

# ANOMALIES MAGNETIQUES ET DATATION DES FONDS OCEANIQUES : QUARANTE ANS APRES VINE ET MATTHEWS

JEROME DYMENT

Laboratoire de Géosciences Marines, CNRS UMR 7097, Institut de Physique du Globe de Paris. (jdy@ipgp.jussieu.fr)

## *Extended English Abstract*

### **MAGNETIC ANOMALIES AND AGE OF THE SEAFLOOR: FORTY YEARS AFTER VINE AND MATTHEWS**

By interpreting the marine magnetic anomalies as resulting from seafloor spreading, Vine and Matthews (1963) gave way to the wide recognition of Plate Tectonics as the new paradigm of Geosciences. For the last 40 years, most of the ocean basins has been dated using these anomalies, allowing the history of these basins and the surrounding continents to be reconstructed up to 160 Ma.

However, various difficulties have not allowed this technique to provide a complete age map of the World's ocean. To be practicable, dating the seafloor using scalar sea-surface magnetic anomalies requires a magnetisation vector non collinear with the orientation of the 2D magnetic lineations; the absence of external field perturbation; the frequent occurrence of magnetic reversals, to offer a sufficient resolution; and a relatively regular tectonic history, to obtain long continuous magnetic anomaly sequences. The methodological problem which wipe out the anomalies in the case of submeridian lineations near the Equator is related to the very nature of the scalar magnetic anomalies and can easily be solved by using vector instead of scalar magnetometers. The geomagnetic problem of external field perturbations at both high latitudes and a narrow band centred on the magnetic Equator may be solved by the use of magnetic gradiometers. The paleomagnetic problem of long periods with a constant polarity, which limits the time resolution of the method and occasionally makes it totally ineffective (between 83 and 118 Ma) may find a solution with the discovery of new geomagnetic markers within these long periods. Finally, the geological problem of magnetic anomaly sequences too short to be unequivocally dated, observed in tectonically complex ocean basins, back-arc basins, basins isolated by a ridge jump... generally finds a solution with the acquisition of high resolution magnetic data using deep towed magnetometers or vector magnetometers deep installed on deep submarine vehicles. Although the ocean basins which are not satisfactorily dated so far only represent 20 to 30% of the whole ocean floor, they often represent key areas to globally understand the tectonic history of our planet.

As already mentioned, a part of the difficulties finds a solution through the application of existing technologies, although such technologies are unfortunately not used as often as they should. Scalar and vector magnetometers are indeed cheap instruments, and even the attitude sensors become more affordable, making possible a variety of complementary instruments such as shipboard vector magnetometers, surface or deep towed vector magnetometers coupled to attitude sensors, deep sea vector magnetometers to be installed on various submarine vehicles, deep towed scalar magnetometers, combination of several scalar or vector magnetometers to measure vertical and horizontal gradients...

Another part of the difficulties can be solved through the acquisition of high resolution magnetic data, using deep towed magnetometers or magnetometers installed on a deep-sea vehicle. As shown by experiments carried out in areas formed at very different spreading rates, the magmatic oceanic crust is indeed a good recorder of the complex geomagnetic field fluctuations. The addition of temporal markers, either geomagnetic excursions or intensity variations, lengthens the investigated sequences and reduces the uncertainty in the identification of these sequences. Moreover, information on the detailed shape of each anomaly allows better identifications. How well these variations appear on deep-sea magnetic anomaly profiles only depends on the spreading rate and the measurement altitude. Such deep-sea magnetic anomaly profiles should therefore allow dating of the seafloor with an unprecedented resolution.

The concept developed 40 years ago by Vine and Matthews (1963) to explain the sea-surface scalar magnetic anomalies is valid in a much wider range of scales. Deep-sea magnetic data from both deep tow and submersible surveys reveal seafloor spreading anomalies at a kilometeric resolution, providing access to a time resolution of 10 to 100 ka. Conversely, long-wavelength (200-2000 km) seafloor spreading magnetic anomalies, such as those associated to the Cretaceous Quiet Zones, are observed as high as 400 km on satellite magnetic anomaly data.

## L'approche conventionnelle

Les anomalies magnétiques sont utilisées depuis quarante ans (Vine & Matthews, 1963) pour dater les fonds océaniques. Le succès de cette méthode repose sur le fait que (1) le champ géomagnétique s'inverse de manière irrégulière au cours des temps géologiques; (2) la croûte océanique se forme assez régulièrement à l'axe des dorsales océaniques; et (3) les roches de cette croûte, et notamment les basaltes extrusifs, acquièrent lors de leur refroidissement une aimantation rémanente de même polarité et de même direction que le champ magnétique ambiant. Sous la combinaison de ces trois facteurs, la croûte océanique se présente sous la forme de bandes d'aimantation alternativement "normale" (c'est à dire formées alors que le champ géomagnétique présentait une configuration similaire à l'actuelle) et "inverse", qui créent les anomalies magnétiques enregistrées à la surface des océans. Quand elle fut proposée par Vine et Matthews en 1963, cette interprétation des anomalies magnétiques océaniques donna aux théories mobilistes la preuve décisive qu'il leur manquait, permettant l'acceptation de la Tectonique des Plaques comme nouveau paradigme des Sciences de la Terre. Quarante années plus tard, l'échelle temporelle des inversions du champ géomagnétique est connue jusque 160 Ma (Figure 1; Cande et Kent, 1995; Channel et al., 1995) et la majeure partie des fonds océaniques est datée (Figure 2; Cande et al., 1989; Royer et al., 1992; Müller et al., 1997).

Identifier une série d'anomalies magnétiques revient à y reconnaître une séquence de l'échelle des inversions du champ pondérée par différents "filtres" (e.g., Schouten et McCamy, 1972), c'est à dire convoluée par la réponse d'une source aimantée ponctuelle dans les conditions de l'expérience. Le "filtre Terre", lié à la géométrie des sources aimantées et du dispositif d'acquisition, tend à lisser le signal géomagnétique en renforçant les grandes longueurs d'onde au détriment des plus courtes; le "filtre

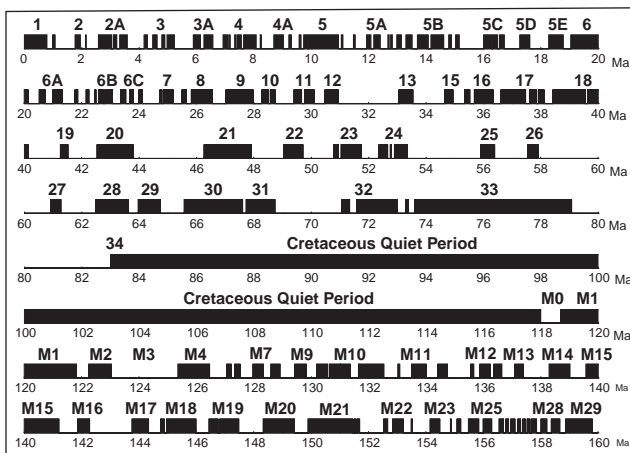


Fig. 1: Echelle des inversions du champ géomagnétique, d'après Cande et Kent (1995) et Kent et Gradstein (1985). Chaque ligne représente 20 millions d'années, du plus récent vers le plus ancien de haut en bas. Les périodes de polarité normale, identique à la polarité actuelle du champ magnétique terrestre, sont marquées en noir, et les périodes inverses en blanc.

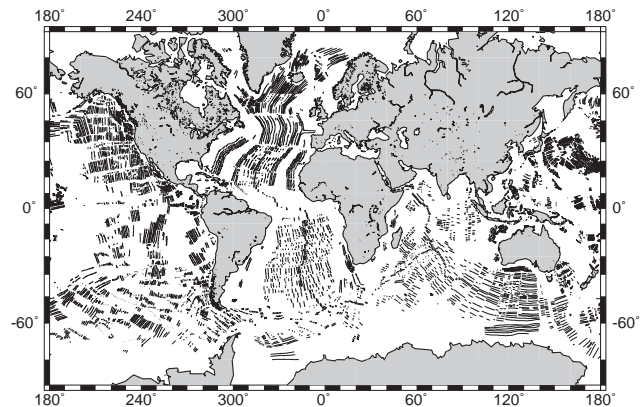


Fig. 2: Carte des linéations magnétiques identifiées dans les bassins océaniques, compilée par Cande et al. (1989). On remarque l'absence de marqueurs au sein des "zones magnétiques calmes du Crétacé", dans les régions polaires, ainsi que dans les parties équatoriales des océans Atlantique et Pacifique

géomagnétique", lié aux vecteurs champ géomagnétique local et aimantation, se traduit essentiellement par un facteur d'amplitude et un déphasage de l'ensemble des anomalies, connu sous le nom de distorsion (*skewness* des auteurs anglo-saxons). Le "bruit" d'origine géologique (irrégularité de la bathymétrie, variations de vitesse de l'accrétion océanique, complexité tectonique locale, ...), celui d'origine géomagnétique (superposition de signaux d'origine externe réguliers, comme la variation solaire calme, ou irréguliers, liés à l'activité solaire), et enfin celui inhérent à toute mesure physique, rend difficile la mise en œuvre de techniques de reconnaissance automatisées, bien que certains auteurs s'y soient essayés avec un succès mitigé (e.g. Mercuriev et al., 1995). Il est possible d'améliorer la lisibilité du signal en tentant de déconvoluer tout ou partie des "filtres" susmentionnés. La réduction au pôle (e.g. Blakely, 1995) permet de s'affranchir du "filtre" géomagnétique, et notamment de l'effet de l'inclinaison effective des vecteurs champ géomagnétique et aimantation, de manière à éliminer la distorsion des anomalies et rendre symétrique et positive à l'aplomb de sa source une anomalie causée par un corps présentant un contraste d'aimantation positif par rapport à son encaissant. On se ramène ainsi aux conditions géomagnétiques prévalant aux pôles. Cette méthode requiert cependant la connaissance de la direction du vecteur aimantation, parfois difficile à estimer. L'inversion des anomalies en aimantation équivalente (Parker et Huestis, 1974) vise à éliminer l'effet du "filtre Terre" en ramenant les anomalies réduites au pôle à une aimantation équivalente, calculée en supposant que la source aimantée est confinée dans un niveau d'épaisseur constante se calquant sur la bathymétrie. Cette hypothèse, parfois difficilement acceptable en termes géologiques, est rendue nécessaire par la non-unicité des sources aimantées susceptibles de générer un champ magnétique donné, une limitation inhérente aux méthodes potentielles. Un autre problème de cette méthode est la nécessité de filtrer le signal en fréquence pour assurer la

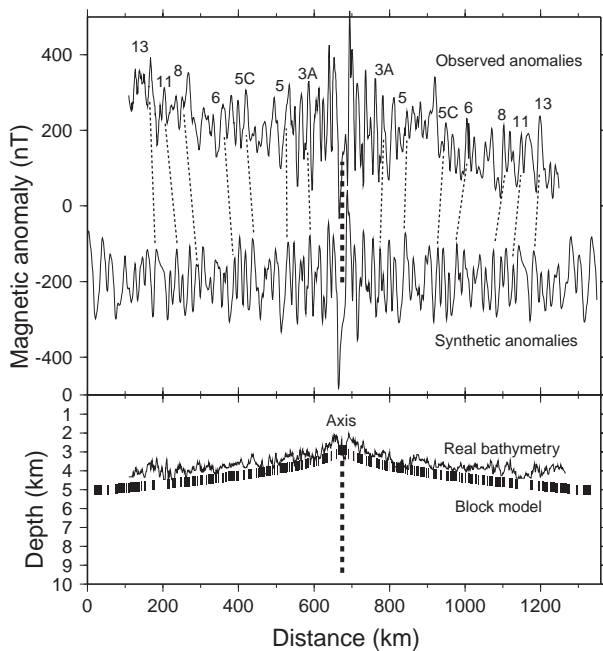


Fig. 3: Exemple d'identification d'une longue séquence d'anomalies magnétiques par comparaison des anomalies observées (haut) et d'un modèle d'anomalies synthétiques calculé dans les conditions de l'expérience connues ou estimées (bas). Le profil choisi a été navigué de manière à suivre au mieux les variations de direction d'expansion, dans une région affectée de nombreuses zones de fracture (Patriat, communication personnelle; Dymont, 1991)

convergence de l'algorithme. Le choix des paramètres de ce filtre est crucial pour l'obtention d'un résultat exploitable, et rend longue et fastidieuse l'utilisation de cette méthode pour la simple reconnaissance de formes requise par l'identification des anomalies magnétiques. A ces techniques inverses est généralement préférée une méthode de modélisation directe, dans laquelle on compare les anomalies observées à des modèles d'anomalies magnétiques synthétiques calculés dans les conditions de l'expérience connues (direction du vecteur champ géomagnétique, profondeur moyenne du fond ou éventuellement profil bathymétrique) ou estimées (direction du vecteur aimantation, épaisseur du niveau aimanté, intensité de l'aimantation) et en faisant varier le taux d'expansion et la séquence de l'échelle des inversions géomagnétiques considérés (Figure 3). De cette manière, il est possible d'identifier de manière plus ou moins certaine les anomalies magnétiques observées, de repérer géographiquement la position des transitions de polarité et de les dater au moyen d'une échelle temporelle des inversions (e.g., LaBrecque et al., 1977; Lowrie et Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Kent et Gradstein, 1985; Cande et Kent, 1992a et 1995; Channel et al., 1995). L'application de cette méthode sur l'ensemble des profils magnétiques disponibles dans une même région permet, en associant les points de même âge, de définir des isochrones de l'expansion océanique qui permettront ultérieurement des reconstructions paléogéographiques. Ces reconstructions,

