'axe (i.e. âge 0) et km 10 à la transition de polarité Brunhes-Matuyama (i.e. 800 ka environ). Bas. Variations d'ARN observées au travers de l'axe.

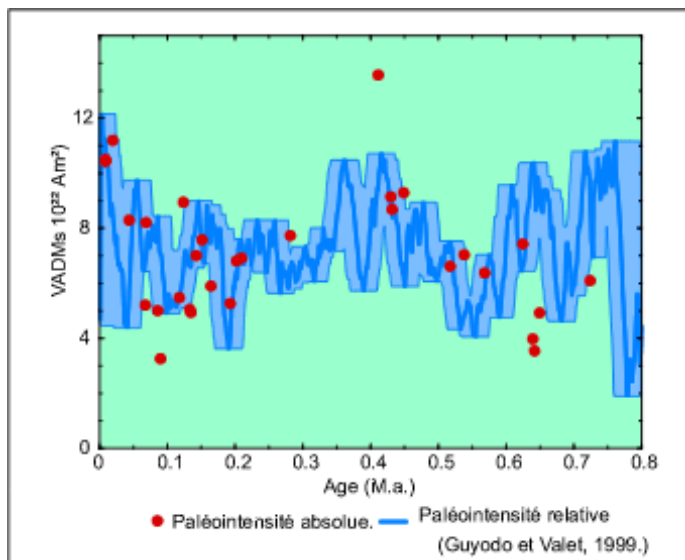


Figure 13. Comparaison entre les paléointensités absolues déterminées à partir de nos roches volcaniques (ronds rouges) et les paléointensités relatives déterminées à partir des enregistrements sédimentaires (i.e. trait gras bleu). Une bonne correspondance est observée entre les deux jeux de données en considérant une zone néo-volcanique large de 1 km (zone bleu clair) simulée en appliquant des moyennes glissantes sur le signal sédimentaire.

5 - Conclusions et perspectives

Au terme de l'étude de l'anomalie magnétique axiale le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique entre 20 et 45° N, nous avons par conséquent pu établir les points suivants:

- le signal magnétique permet d'appréhender la dynamique sub-lithosphérique, les points chauds se traduisant par de fortes amplitudes de l'anomalie magnétique axiale.
- la structure aimantée est différente au centre et en extrémités de segment, les fortes amplitudes associées aux extrémités de segment pouvant s'interpréter comme reflétant la présence de basaltes différenciés ou celle de péridotites serpentinisées. Sur le segment situé à 21°N, les contraintes apportées par les mesures sur échantillons et les données magnétiques de fond tendent à confirmer que des péridotites serpentinisées participent à l'aimantation de la croûte océanique en extrémités de segment.

Au travers de l'axe de la dorsale médio-Atlantique, l'étude de la forme de l'anomalie magnétique axiale réalisée sur les enregistrements de surface aboutit à l'établissement d'un modèle conceptuel permettant de rendre compte des micro-anomalies observées principalement au centre des segments et de l'arche unique qui caractérise les extrémités. Au centre du segment situé à 21°N, la cohérence entre les variations d'ARN, de paléointensités absolues et relatives établissent de manière assez claire que la croûte océanique renferme un enregistrement géomagnétique de courte longueur d'onde. Ces résultats ouvrent par conséquent la perspective d'utiliser le signal micro-anomalie pour établir un géochronomètre de haute résolution temporelle permettant de dater avec finesse les domaines océaniques profonds en utilisant non plus les seules inversions mais les fluctuations rapides de l'intensité du champ géomagnétique.

Publications liées à ces travaux.

- Ravilly M., J. Dymont, P. Gente, & R. Thibaud, 1998. Axial magnetic anomaly amplitude along the Mid-Atlantic ridge between 20 and 40°N. *J. Geophys. Res.*, 103, 24201-24222.
- Ravilly M., H. Horen, M. Perrin, J. Dymont, P. Gente, & H. Guillou, 2001. NRM intensity of altered oceanic basalts across the MAR (21°N, 0-1.5 Myr) : a record of geomagnetic palaeointensity variations? *Geophys. J. Int.*, in press.

Références citées dans le texte.

- Cannat, M., 1996. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? *J. Geophys. Res.*, 101, 2847-2857.
- Gente, P., R.A. Pockalny, C. Durand, C. Deplus, M. Maia, G. Ceuleneer, C. Mevel, M. Cannat, & C. Laverne, 1995. Characteristics and evolution of the Mid-Atlantic Ridge between 20° and 24° N during the last 10 million years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129, 55-71.
- Gente, P., G. Ceuleneer, O. Dauteuil, J. Dymont, C. Honsho, C. Laverne, C. Le Turdu, N. Mitchell, M. Ravilly, & R. Thibaud, 1997. On- and off-axis investigations on a highly magmatic segment of the Mid-Atlantic Ridge (21°40'N): The Tamar cruise. *InterRidge News*, 5, 27-31.
- Guyodo, Y., & J.P. Valet, 1999. Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399, 249-252.