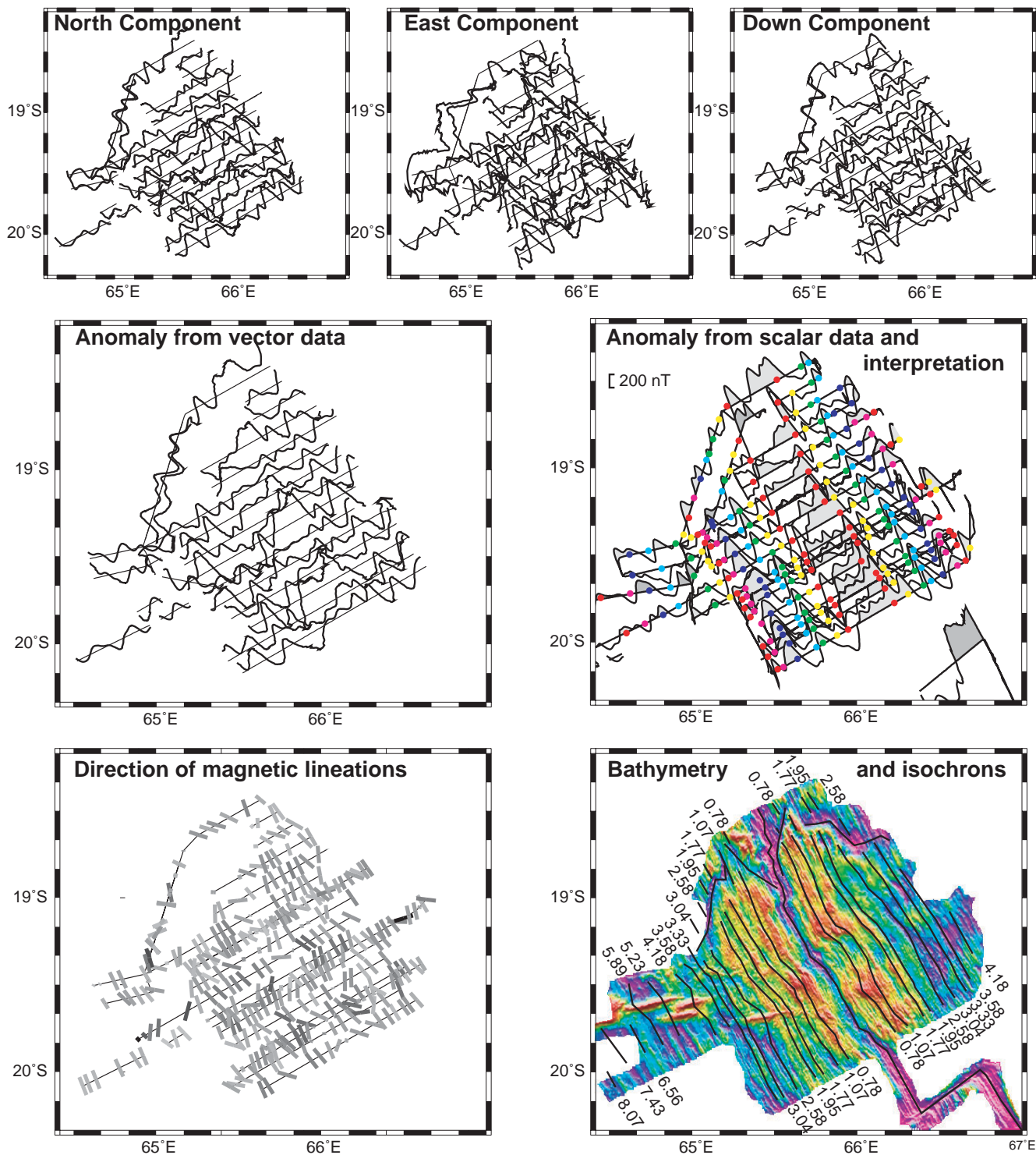
qui consistent à trouver les paramètres (pôle et angle) de la rotation permettant de ramener chaque isochrone sur l'isochrone du même âge dans le bassin conjugué, permettent de valider la géométrie des isochrones en confirmant la cohérence entre bassins conjugués.

Certaines régions océaniques n'ont cependant pas pu être datées de manière satisfaisante pour diverses raisons d'ordre méthodologique, géomagnétique, paléomagnétique ou géologique. Ces raisons sont examinées et des solutions sont proposées dans les parties suivantes.

### Un problème méthodologique: les linéations subméridiennes en zone équatoriale

Une structure aimantée bi-dimensionnelle d'orientation subméridienne ne génère pas d'anomalie magnétique dans les régions voisines de l'Equateur magnétique. Cette difficulté bien connue est avérée dans la partie équatoriale des océans Pacifique et Atlantique (Figure 2), même si des contrastes d'aimantation significatifs sont mis en évidence de manière indirecte –comme par exemple au niveau des zones transformantes où la géométrie bi-dimensionnelle n'existe plus (e.g., Sichter & Hékinian, 2002). Cette limitation méthodologique tient à la nature de l'anomalie magnétique mesurée. L'anomalie magnétique scalaire représente la différence de l'intensité du vecteur champ magnétique total mesuré (i.e. vecteur champ magnétique principal plus vecteur anomalie) et l'intensité du vecteur champ principal, calculé à l'aide des modèles IGRF (e.g. Mandea et al., 2001). Comme le vecteur anomalie est petit devant le vecteur champ principal, cela revient à calculer la projection du vecteur anomalie selon la direction du champ principal. La difficulté remarquée pour les linéations subméridiennes proches de l'Equateur magnétique existe en fait dans tous les cas pour lesquels le vecteur anomalie est perpendiculaire au vecteur champ principal. Une solution consiste à ne plus se limiter à la mesure d'anomalies scalaires mais à s'intéresser à celle d'anomalies vectorielles. Il s'agit alors d'effectuer des enregistrements des trois composantes du champ total, auxquelles on retranche les trois composantes du champ principal, calculées de nouveau à l'aide des modèles IGRF, pour disposer *in fine* des trois composantes du vecteur anomalie magnétique.

D'un point de vue pratique, les mesures magnétiques marines sont généralement réalisées à l'aide d'un magnétomètre tracté derrière le navire, ceci pour s'affranchir des effets magnétiques du navire. Un tel capteur ne peut être aisément orienté, ce qui a justifié la restriction à des mesures d'intensité. Le "magnétomètre à proton" classique, développé durant la seconde guerre mondiale, et actuellement le magnétomètre à effet Overhauser, plus précis et consommant moins d'énergie, s'acquittent parfaitement de cette tâche. L'utilisation de magnétomètres vectoriels de bord a été développée par les géophysiciens japonais à partir des années 1980 (Isezaki, 1986a; Seama et al., 1993; Korenaga, 1995). Il s'agit simplement de trois magnétomètres à vanne de flux montés orthogonalement les uns par rapport aux autres et fixés sur la mâture du navire. Cette technique rencontre deux difficultés, à savoir la correction des effets magnétiques du





champ mesuré d'un repère lié au navire à un repère géographique. Les paramètres d'aimantation rémanente et induite du navire sont estimés grâce à la réalisation de plusieurs "figures huit" au cours de la campagne océanographique. Ces "figures huit" fournissent la réponse magnétique du navire selon toutes les orientations possibles en cap et plusieurs valeurs de gîte du navire en des lieux où l'anomalie d'origine crustale peut être considérée comme constante. Effectuées sous différentes inclinaisons du champ géomagnétique, elles permettent d'estimer par méthode des moindres carrés le vecteur anomalie magnétique généré par l'aimantation rémanente du navire et un tenseur dont le produit avec le vecteur champ géomagnétique principal donnera le vecteur anomalie magnétique généré par l'aimantation induite du navire. Pour que les trois composantes du champ mesurées dans le référentiel local du navire puissent être transcrites dans le repère géographique, il est nécessaire de disposer d'une centrale d'attitude fonctionnant à la cadence d'une dizaine de Hertz. Ce type de centrale, nécessaire à l'utilisation des sondeurs multifaisceaux et des gravimètres, est désormais disponible sur de nombreux navires océanographiques.

Des données magnétiques ont été acquises à plusieurs reprises par les navires océanographiques français à l'aide de magnétomètres vectoriels de bord japonais, dans le cadre de collaborations bilatérales. Les données présentées en figure 4 présentent une comparaison des anomalies scalaires mesurées par le magnétomètre à proton et recalculées à partir des trois composantes du magnétomètre vectoriel le long des routes de la campagne NOFI. Elles montrent qu'il est possible d'identifier des anomalies magnétiques océaniques à partir des données du magnétomètre vectoriel de bord. Cependant, les magnétomètres à vanne de flux sont souvent affectés d'une dérive et ne permettent pas l'obtention de mesures absolues du champ magnétique. Par ailleurs, les corrections appliquées restent très imparfaites, et l'effet des courants de Foucault sur les surfaces métalliques du navire n'est notamment pas pris en compte. Le magnétomètre vectoriel de bord n'offre donc pas la fiabilité et la précision des magnétomètres scalaires tractés, qui restent donc essentiels aux travaux de magnétométrie marine. Il est à noter qu'un magnétomètre vectoriel tracté en surface a été récemment développé et mis en œuvre (Gee & Cande, 2002). Cet instrument permet de s'affranchir des corrections de l'effet magnétique du navire mais requiert l'installation d'une centrale d'attitude, relativement coûteuse et fragile, sur la plate forme tractée. Il est encore trop tôt pour évaluer l'avantage d'un tel magnétomètre vectoriel tracté sur la combinaison d'un magnétomètre vectoriel de bord et d'un magnétomètre scalaire tracté.

Quelques soient leurs limitations, les magnétomètres vectoriels permettent désormais de cartographier les anomalies magnétiques –et donc de dater les fonds océaniques– dans des régions jusqu'alors inaccessibles à cette technique. Leur intérêt ne se limite pas à cet aspect, puisqu'ils permettent aussi de déterminer si une anomalie est causée par une source bi- ou tridimensionnelle, en comparant les composantes horizontales et verticales du

vecteur anomalie, déphasées de 90° dans le cas d'une source bi-dimensionnelle. Dans ce dernier cas, il est alors possible d'estimer la direction d'allongement de la source à l'aide des deux composantes horizontales (Figure 4).

### **Un problème géomagnétique:**

#### **les effets du champ externe**

Les rares données magnétiques marines disponibles dans les régions polaires, difficiles d'accès pour les navires océanographiques, sont rendues peu fiables par les signaux magnétiques d'origine externe qui s'y expriment de manière plus intense et plus fréquente qu'en tout autre point du Globe. Ces perturbations d'origine externe affectent également une bande de quelques degrés de latitude centrée sur l'Equateur magnétique (l'électrojet équatorial). L'amplitude et la longueur d'onde (aux vitesses des navires) de ces signaux sont proches de celles des anomalies magnétiques océaniques. L'effet des «orages magnétiques» est ainsi particulièrement difficile à corriger à distance de tout observatoire magnétique.

Différentes solutions ont été envisagées pour s'affranchir de ces perturbations. La première consiste à utiliser *a posteriori* les séries temporelles d'un observatoire proche ou, de manière plus difficile, d'estimer la variation temporelle géomagnétique d'origine externe par l'analyse des erreurs aux points de croisement (e.g. Sander & Mrazek, 1982) ou par d'autres techniques mathématiques plus complexe (e.g. le krigeage trigonométrique, Séguret et Huchon, 1990). Ces techniques sont cependant rarement satisfaisantes, et il est préférable de mouiller un magnétomètre fixe au centre de la zone d'étude, qui fait ainsi office d'observatoire temporaire durant l'acquisition des données. Une technique plus performante encore bien que requérant un câble électroporteur adapté consiste à dupliquer le magnétomètre scalaire conventionnel: le gradiomètre magnétique ainsi obtenu, constitué de deux magnétomètres placés sur le même câble à des distances différentes du navire, mesurent l'intensité du champ au même point à des instants différents, permettant de séparer le champ d'anomalies, statique, des perturbations externes.

### **Un problème paléomagnétique: les longs intervalles de polarité constante**

Une limitation intrinsèque à la méthode de datation des fonds océaniques par les anomalies magnétiques tient à la longueur de certaines périodes de polarité constante, qui en réduit considérablement la résolution temporelle. Certaines périodes (correspondant par exemple aux anomalies 12r, 20, 20r, 21, 24r, 26r, 30, 31r, 32, 33, 33r... voir figure 1) ne présentent pas d'inversion, et n'offrent donc pas de possibilité de déterminer un âge fiable, sur une durée de quelques millions d'années. La principale difficulté de cet ordre est néanmoins liée à l'intervalle de polarité normale connu sous le nom de "période magnétique calme du Crétacé", qui s'étend sur une durée de 35 millions d'années. Pour toute région située dans une "zone magnétique calme du Crétacé", il est actuellement impossible de proposer une datation meilleure que "comprise entre 83 et 118 Ma", sauf à se risquer à des interpolations souvent hasardeuses.

Malgré quelques tentatives (e.g. Tarduno, 1990), aucune inversion n'a clairement été mise en évidence dans ce long intervalle, durant lequel la géométrie des centres d'accrétion et les taux d'expansion ne sont donc pas bien contraints. Cette période correspond pourtant à des événements majeurs dans l'océan mondial, avec notamment une réorganisation importante des centres d'accrétion de l'océan Indien, qui voit l'individualisation de cinq frontières d'accrétion, mais aussi l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial et la jonction des dorsales centrale et sud atlantique, ainsi que l'ouverture initiale du Pacifique sud-ouest et de la mer de Tasman.

Les profils magnétiques acquis sur les bassins créés pendant la période magnétique calme du Crétacé présentent le plus souvent des anomalies de faible amplitude (< 100 nT), dont l'origine n'est pas clairement élucidée. La profondeur des bassins est élevée (4 à 5 km), profondeur à laquelle s'ajoute une épaisseur importante de sédiments en raison de l'âge des bassins et souvent de leur proximité des marges continentales. Certains profils révèlent parfois des anomalies magnétiques de plusieurs centaines de nanoteslas d'amplitude, mais qui paraissent souvent coïncider avec des accidents topographiques locaux, parfois apparents dans la bathymétrie ou le plus souvent enfouis sous les sédiments. La corrélation entre profils provenant d'un même bassin, de bassins conjugués, ou de différents océans est rendue difficile par le peu de données sismiques à l'aplomb des profils magnétiques dans des bassins présentant une épaisse couverture sédimentaire.

L'identification de marqueurs géomagnétiques durant la période magnétique calme du Crétacé, qui fournirait donc la clé à de nombreux problèmes géodynamiques, reste donc un problème ouvert.

### Un problème géologique: les enregistrements courts

Dans certaines régions, les séquences d'anomalies magnétiques sont difficilement déchiffrables du fait d'une tectonique complexe, plus ou moins bien comprise. Tel est, par exemple, le cas de la majeure partie des bassins conjugués d'Arabie et de Somalie orientale, qui –malgré l'existence de nombreuses données magnétiques– n'ont été que très récemment datés de manière satisfaisante (Chaubey et al., 1998; Dyment, 1998; Chaubey et al., 2002; Royer et al., 2002). Les séquences d'anomalies enregistrées le long de profils parallèles à la direction de l'accrétion océanique y sont interrompues à nombreuses reprises par des structures obliques, traces de la propagation systématique des segments de la paléo-dorsale de Carlsberg. Ces séquences, trop courtes, sont difficiles à identifier sans ambiguïté, sauf à disposer de marqueurs temporels additionnels (Figure 5). Plus généralement, toute séquence d'anomalies magnétiques courte est difficile à dater, différentes parties de l'échelle des inversions expliquant convenablement ces anomalies. Outre le cas de complexités tectoniques qui interrompent la succession normale des anomalies magnétiques, de telles séquences courtes se rencontrent systématiquement dans certains types de bassins. Ainsi sont dans ce cas de nombreux bassins d'arrière arc anciens, comme la mer du

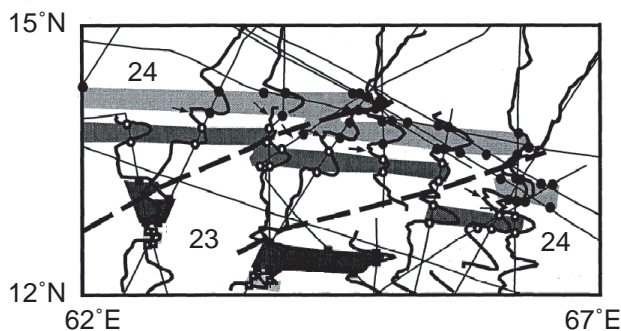


Fig. 5: Exemple illustrant la difficulté d'identifier des séquences d'anomalies magnétiques dans une zone tectoniquement complexe, ici le bassin d'Arabie. Bien que le contexte suggère que les anomalies marquées par plusieurs arches soient très probablement des anomalies 24, celles-ci ne sont identifiées formellement que grâce à l'adjonction d'un critère d'identification supplémentaire, la micro-anomalie positive systématiquement observée dans d'autres régions entre les deux arches principales de l'anomalie 24 (marquée par une flèche). L'aide de cette micro-anomalie permet de reconnaître les séquences d'anomalies continues des arches juxtaposées par les effets de la tectonique, et par conséquent de reconnaître les structures héritées de celle-ci, à savoir les décalages obliques qui correspondent aux pseudo-failles externes de plusieurs propagateurs (d'après Dyment, 1998).

Japon (Isezaki et Uyeda, 1973; Isezaki, 1986b; Isezaki and Shevaldin, 1996) ou certains bassins des archipels indonésien (e.g. Hinsberger et al., 2000, 2001) et philippin (e.g. Hilde & Lee, 1984; Deschamps & Lallemand, 2002). D'autres bassins plus ou moins étroits ont été isolés par un saut de dorsale, comme le bassin de Lakshmi, à l'Est de l'Inde, où des anomalies sont reconnues mais restent à identifier (Bhattacharya et al., 1994), ou le plus vaste bassin de Somalie occidentale, dont l'âge Mésozoïque a longtemps fait l'objet d'une polémique (Ségoufin et Patriat, 1980; Rabinowicz et al., 1983; Cochran, 1988). Enfin, le cas d'éventuelles dorsales fossiles proches de la subduction est assez similaire, la difficulté consistant à identifier sans ambiguïté la séquence d'anomalies séparant la dorsale fossile supposée de la zone de subduction pour y retrouver la séquence conjuguée du flanc complet. Divers exemples de ce cas sont observés dans l'océan Pacifique, comme celui de la dorsale fossile de Magdalena au large de la Basse Californie (Lonsdale, 1991; Michaud et al., 2002; Dyment et al., 2003).

Le problème des séquences d'anomalies trop courtes pour en permettre la reconnaissance univoque ne peut être résolu qu'à l'aide de marqueurs temporels supplémentaires, permettant de lever les ambiguïtés rencontrées. Une analyse fine de nombreux profils magnétiques de surface peut permettre en partie d'accéder à une telle information. En effet, la pratique du magnétisme marin permet de constater que l'interprétation de chaque anomalie est basée non seulement sur la séquence des anomalies voisines mais aussi, souvent, sur la forme de détail de cette anomalie. Ainsi, une certaine expérience, non formalisée, permet depuis longtemps de distinguer certaines anomalies par

l'existence d'anomalies de second ordre ou d'inflexions du signal caractéristiques. A titre d'exemples, l'anomalie 24 présente une anomalie secondaire positive entre les deux anomalies positives principales qui la composent; l'anomalie 22 inverse est caractérisée par un haut secondaire qui n'apparaît pas dans les anomalies inverses voisines, et qui permet donc sa reconnaissance sans ambiguïté (Patriat, 1987). Ces deux caractéristiques ont été exploitées pour réinterpréter avec succès les bassins d'Arabie et de Somalie oriental (Figure 5; Dymont, 1998). Diverses tentatives ont été effectuées pour incorporer de telles informations à l'échelle des inversions du champ géomagnétique sous forme d'inversions supplémentaires, mais les échelles complexes obtenues (e.g. Patriat, communication personnelle, 2002) n'ont souvent qu'une validité limitée à une gamme donnée de taux d'expansion. Le résultat mitigé de ces tentatives souligne le caractère réducteur de l'approche qui ne retient de l'évolution du champ géomagnétique que les seules inversions de polarité, et plaide pour une approche plus large, incluant non seulement le signe mais aussi l'amplitude des variations d'intensité du champ.

### Un signal géomagnétique complexe

Les mesures effectuées depuis plus d'un siècle dans les observatoires magnétiques montrent clairement que le champ géomagnétique varie continuellement, tant en intensité qu'en orientation. A l'échelle géologique, si l'hypothèse d'un champ dipolaire dont les pôles coïncident avec l'axe de rotation de la Terre représente raisonnablement la géométrie de ce champ, au moins pour les 5 derniers millions d'années (Carlut et Courtillot, 1998), il est avéré que l'intensité du champ a considérablement varié à l'intérieur des épisodes de même polarité géomagnétique. Les carottes de sédiments pélagiques, qui offrent un enregistrement continu des variations relatives d'intensité du champ géomagnétique, présentent un signal cohérent sur l'ensemble du Globe, corroboré par les enregistrements volcaniques les mieux datés (e.g. Valet et Meynadier, 1993; Roberts et al., 1997; Guyodo et Valet, 1999).

L'existence de telles variations d'intensité explique certaines des anomalies de second ordre observées sur les enregistrements marins. Elles seraient à l'origine des formes d'anomalie caractéristiques mentionnées ci-dessus, ainsi que de la plupart des micro-anomalies (*tiny wiggles* des auteurs anglo-saxons), anomalies magnétiques de faible amplitude et de courte longueur d'onde superposées aux anomalies principales, qui apparaissent systématiquement dans tous les bassins océaniques de même âge (Blakely & Cox, 1972; Blakely, 1974; Cande & LaBrecque, 1974; Cande & Kent, 1992b). Les anomalies axiales prédites par un modèle d'aimantation épousant les variations d'intensité déduites des enregistrements sédimentaires permettent d'expliquer de façon très satisfaisante la forme des anomalies réelles dans toute la gamme des taux d'expansion observés, avec bien sûr une meilleure résolution de ces variations aux taux les plus élevés (Gee et al., 1996). La figure 6 présente le résultat d'un levé magnétique détaillé

effectué à l'axe de la dorsale centrale indienne à 19°S, exprimé en aimantation équivalente. Outre les anomalies principales, elle montre clairement l'existence de linéations supplémentaires correspondant aux micro-anomalies, bien que le taux d'expansion ne soit que de 45 km/Ma (taux double).

Ces observations suggèrent que la croûte océanique n'est pas seulement un excellent enregistreur des inversions de polarité du champ géomagnétique mais pourrait aussi restituer les variations d'intensité de ce champ.

### La croûte océanique, un bon enregistreur *a priori* des fluctuations magnétiques

Une première contrainte tient à la nature même du support de l'enregistrement magnétique, la croûte océanique. Le modèle simpliste d'une croûte uniforme constituée, de haut en bas, de basaltes extrusifs (laves) et intrusifs (dykes), puis de gabbros surmontant les péridotites du manteau proposé lors de la *Penrose Conference* de 1972, a fait place à une vision plus réaliste mais aussi plus complexe. Si ce modèle représente assez bien la croûte océanique générée aux dorsales rapides, il ne s'applique à celle créée aux dorsales lentes qu'au centre des segments d'accrétion, où la croûte océanique se construit par combinaison de phénomènes magmatiques et tectoniques. A l'inverse, les extrémités de segment sont généralement caractérisées par la présence à l'affleurement de roches profondes, gabbros ou péridotites serpentinisées, qui y soulignent la prédominance des phénomènes tectoniques (Juteau et al., 1990; Cannat, 1993; Cannat et al., 1995; Gente et al., 1995). La réponse magnétique de la croûte créée aux dorsales lentes est par conséquent complexe, notamment aux extrémités de segment (Pockalny et al., 1995; Ravilly et al., 1998). Ainsi, les anomalies axiales observées sur les dorsales lentes ne présentent de micro-anomalies bien exprimées qu'au centre des segments, alors que les extrémités ne montrent aucun détail à l'intérieur d'une large zone de polarité normale (Ravilly, 1999; voir aussi Figure 6).

Dans le cas d'une croûte magmatique "normale", la majeure partie de l'aimantation responsable des anomalies magnétiques marines observées à la surface des océans provient de l'effet des basaltes extrusifs, très aimantés (3 à 10 A/m selon l'âge de la croûte considérée). La contribution des roches plus profondes, non négligeable (Kent et al., 1978; Dunlop et Prévôt, 1982; Banerjee, 1984; Harrison, 1987; Nazarova, 1994; Pariso & Johnson, 1993a, b; Oufi et al., 2002), influe notamment sur la forme des anomalies: la distorsion résiduelle, qui varie inversement avec le taux d'expansion (Roest et al., 1992; Dymont et al., 1994), s'explique en termes de contribution plus ou moins faible de l'aimantation des roches profondes (Dymont & Arkani-Hamed, 1995), et probablement en terme de serpentinitisation plus importante aux dorsales lentes qu'aux dorsales rapides (Dymont et al., 1997). La contribution des aimantations des gabbros et péridotites serpentinisés serait de l'ordre de 40% de celle des basaltes pour un taux de 10 km/Ma (demi-taux), et décroîtrait progressivement jusqu'à devenir négligeable pour les taux supérieurs ou égaux à

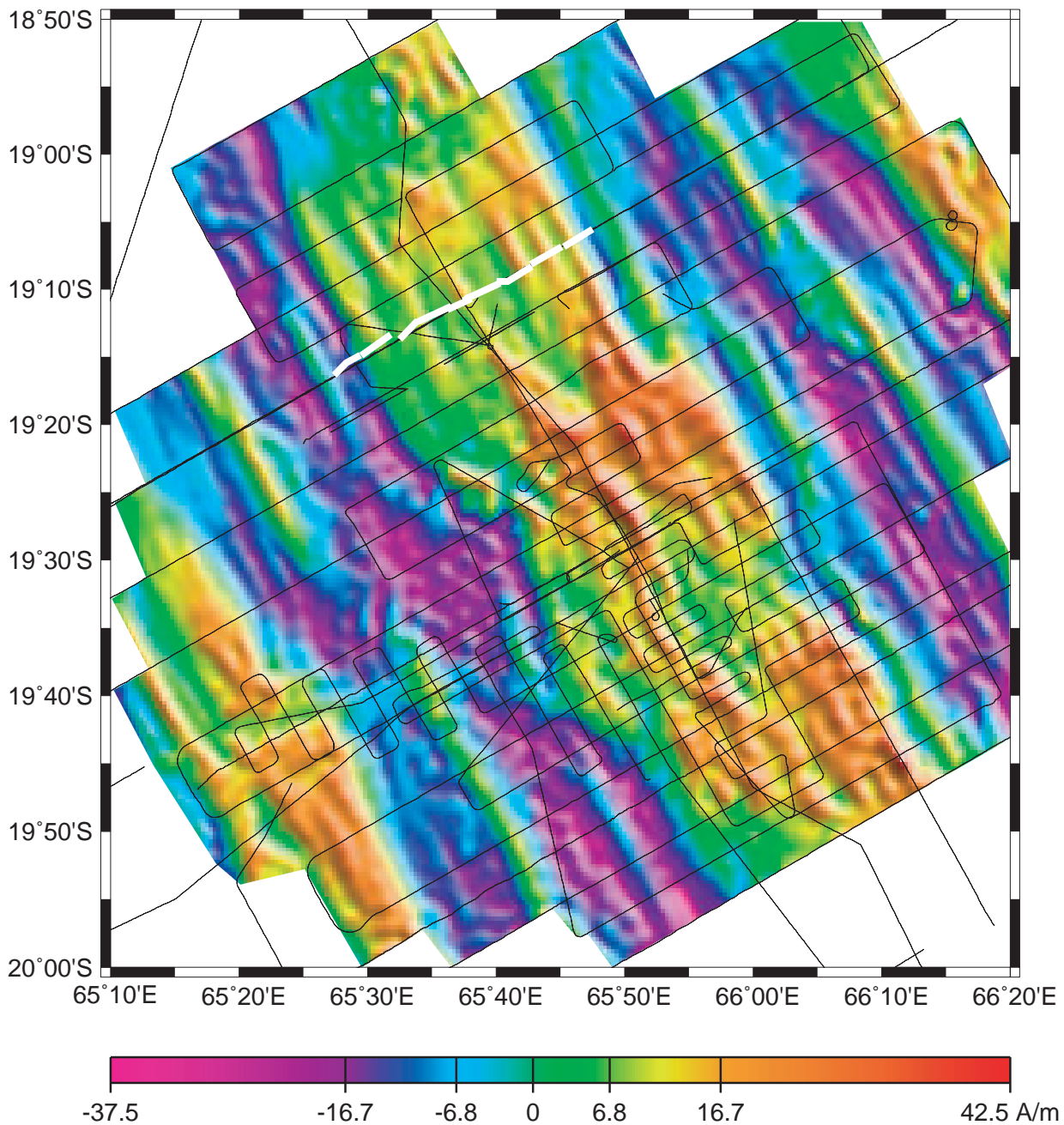


Fig. 6: Carte de l'aimantation équivalente calculée à partir des anomalies magnétiques scalaires de surface acquises sur la dorsale centrale indienne à 19°S au cours des campagnes Magofond 2 (Dyment et al., 1999) et Gimnaut (Dyment et al., 2000). On remarque bien la période magnétique normale de Brunhes (anomalie 1 ou axiale) formant une bande de couleurs "chaudes" oblique au centre de la figure, suivie de la période inverse de Matuyama en couleurs "froides", et enfin de la période normale de Gauss (ou anomalie 2A) de nouveau en couleurs "chaudes", sur chaque flanc. Au sein de la période de Matuyama, les événements magnétiques normaux de Jaramillo et d'Olduvai (anomalie 2) apparaissent clairement. Diverses micro-anomalies plus ou moins continues, mieux exprimées au centre des segments, sont aussi visibles sur toute la carte. Le trait blanc épais indique le profil présenté Figure 9.