- Honsho, C., 1999. Magnetic structure of the Mid-Atlantic ridge 21°40'N segment: an approach from near-bottom magnetic measurements onboard a submersible. Thèse, Ocean Research Institute, Université de Tokyo, Japon.
- Honsho, C., J. Dymont, P. Gente, & K. Tamaki, 1999. Near-bottom magnetic study in the Mid-Atlantic ridge segment at 21°40'N. Journal of Conference, Abstract volume, Europ. Union of Geosciences, 4, 391.
- Lagabrielle, Y., D. Bideau, M. Cannat, J.A. Karson, & C. Mével, 1998. Ultramafic-mafic plutonic rock suite exposed along the Mid-Atlantic Ridge (10°N-30°N): Symmetrical-asymmetrical distribution and implications for seafloor spreading processes. In AGU, Geophysical Monograph Series, ed. W.R. Buck, J.R. Delaney, J.A. Karson, et Y. Lagabrielle, Washington, D.C.
- Parker, R.L., & S.P. Huestis, 1974. The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography. J. Geophys.Res., 79, 1587-1596.
- Tanaka, H. & M. Kono, 1994. Paleointensity database provides new resource. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 75, 498.
- Tanaka, H., M. Kono, & H. Uchimura, 1995. Some global features of paleointensity in geological time. Geophys. J. Int., 120, 97-102.
- Thellier, E. & O. Thellier, 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. Ann. Geophys., 15, 285-378.
- Valet, J.P. & L. Meynadier, 1993. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. Nature, 366, 234-238.

A horizontal navigation menu consisting of seven items, each preceded by a small colored square. From left to right: a dark blue square followed by the text 'présentation'; a blue square followed by 'sommaire'; a purple square followed by 'partie 1'; a light blue square followed by 'partie 2'; a cyan square followed by 'partie 3'; a dark blue square followed by 'partie 4'; and an orange square followed by 'conclusions'.

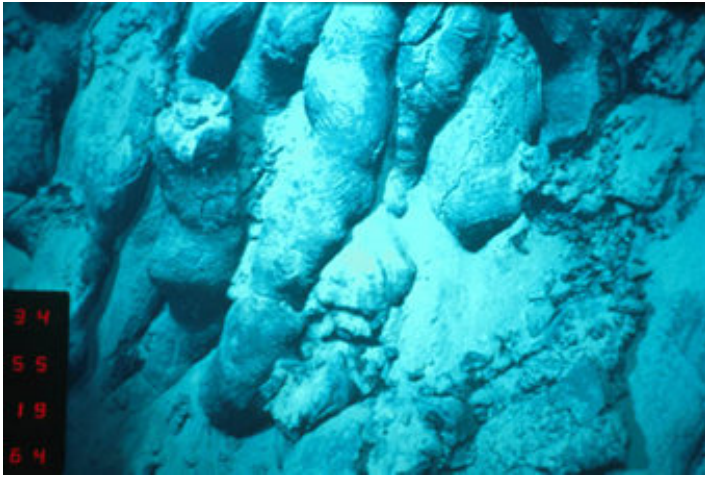
présentation sommaire partie 1 partie 2 partie 3 partie 4 conclusions

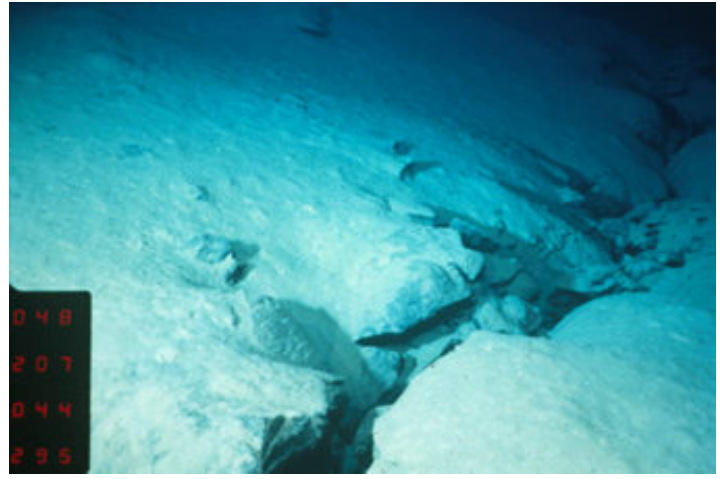
Mise à l'eau du Nautilie



(campagne Tammam sur le N/O Nadir, Gente et al., 1997)

Paysages à 3000 m de profondeur





[retour](#)