50 km/Ma (Dyment et al., 1994; Dyment & Arkani-Hamed, 1995). L'aimantation des roches profondes affecte surtout la forme d'ensemble et l'amplitude des anomalies, et n'a pas d'influence notable sur les éventuelles micro-anomalies.

De la structure du niveau basaltique extrusif dépend donc la qualité des enregistrements magnétiques marins. Le principal trait géométrique sur lequel tous les modèles s'accordent est le pendage des coulées de lave –et donc des

inversions de polarité– vers l'axe de la dorsale, sous les effets conjugués de l'empilement de ces laves et de leur éloignement progressif de l'axe. Le modèle simple de Kidd (1977), qui suppose la mise en place des laves en un seul épisode, ou dans une moindre mesure le modèle bi-modal de Hooft et al. (1996), qui suppose l'occurrence de deux épisodes volcaniques distincts, conduisent à une géométrie régulière susceptible de restituer la succession temporelle



des variations d'intensité du champ géomagnétique ou tout au moins la partie de plus longue période de ces variations. Un niveau d'extrusifs complexe comme celui proposé par Schouten et Denham (1982), qui permet à peine de reconnaître les principaux intervalles de polarité, n'est pas capable de restituer cette succession temporelle. Les observations les plus spectaculaires sont rapportées par Tivey (1996) et Tivey et al. (1998), qui ont réalisé des enregistrements magnétiques lors de plongées des submersibles grands fonds Nautile et Alvin le long de la faille transformante de Blanco, dans le Pacifique Nord-Est, et ont mis en évidence des structures inclinées vers l'axe de la dorsale, relativement simple, de pendage moyen 7°. Ces observations sont en accord avec le pendage de 12° déduit du décalage de la transition Brunhes-Matuyama observée sur le fond, par submersible, et 200 m au dessus du fond, par magnétomètre tracté *deep tow*, sur la dorsale est pacifique à 23°N (Macdonald et al., 1983). Un exercice semblable mené entre données magnétiques de surface et de fond donne un pendage de l'ordre de 12° sur la dorsale médio-atlantique à 21°40'N (Honso, 1999) et de 8° sur la dorsale centrale indienne à 19°S (Drévilion, 2001). Ces pendages similaires, en dépit de taux d'expansion différents (respectivement 30 km/Ma, 30 km/Ma, 12 km/Ma et 22 km/Ma demi-taux pour les dorsales Juan de Fuca, est pacifique à 23°N, médio-atlantique à 21°40'N, et centrale indienne à 19°S), suggère un même mode de mise en place du niveau extrusif et donc une structure semblable, l'apport magmatique plus faible (caractérisé par une occurrence moins fréquente des éruptions) au dorsale plus lente étant compensé par un temps de résidence plus important. Dans l'état actuel de nos connaissances, la structure magnétique du niveau basaltique extrusif observée sur l'escarpement de Blanco (Tivey, 1996; Tivey et al., 1998) peut être considérée comme représentative, et sa relative simplicité permet d'envisager la croûte océanique magmatique comme un bon enregistreur des fluctuations d'intensité du champ géomagnétique.

Un dernier point essentiel est la capacité des basaltes océaniques à acquérir une aimantation proportionnelle à l'intensité du champ ambiant. Il est difficile de répondre *a priori* sur ce point, tant l'aimantation des *pillow lava* paraît complexe à petite échelle. Il est démontré que l'intensité d'aimantation varie entre le centre et la bordure des *pillow lava*, mais cette variation n'est pas systématique, certains présentant une décroissance vers le centre, d'autres une augmentation (Gee & Kent, 1997)! L'aimantation portée est généralement une aimantation thermo-rémanente, mais la transformation rapide d'une fraction de titanomagnétite en titanomagnhémite permet d'envisager aussi la présence d'une aimantation chimique, secondaire ou pas, l'altération à haute température pouvant précéder l'acquisition de l'aimantation (Ravilly et al., 2001). L'intérieur du *pillow lava* est généralement considéré comme inadéquat pour les études de paléointensité du champ géomagnétique (Prévot et al., 1981, 1983), bien que des cas positifs aient aussi été reportés (Grommé et al. 1979; Kent & Gee 1996). Enfin, la bordure vitreuse du *pillow lava* présente aussi une aimantation thermo-rémanente, portée par des grains

magnétiques très petits, qui semble favorable à la mesure des paléointensités (Pick et Tauxe, 1993 a, b; Carlut & Kent, 2000, 2002) bien que des difficultés méthodologiques ne soient là aussi pas à exclure (Chauvin et al., 2003).

Seules des investigations directes peuvent permettre de valider ou d'infirmer l'hypothèse d'une croûte océanique magmatique restituant fidèlement les variations d'intensité du champ géomagnétique.

### **Le magnétisme de haute résolution: magnétomètre *deep tow* et submersible**

Pour évaluer si la croûte océanique enregistre effectivement les variations d'intensité du champ géomagnétique, il est nécessaire de réaliser des enregistrements magnétiques marins de haute résolution. Dans un premier temps, ces levés doivent être effectués à l'axe des dorsales, afin de comparer le signal obtenu aux enregistrements de paléointensité issus des carottes sédimentaires pélagiques, dont la grande majorité ne dépasse pas quelques millions d'années. Un autre avantage à travailler aux dorsales consiste à pouvoir lever facilement les flancs conjugués, permettant ainsi de disposer de deux enregistrements *a priori* semblables ou – s'il ne l'était pas – de détecter d'éventuelles complexités tectoniques (saut de dorsale...). L'intensité du champ magnétique décroissant de manière inversement proportionnelle à la distance à cette source élevée au cube dans le cas de sources de forme quelconque (tridimensionnelles), au carré dans le cas de sources allongées (bidimensionnelles), il convient de placer le magnétomètre à proximité immédiate des sources aimantées – près du fond. Un tel objectif peut être atteint de deux manières, soit en tractant un magnétomètre au dessus du fond, soit en associant ce magnétomètre à un engin submersible d'exploration du fond.

#### **Les enregistrements *deep tow***

Un magnétomètre *deep tow* est un magnétomètre scalaire conventionnel qui a été marinisé pour résister aux fortes pressions. Il est généralement associé à un lest et tracté à petite vitesse pour lui permettre de s'approcher du fond. Différents types de système sont rencontrés. Les systèmes autonomes, qui disposent d'énergie et de mémoire, sont mis en marche avant immersion et fournissent les données au retour. Ils n'imposent aucune exigence autre que mécanique quant au câble qui les tracte. Leur pilotage requiert néanmoins l'adjonction d'un système de positionnement indépendant, acoustique ou autre, et leur autonomie est limitée. Les systèmes reliés par câble électroporteur sont moins contraignants, au delà de la nécessité de disposer d'un tel câble: l'énergie est fournie par le navire, les données sont envoyées en temps réel (ce qui permet un contrôle de leur qualité et une réaction rapide en cas de besoin), et leur pilotage utilise l'information de profondeur fournie par l'instrument en sus des éventuelles données de positionnement acoustique. Les opérations s'effectuent entre 1,5 et 2,5 nœuds, pour une altitude variant entre 200 et 1000 m au dessus du fond.

Des profils magnétiques *deep tow* ont été réalisés à travers différents types de dorsales. Ainsi, une série de

8 profils de fond ont été acquis sur l'anomalie axiale (période magnétique de Brunhes) de la dorsale est pacifique à 19°S, dorsale active la plus rapide de notre planète (taux double de 140 km/Ma) (Gee et al., 2000). L'addition de ces profils conduit à un signal quasi-identique à la courbe de paléointensité de Guyodo et Valet (1999), courbe qui combine de nombreux enregistrements continus de paléointensité relative mesurés sur carottes sédimentaires calés sur des valeurs discrètes de paléointensité absolue mesurées sur des laves. Un résultat semblable est obtenu sur la même dorsale à 18°S à l'aide d'un magnétomètre deep tow trois composante (Yamamoto, 2000) et des traitements sophistiqués (Yamamoto & Seama, *Geophys. J. Int.*, sous presse). Ces résultats montrent clairement que la croûte créée à l'axe d'une dorsale ultra-rapide enregistre très fidèlement les variations de paléointensité.

Une étude semblable a été menée sur une dorsale beaucoup plus lente (45 km/Ma taux double), la dorsale centrale indienne à 19°S. Trois profils magnétiques de fond s'étendant entre les anomalies 2A de part et d'autre de l'axe ont été réalisés, offrant donc six enregistrements des périodes de Brunhes et de Matuyama. De nouveau, l'addition de ces six profils montre que la croûte océanique de cette région (qui pourrait être marquée par un manteau chaud et une production magmatique plus abondante que la plupart des autres dorsales lentes) restitue convenablement les variations de paléointensité (Pouliquen et al., 2001 a & b). Pour pallier le faible nombre de profils magnétiques de fond, longs et difficiles à acquérir, et rendre statistiquement plus significative les variations observées, les données de surface de bonne qualité sont prolongées vers le bas, de manière à en amplifier la composante de plus courte longueur d'onde et se ramener dans des conditions proches de celles d'un profil de fond. La difficulté de l'opérateur de prolongement est l'amplification du bruit haute fréquence qui altère tout enregistrement physique, ou plutôt le choix des fréquences de coupure du filtre qui permet d'éviter cet effet indésirable. Nous utilisons les profils pour lesquels des données de surface et de fond ont été acquises simultanément pour prolonger les données de surface à l'altitude des données de fond en ajustant le filtre passe-bas de manière à ce que le signal de surface prolongé reflète au mieux celui de fond. Une fois le filtre optimal calibré dans les conditions d'une expérience, il est aisé de l'appliquer à toutes les données de surface acquises lors de cette expérience ou d'expériences analogues dans la même région. Cette méthode permet d'augmenter la quantité de données disponible. Les fluctuations obtenues par cette méthode sur 14 profils de surface de la dorsale centrale indienne sont en accord avec les trois profils de fond réalisés (Pouliquen et al., 2001 a & b). Sur la dorsale centrale indienne à 19°S, la croûte restitue donc assez fidèlement les variations de paléointensité.

### **Les enregistrements par submersible**

Les magnétomètres *deep tow* ne peuvent pas être pilotés avec suffisamment de précision pour envisager de s'approcher sans risque à une altitude moindre que 200 m du fond, sauf à pénaliser considérablement la vitesse

d'acquisition du profil. Pour se rapprocher des sources aimantées et obtenir une résolution plus grande encore, il est nécessaire d'utiliser les véhicules prévus pour cet usage: ainsi, des magnétomètres de fond ont été installés avec succès sur des submersibles grands fonds habités (notamment l'Alvin américain, le Nautille français, le Shinkai japonais), sur des ROV (*Remotely Operated Vehicle*, ou véhicule piloté à distance, notamment le Victor français), et sur des AUV (*Autonomous Underwater Vehicle*, ou véhicule sous-marins autonomes, notamment l'ABE américain). Si le véhicule porte lui-même une aimantation induite et rémanente non négligeable, le magnétomètre utilisé est un magnétomètre vectoriel qui permet d'estimer les effets de ces aimantations parasites et de les corriger. Ainsi, les "boucles" effectuées par le Nautille lors de sa descente sont utilisées comme les "figures huit" des navires pour déterminer les coefficients correctifs à apporter aux données acquises. Quelque soit sa finalité première, tout véhicule sous-marin doit disposer d'une centrale d'attitude, qui permet sans difficulté de replacer les composantes mesurées dans un repère géographique et d'en retrancher les composantes correspondantes du champ principal.

Les anomalies ainsi déterminées reflètent essentiellement la topographie locale et les variations d'altitude du submersible. Seule les plus grandes longueurs d'onde de ce signal peuvent être directement interprétée en termes géologiques. Les courtes longueurs d'onde peuvent cependant être utilisées pour estimer de manière absolue l'aimantation de la partie la plus superficielle de la croûte. Pour cela, les composantes de l'anomalie sont replacées dans un repère lié au profil (supposé linéaire), i.e. la composante horizontale se décompose en une composante le long du profil et une composante orthogonale. Si les sources aimantées sont bidimensionnelles, cette dernière composante doit être nulle; sa valeur donne donc une estimation de l'écart à cette hypothèse. On suppose alors une géométrie bi-dimensionnelle basée sur la topographie le long de la plongée (la topographie en dehors du trajet de la plongée est trop mal connue pour autoriser toute autre hypothèse) et une aimantation unitaire normale de 1 A/m, pour calculer les composantes verticale et horizontale générées par cette source le long de la trajectoire réelle du submersible, en prenant en compte ses variations d'altitude. Les anomalies observées et synthétiques sont alors comparées le long du profil, sur une fenêtre glissante de quelques centaines de mètres. Si la cohérence des deux signaux est bonne, cela signifie que les hypothèses utilisées sont acceptables. Le déphasage entre les deux signaux offre aussi un moyen d'apprécier leur cohérence et d'appréhender la polarité de l'aimantation rencontrée. Le facteur multiplicatif permettant de passer des anomalies synthétiques aux anomalies observées donne une estimation de l'aimantation de la partie superficielle de la croûte océanique de manière absolue: contrairement aux aimantations équivalentes obtenues par inversion des anomalies (Parker et Huestis, 1974), ces valeurs peuvent directement être comparées aux aimantations déterminées sur les échantillons.

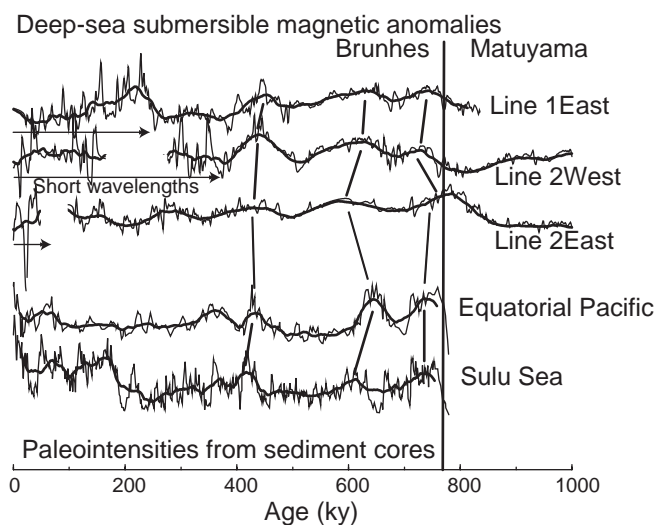


Fig. 7: Anomalies magnétique submersible Tammar (haut) comparée à deux exemples de courbes de paléointensité relative du champ géomagnétique déduite des carotte sédimentaires. Les signaux originaux (traits fins) ont été filtrés (traits épais) de manière à laisser apparaître la composante de plus grande période, très semblable sur les deux types d'enregistrements.

Lors de la campagne Tammar du N.O. Nadir et du submersible Nautille, trois traverses de la dorsale médio-atlantique à 21°40'N ont été réalisées par la juxtaposition de plongées du Nautille (Gente et al., 1996). Une fois corrigées des effets du submersible et replacées dans un référentiel géographique, les anomalies de plus grande longueur d'onde présentent des variations d'amplitude cohérentes sur les trois profils suffisamment longs pour recouper la transition de polarité Brunhes-Matuyama (Figure 7). Ces signaux se corrént avec la composante de même longueur d'onde présente dans les enregistrements de paléointensités déduit des carottes sédimentaires pélagiques. Les plus courtes longueurs d'onde permettent de déterminer des valeurs d'aimantation toutes aussi cohérentes sur les deux traverses recoupant le centre du segment (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis). Ces aimantations sont surtout fiables sur la moitié la plus jeune du profil, peu couverte de sédiments. Au delà, le modèle direct calculé suppose que la topographie est le toit des sources aimantées, et ne prend pas en compte l'épaisseur sédimentaire: la cohérence entre anomalies observées et calculées est faible, et les aimantations qui en découlent sont peu fiables. Le profil situé en extrémité de segment ne présente pas d'anomalies et de distribution d'aimantation cohérentes sur les flancs conjugués, probablement parce que cette région est dominée par une tectonique asymétrique liée à la présence des "coins interne et externe" (*inside and outside corners*). Le profil d'aimantation à l'axe déduit des trois grandes traverses et de quelques plongées isolées souligne le caractère particulier des sources aimantées en extrémité de segment, l'aimantation mesurée à partir des plongées restant approximativement constante (à 13 A/m) tout le long du segment alors que l'aimantation équivalente déduite des données de surface, du même ordre en centre de segment,

montre une augmentation considérable vers les extrémités de segment (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis). Ce désaccord signifie que les hypothèses sous-jacentes au calcul de l'aimantation équivalente sont erronées: les données de fond, sensibles essentiellement à la partie superficielle du niveau basaltique, montrent que l'aimantation de ce niveau varie peu, et les fortes variations d'amplitude des anomalies de surface reflètent par conséquent la présence de sources aimantées plus profondes

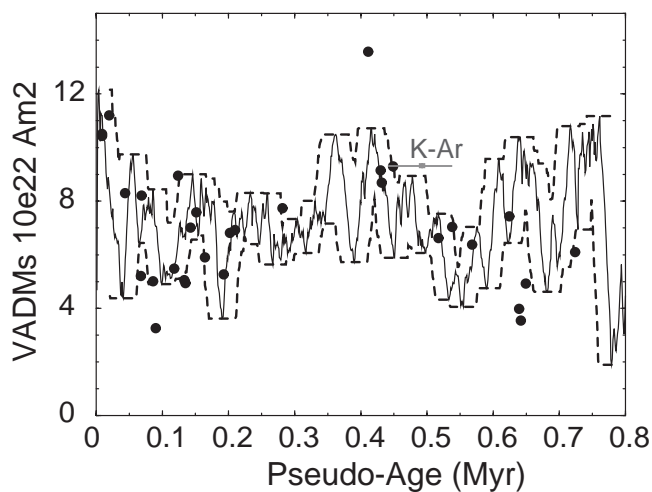
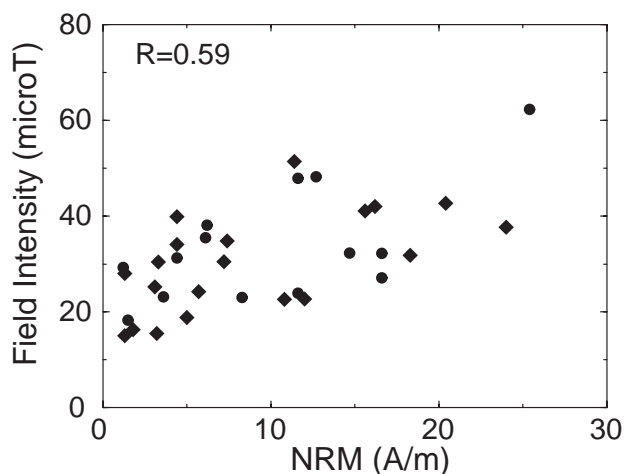


Fig. 8: Aimantation rémanente et paléointensité mesurées sur les échantillons des deux traversées de l'axe de la dorsale médio-atlantique au centre du segment à 21°40'N, collectés par le submersible grands fonds Nautille lors de la campagne Tammar. (Haut): aimantation en fonction de la paléointensité, montrant une nette tendance linéaire entre les deux quantités. Ce diagramme suggère que la paléointensité a un effet déterminant sur l'aimantation rémanente, la dispersion étant liée essentiellement liée aux effets de l'altération. (Bas): valeurs de paléointensité absolues déterminées par méthode de Thellier & Thellier (1959) sur les échantillons, reportées en fonction de leur pseudo-âge (âge interpolé entre l'axe de la dorsale et la transition de polarité Brunhes-Matuyama, confirmé par la seule détermination acceptable obtenue par datation K-Ar méthode Cassagnol). Ces valeurs sont cohérentes avec la courbe de paléointensité de Guyodo et Valet (1999) en supposant que la zone néovolcanique où se mettent en place les coulées de lave a une largeur de 2 km (d'après Ravilly et al., 2001).

en extrémité de segment, probablement des péridotites serpentinisées (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis).

Les données magnétiques de fond montrent clairement un signal cohérent en centre de segment, qui pourrait être d'origine géomagnétique. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons utilisé les échantillons de roche prélevés par le Nautille pour en étudier les propriétés magnétiques et déterminer la paléointensité du champ lors de leur formation (Ravilly et al., 2001). Environ 70 échantillons ont été considérés. Bien que très dispersées, les aimantations rémanentes présentent une certaine cohérence, avec des valeurs fortes pour une croûte âgée de 0-5 ka, 25 ka et 40 ka, et des valeurs plus faibles à 10 ka, 30 ka et 60 ka (valeurs interpolées entre l'axe et la transition Brunhes-Matuyama; un seul âge, cohérent avec cette interpolation, a pu être obtenu par méthode K-Ar technique Cassagnol). Environ 30 déterminations acceptables de la paléointensité ont été obtenues. Aimantations rémanentes et paléointensités se corrélaient positivement (Figure 8a), la forte dispersion des valeurs pouvant être attribuée aux effets de l'altération. Les échantillons sont en effet semblables du point de vue de la composition chimique, de la minéralogie magnétique, et de la taille des grains aimantés. Les paléointensités mesurées sont en accord avec celles obtenues à partir des carottes sédimentaires pélagiques (Figure 8b). Ces résultats soulignent que, malgré les incertitudes qui subsistent quant aux porteurs de l'aimantation des basaltes océaniques et aux effets de l'altération très rapides de ces basaltes, les variations d'aimantation rémanente de ces basaltes sont dominées par les variations de paléointensité du champ géomagnétique (Ravilly et al., 2001).

L'un des inconvénient majeur de la campagne Tamar était l'impossibilité de dater de manière indépendante les micro-anomalies observées et les échantillons collectés. Pour pallier ce problème, des données semblables ont été acquises sur la dorsale centrale indienne à 19°S, région où la dorsale subit l'influence du point chaud de la Réunion (Mahoney et al., 1989) et où les basaltes sont enrichis, offrant des conditions a priori plus propices à l'utilisation des méthodes de datation radiochronologiques. Le travail de datation et de mesure des paléointensités sur échantillons est en cours. A ce jour, seules les anomalies de surface (Figure 6), par *deep tow* et par submersible (Figure 9) ont été analysées et confirment l'excellente qualité de la croûte océanique comme enregistreur des fluctuations d'intensité géomagnétique.

### **Quelques exemples de datation par magnétisme de haute résolution**

Les travaux de haute résolution réalisés par magnétomètre tracté *deep tow* ou par magnétomètre fixé à un submersible montrent donc clairement que la croûte océanique enregistre de manière excellente les variations de la paléointensité du champ géomagnétique, la restitution de ce signal dépendant essentiellement de l'altitude des mesures effectuées et du taux d'expansion. Il est donc possible d'utiliser de tels enregistrements de haute résolution pour dater les fonds océaniques avec une résolution

jusqu'alors inégalée. Cette méthode requiert que la succession des variations d'intensité soit datée *a priori*, soit par des points de calibration supplémentaires, soit par simple interpolation linéaire, comme cela a été réalisé pour l'échelle des inversions du champ géomagnétique (LaBrecque et al., 1977; Lowrie et Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Kent et Gradstein, 1985; Cande et Kent, 1992a et 1995; Channell et al., 1995). Parce que la détermination d'âges précis et fiables conditionne notre connaissance des processus de formation et d'évolution de la croûte océanique à l'axe des dorsales, une attention toute particulière doit être portée aux variations de la période de Brunhes (0-800 ka). Les datations en cours dans le cadre du projet Gimnaut participent de cet effort, qui gagnera aussi à intégrer les âges astronomiques, déduits de l'observation des cycles de Milankovitch sur les carottes sédimentaires (e.g. Langereis et al., 1997).

Sans forcément aller jusqu'à une telle précision, le magnétisme de haute résolution peut permettre de résoudre la plupart des cas de séquences d'anomalies trop courtes pour en permettre la reconnaissance univoque à partir de la seule échelle des inversions du champ géomagnétique, mentionnés précédemment (partie 5). Les marqueurs temporels supplémentaires obtenus sur les enregistrements de fond devraient en effet permettre de lever la plupart des ambiguïtés. Une approche similaire pourrait également permettre de rechercher des marqueurs temporels au sein des zones magnétiques calmes du Crétacé (partie 4). A titre d'exemple des avantages apportés par cette approche, deux exemples de datation de dorsales fossiles sont présentés. Dater l'arrêt de l'accrétion à l'axe d'une dorsale fossile est en effet un exercice difficile: le taux d'expansion décroît progressivement, les anomalies deviennent de plus en plus étroites et tendent à se confondre, la distorsion résiduelle des anomalies augmente (Dyment et al., 1994) et leur amplitude décroît (Dyment & Fulop, 1997).

Lors de la campagne Magofond 2 du N.O. Marion Dufresne (Dyment et al., 1999), nous avons réalisé un long profil *deep tow* (420 km, 4 jours) à travers une dorsale fossile au sud-est de l'île Maurice, proposée par Patriat (1987) sur la base de deux profils bathymétriques et magnétiques de surface. Bien que d'altitude inégale à cause d'un dysfonctionnement du système de positionnement en temps réel durant une partie de l'acquisition, ce profil montre clairement une symétrie par rapport à l'axe fossile, aussi marqué dans la bathymétrie, alors que cette symétrie n'apparaît pas aussi clairement sur les anomalies de surface, faute de détails (Figure 10). Cette symétrie confirme l'hypothèse de la dorsale fossile. Remarquons par ailleurs que l'anomalie 22 inverse est marquée par une variation de relativement grande amplitude et longueur d'onde dans l'enregistrement de fond, qui explique la micro-anomalie souvent observée sur les données de surface aux taux d'expansion rapides des océans Indien et Pacifique (voir partie 5). Les anomalies magnétiques de surface et de fond ne permettent pas de trancher définitivement sur l'âge de l'arrêt de l'expansion. D'un côté, l'amplitude des anomalies comprises entre les deux anomalies 21 conjuguées n'excède pas celle des micro-anomalies superposées à l'anomalie 22



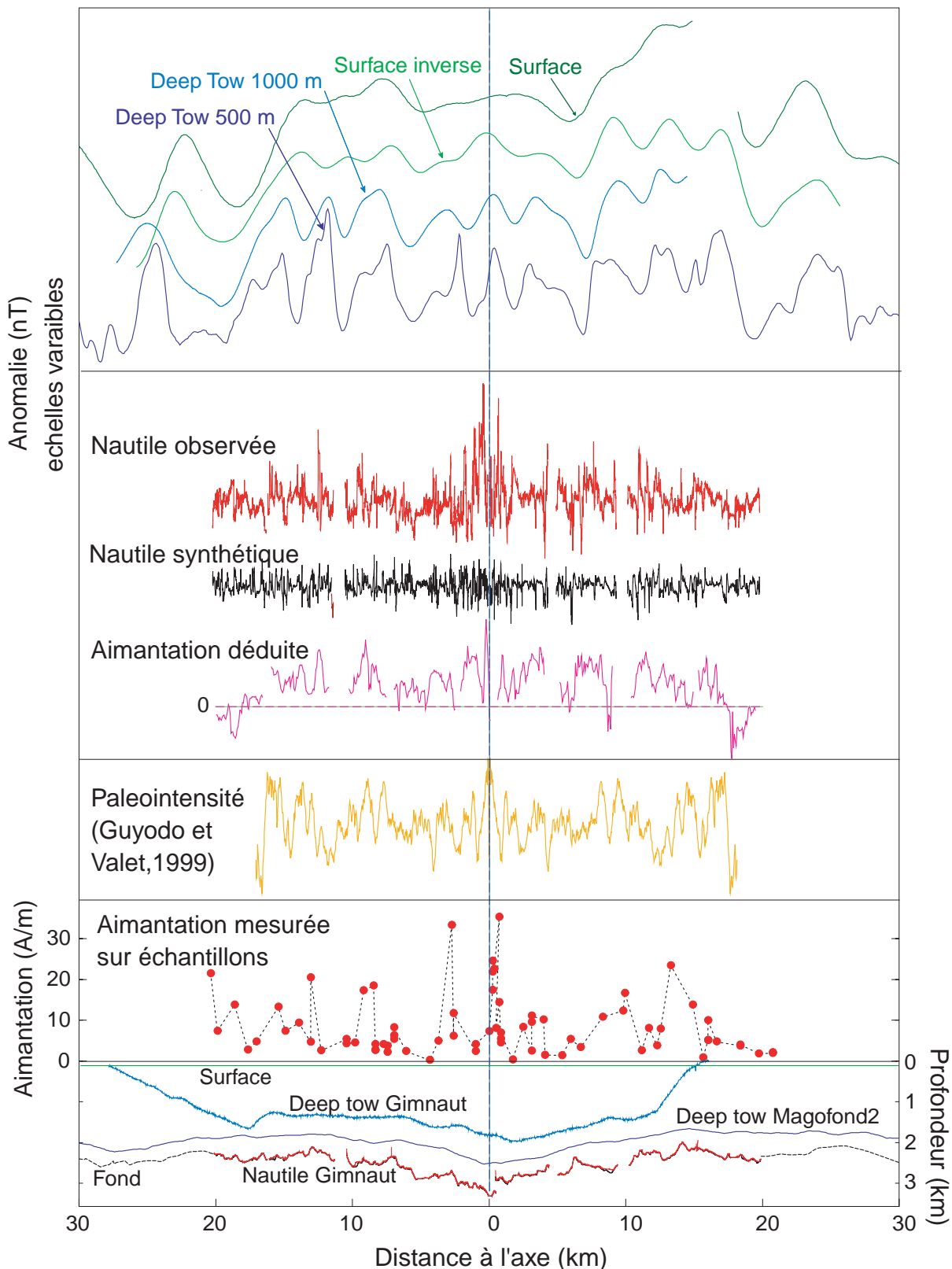


Fig. 9: Comparaison de données magnétiques acquises à différentes altitudes lors des campagnes Magofond 2 et Gimnaut des N.O. Marion Dufresne et L'Atalante sur la dorsale centrale indienne à 19°S. La localisation du profil est indiquée en trait blanc épais Figure 6. (De haut en bas): anomalie magnétiques de surface (vert foncé), aimantation équivalente (vert clair), anomalie magnétique *deep tow* à 1000 (bleu clair) et à 500 m du fond (bleu foncé); anomalie magnétique scalaire observée à quelques mètres du fond (rouge), anomalie magnétique scalaire modélisée en supposant une géométrie 2D basée sur la topographie et l'altitude du submersible (noir), et estimation de l'aimantation qui en découle (rose); courbe de paléointensité relative du champ géomagnétique proposée par Guyodo et Valet (1999) (orange); aimantation mesurée sur les échantillons à bord (mesures préliminaires) (points rouges); géométrie des différents profils réalisés (couleurs correspondantes).

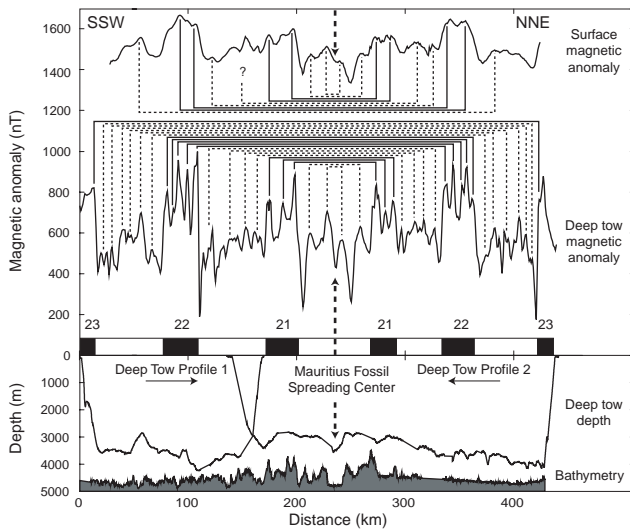


Fig. 10: Données magnétiques de surface et de fond à travers la dorsale fossile de Maurice, océan Indien. De bas en haut, topographie et navigation du magnétomètre *deep tow*; intervalles de polarité reconnus, normale (noir) ou inverse (blanche); profil d'anomalies magnétiques de fond et corrélation d'anomalies conjuguées; profil d'anomalies magnétiques scalaires de surface et corrélation d'anomalies conjuguées.

inverse. Dans ce cas, le (demi-) taux d'expansion est au moins en moyenne de 13 km/Ma durant l'anomalie 20r, plus faible que les taux observés auparavant de 46 km/Ma aux anomalies 22 et 21r puis de 16 km/Ma à l'anomalie 21, mais encore élevé par rapport au taux nul qui lui succède: l'arrêt de l'expansion serait donc brusque. D'un autre côté, l'amplitude relativement faible des anomalies comprises entre les anomalies 21 conjuguées peut aussi traduire la diminution d'amplitude avec le taux d'expansion observée globalement (Fulop, 1996; Dymont et Fulop, 1997) et à l'axe de plusieurs autres dorsales fossiles (par exemple la dorsale fossile des Mascareignes et son anomalie 27 d'amplitude réduite; la dorsale fossile du bassin de Wharton, quasi contemporaine de celle de Maurice, et ses anomalies 20 à 18 d'amplitude de plus en plus faible). Si l'on recherche une séquence d'anomalies à taux très faible, on peut interpréter la séquence de deux pics (dédoublée par symétrie par rapport à l'axe fossile) comme étant les anomalies 20 et 18 (l'anomalie 19, trop brève, ne serait pas visible à ce taux): le taux d'expansion décroît alors de 16 km/Ma à l'anomalie 21 à environ 4 km/Ma aux anomalies 20 à 18, en accord avec un arrêt plus progressif de l'expansion.

Il manque à notre interprétation de la dorsale fossile de Maurice un élément essentiel: un profil de référence sur lequel caler notre interprétation des micro-anomalies observées. Ce profil de référence pourrait être une courbe de variation de la paléointensité déduite d'enregistrements sédimentaires, ou un autre profil *deep tow* réalisé sur une séquence d'anomalies 18 à 21 clairement identifiée et ne présentant aucune complication tectonique. Lors de la campagne Famex du N.O. L'Atalante (Michaud et al., 2002), nous avons réalisé plusieurs profils *deep tow* à travers deux dorsales fossiles présumées du Pacifique

oriental au large des côtes de Basse Californie. Nous présentons ici le profil de fond acquis à travers l'axe fossile de Guadalupe, au sud de l'île éponyme (Figure 11). De nouveau on retrouve des anomalies de plus en plus étroites et d'amplitude de plus en plus faible à proximité de l'axe fossile. Dans ce cas cependant, un profil magnétique de fond a été réalisé sur une croûte d'âge semblable, dans une région tectoniquement peu perturbée située 900 km au sud de la zone d'étude. La comparaison des deux profils de fond permet de reconnaître clairement des détails de chacune des anomalies 5A à 5AD, et donc de dater sans ambiguïté l'arrêt de l'expansion de la partie la plus jeune de l'anomalie 5A (~11.935 Ma d'après Cande & Kent, 1995).

Ce dernier exemple illustre clairement la nécessité de disposer de profils magnétiques de fond de référence, pour pouvoir reconnaître des "séquences de paléointensité" comme l'on reconnaît aujourd'hui des séquences de polarité. Bien que la validité globale de tels profils de référence reste à démontrer, on peut néanmoins être raisonnablement optimiste sur ce point, dans la mesure où 1) les enregistrements sédimentaires provenant de régions éloignées (situées cependant pour la plupart dans les zones intertropicales) montrent une grande reproductibilité pour les derniers millions d'années, 2) les micro-anomalies observées à la surface des océans présentent également des variations très semblables entre bassins très éloignés (e.g., Cande & Kent, 1992b; Gee et al., 1996), et 3) les enregistrements de très haute résolution acquis sur l'anomalie 5 au large de la Californie (Bowers et al., 2001) semblent présenter les mêmes variations qu'un profil *deep tow* réalisé aux antipodes de cette région, sur la dorsale centrale indienne, lors de la campagne Magofond 2

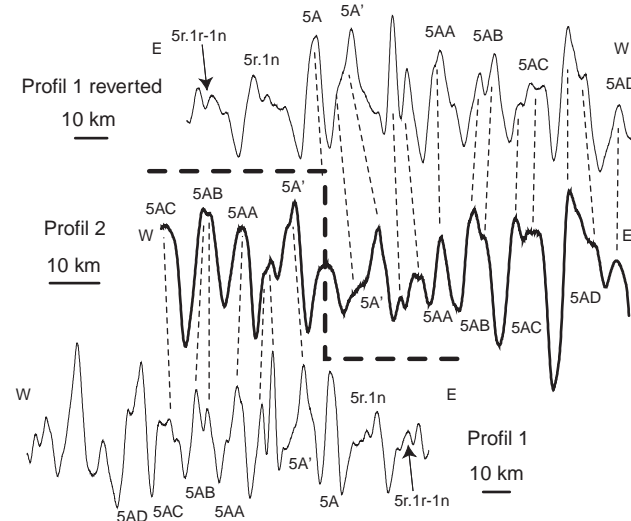


Fig. 11: Données magnétiques de fond à travers la dorsale fossile de Guadalupe, au large de la Basse Californie, dans l'océan Pacifique (trait gras, milieu). Ces données sont comparées à celles acquises sur un profil de référence situé 900 km au Sud, à travers une croûte océanique normale, sans variation notable du taux d'expansion (traits fin, haut et bas), permettant ainsi de reconnaître la forme détaillée des anomalies et de dater avec précision l'âge de l'extinction de la dorsale de Guadalupe.

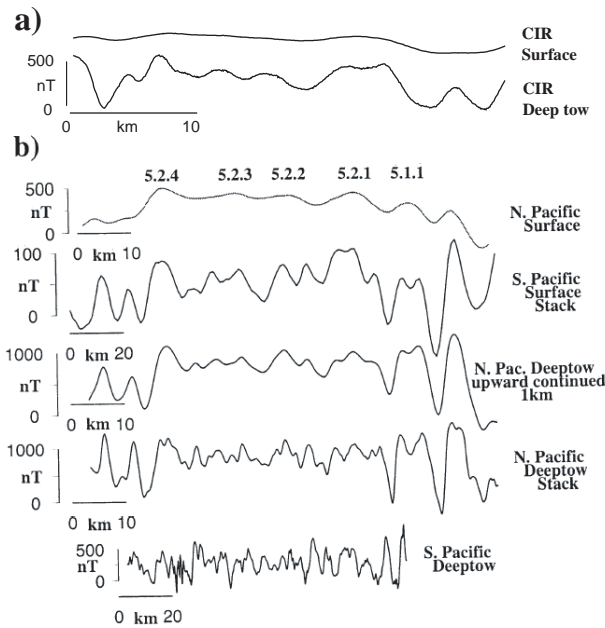


Fig. 12: Comparaison des données magnétiques de surface et de fond acquises à travers l'anomalie 5 dans les océans Pacifique Nord et Sud (Bowers et al., 2001) et sur le flanc Africain de la dorsale centrale indienne (campagne Magofond 2, Dyment et al., 1999). Bien qu'acquis à des altitudes et à des taux très différents (par exemple, respectivement 200 m et 30 km/Ma pour la dorsale Juan de Fuca, 800 m et 20 km/Ma pour la dorsale centrale indienne), on retrouve les mêmes fluctuations géomagnétiques de plus grande période sur les profils.

(Figure 12). L'enjeu à long terme n'est autre que l'établissement d'une courbe des variations d'intensité du champ géomagnétique couvrant les 160 derniers millions d'années. Outre son intérêt pour dater les fonds océaniques avec une précision jusqu'alors inégalée, une telle courbe serait d'un grand intérêt pour l'étude du champ magnétique terrestre et du fonctionnement du noyau de notre planète.

### Conclusions

En interprétant les anomalies magnétiques océaniques comme résultant de l'expansion des fonds océaniques, Vine et Matthews (1963) ont permis l'acceptation générale de la Tectonique des Plaques. Depuis, grâce à ces anomalies, la majeure partie des fonds océaniques ont été datés, ce qui a permis de reconstituer leur histoire et celle des continents adjacents.

Des difficultés empêchent néanmoins de compléter la carte globale de l'âge des fonds océaniques (Cande et al., 1989; Müller et al., 1997; Figure 1). En effet, pour être viable, la méthode de datation des fonds océaniques par les anomalies magnétiques scalaires enregistrées en surface requiert un vecteur aimantation d'orientation distincte de la direction d'allongement des structures, l'absence de perturbations magnétiques d'origine externe, une occurrence suffisamment fréquente des inversions pour offrir une résolution satisfaisante, et enfin une tectonique relativement régulière favorisant l'identification de séquences longues. Ces conditions ne sont pas toujours remplies, générant divers problèmes. Un problème

méthodologique, qui annule ces anomalies dans le cas de linéations subméridiennes proches de l'équateur, est lié à la nature des anomalies scalaires mesurées et trouve sa solution dans la mise en œuvre de magnétomètres vectoriels. Un problème géomagnétique, l'altération des anomalies enregistrées aux hautes latitudes et dans une étroite ceinture équatoriale par les variations temporelles du champ magnétique externe, trouve sa solution dans la mise en œuvre de magnétomètres gradiométriques. Un problème paléomagnétique, l'occurrence de longues périodes de même polarité (notamment entre 83 et 118 Ma) qui limitent la résolution temporelle de la méthode, trouvera peut-être sa solution dans la découverte de nouveaux marqueurs géomagnétiques au sein de ces longues périodes. Un problème géologique enfin, celui des séquences d'anomalies trop courtes pour pouvoir être datées de manière univoque, rencontrées dans des bassins tectoniquement complexes, d'arrière arc, ou encore isolés par un saut de dorsale, trouve généralement une solution dans l'acquisition de données magnétiques de haute résolution, par l'usage conjoint de magnétomètres de surface et *deep tow*. Bien que les bassins océaniques qui ne sont pas encore datés de manière satisfaisante ne représentent que 20 à 30 % de l'ensemble des fonds océaniques, ils correspondent souvent à des zones clés pour la compréhension globale de l'histoire tectonique de notre planète.

Comme on l'a vu, une partie importante des difficultés rencontrées trouve sa solution dans l'application de technologies en grande partie disponibles, mais malheureusement encore trop peu usitées. Les magnétomètres scalaires et vectoriels sont des instruments peu coûteux, et même les centrales d'attitude deviennent abordables, permettant d'envisager toute une gamme d'instruments complémentaires: magnétomètres vectoriels de bord, magnétomètres vectoriels tractés en surface ou en profondeur et couplés à une centrale d'attitude; magnétomètres vectoriels adaptés à divers véhicules sous-marins; magnétomètres scalaires de fond; combinaison de plusieurs magnétomètres scalaires de manière à mesurer les gradients horizontaux et vertical du champ...

Une autre partie des difficultés rencontrées peut être levée en réalisant des levés magnétiques de haute résolution, à l'aide de magnétomètres de fond tractés ou installés sur un submersible. Comme l'ont montré les expériences menées dans des régions présentant des taux d'expansion très différents, la croûte océanique magmatique est un bon enregistreur des fluctuations complexes de l'intensité du champ géomagnétique. L'obtention de marqueurs temporels supplémentaires, excursions ou variations d'intensité du champ géomagnétique, permet ainsi d'allonger les séquences considérées et de diminuer la probabilité d'erreur dans la reconnaissance de ces séquences. Par ailleurs, le critère de forme détaillée de chaque anomalie permet des identifications plus fiables. La restitution de ces variations sur les profils magnétiques de fond ne dépend que du taux d'expansion et de l'altitude des levés magnétiques effectués. Ces profils magnétiques devraient donc permettre de dater les fonds océaniques avec une résolution jusqu'alors inégalée.

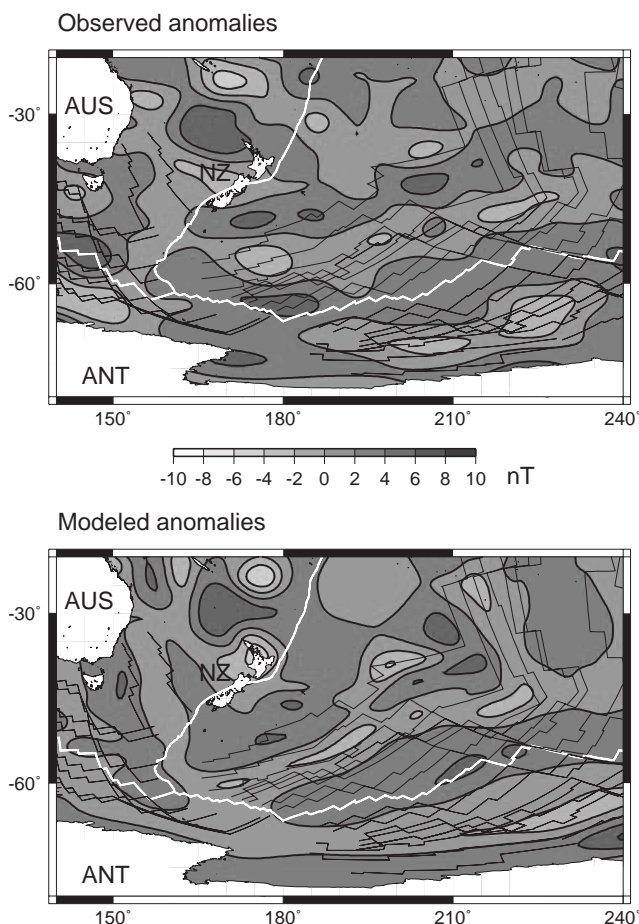


Fig. 13: (Haut) Anomalies magnétiques observées par le satellite Magsat à 400 km d'altitude dans le sud-ouest de l'océan Pacifique après réduction. (Bas) Anomalies modélisées à la même altitude. Les intensités d'aimantation sont contraintes par la carte des âges des fonds océaniques (Müller et al., 1997) et l'échelle des inversions géomagnétiques (Cande & Kent, 1995), les directions par les mouvements relatifs des plaques (Royer et al., 1992) et les pôles paléomagnétiques de l'Afrique (extraits des cartes globales de Dymont et Arkani-Hamed, 1998).

Le concept développé 40 ans auparavant par Vine et Matthews (1963) pour expliquer les anomalies magnétiques enregistrés à la surface des océans reste donc valide dans une gamme d'échelles bien plus vaste que celle initialement considérée par ces auteurs. Comme on l'a vu ci-dessus, les données magnétiques de fond, *deep tow* et submersible, permettent d'atteindre une résolution spatiale kilométrique, ou encore une résolution temporelle de l'ordre de 10 à 100 ka. Inversement, les anomalies liées à l'expansion des fonds océaniques apparaissent aussi sur les données magnétiques satellitaires, (LaBrecque & Raymond, 1985; Toft & Arkani-Hamed, 1992; Cohen et Achache, 1994; Fullerton et al., 1994; Dymont et Arkani-Hamed, 1998; Purucker & Dymont, 2000), à des longueurs d'onde variant de 200 à 2000 km, comme le montre l'exemple de l'océan Pacifique du sud-est représenté en Figure 13.

## Remerciements

Ce travail représente le résultat de nombreux projets menés au cours de huit années passées dans l'Unité de Recherche Associée puis l'Unité Mixte de Recherche "Domaines Océaniques" du CNRS et de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. Je remercie les équipes scientifiques des campagnes Tammar, Magofond 1, Magofond 2, Gimnaut et Famex ainsi que les équipages du N.O. Nadir, N.O. Marion Dufresne et N.O. L'Atalante qui ont permis d'acquérir une grande partie des données présentées ici. Ces travaux n'auraient pas été possible sans la collaboration établie depuis 1995 avec Kensaku Tamaki et son équipe de l'*Ocean Research Institute* de Tokyo, dont Chiori Tamura, Keizo Sayanagi, et Michiko Yamamoto. La collaboration fructueuse développée avec nos collègues G.C. Bhattacharya et A.K. Chaubey du National Institute of Oceanography indien sous l'égide du CEFIPRA a permis de présenter l'exemple des bassins d'Arabie et de Somalie oriental. Je tiens à saluer mes étudiants, Chie Honsho, Morgane Ravilly, Anna Fulop, Sébastien Gac, Vincent Drévilion, Mitsuko Kitazawa et Claire Bouligand, auxquels sont dus certains des résultats présentés ici. Un grand merci enfin à mes collègues Yves Gallet, Christophe Hémond, Pascal Gente, Philippe Patriat, Marcia Maia, Chantal Tisseau, Jean Goslin, Pascal Tarits, Jean-Yves Royer, François Michaud et Nobukazu Seama pour les discussions sur divers aspects présentés ici. Les gouvernements de l'Ile Maurice et du Mexique ont permis d'effectuer des travaux dans leurs zone économique exclusive durant les campagnes Magofond 2, Gimnaut, et Famex.

## Références

- Banerjee, S.K., The magnetic layer of the oceanic crust - How thick is it? *Tectonophysics*, 105, 15-27, 1984.
- Berggren, W.A., D.V. Kent, J.J. Flynn & J.A. Van Couvering, Cenozoic geochronology, *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1407-1418, 1985.
- Bhattacharya, G. C., A.K. Chaubey, G.P.S. Murty, K. Srinivas, K.V.L.N.S. Sarma, V., Subrahmanyam & K.S. Krishna, Evidence for seafloor spreading in the Laxmi Basin, northeastern Arabian Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, 211-220, 1994.
- Blakely, R.J., Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene, *J. Geophys. Res.*, 79, 2979-2985, 1974.
- Blakely, R.J., Potential Theory in gravity and magnetic applications, 441pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1995
- Blakely, R.J., & A. Cox, Evidence for short geomagnetic polarity intervals in the Early Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 77, 7065-7072, 1972.
- Bowers, N.E., S.C. Cande, J.S. Gee, J.A. Hildebrand & R.L. Parker, Fluctuations of the paleomagnetic field during chron C5 as recorded in near-bottom marine magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 106, 26 379-26 396, 2001.
- Cannat, M., Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, 98, 4163-4172, 1993.
- Cannat, M., C. Mevel, M. Maia, C. Deplus, C. Durand, P. Gente, P. Agrinier, A. Belarouchi, G. Dubuisson, E. Humler & J. Reynolds, Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°-24°N), *Geology*, 23, 49-52, 1995.



- Cande, S.C., J.L. LaBrecque, R.L. Larson, W.C. III Pitman, X. Golovchenko and W.F. Haxby, Magnetic lineations of the World's ocean basins (carte), American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 1989.
- Cande, S.C. & D.V. Kent, A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, *97*, 13,917-13,951, 1992a.
- Cande S.C. & D.V. Kent, Ultrahigh resolution marine magnetic anomaly profiles: a record of continuous paleointensity variations, *J. Geophys. Res.*, *97*, 15,075-15,083, 1992b.
- Cande, S.C., & D.V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, *100*, 6093-6095, 1995.
- Cande, S.C. & J.L. LaBrecque, Behavior of the earth's paleomagnetic field from small scale marine magnetic anomalies, *Nature*, *247*, 26-28, 1974.
- Carlut, J. & V. Courtillot, How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 million years ? *Geophys. J. Int.*, *134*, 527-544, 1998
- Carlut, J. & D.V. Kent, Paleointensity record in zero-age submarine basalt glass: Testing a new dating technique for recent MORBS., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 389-401, 2000.
- Carlut, J. & D.V. Kent, Grain-size dependent paleointensity results from very recent MORBs, *J. Geophys. Res.*, *107*, 10.1029/2001JB000439, 2002.
- Channell, J., E. Erba, M. Nakanishi & K. Tamaki, Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation, W. Berggren, D. Kent, M. Aubry J. Hardenbol (eds.), *SEPM Spec. Publ.* *54*, 51-64, 1995.
- Chaubey, A. K., G.C. Bhattacharya, G.P.S. Murty, K. Srinivas, T. Ramprasad & D. Gopala Rao, Early Tertiary seafloor spreading magnetic anomalies and paleo-propagators in the northern Arabian Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *154*, 41-52, 1998.
- Chaubey, A.K, J. Dymont, G.C. Bhattacharya, J.Y. Royer, K. Srinivas & V. Yatheesh, Paleogene magnetic isochrons and paleo-propagators in the Arabian and Eastern Somali basins, Northwest Indian Ocean. Special Publication of the Geological Society of London "The geologic and climatic evolution of the Arabian Sea region", *195*, 2002.
- Chauvin, A., M. Ravilly, H. Horen, J. Dymont & C. Hémond, Paleointensity results obtained on Brunhes age oceanic basalts and volcanic glasses from the central Indian ridge (résumé), Joint EGS – EUG – AGU Meeting, Nice, 7-11 avril 2003.
- Cochran, J.R., Somali Basin, Chain Ridge, and the origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low, *J. Geophys. Res.*, *93*, 11,985-12,008, 1988.
- Cohen, Y. & J. Achache, Contribution of induced and remanent magnetization to long-wavelength oceanic magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, *99*, 2943-2954, 1994
- Deschamps, A. & S. Lallemand, The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones, *J. Geophys. Res.*, *107*, 10.1029/2001JB001706, 2002.
- Drévilion, V., Structure d'une transition de polarité magnétique: apport des données magnétiques de fond et de surface, conséquences sur les processus de l'accrétion, Mémoire de DEA de Géosciences Marines, Université de Bretagne Occidentale, 46pp., 2001.
- Dunlop, D.J. & M. Prévot, Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *69*, 763-802, 1982.
- Dyment, J., Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'océan Indien: apport des anomalies magnétiques. Thèse de Doctorat de Géophysique Interne, Ecole et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, 1991.
- Dyment, J., Evolution of the Carlsberg Ridge between 60 and 45 Ma: ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-Reunion hotspot. *J. Geophys. Res.*, *103*, 24067-24084, 1998.
- Dyment, J. & J. Arkani-Hamed, Spreading rate dependent magnetization of the oceanic lithosphere inferred from the anomalous skewness of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, *121*, 789-804, 1995.
- Dyment, J. & J. Arkani-Hamed, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the World's oceans. *J. Geophys. Res.*, *103*, 15423-15441, 1998.
- Dyment, J. & A. Fulop, Variations of magnetic anomaly shape and amplitude with spreading rate, implications for the magnetic structure and properties of the oceanic lithosphere (résumé), *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, Fall meeting, 1997
- Dyment, J., S.C. Cande & J. Arkani-Hamed, Skewness of marine magnetic anomalies created between 85 and 40 Ma in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *99*, 24,121-24,134, 1994.
- Dyment, J., J. Arkani-Hamed & A. Ghods, A., Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centers: insights from the shape of the anomalies, *Geophys. J. Int.*, *129*, 691-701, 1997.
- Dyment, J., Y. Gallet & the Magofond 2 Scientific Party, The Magofond 2 cruise: a surface and deep tow survey on the past and present Central Indian Ridge. *InterRidge News*, *8(1)*, 25-31, 1999.
- Dyment J., C. Hémond & the Gimnaut Scientific Party, Deep-sea exploration of the Central Indian Ridge at 19°S, *InterRidge News*, *9(2)*, 29-32, 2000.
- Dyment, J., F. Michaud, J.-Y. Royer, J. Bourgois, B. Sichler, W. Bandy, C. Mortera, M. Sosson, B. Pontoise & T. Calmus, Contrasted fossil spreading centers off Baja California (résumé), Joint EGS – EUG – AGU Meeting, Nice, 7-11 avril 2003.
- Fullerton, L.G., H.V. Frey, J.H. Roark & H.H. Thomas, Contribution of Cretaceous Quiet Zone Natural Remanent Magnetization to Magsat anomalies in the Southwest Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *99*, 11923-11936, 1994.
- Fulop, A., Amplitude des anomalies océaniques, Mémoire de Maîtrise de Sciences de la Terre, Université de Bretagne Occidentale, 26pp., 1996.
- Gee, J., D.A. Schneider & D.V. Kent, Marine magnetic anomalies as recorders of geomagnetic intensity variations, *Earth Planet. Sci. Lett.* *144*, 327-335, 1996.
- Gee J. & D.V. Kent, Magnetization of axial lavas from the southern East Pacific Rise (14°-23°S): geochemical controls on magnetic properties, *J. Geophys. Res.*, *102*, 24873-24886, 1997.
- Gee, J., S.C. Cande, J. Hildebrand, K. Donnelly & R. Parker, Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor magnetic anomalies, *Nature*, *408*, 827-832, 2000.
- Gee, J. & S.C. Cande, A surface-towed vector magnetometer, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 10.1029/2002GL015245, 2002
- Gente, P., R.A. Pockalny, C. Durand, C. Deplus, M. Maia, G. Ceuleneer, C. Mével, M. Cannat & C. Laverne, Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years, *Earth and Planetary Sciences Letters*, *129*, 55-71, 1995.
- Gente, P., G. Ceuleneer, O. Dauteuil, J. Dymont, C. Honsho, C. Laverne, C. Le Turdu, N. Mitchell, M. Ravilly & R. Thibaud, On- and off-axis submersible investigations on an highly magmatic segment of the Mid-Atlantic Ridge (21°40'N): the TAMMAR cruise, *InterRidge News*, *5*, 27-31, 1996.
- Grommé, C.S., E.A. Mankinen, M. Marshall & R.S. Coe, Geomagnetic paleointensities by the Thelliers' method from

- submarine pillow basalts: Effects of submarine weathering, *J. Geophys. Res.*, *84*, 3 553-3 575, 1979.
- Guyodo, Y. & Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr, *Nature*, *399*, 249-252.
- Harrison, C.G.A., Marine magnetic anomalies - The origin of the stripes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *15*, 505-543, 1987.
- Hilde, T.C.W. & C.S. Lee, Origin and evolution of the West Philippines Basin: a new interpretation, *Tectonophysics*, *102*, 85-104, 1984.
- Hirschberger F., J. Malod, J.P. Rehault, J. Dyment, C. Honthaas, M. Villeneuve & S. Burhanuddin, Origine et évolution du bassin Nord-Banda (Indonésie) : apport des données magnétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.* *331*, 507-514, 2000.
- Hirschberger F., J. Malod, J. Dyment, C. Honthaas, J.P. Rehault & S. Burhanuddin, Magnetic lineations constraints for the back-arc opening of the Late Neogene South Banda Basin (eastern Indonesia), *Tectonophysics* *333*, 47-59, 2001.
- Honsho, C., Magnetic structure of the Mid-Atlantic Ridge 21°40'N segment: an approach from near-bottom magnetic measurements onboard a submersible, Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo, 1999.
- Hooft, E.E.E., H. Schouten, and R.S. Detrick, Constraining Crustal Emplacement Processes from the Variation of Seismic Layer 2A Thickness at the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *142*, 289-309, 1996.
- Isezaki, N., A new shipboard three-component magnetometer, *Geophysics*, *51*, 1992-1998, 1986a.
- Isezaki, N., A magnetic anomaly map of the Japan Sea, *J. Geomag. Geoelectr.* *38*, 403-410, 1986b.
- Isezaki, N. & Y.V. Shevaldin, Geomagnetic anomalies of the Japan Sea, In *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series, Vol. 1)*, N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki, B. Ya. Karp & E.P. Lelikov Eds, pp. 41-47, 1996.
- Isezaki, N. & S. Uyeda, Geomagnetic anomaly patterns of the Japan Sea, *Mar. Geophys. Res.*, *2*, 51-59, 1973
- Juteau, T., M. Cannat & Y. Lagabrielle, Serpentinized peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones: a comparison of the results of previous DSDP and ODP legs, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, *106/109*, 303-308, 1990.
- Kent D.V. & J. Gee, Magnetic alteration of zero-age oceanic basalts, *Geology*, *24*, 703-706, 1996.
- Kent, D.V. & F.M. Gradstein, A Cretaceous and Jurassic geochronology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *96*, 1419-1427, 1985
- Kent, D.V., B.M. Honnorez, N.D. Opdyke & P.J. Fox, Marine properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *55*, 513-537, 1978.
- Kidd, R., The nature and shape of the source of marine magnetic anomalies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *33*, 310-320, 1977.
- Korenaga, J., Comprehensive analysis of marine magnetic vector anomalies, *J. Geophys. Res.* *100*, 365-378, 1995.
- LaBrecque, J.L. & C.A. Raymond, Seafloor spreading anomalies in the Magsat field, *J. Geophys. Res.*, *90*, 2565-2575, 1985.
- LaBrecque, J.L., D.V. Kent & S.C. Cande, Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time, *Geology*, *5*, 330-335, 1977.
- Langereis, C.G., M.J. Dekkers, G.J. de Lange, M. Paterne, & P.J.M. van Santvoort, Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes, *Geophys. J. Int.*, *129*, 75-94, 1997.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, *Am. Assoc. Petr. Geol.*, Memoir 47: 87- 125.
- Lowrie, W. & W. Alvarez, One hundred million years of geomagnetic polarity history, *Geology*, *9*, 392-397, 1981
- Macdonald, K.C., B. Luyendyk, T. Atwater & L. Shure, Investigation of a Vine-Matthews magnetic lineation from a submersible: the source and character of marine magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3403-3418, 1983.
- Mahoney, J.J., J.H. Natland, W.M. White, R. Poreda, S.H. Bloomer, R.L. Fisher & A.N. Baxter, Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers, *J. Geophys. Res.*, *94*, 4033-4052, 1989.
- Mandea, M., S. Macmillan, T. Bondar, V. Golovkov, B. Langlais, F. Lowes, N. Olsen, J. Quinn, and T. Sabaka, International Geomagnetic reference Field – 2000, *EoS*, *82*, 347, 2001.
- Mercuriev, S., P. Patriat & N. Sotchevanova, Evolution de la dorsale de Carlsberg: évidence pour une phase d'expansion très lente entre 40 et 25 Ma (A18 à A7), *Oceanologica Acta*, *19*, 1-13, 1995.
- Michaud, F., J. Bourgois, J.Y. Royer, J. Dyment, B. Sichter, W. Bandy, C. Mortera, T. Calmus, M. Vieyra, M. Sosson, B. Pontoise, F. Bigot-Cormier, O. Diaz, A. Hurtado, G. Pardo & C. Trouillard-Perrot, The FAMEX cruise off Baja California (March/April 2002) : Preliminary results (résumé), *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, Fall meeting, 2002.
- Müller, R., W. Roest, J.-Y. Royer, L. Gahagan, and J. Sclater, Digital isochrons of the world's ocean floor, *J. Geophys. Res.*, *102*, 3211-3214, 1997.
- Nazarova, K.A., Some peculiarities of the magnetic layer structure for the slowly spreading Mid-Atlantic Ridge, *Mar. Geophys. Res.*, *16*, 455-462, 1994.
- Oufi, O., M. Cannat & H. Horen, Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, *107*, 10.1029/2001JB000549, 2002.
- Parker, R.L. & S.P. Huestis, The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography, *J. Geophys. Res.*, *79*, 1587-1593, 1974.
- Pariso, J.E. & H.P. Johnson, Do lower crustal rocks record reversals of the Earth magnetic field? Magnetic petrology of oceanic gabbros from ODP Hole 735B, *J. Geophys. Res.*, *98*, 16013-16032, 1993a.
- Pariso, J.E. & H.P. Johnson, Do layer 3 rocks make a significant contribution to marine magnetic anomalies? In situ magnetization of gabbros at Ocean Drilling Program Hole 735B, *J. Geophys. Res.*, *98*, 16033-16052, 1993b.
- Patriat, P., Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques, 308 pp., Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, Paris, 1987.
- Pick T. & L. Tauxe, Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basalts, *Nature*, *366*, 238-242, 1993a.
- Pick T. & L. Tauxe, Holocene paleointensities: Thellier experiments on submarine basaltic glass from the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, *98*, 17949-17964, 1993b.
- Pockalny, R.A., A. Smith & P. Gente, Spatial and temporal variability of crustal magnetization of a slowly spreading ridge: Mid-Atlantic Ridge (20° -24° N), *Mar. Geophys. Res.*, *17*, 301-320, 1995.
- Pouliquen G., Y. Gallet, J. Dyment, P. Patriat & C. Tamura, A geomagnetic record over the last 3.5 million years from deep-tow magnetic anomaly profiles across the Central Indian Ridge. *J. Geophys. Res.*, *106*, 10 941-10 960, 2001a.

- Pouliquen, G., Y. Gallet, J. Dyment, P. Patriat, C. Tamura, Correction to "A geomagnetic record over the last 3.5 million years from deep-tow magnetic anomaly profiles across the Central Indian Ridge", *J. Geophys. Res.*, 106, 30 549, 2001b.
- Prévoit, M., A. Lecaille & E.A. Mankinen, Magnetic effects of maghemitization of oceanic crust, *J. Geophys. Res.*, 86, 4009–4020, 1981.
- Prévoit, M., E.A. Mankinen, C.S. Grommé, & A. Lecaille, High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the mid-Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.*, 88, 2316–2326, 1983.
- Purucker, M.E. & J. Dyment, Satellite magnetic anomalies related to seafloor spreading in the South Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2765-2768, 2000
- Rabinowicz, D.P., M.F. Coffin & D. Falvey, The Madagascar-Africa separation, *Science*, 220, 67-69, 1983
- Ravilly, M., Etude de l'anomalie magnétique axiale le long de la ride médio-Atlantique: implications sur les processus de l'accrétion et les variations temporelles du champ géomagnétique, Thèse Doct. Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 1999.
- Ravilly, M., J. Dyment, P. Gente & R. Thibaud, Axial magnetic anomaly amplitude along the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 40°N. *J. Geophys. Res.*, 103, 24201-24222, 1998.
- Ravilly M., Horen H., Perrin M., Dyment J., Gente P. & Guillou H., 2000. NRM intensity of altered oceanic basalts: a record of geomagnetic paleointensity variations? *Geophys. J. Int.*, 145, 401-422, 2001.
- Roberts, A.P., B. Lehman, R.J. Weeks, K.L. Verosub & C. Laj, Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 200 000 years from ODP Sites 883 and 884, North Pacific Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 11-23, 1997.
- Roest, W.R., J. Arkani-Hamed, and J. Verhoef, The seafloor spreading rate dependence of the anomalous skewness of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, 109, 653-669, 1992.
- Royer, J.Y., R. Müller, L. Lawver, C. Mayes, D. Nürnberg, and J. Sclater, A global isochron chart of the ocean floor, University of Texas for Geophysics, *UTIG Technical Reports*, 117, 1992.
- Royer, J.Y., A.K. Chaubey, J. Dyment, G.C. Bhattacharya, K. Srinivas, V. Yatheesh & T. Ramprasad, Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and Eastern Somali basins. Special Publication of the Geological Society of London "The geologic and climatic evolution of the Arabian Sea region", 195, 2002.
- Sander, E.L., & C.P. Mrazek, Regression technique to remove temporal variation from geomagnetic survey data, *Geophysics*, 47, 1437-1443, 1982.
- Schouten, H. & K. McCamy, Filtering marine magnetic anomalies *J. Geophys. Res.*, 77, 7089-7099, 1972.
- Schouten, H. and C. Denham, Modelling the oceanic magnetic source layer, in Deep drilling results in the Atlantic Ocean: ocean crust, Ed. M Talwani, C.G.A. Harrison, et D.E. Hayes, Am. Geophys. Union, Washington, 1982.
- Seama, N., Y. Nogi & N. Isezaki, A new method for precise determination of the position and strike of magnetic boundaries using vector data of the geomagnetic anomaly field, *Geophys. J. Int.*, 113, 155-164, 1993.
- Ségoufin, J. & P. Patriat, Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291, Ser. B, 85-88, 1980.
- Séguret, S. & P. Huchon, Trigonometric kriging: a new method for removing the diurnal variation from geomagnetic data, *J. Geophys. Res.*, 95, 21 383-21 397, 1990.
- Sichler, B. & R. Hékinian, Three-dimensional inversion of marine magnetic anomalies on the equatorial Atlantic Ridge (St. Paul Fracture Zone): Delayed magnetization in a magmatically starved spreading center? *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB000401, 2002.
- Tarduno, J., Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchron, *Geology* 18, 683-686, 1990.
- Thellier, E. & O. Thellier, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, 15, 285-378, 1959.
- 
- Tivey, M.A., Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 20275-20296, 1996.
- Tivey, M.A., H.P. Johnson, C. Fleutelot, S. Hussenoeder, R. Lawrence, C. Waters, 5 and B. Wooding, Direct measurement of magnetic reversal polarity boundaries in a cross-section of oceanic crust, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3631-3634, 1998
- Toft, P.B. & J. Arkani-Hamed, Magnetization of the Pacific ocean lithosphere deduced from Magsat data, *J. Geophys. Res.*, 97, 4387-4406, 1992.
- Valet, J.P. & L. Meynadier, Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years, *Nature*, 366, 234-238, 1993.
- Vine, F.J. & D.H. Matthews, Magnetic anomalies over ocean ridges, *Nature*, 199, 947-949, 1963.
- Yamamoto, M., Magnetic structure of EPR (18°S) using a three-components deep tow magnetometer (en Japonais), Ph.D. Thesis, Univ. Chiba, 64 pp., 2000
- Yamamoto, M. & N. Seama, Genetic algorithm inversion of geomagnetic vector data using a 2.5 dimensional magnetic structure model, *Geophys. J. Int.*, sous presse, 2003.

□